



HAL
open science

Hydrologie et aménagement : aménagement trans-bassin en Iran ; optimisation de la gestion des ressources en eau

Sadegh Shajari

► To cite this version:

Sadegh Shajari. Hydrologie et aménagement : aménagement trans-bassin en Iran ; optimisation de la gestion des ressources en eau. Hydrologie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1988. Français. NNT: . tel-00743948

HAL Id: tel-00743948

<https://theses.hal.science/tel-00743948>

Submitted on 22 Oct 2012

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

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

THESE

Présentée par

Sadegh SHAJARI

pour obtenir le grade de DOCTEUR-ES-SCIENCES de

**L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE TECHNOLOGIQUE
ET MEDICALE DE GRENOBLE**

**HYDROLOGIE ET AMENAGEMENT
AMENAGEMENT TRANS-BASSIN EN IRAN
OPTIMISATION DE LA GESTION
DES RESSOURCES EN EAU**

Soutenue le février 1988 devant la commission d'examen

R. BARBIER
J. SARROT-REYNAULD
H. VIVIAN
R. MICHEL
P. JARDIN

Professeur Emérite à l'U.S.T.M.G.
Professeur à l'U.ST.M.G.
Directeur de recherche au C.N.R.S.
Professeur Emérite à l'U.S.T.M.G.
Ingénieur en chef S.O.G.R.E.A.H.

Président
Examineurs



THESE

Présentée par

Sadegh SHAJARI

pour obtenir le grade de DOCTEUR-ES-SCIENCES de

**L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE TECHNOLOGIQUE
ET MEDICALE DE GRENOBLE**

**HYDROLOGIE ET AMENAGEMENT
AMENAGEMENT TRANS-BASSIN EN IRAN
OPTIMISATION DE LA GESTION
DES RESSOURCES EN EAU**



0520229005

Soutenue le février 1988 devant la commission d'examen

R. BARBIER
J. SARROT-REYNAULD
H. VIVIAN
R. MICHEL
P. JARDIN

Professeur Emérite à l'U.S.T.M.G.
Professeur à l'U.ST.M.G.
Directeur de recherche au C.N.R.S.
Professeur Emérite à l'U.S.T.M.G.
Ingénieur en chef S.O.G.R.E.A.H.

Président
Examineurs

x 88/137
GRENOBLE



AVANT-PROPOS

Au moment de conclure ce travail, j'exprime ma plus sincère reconnaissance à Monsieur le Professeur Jean SARROT-REYNAULD, qui a bien voulu accepter de diriger cette étude en 1985, malgré ses énormes activités scientifiques parmi lesquelles la direction de l'Institut Dolomieu. Sans son aide, cette thèse n'aurait pas pu se réaliser.

Je tiens à exprimer toute ma reconnaissance à Madame Hugette VIVIAN, Directeur de Recherche au Centre National de la Recherche Scientifique, qui m'a fait intégrer dans son laboratoire en 1979.

Je remercie Monsieur le Professeur Reynold BARBIER, qui, encore une fois, me fait l'honneur de présider le Jury.

Je remercie Monsieur le Professeur Robert MICHEL, qui me fait le grand plaisir de participer au Jury.

J'exprime toute ma reconnaissance à Monsieur Pierre JARDIN, Ingénieur en Chef à la S.O.G.R.E.A.H. qui me fait le grand plaisir de participer au Jury.

Comment pourrai-je remercier les membres de ma famille qui m'ont permis d'effectuer ce travail devant les difficultés qui en résultaient vues les conditions imposées et l'absence de soutien financier des organismes concernés à cet égard ?

Néanmoins, je remercie Monsieur Reza AMROLLAHJ, le Vice Premier Ministre Iranien et le Président de l'Organisation Energie Atomique de l'Iran (A.E.O.I.) et Monsieur Mansoor HAJI AZIM, le Vice-Président de l'A.E.O.I. qui avec leur compréhension m'ont donné la possibilité de poursuivre cette étude dans le cadre de mon travail.



ABSTRACT

Iran is classified as a semi-arid country where, an appropriate water resources management has a major share in assuring the future welfare of the Iranian people.

The primary purpose of this study is to define the unbalanced natural water resources distribution, to determine the quantity of water surplus (in North Alborz) and to calculate the magnitude of flooding runoff in deficient areas (south Alborz).

The study was fulfilled by geological field works, groundwater investigation, pumping test analysis in order to calculate the hydrodynamic characteristics of the aquifers, rainfall intensity analysis including "depth-area-duration" studies, and surface water evaluation using extreme flow rates to define river droughts and floods. The obtained results are used to establish water balance for North Alborz by forecasting future water needs, adequate to meet the requirements of urban and rural centres for agricultural, domestic, commercial and industrial uses.

Next step was to combine the findings and propose a regional development schema plan for irrigation, drinking water sanitary and hydro-electric purposes, within reasonable limits of costs and economic feasibility;

In second part, particular attention is directed to show the hydrological impacts of existing facilities for water transfer project from Karoun basin to Zayandeh roud river; The study contains statistical analysis of the hydrological data, estimation of probable maximum precipitation applying dynamic meteorology methods and development of flood estimates due to the storm rainfalls or a potential dam failure. The lack of hydrological records is improved by the means of: "rainfall-flow transfer", "unit hydrograph", "flood routing" and hydraulics methods.

Beyond the technical results achieved during the present study its general view is as follows:

The whole water resources of the country is sufficient to meet urban and rural consumption needs of its actual population.

Nowadays there is a huge deficit between water supply and demand which affects the whole social and economic system of the country.

An urgent schedule for water resources development program is emphasized. It will require a 30 year period to overcome the problem of water shortages. The provision and manufacture of equipment and facilities for production, conveyance and distribution of water will involve very large investments.

Planing for long term use of this essential but finite resource to the benefit of the nation requires the budget as the principal tool, human resources and specialized skills and above all a conscious leadership element of management.

SOMMAIRE

ABSTRACT	1
TABLES DES MATIERES	3
INTRODUCTION	7
PREMIERE PARTIE REPARTITION INEGALE DE LA DISTRIBUTION SPATIO-TEMPORELLE DES RESSOURCES EN EAU SUR LES DEUX VERSANTS SUD ET NORD DE L'ALBORZ	
CHAPITRE I GENERALITES	11
CHAPITRE II BASSINS VERSANTS DU SUD DE LA CASPIENNE DONNES CLIMATIQUES	37
CHAPITRE III ECOULEMENT DE SURFACE -RESERVES SOUTERRAINNES ..	60
CHAPITRE IV SURPLUS EN EAU DANS LE LIT TORAL SUD DE LA CASPIENNE (VERSANT NORD)	125
CHAPITRE V REPARTITION TEMPORELLE IRREGULIERE DES RESSOURCES EN EAU (VERSANT SUD)	155
CHAPITRE VI AMENAGEMENT HYDRAULIQUE DANS L'ALBORZ CENTRAL	177
DEUXIEME PARTIE L'IMPACT DE L'AMENAGEMENT DU SYSTEME DE RIVIERES KAROON - ZAYANDEH ROUD SUR L'HYDROLOGIE DE LA REGION	
CHAPITRE VII L'HYDROLOGIE ET L'AMENAGEMENT DE LA RIVIERE ZAYANDEH ROUD	237
CHAPITRE VIII LA RUPTURE POTENTILLE DES BARRAGES ET LES CRUES DU FLEUVE KAROON	270
SYNTHESE , CONFRONTATION DES DONNES ET CONCLUSION	304
ANNEXES	311
BIBLIOGRAPHIE	336

TABLE DES MATIERES

ABSTRACT	1
SOMMAIRE	2
INTRODUCTION	7
1. PRELIMINAIRE	7
2. CADRE, OBJECTIFS, METHODOLOGIE	7
PREMIERE PARTIE - REPARTITION INEGALE DE LA DISTRIBUTION SPATIO - TEMPORELLE DES RESSOURCES EN EAU SUR LES DEUX VERSANTS SUD ET NORD DE L'ALBORZ	
CHAPITRE I. - GENERALITES	11
I.1. PARAMETRES PHYSIQUES ESSENTIELLES DES ECOULEMENTS	11
I.1.1. Les contrastes du relief	11
I.1.2. La couverture végétale	11
I.1.4. Les grands paramètres climatiques	12
I.1.4.1. La température	12
I.1.4.2. L'humidité relative	12
I.1.4.3. Les précipitations	12
I.1.4.4. Les vents	13
I.1.4.5. L'évaporation	18
I.1.4.6. Les grandes régions climatiques	18
I.1.5. Les ressources en eau limitées	20
I.1.6. Aperçu général de la Géologie iranienne	22
I.2. PARAMETRES HUMAINS	28
I.2.1. Population	28
I.2.2. Situation économique	29
I.2.3. Les possibilités et les nécessités du développement des ressources en eau	30
I.2.4. Objectifs et politique de la section "Eau"	35
I.2.4.1. Les objectifs poursuivis	35
I.2.4.2. Organisation de l'industrie de l'eau	35
I.2.4.3. Organismes créés pour la connaissance et l'ex- ploitation des ressources en eau	36
CHAPITRE II. - BASSIN EXPERIMENTAL AU SUD DE LA CASPIENNE	37

DONNEES CLIMATIQUES

II.1. PRESENTATION DES BASSINS VERSANTS DE TADJAN - NEKA	37
II.2. LES PRECIPITATIONS	38
II.2.1. Précipitations annuelles	42
II.2.1.1. Méthodologie de calcul des valeurs de fréquence régionale	45
II.2.2. Répartition pluviométrique mensuelle	50
II.3. LA TEMPERATURE	52
II.4. HUMIDITE RELATIVE	52
II.5. LES VENTS	53
II.6. EVAPOTRANSPIRATION - DEFICIT D'ECOULEMENT	53

II.6.1. Evaporation réelle et bilan hydrologique	54
II.6.2. Déficit d'écoulement	57
II.6.3. Comparaison des résultats - conclusion	58
CHAPITRE III. ECOULEMENT DE SURFACE - RESERVES SOUTERRAINS	60
III.1. BASSINS HYDROLOGIQUES DU TADJAN ET DU NEKA	60
III.1.1. Description du réseau hydrographique	60
III.1.2. Corrélation pluie - débit	61
III.1.3. Répartition des débits dans le temps	62
III.1.3.1. Etude à l'échelle annuelle et mensuelle	62
III.1.3.2. Etude des débits à l'échelle journalière	64
III.1.4. Répartition des débits dans l'espace	67
III.1.4.1. Recherche d'une formule de corrélation de l'eau écoulée à deux stations	67
III.1.4.2. Modules, indices et coefficients de l'écoulement ..	68
III.1.5. Conclusion	71
III.2. HYDROGEOLOGIE DE LA REGION DE TADJAN-NEKA	71
III.2.1. Morphologie - Géologie	71
III.2.2. Hydrogéologie de la plaine de Sari	85
III.2.3. Piézométrie	87
III.2.4. Transmissivité et coefficient d'emmagasinement	90
III.2.5. Bilan hydrogéologique	113
III.2.5.1. Equation du bilan	113
III.2.5.2. Confrontation des données du bilan	121
III.2.5.3. Conclusion	123
CHAPITRE IV. SURPLUS EN EAU DANS LE LITTORAL SUD DE LA CASPIENNE	125
IV.1. GENERALITES	125
IV.2. LES PRECIPITATIONS	125
IV.3. RESSOURCES EN EAUX	137
IV.3.1. Les eaux de surface	137
IV.3.1.1. Les crues	138
IV.3.2. Les ressources souterraines	145
IV.4. LES BESOINS EN EAU	146
IV.5. CONFRONTATION DES RESSOURCES ET DES BESOINS	151
CONCLUSION	153
CHAPITRE V. REPARTITION TEMPORELLE IRRÉGULIERE DES RESSOURCES EN EAU (VERSANT SUD)	155
V.1. GENERALITES	155
V.2. CLIMAT DE LA REGION	157
V.3. ETUDE DES CRUES DE LA KAN PAR LA METHODE DE L'HYDROGRAMME UNITAIRE	159
V.3.1. Facteurs physiographiques de l'écoulement	159
V.3.2. Les temps de concentration des sous-bassins	160
V.3.3. Hydrogramme unitaire triangulaire	161
V.3.4. Analyse des averses	162
V.3.5. Détermination de la pluie nette	166
V.3.6. Hydrogrammes résultants	172
V.3.7. Résultats	173
CHAPITRES VI. AMENAGEMENT HYDRAULIQUE DANS L'ALBORZ CENTRAL	177
VI.1. GENERALITES	177
VI.2. GEOLOGIE DE LA REGION	180
VI.2.1. Introduction	180
VI.2.2. Versant nord	180
VI.2.2.1. Stratigraphie	180
VI.2.2.2. Histoire orogénique	198

VI.2.2.3. Tectonique	200
VI.2.3. Versant sud	206
VI.2.3.1. Stratigraphie	206
VI.2.3.2. Conclusion	211
VI.2.4. Matériaux de construction	211
VI.3. AMENAGEMENT DU LAR (PROBLEME DES FUITES DU BARRAGE)	213
VI.4. POSSIBILITES D'AMENAGEMENT HYDRAULIQUE DANS L'ALBORZ CENTRAL	219
VI.4.1. Exemple d'un aménagement schématique	224
VI.4.1.1. L'exemple de la description des possibilités de retenue	225
VI.4.1.2. Calcul de la conduite de refoulement	227
VI.4.1.3. Calcul de diamètre économique de la cana- lisation de refoulement	228
VI.4.1.4. Coût de l'investissement	231
VI.4.1.5. Résultats	234
DEUXIEME PARTIE -L'IMPACT DE L'AMENAGEMENT DU SYSTEME DE RIVIERES KAROUN- ZAYANDEH ROUD SUR L'HYDROLOGIE DE LA REGION	236
CHAPITRE VII. L'HYDROLOGIE ET L'AMENAGEMENT DE LA RIVIERE ZAYANDEH ROUD	237
VII.1. LE BASSIN VERSANT DU ZAYANDEH ROUD	237
VII.2. GEOLOGIE	237
VII.2.1. Stratigraphie	238
VII.2.2. Structure géologique	242
VII.2.3. Importance hydrogéologique des formations	242
VII.3. LES AQUIFERES	243
VII.3.1. Propriétés hydrodynamiques du milieu	243
VII.3.2. La piézométrie	244
VII.4. L'AMENAGEMENT DE LA RIVIERE ZAYANDEH ROUD	244
VII.4.1. Influence de la retenue du barrage sur le régime du Zayandeh Roud	247
VII.4.1.1. Relations Etiage-Frequence-durée	250
VII.5. PRECIPITATIONS	252
VII.5.1. Précipitation maximale probable (PMP)	253
VII.5.1.1. Descriptons	254
VII.5.1.2. Hauteur d'eau condensable	255
VII.5.1.3. Effet orographique sur les précipitations de convergence	260
VII.5.1.4. Relations "hauteur-durée" des précipitations Relations "hauteur-superficie" des préci- pitations	260
VII.5.1.5. Modèle statistique pour l'estimation de la "PMP"	263
VII.6. CRUE MAXIMALE PROBABLE DEFINITION	264
VII.6.1. Le modèle d'écoulement	264
VII.6.1.1. Méthode du "U.S. Soil Conservation Service"	265
VII.6.1.2. Méthode de Snyder	266
VII.6.2. Construction de l'hydrogramme de la crue maximale probable	267
VII.7. CONCLUSION	269
CHAPITRE VIII. LA RUPTURE POTENTIELLE DES BARRAGES ET LES CRUES DU FLEUVE KAROUN	270
VIII.1. BARRAGES ET RESERVOIRS	274
VIII.2. CALCUL DU NIVEAU DE LA SURFACE D'EAU DUE A DES CRUES DE LA RIVIERE OU A DES RUPTURES DES BARRAGES	277
VIII.2.1. Estuaire et embouchure du Karoun Les houles	277

VIII.2.2. Niveau maximal des marées dans le golfe Persique	281
VIII.2.3. Rupture potentielle des barrages Karoun et Dez	
Généralités	283
VIII.2.2.1. Les équations d'écoulement.....	286
a- Equation de continuité	286
b- Equation de mouvement	287
c- Modèle mathématique du régime transitoire	287
1- Méthodes des différences finies	288
2- Méthode implicite	289
VIII.2.4. Propagation des crues	293
VIII.3. CONCLUSION	296
SYNTHESE, CONFRONTATION DES DONNEES ET CONCLUSION	304

ANNEXES

1 Crues du fleuve Karoun. Calcul des profils de surface d'eau	312
2 Carte climatologique	315
3 Comparaison de l'investissement de la Compagnie Nationale du Rhône et celui de l'industrie de l'eau iranienne	316
4 Fréquence des crues des rivières de l'Alborz central	317
5 Fréquence des étiages des rivières de l'Alborz Central	319
6 Impact de l'aménagement du Zayandeh Roud sur les nappes phréatiques	321
7 Zayandeh Roud - Débits d'étiage	323
8 Averse du 11 à 13 décembre 1964	324
9 Projet des barrages du Karoun	325
10 Site des centrales nucléaires du Karoun Digue de protection contre l'inondation	326
11 Schema morphologique du massif du Zardeh Kouh	327
12 Hydrogéologie de la vallée de Kouhrang	328
13 Tunnel de Lar-Latyan	329
14 Tunnel trans-bassin Lar Latyan (coupe géologique)	330
15 Aménagement de Lar. Profil suivant l'axe du barrage	334
16 Carte géologique de la vallée de Lar	335
BIBLIOGRAPHIE	336

INTRODUCTION1. PRELIMINAIRE

L'Iran constitue la partie ouest du plateau iranien se trouvant au sud-ouest de l'Asie; ses frontières politiques actuelles se limitent entre l'U.R.S.S. et la mer Caspienne au nord, le Golfe Persique et la mer d'Oman au sud, l'Afganistan et le Pakistan à l'est, la Turquie et l'Irak à l'ouest (pl. 1).

L'immensité est une caractéristique frappante de ce pays, étendu entre le 25^e et le 40^e parallèle de latitude nord et le 44^e et le 36^e méridien de longitude est; l'Iran couvre une superficie de 1,648,000 km² soit à peu près celle de la Grande Bretagne, de la France, de la Suisse, de l'Espagne et de l'Italie réunies. De là résulte une multiplicité de nuances dans les paramètres physiques et humains de la géographie.

En fait nous n'avons pas la prétention de présenter un travail "exhaustif". Celui-ci correspond à un problème bien défini: dans une zone climatique à tendance aride et où les besoins en eau se font sentir pays 47 millions d'habitants, notre objectif est de cerner et résoudre certains problèmes hydrologiques avec un multiple but, celui de la connaissance et celui de l'application à des cas concrets à l'aide de méthodes diverses.

2. CADRE, OBJECTIFS, METHODOLOGIE

L'Iran a été classé comme une zone aride, à cause d'un faible total de précipitation recueilli sur la totalité de la surface du pays, (un tiers de la moyenne mondiale). On évalue à seulement quelques quatre cent milliards de mètres cubes le volume annuel des chutes de pluie ou de neige. A cette carence générale se juxtapose une répartition inégale dans l'espace et dans le temps. Les contrastes climatiques et donc l'inégalité des ressources en eau sont un problème essentiel en Iran. Cette eau vitale si rare est, de plus, mal distribuée. Tandis que la ville de Rasht, située sur la plaine côtière de la Caspienne, bénéficie de précipitations régulières dont le volume est d'un tiers supérieur à celui de la Grande Bretagne, certaines régions du bord du Golfe Persique ne connaissent guère le phénomène "pluie". Tout aussi frappant est le contraste entre les deux faces de l'Alborz: alors qu'à Rasht sur la Caspienne les précipitations atteignent 1300 mm, par an à Téhéran, qui n'est à vol d'oiseau qu'à 120 km au sud des rivages de la Caspienne, on n'enregistre que 230 mm! Les hautes vallées du Zagros sont convenablement arrosées, 683 mm à Kermanshah, 667 à Sanandaj, mais plus on s'enfonce vers les dépressions intérieures, plus les précipitations se raréfient: de 92 mm à Esfahan, 41 mm à Yazd, elle ne sont plus que quelques mm dans le Baluchistan ...

Devant l'accroissement rapide de la population de ce pays (47 millions en 1987) et la nécessité du développement social et économique, l'évaluation et l'utilisation optimale des totalités des ressources en eau du pays sont absolument indispensables.

Ces réalités actuelles exigent le développement des connaissances hydrologiques, l'élaboration d'un bilan des ressources en eau en vue non seulement de l'aménagement des rivières par la construction de barrages (irrigation et hydroélectricité), mais aussi pour des entreprises plus audacieuses de transfert des zones de surplus aux zones déficitaires.

Cette possibilité du transfert des eaux existe:

1. des bassins du flanc nord de l'Alborz vers ceux du flanc sud des montagnes d'Alborz.
2. des rivières du Zagros (bassin du Golfe Persique) aux bassins endoréiques de l'Iran central.

Jusqu'à aujourd'hui seulement deux projets du transfert d'eau ont été achevés :

1. dérivation d'une partie des eaux de la rivière Lar (face nord de l'Alborz, bassin de la Caspienne,) vers la rivière Jajroud (face sud de l'Alborz, bassin du lac intérieur de Qom).
2. dérivation des eaux de la rivière Karoun (Zagros, bassin du Golfe Persique) à la rivière Zayandeh Roud (bassin endoréique du marais du Gav Khouni).

Nous avons été amené à effectuer dans cette perspective l'étude du bilan hydrologique du bassin du Tadjan sur la face nord de l'Alborz et l'étude hydrologique de celui du Kan sur la face sud, afin d'évaluer le surplus d'eau dans le premier et le déficit dans le second. Nous verrons plus loin que ce sont deux exemples représentatifs.

Quels sont les effets modérateurs du transfert des eaux? Pour y répondre l'étude de l'exemple du système des deux rivières du Karoun et du Zayandeh Roud a été effectuée. Nous avons également éclairci l'insuffisance de la quantité actuelle de l'eau transférée, l'ampleur des crues de la rivière Karoun et l'effet de l'aménagement sur les débits d'étiage du Zayandeh Roud.

Nous avons porté également une attention particulière aux analyses des crues et des étiages des rivières, afin que cette étude sur les problèmes d'alimentation due à la séparation spatiale soit complète, par des indications sur la répartition temporelle inégale des ressources en eau. De plus, dans les conditions hydroclimatologiques de l'Iran, le dimensionnement, la sécurité et la bonne exploitation des ouvrages hydrauliques, la protection des agglomérations contre les crues et l'exploitation correcte des ressources en eau ont une grande importance. Ces ressources en eau sont liées non seulement à des débits disponibles "en moyenne" mais encore et surtout à des débits extrêmes (crues et étiages); le problème de la prévision des débits extraordinaires est d'ailleurs l'un des plus importants. Il a donc été traité d'une façon assez poussée dans notre étude. (prévision du débit des crues, soit en fonction des débits exceptionnels observés sur une longue série d'années soit en fonction des précipitations qui les produisent). Nous nous sommes donc attaché à des aspects particuliers de l'hydrologie vitales pour notre pays et son développement socio-économique. Mais, de plus nous nous sommes donné comme objectif d'expérimenter des méthodologies utilisées dans d'autres pays et sous d'autres climats, en les illustrant d'exemples locaux concrets dans le but ambitieux certes, de les adapter éventuellement et d'ouvrir la voie à d'autres recherches méthodologiques iraniennes.

Le but principal de ce travail reste par des exemples choisis de mieux illustrer les manques et les gaspillages d'eau en Iran, d'attirer l'attention sur la nécessité de mieux gérer les ressources en eau, de pratiquer une véritable politique de l'eau et d'ouvrir la voie à des travaux plus exhaustifs.

Afin de ne pas alourdir nos développements nous avons cherché à éviter la description répétée de calculs identiques, de condenser le contenu et d'essayer de ne donner qu'un exemple caractéristique de chaque type de raisonnement ou de calcul.



PREMIERE PARTIE

REPARTITION INEGALE DE LA DISTRIBUTION SPATIO-TEMPORELLE
DES RESSOURCES EN EAU SUR LES DEUX VERSANTS SUD ET NORD
DE L'ALBORZ

CHAPITRE I : GENERALITES

CHAPITRE II : BASSINS VERSANTS DU SUD DE LA CASPIENNE
DONNEES CLIMATIQUES

CHAPITRE III : ECOULEMENT DE SURFACE -RESERVES SOUTERRAINES-

CHAPITRE IV : SURPLUS EN EAU DANS LE LITTORAL SUD DE LA CASPIENNE
(VERSANT NORD)

CHAPITRE V : REPARTITION TEMPORELLE IRREGULIERE DES RESSOURCES EN EAU
(VERSANT SUD)

CHAPITRE VI : AMENAGEMENT HYDRAULIQUE DANS L'ALBORZ CENTRAL

CHAPITRE I
=====

GENERALITES

I.1. LES PARAMETRES PHYSIQUES ESSENTIELS DES ECOULEMENTS

I.1.1. Les contrastes du relief

Au nord, bordant la mer Caspienne et les steppes turkmènes la chaîne de l'Alborz dresse un mur continu de plus de 1000 km qui va des monts d'Azarbaijan, avec le célèbre mont Ararat (5165 m), au delà de la frontière de la Turquie, aux vastes plissements du Khorâssân, la province à l'Est de l'Iran. Cette chaîne joint les Alpes et l'Himalaya. Le volcan du Damavand forme le mont le plus élevé (5671 m) de ces montagnes.

A l'Ouest et au Sud, solidement noués au massif de l'Azarbaijan, les monts Zagros moins impressionnants que l'Alborz, constituent une épaisse barrière qui sépare le haut plateau iranien des basses terres humides de la Mésopotamie. Dans l'axe sud-ouest elle est doublée à l'intérieur par une chaîne plissée qui se prolonge sur plus d'un millier de kilomètres depuis la région de Zanzan (2293 m) jusqu'aux massifs de Kuh-e-Hazar (4421 m) et Kuh-e-Jamal Bariz (3962 m) au sud-est de la ville de Kerman.

Au sud, le long des côtes du golfe Persique et de la mer d'Oman, se trouvent les chaînes de Shib Kuh et les monts Makran.

D'autres massifs dont les principaux sont Taftan (3973 m) et Bazman (3497 m) enserrent étroitement des vallées qui s'achèvent dans de vastes dépressions de l'Iran central occupées par des lacs salés sans eau et des marais.

I.1.2. La couverture végétale

La zone forestière principale revêt les pentes nord de l'Alborz. S'étageant entre 1700 et 3000 mètres d'altitude elle couvre une superficie de 34205 km², dont 47,7 pourcent présentent une densité de peuplement de plus de 250 arbres à l'hectare (étude par les photos satellites prises en 1967). La superficie des forêts qui ont une valeur commerciale est de 38.9% de la superficie de la zone forestière soit 13309 km².

Les essences les plus nombreuses sont le chêne, le frêne, l'orme, le mélèze.

Une deuxième grande zone s'étend sur les massifs du Zagros allant du lac Oromieh jusqu'à la province de Fârs en couvrant de larges espaces du Kurdistan, du Kermanshahan, du Lurestan. Sa superficie est évaluée à 100,000 km². Mais un dixième seulement a une bonne densité de peuplement. Les principaux arbres de cette zone qui se situe à une altitude de 1500 à 2000 mètres et est affectée d'un climat semi-aride sont : le chêne, le platane, le buis.

Enfin, dans les régions chaudes du sud, on trouve des bois aux dimen -

sions réduites d'une étendue totale de quelques 500,000 hectares où poussent surtout les acacias et les lauriers-roses, cependant que, sur le rebord oriental du plateau central des buissons d'arbrisseaux typiques des terres arides occupent une superficie estimée également à un demi-million d'hectares.

L'étendue totale des zones pastorales est estimée à 100 millions d'hectares, dont un quart seulement présente de bonnes conditions

I.1.4. Les grands paramètres climatiques

I.1.4.1. La température

Le climat continental iranien est marqué par de violentes oppositions et de brusques variations. L'hiver en altitude, les températures peuvent s'abaisser jusqu'à -35°C ; l'été, dans la plaine intérieure du Jaz Mourian, dans le sud-est du plateau central la moyenne de température dépasse 45°C . Dans la plaine de Khozestan, la température maximale observée est de 54°C .

Quant aux variations, nombreux sont les endroits où on enregistre l'été des écarts journaliers considérables, le thermomètre pouvant passer en 24 heures de 40°C le jour à 10° la nuit. En Janvier 1985, pendant la période où un froid intense s'était établi sur l'Europe, il en était de même pour la région d'Azarbaijan, pendant des dizaines de nuits consécutives le thermomètre n'est pas monté au dessus de -30°C à Zanjan, et les différences entre les températures minimales journalières en Azarbaijan et celles maximales au sud du pays dépassaient facilement 50°C .

C'est dans la plaine côtière de la Caspienne que les variations de la température sont relativement faibles, la moyenne interannuelle de la température est aux alentours de 24° .

I.1.4.2. Humidité relative

Ce qui est vrai des températures ne l'est pas moins de l'hygrométrie. Le modèle général de l'humidité relative s'exprime par ses valeurs élevées sur les plaines côtières et de faibles valeurs sur le reste du pays. En général l'accroissement de l'humidité est inversement lié à la distance à la mer. Cette règle générale est certainement influencée localement par les vents et la topographie. Sur les côtes de la Caspienne le degré d'humidité est plus élevé que sur les côtes du Golfe Persique : 84% à Rasht (moyenne annuelle), et 66% à Bandar Abbas, le port du détroit d'Hormoz. Cette valeur pour la ville de Yazd située en Iran central n'est que de 31%.

I.1.4.3. Les précipitations

L'immensité du pays est la cause principale des différences pluviométriques. Ensuite ce sont les contrastes du relief, les grandes barrières contre les circulations des masses humides qui créent ces variations. En outre il faut signaler l'influence de deux grandes masses d'eau : la Caspienne au nord et le Golfe Persique au sud. La combinaison et la contraction de diverses masses atmosphériques y produisent des précipitations d'origines différentes. Face à toutes ces variétés, la densité des stations synoptiques et pluviométriques d'Iran (celles de l'organisation climatologique) est d'une station pour 1000 km^2 .

La présence de la chaîne de l'Alborz entraîne d'importantes conséquences sur la répartition des précipitations en Iran, elle forme une grande barrière contre toute pénétration des masses humides méditerranéenne à l'intérieur de l'Iran. La chaîne du Zagros en constituant une épaisse barrière ne joue pas un rôle moins important que l'Alborz.

Alors qu'au sud-ouest de la Caspienne (d'Astara à Ramsar) qui est la zone la plus pluvieuse de l'Iran, la moyenne interannuelle des précipitations atteint 1700 mm, au centre du pays, vers les dépressions du Kavir du Lut et du Jaz Murian (les zones les plus sèches) la moyenne des précipitations annuelles est inférieure à 100 mm.

Le mécanisme local des précipitations dans la première zone (sud de la Caspienne), peut s'exprimer même sous le terme de précipitations orographiques. Des vents chargés d'humidité d'origine méditerranéenne et Caspienne et les masses froides venant de la Sibérie adoucies sous l'influence de la Caspienne, abordent la barrière montagneuse de l'Alborz. L'ascension orographique des masses humides et la détente adiabatique qui en résulte produisent un refroidissement qui peut entretenir la formation d'une couverture nuageuse et déclencher des précipitations.

En général, les précipitations, en Iran, diminuent du nord vers le sud et de l'ouest vers l'est. Parallèlement à cette règle générale l'effet orographique se manifeste très bien, car les courbes d'isohyètes concordent avec les courbes de niveau topographiques.

En bref, variant entre 2000 mm et 13mm, la distribution spatiale des précipitations est telle que la moyenne interannuelle ne dépasse pas 240 mm, soit un volume annuel de précipitations sur l'ensemble du pays de quatre cent milliards de mètres cubes.

Les variations pluviométriques, en Iran ne se limitent pas à des différences spatiales, on peut également remarquer la variabilité des précipitations qui exprime l'aspect des variations dans le temps.

Utilisant les données pluviométriques des stations synoptiques iraniennes, nous avons effectué une étude statistique d'un certain nombre de résultats qui concernent la mise en évidence de la distribution normale des précipitations dans le temps, et pour connaître les variabilités des précipitations et le gradient altimétrique (planches 2 à 4). En outre une grande région du Zagros, limitée par un polygone dont les angles sont les villes d'Esfahan, Sanandaj, Kermanshah, Dezful, Behbahan, Shiraz, Esfahan, a fait l'objet d'une étude statistique d'analyse temporelle et spatiale de la distribution des précipitations (Pl. 5).

I.1.4.4. Les vents

Le modèle général de répartition des vents en Iran varie saisonnièrement. Normalement les vents de N.W. et de N.E. sont prépondérants respectivement pendant la saison chaude et la saison froide. Les cyclones s'établissant sur l'Inde et le Pakistan pendant l'été et sur l'Afrique du Nord pendant l'hiver sont responsables de ces vents venant respectivement de N.W. et N.E.

En Iran, les systèmes complexes des montagnes, les vallées, les déserts

AJUSTEMENT PAR LA LOI DE GAUSS
DES PRECIPITATIONS ANNUELLES DES GRANDES VILLES

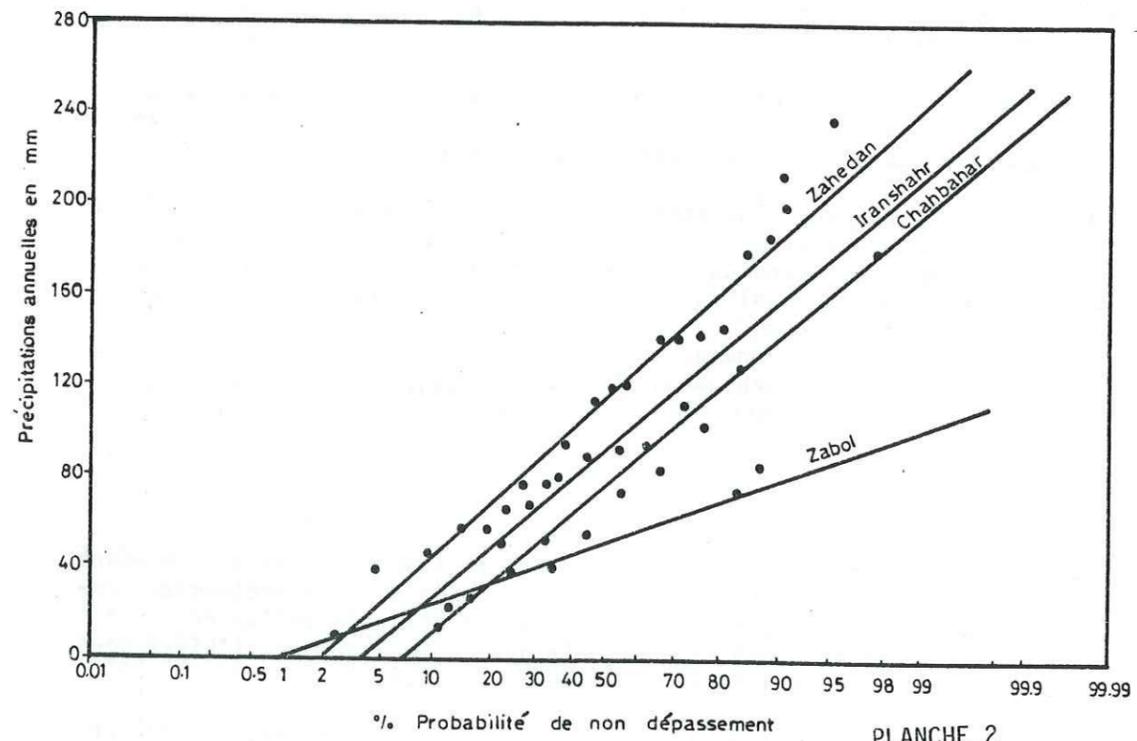
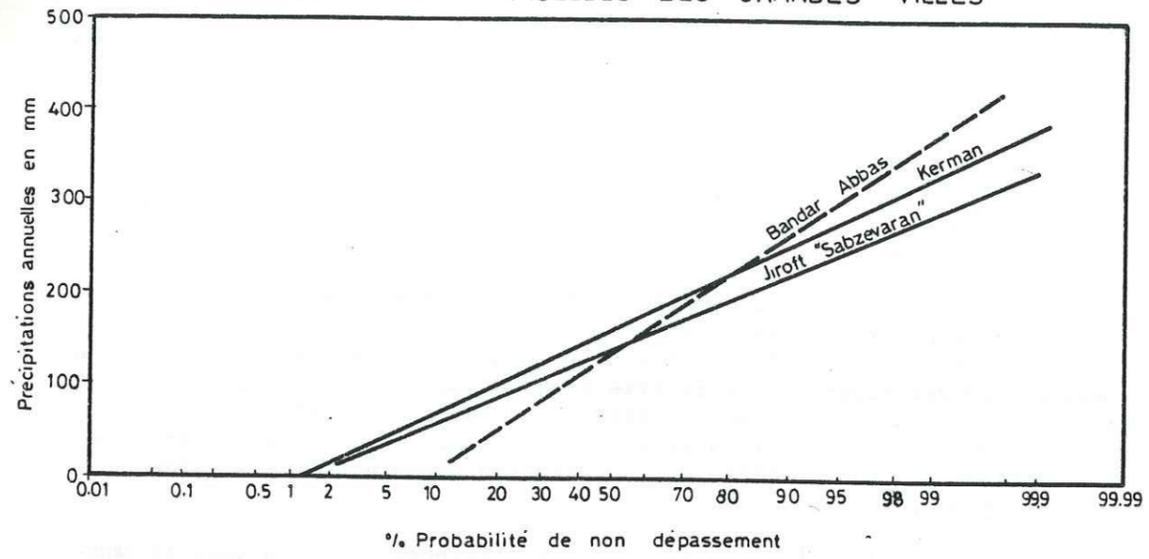


PLANCHE 2

suite

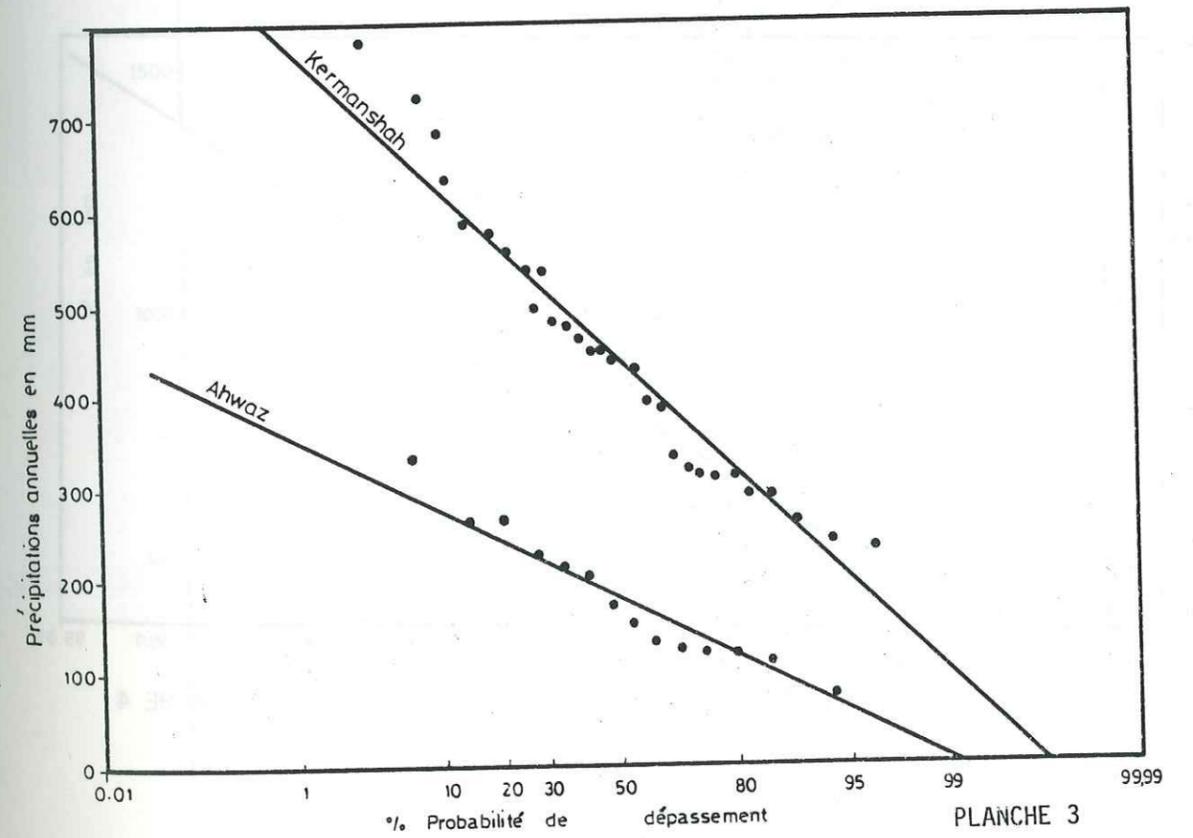
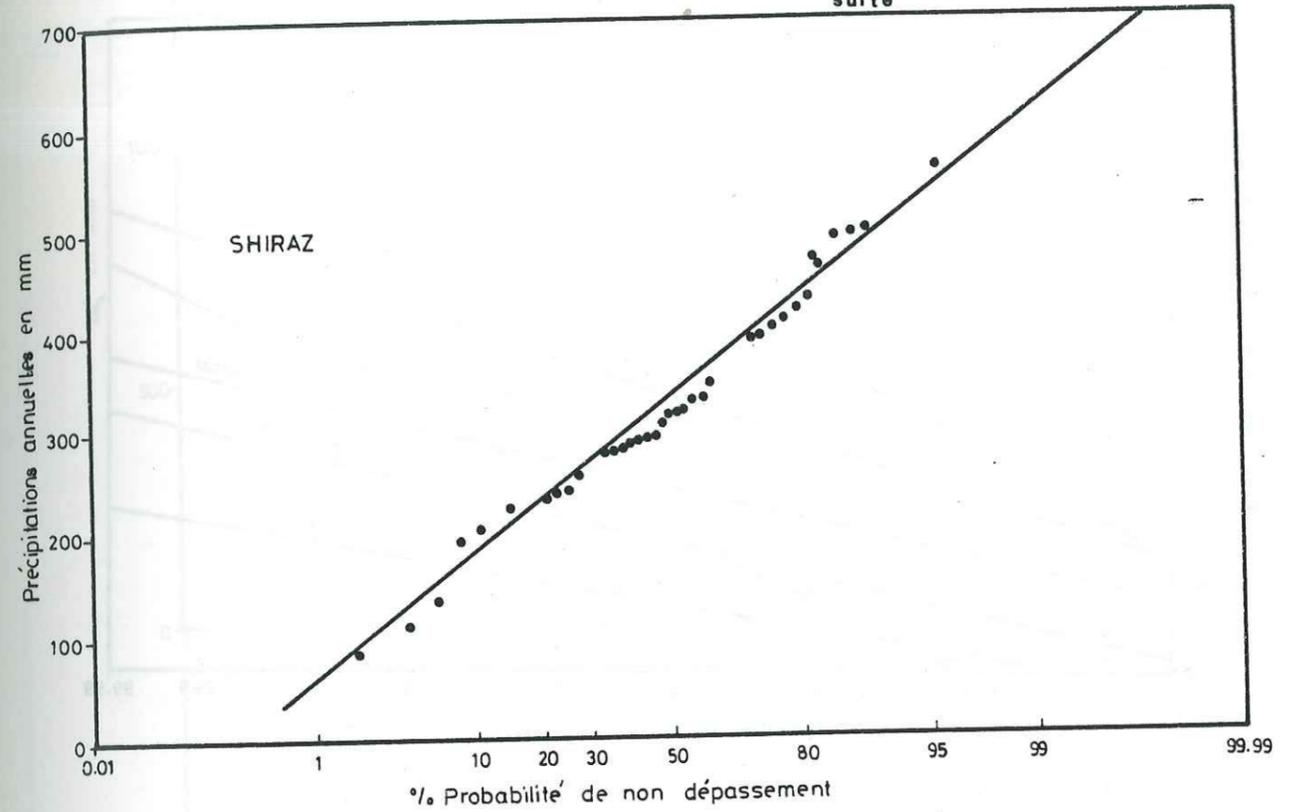


PLANCHE 3

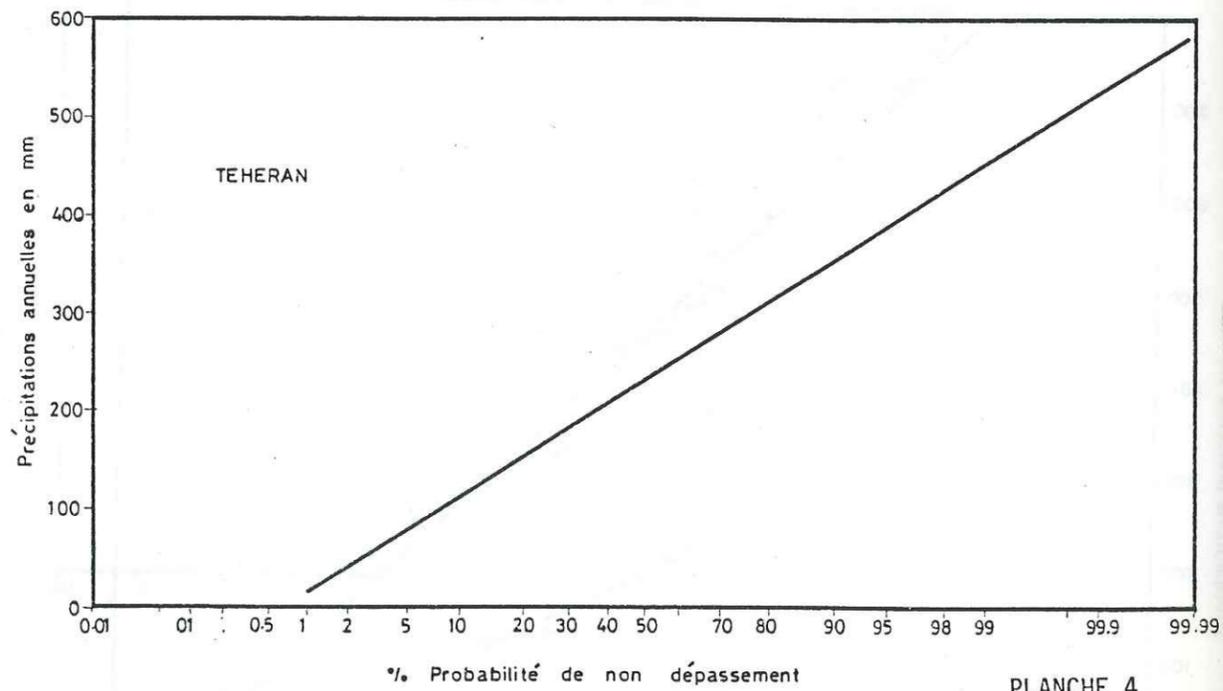
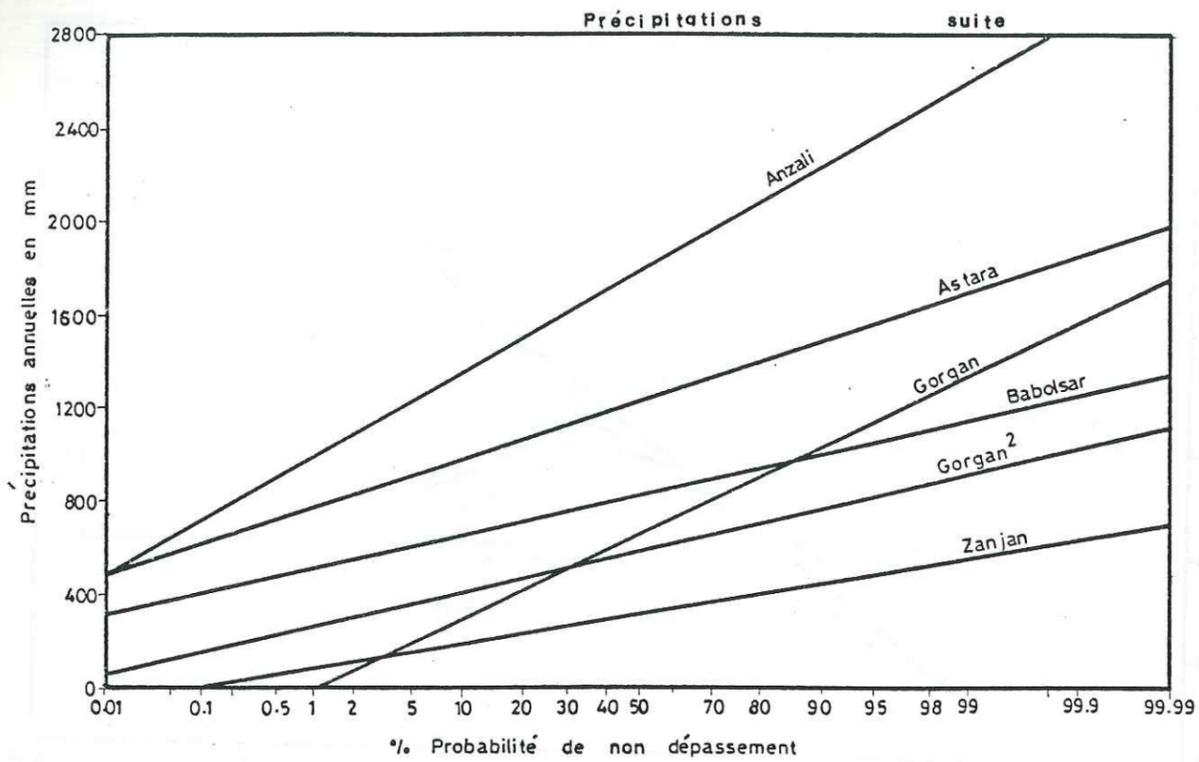


PLANCHE 4

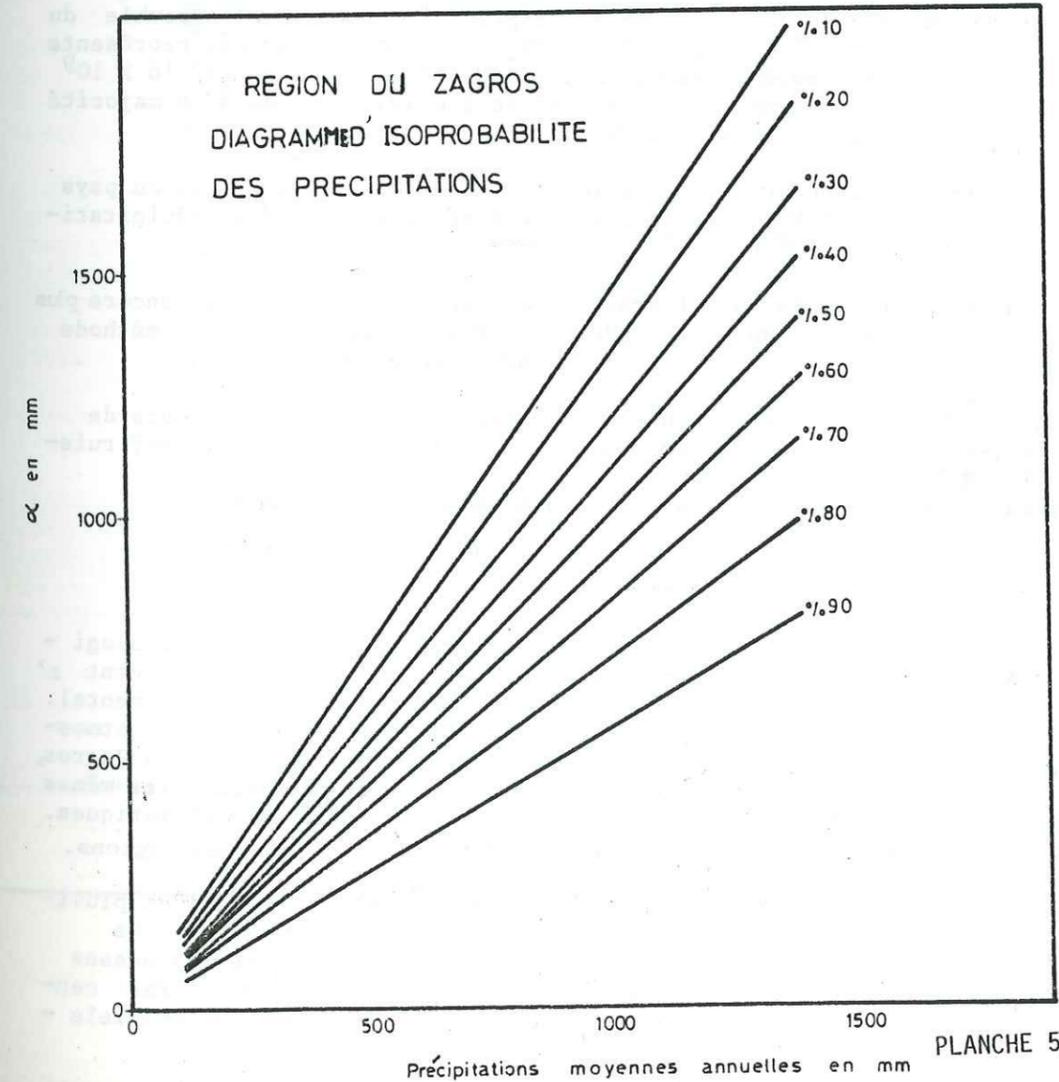
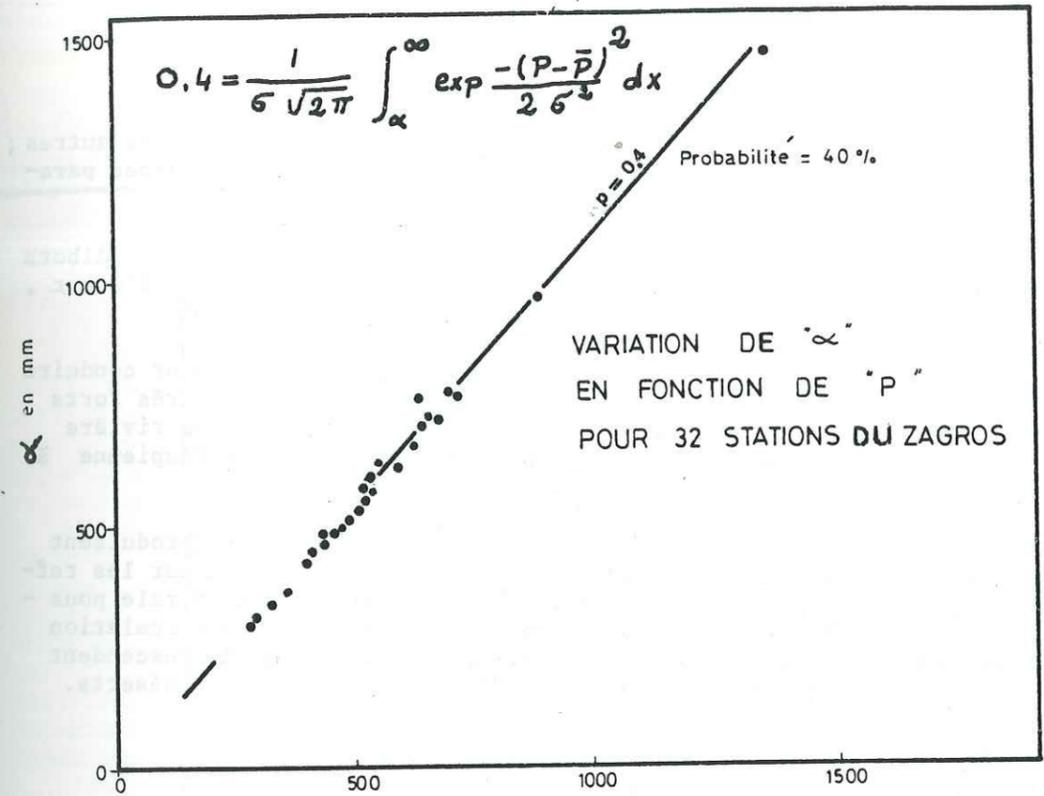


PLANCHE 5

les plaines côtières, les lacs et les mers, sont très proches les uns des autres ; donc les vents sont localement influencés par la topographie et les autres paramètres régionaux ce qui diversifie encore la répartition des vents.

Par suite de ces effets locaux, sur les régions montagneuses de l'Alborz et du Zagros qui constituent la majeure partie de l'Iran du Nord et de l'Ouest, les vents sont entièrement variables pendant l'année.

Les vallées étroites et longues jouent les rôles de canaux pour conduire les circulations atmosphériques et provoquer la formation des vents très forts dans certaines régions. Le vent de Manjil qui suit la vallée de la rivière Séfid Roud et traverse les montagnes de l'Alborz en reliant la mer Caspienne à l'intérieur du pays est de ce type.

Sur les déserts de l'Iran central les tornades miniatures se produisent très souvent dans les après midis chauds. L'air qui est échauffé par les réflexions thermiques sur la surface du sol, s'élève en produisant une spirale poussiéreuse. Malgré l'obstacle que forme la chaîne de l'Alborz à la circulation atmosphérique générale venant du N.W. et du N.E., parfois des vents descendent de l'Alborz vers l'Iran central ce qui apporte de l'air froid sur les déserts.

I.1.4.5. Evaporation

Le pourcentage de ce qui se perd des précipitations sur l'ensemble du pays est très élevé : 64% soit 256 milliards m^3 cette valeur qui représente le déficit d'écoulement se compose de $40 \times 10^9 m^3$ d'eau infiltrée et $216 \times 10^9 m^3$ d'eau réellement évaporée. La valeur de l'évaporation dans la majorité des régions iraniennes est liée directement à la température.

La valeur moyenne de l'évaporation potentielle sur l'ensemble du pays (à part dans la plaine côtière de la Caspienne) dépasse celle des précipitations.

Nous pensons que la valeur vraie de l'évaporation réelle est encore plus élevée que la quantité indiquée ci-dessus car elle est obtenue par la méthode du déficit d'écoulement ; donc elle ne tient pas compte de :

- l'eau qui s'évapore des surfaces d'eau stagnantes ou courantes (au cours de leur trajet à l'aval des stations de jaugeage) de : marais, étangs, ruisseaux et rivières ;
- l'évaporation et transpiration à partir des eaux d'irrigation.

I.1.4.6. Les grandes régions climatiques

Les contrastes du relief produisent des différenciations climatologiques très marquées. Les caractéristiques climatologiques en Iran peuvent s'exprimer par des variations extrêmes et par la violence du climat continental. Le climat du type fortement continental, dépend du régime des pressions atmosphériques de l'Asie centrale. Les hautes montagnes de l'Alborz et du Zagros, les vallées profondes, les déserts, les côtes des mers et les mers elles-mêmes et les basses terres sont les responsables majeurs des variations climatiques. C'est ainsi que l'on peut distinguer très schématiquement 5 grandes régions.

Les montagnes de l'Alborz - Les hivers sont froids, les saisons pluvieuses sont courtes et les précipitations se font sous forme de neige. Ce relief entraîne d'importantes conséquences climatiques, il sépare les basses terres de la plaine côtière de la Caspienne des hauts plateaux de l'Iran central et l'interface de deux climats tout à fait différents s'étend parallèle -

COURBES HYDROTHERMIQUES

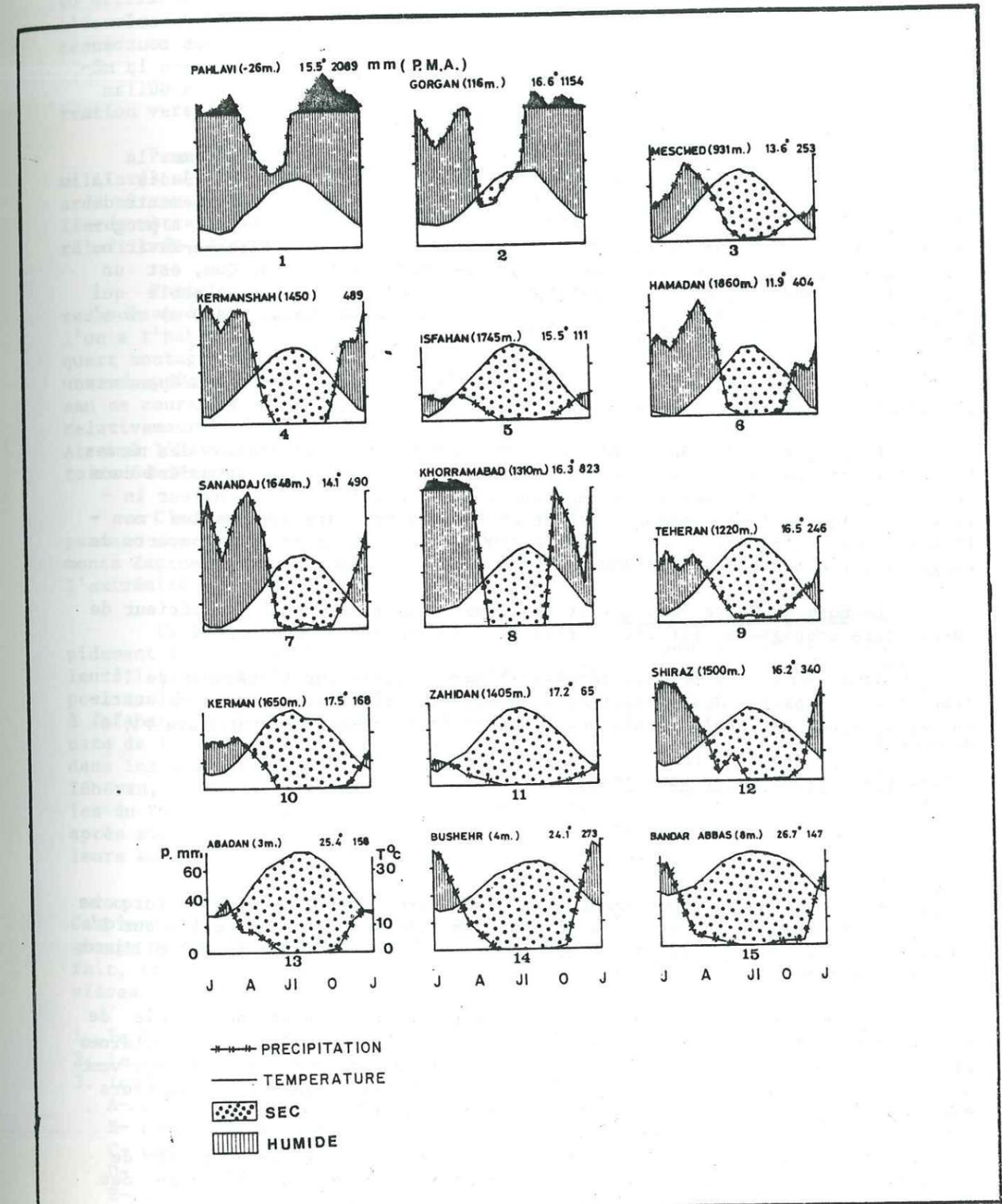


PLANCHE 6

ment à l'axe de ce relief.

Exception faite des plaines côtières de la Caspienne, l'évaporation provoquée par la chaleur d'été produit une atmosphère lourde qui à son tour entraîne les précipitations de la saison d'été. La pluviosité n'est pas la même tout au long de la plaine côtière et elle diminue de la province du Guilan (la région la plus humide de l'Iran) vers l'Est.

A l'intérieur de l'Iran, s'étend le plateau central, grand comme la France dont l'altitude moyenne se situe entre 1000 et 1400 mètres. Jadis la mer le recouvrait. Celle-ci emprisonnée d'abord par les grands plissements de l'ère tertiaire, puis peu à peu asséchée sous l'effet du climat aride, a progressivement disparu pour laisser la place à deux déserts : le Dasht-e-Kavir ou désert du Nord, ancien lac salé dont le Darya-y-Namak à l'Est de Qom, est un impressionnant vestige, et le Kavir-e-Lut ou désert du sud, océan de sable qui s'abaisse à l'Est de Kermân dans les plaines relativement basses (300 m) où s'étalent les marécages du Namakzar.

Dans ce plateau a part les piedmonts et quelques bassins indépendants le climat est désertique: froid en hiver et très chaud et sec en été.

La chaîne du Zagros forme une barrière contre la pénétration des masses humides méditerranéennes vers le plateau central. Le climat est modéré dans cette région. Cette région est également caractérisée par une chaleur intense dans les vallées pendant l'été et un froid aussi intense dans les montagnes pendant l'hiver. Au dessus de 3000 mètres les monts sont couverts de neige et, entre les niveaux de 2000 et 3000 mètres il pleut suffisamment.

Le bord du Golfe Persique et de la mer d'Oman qui est à l'extérieur de la ceinture montagneuse est caractérisé par un climat humide et chaud.

Nous avons utilisé les données climatologiques sur l'ensemble de l'Iran obtenus à partir des statistiques de 15 ans d'observations dans 15 stations synoptiques météorologiques, pour présenter ce schéma climatologique Pl. 6 Annexe 2.

I.1.5. Les ressources en eau limitées

Le ciel iranien, Azur immaculé du jour normalement, de couleur turquoise est rarement nuageux. Ainsi la moyenne des précipitations annuelles sur l'ensemble du pays ne dépasse pas 250 mm; soit un volume total de 400 milliards de mètres cubes.

La totalité des bassins versants des rivières ayant une superficie de 870000 km² reçoit 320 milliards m³ des précipitations annuelles et les plaines et les déserts qui occupent une superficie totale de 778 000 km² n'en reçoivent que 80 milliards m³. Ces volumes représentent, respectivement, des hauteurs moyennes de précipitations annuelles de 365 et 95 mm.

L'évaporation moyenne annuelle à partir des bassins versants est de 192 milliards mètres cubes et celle à partir de la surface des plaines et des déserts de 64 milliards mètres cubes.

La part d'écoulement de surface est de 108 milliards mètres cubes, dont 40 milliards m³ est l'écoulement permanent des rivières et 68 milliards m³ est l'écoulement saisonnier et irrégulier torrentiel et des cours d'eau. L'infiltration au sous sol dans les bassins versants est de 20 milliards mètres cubes.

Dans les plaines et les déserts, le ruissellement de surface et l'infiltration vers le sous sol sont respectivement de 14 et 2 milliards mètres cubes.

Pour résumer, la quantité d'eau qui échappe à l'évaporation est de 144 milliards mètres cubes dont la part d'écoulement de surface est de 122 milliards mètres cubes et celle alimentant les nappes souterraines est de 22 milliards mètres cubes. Il ya également 20 milliards de mètres cubes d'eau réinfiltrée, à partir des eaux d'irrigation, dans les nappes.

Toutefois, il faut signaler que les 122 milliards de mètres cube des ressources de surface ne coulent pas dans les rivières comparables à celles que l'on a l'habitude de voir en Europe. Séfid Roud avec son trajet aux trois quart montagneux est le fleuve le plus long de l'Iran (1000 km). Mais c'est une exception; du fait de l'exiguïté de la plaine côtière, les autres cours d'eau ne courent que sur de faibles distances. Deux autres rivières qui sont relativement longues sont deux rivières qui font la frontière Irano Soviétique Atrak à l'Est, Aras à l'Ouest, tous deux débouchent dans la Caspienne en territoire Soviétique.

C'est au sud-ouest que se trouve le seul fleuve navigable au moins pendant une partie de l'année : le Karoun, long de 850 km, qui descend des monts Zagros irrigue la plaine de Khouzestan avant de s'épandre en delta, à l'extrémité N.W. du Golfe Persique.

Partout ailleurs, les rivières au débit très irrégulier se perdent rapidement à l'intérieur des terres. Rien de plus trompeur que la largeur de leurs lits encombrés de galets et d'îles de graviers; seuls les remplissent pour quelques heures de brutales crues d'orage. Ainsi pour le Zayandeh Roud à Isfahan, il ne faut pas moins de 33 arches au célèbre pont (Sioseh Pol) qui date de 1650, pour l'enjamber majestueusement, mais 100 km plus loin il se perd dans les marécages de Gav Khuni en plein désert. Plus au nord, entre Qom et Téhéran, le Karaj qui descend des montagnes de l'Alborz et le Kapachai de celles du Zagros parviennent à grand peine à atteindre les marais de Darya-y-Namak après avoir perdu en chemin dans l'ardeur du plateau central presque toutes leurs eaux.

Ci-dessus nous avons signalé que certaines rivières débouchent dans la Caspienne, d'autres se jettent dans le Golfe Persique et il y a un troisième groupe qui alimente les lacs intérieurs ou se perd dans les marais. De ce fait, la classification traditionnelle des bassins versants principaux des rivières iraniennes apparaît :

1. le bassin versant de la Caspienne.
2. le bassin versant du Golfe Persique et la mer Oman;
3. les bassins versants endoréiques des lacs intérieurs et des marais:
 - A- bassin du lac Oromieh
 - B- bassin du marais Gav Khuni
 - C- bassin du lac Hoz-e-Soltan
 - D- bassin du lac Bakhtegan
 - E- bassin du lac Jaz Murian
 - F- bassin du lac Ghareh Gum.

En ce qui concerne le régime de débit des rivières iraniennes, la plupart d'entre elles ont un régime mixte de type nivo-pluvial ayant deux maxima, d'amplitude plus ou moins différentes, survenant l'un en automne et l'autre au printemps et comportant un étiage principal en été et un étiage secondaire en hiver. La tendance pluviale est d'autant plus marquée que soit l'altitude du bassin versant est faible, soit le bassin versant se trouve dans des faibles latitudes, (sud de pays). Cependant les grands fleuves comme le Karoun et le Séfid Roud ont un régime plus ou moins complexe à cause de la diversité de l'altitude et du climat de leurs bassins élémentaires constitutifs.

I.1.6. Aperçu général de la Géologie iranienne

Il existe quelques ceintures plissées dans le globe terrestre et la ceinture de la Méditerranée-Himalaya-Indonésie est l'une des plus importantes. L'Iran s'étend au milieu de cette ceinture plissée allant de l'Atlantique au Pacifique et qui sépare la plate-forme d'Eurasie au Nord de celle du Gondwana au Sud.

Pour simplifier la géologie et la tectonique de l'Iran, le pays peut être divisé en 4 unités structurales - géologiques:

- 1- La chaîne plissée et active du Zagros
- 2- L'Iran central comprenant:
 - A- Azarbaïdjan
 - B- Bloc de Lut
 - C- Massifs de l'est iranien
 - D- Massifs de Makran
- 3- Les montagnes de l'Alborz
- 4- Massif de Koppeh Dagh (NE de l'Iran).

Aujourd'hui on admet que:

- La tectonique en Iran central a été plus active que dans l'Alborz ou dans le Zagros, à part le bloc de Lut qui a résisté aux mouvements alpins.
- La stratigraphie de l'Iran central ressemble à celle de la partie moyenne des montagnes de l'Alborz;
- La complexité structurale des Alpes et de l'Himalaya n'existe pas en Iran et les étapes d'évolution des bassins sédimentaires iraniens sont différentes de celles du géosynclinal de la Tethys;
- durant le Précambrien et le Paléozoïque des conditions relativement calmes se sont établies sur une grande partie de l'Iran, seuls des mouvements verticaux ont changé le rythme de la sédimentation et ont provoqué des lacunes.

Des discordances dans les formations infracambriennes accompagnées des roches métomorphiques peuvent être attribuées à des mouvements dits Baikaliens en Sibérie ou Katanguais en Afrique. Ces plissements ont créé le plateau iranien, des bassins d'évaporation, le magmatisme, le métamorphisme et les principales structures de direction nord-sud.

La lacune des sédiments du Silurien dans une grande partie de l'Iran indique l'orogénèse calédonienne. L'Ordovicien et la fin du Silurien sont caractérisés par une contraction dans les bassins de sédimentation du nord de l'Alborz et le métamorphisme de ces sédiments.

Les mouvements hercyniens font du Zagros un bassin sédimentaire indépendant, qui a existé jusqu'à la fin du Pliocène.

Au Trias supérieur une phase tectonique très importante crée la base actuelle de la morphologie générale iranienne. Cette phase est caractérisée par la discordance des sédiments du Trias supérieur sur les formations plus anciennes. Cette phase tectonique n'a pas affecté le Zagros et a créé le bassin sédimentaire de Kopeh Dagh.

La discordance des couches crétaées sur les couches inférieures est visible partout en Iran (phase Névadienne ou Néocimérienne). La phase Néocimérienne qui débute par une phase de contraction créant des métamorphismes au centre et à l'est de l'Iran a cédé ensuite la place à une phase d'expansion et de tension produisant magmatisme et volcanisme.

A la fin du Crétacé supérieur et au début de l'Eocène, des mouvements orogéniques de la phase laramienne ou subhercynienne ont affecté certains endroits dans l'Alborz et ont également produit un "mélange coloré" de roches basiques et ultrabasiques avec des sédiments du Crétacé supérieur.

Un autre événement important de la tectonique iranienne a eu lieu entre l'Eocène et l'Oligocène (phase Pyrénéenne) qui a été suivie d'une phase de magmatisme avec la formation de réserves importantes en cuivre, zinc et plomb en Iran.

Après ces mouvements, les connections de la mer libre avec les bassins de sédimentation iraniens sont devenues très limitées.

La phase anté-Quaternaire est le dernier événement tectonique iranien. Les dépôts plio-pléistocènes qui sont les terrains les plus jeunes ayant été affectés par des mouvements orogéniques sont couverts par des couches horizontales du Quaternaire. D'ailleurs c'est la seule discordance dans la série sédimentaire de la chaîne plissée du Zagros.

- Stratigraphie

a- Précambrien

Les roches précambriennes sont très étendues en Iran et se classent en :

- roches métamorphiques qui constituent les formations les plus anciennes de l'Iran, et qui ont subi plusieurs phases de métamorphisme. Diverses séquences métamorphisme telles que gneiss, amphibolites à phyllites et schistes sont visibles dans les séries métamorphiques. L'âge des échantillons les plus anciens remonte à deux milliards d'années déterminés par radiométrie.
- Sédiments marins qui sont des dépôts homogènes et très épais (environ 2000 mètres) de schistes verts

Les formations précambriennes sont formées essentiellement de roches imperméables qui ne sont pas de bons réservoirs pour les eaux souterraines et forment des barrières contre leurs circulations.

b- Paléozoïque

Les dépôts terrigènes et océaniques de type peu profond, formés essentiellement de grès de schistes et de dolomies sont attribués au Cambrien-Ordovicien. Les roches du Silurien ne sont pas très développées en Iran, par contre les dépôts de grès et de calcaires du Dévonien-Carbonifère forment de vastes affleurements sauf dans le Zagros.

Après une émergence presque générale durant le Carbonifère supérieur, émergence qui peut être en relation avec les mouvements orogéniques hercyniens,

la mer transgressive du Permien envahit la majeure partie de l'Iran, et se déposent d'abord des grès des quartrites, des schistes, des marnes rouges; puis, une séquence carbonatée. A part les couches de calcaires qui sont des roches sémi perméables les dépôts de Paléozoïques sont composés de roches imperméables.

c- Mésozoïque

Une phase d'émersion accompagnée de légères déformations amène le Trias inférieur et moyen à surmonter sans discordance angulaire appréciable mais toutefois en transgression et par un passage continu (zone de transition), les assises de Permien. Dans l'Alborz les sédiments du Trias débutent par des calcaires vermiculés puis il y a des dolomies, des calcaires dolomitiques et des calcaires.

Le régime sédimentaire du Trias supérieur, caractérisé par des dépôts paraliques, s'est poursuivi au début du Jurassique dans la majeure partie de l'Iran (sauf dans le Zagros).

Puis au Jurassique moyen et supérieur les caractères marins se sont affirmés. Enfin vers la fin du Jurassique la mer a été de moins en moins profonde. Le cycle sédimentaire jurassique se termine par des dépôts évaporitiques ou détritiques. Pendant cette période, dans certaines parties de l'Iran, les bassins sédimentaires ont été plus ou moins indépendants et ont engendré des faciès relativement différents.

Les mouvements épirogéniques qui ont débuté vers la fin du Jurassique ont provoqué une diminution progressive de la profondeur du bassin sédimentaire jurassique (formations détritiques ou évaporitiques); puis ils ont évolué en plissements à la fin du Jurassique - début de Crétacé (phase néocimmérienne). Au début du Crétacé la mer n'occupe que quelques sillons peu profonds, ensuite le cycle sédimentaire crétacé commence par des dépôts détritiques rougeâtres provoqués par une phase d'érosion tardive, et recouvrant en discordance les terrains plissés plus anciens. Puis la mer du Crétacé inférieur va s'installer, mais pas partout à la fois. Les mouvements tectoniques de la phase autrichienne ou subhercynienne, provoquent l'émersion de certaines parties de l'Iran. Après cette regression, la mer revient pour couvrir certaines parties du territoire iranien, donc, le Crétacé est caractérisé par de nombreux changements de faciès.

A la faveur de ces mouvements tectoniques et des changements des faciès la perméabilité des sédiments du Mésozoïque est très variable des sédiments détritiques imperméables du Trias supérieur aux calcaires perméables du Jurassique supérieur. Dans la plupart des régions ces derniers forment les lignes de partage des bassins hydrologiques.

d- Cénozoïque

A la fin du Crétacé ou au début du Tertiaire, un événement tectonique important provoque l'arrêt de la sédimentation dans la majeure partie de l'Iran. Il s'agit de la phase orogénique laramienne, responsable de plissements et de l'émersion de vastes régions, d'une profonde érosion, parfois d'un métamorphisme léger et surtout d'une activité magmatique intense qui n'a pas d'équivalent antérieur en Iran.

Les dépôts du Tertiaire reposent en discordance sur les formations plus anciennes. 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 de la base du Tertiaire commencent par une série détritique dont l'âge varie du Paléocène à l'Eocène.

A l'Eocène supérieur, les mouvements épirogéniques ont entraîné un régime continental ou lagunaire.

A l'Oligocène moyen-supérieur et au Miocène inférieur, la mer couvre une dernière fois les territoires antérieurement érodés, mais la transgression de la mer n'a pas été simultanée partout. Il semble qu'elle se soit produite du Sud vers le Nord, atteignant son maximum de développement au Miocène inférieur. Cette mer a permis le dépôt de sédiments marins peu profonds, de calcaires importants pour leurs gisements de pétrole. A la même époque, les mouvements épirogéniques ont causé certaines instabilités dans les bassins sédimentaires marins, et par conséquent l'apparition de dépôts lagunaires à littoraux. De plus, l'activité magmatique se manifeste souvent sous la forme de roches basiques, surtout pendant le Miocène inférieur.

Durant le Pliocène d'importants mouvements tectoniques ont été responsables de l'apparition d'une grande partie des reliefs et des bassins versants hydrologiques actuels, de plissements et d'une sévère érosion. Il en résulte que les couches détritiques pliocènes reposent parfois en discordance angulaire sur leur socle. Des dépôts lacustres se sont formés dans certaines dépressions intramontagneuse. De plus un volcanisme actif s'est manifesté dont les matériaux (cinérites, lapillis, etc...) occupent un volume considérable. Ces matériaux ont été parfois transportés par les eaux dans les bassins de sédimentation pour former ainsi une séquence volcano-sédimentaire. Pour résumer, l'étendue des roches Cénozoïques est très vaste en Iran. Elles couvrent 60% du pays et elles sont constituées de roches volcaniques de pyroclastites de grès de calcaires, etc..., ayant une perméabilité modeste. Le degré de conductivité hydraulique est fonction de la fracturation dans ces formations.

e- Quaternaire

La phase orogénique valachienne ou pasadenienne, très importante, provoque une discordance angulaire générale à la base des dépôts quaternaires dans l'ensemble du territoire iranien. Ces dépôts n'ont pas subi encore les processus de solidification et de diagenèse, cependant ils ont des faciès différents et leurs importance tient surtout à leurs étendues très vastes qui recouvrent la moitié de la surface du pays (Nabavi, 1970), et leurs grands rôles dans l'hydrologie iranienne.

Par l'ordre de l'importance de l'étendue il y a :

- Les alluvions, qui sont présentés partout et occupent une majeure partie de l'Iran, leurs épaisseurs dépassent parfois même 1000 mètres. Une grande partie des aquifères qui sont exploités actuellement se trouve dans ces alluvions.

Les alluvions anciennes qui occupent des niveaux élevés dans les vallées des rivières actuelles forment des terrasses dont les hauteurs dépassent parfois 200 mètres comparées aux niveaux de base locaux. Ce niveau sur le flanc nord de l'Alborz est de 28 mètres et au flanc sud de l'Alborz de 650 mètres. (celui de la surface du Kavir-e-Namak). Les terrasses sont souvent horizontales, mais parfois légèrement inclinées, soit à cause de la pente topographique initiale, soit à cause de mouvements tectoniques récents. Elles sont formées de conglomérats mal consolidés à intercalations argilo-sableuses, mal triés surtout vers l'amont.

- Les dépôts de cônes de déjection occupent les niveaux plus inférieurs par rapport aux terrasses anciennes. Ces dépôts sont souvent mal consolidés. Ils forment donc des réservoirs des eaux souterraines alimentés soit par les eaux de surface soit par les eaux souterraines à partir des montagnes adjacentes. Dans les types classiques, les matériaux grossiers et de gros galets se trouvent au pied des montagnes ce qui favorise l'alimentation en eau des cônes de déjection et une diminution progressive de la grosseur des grains peut être remarquée. La connection de plusieurs cônes de déjection d'origine fluviale avec les alluvions récentes, forme de vastes plaines. Les plaines alluviales les plus étendues de l'Iran sont : les plaines du Lut, du Sistan, de Qazvin, de Jiroft, de Gorgan, de l'Arjan, celle du Khozestan et la plaine côtière de la Caspienne.
- Dans le centre, des dépressions et des déserts il existe des alluvions de "clay flat". Elles sont constituées essentiellement de matières alluviales fines (argiles et silts), de couleur beige. Il s'agit, en effet, de l'équivalent latéral des cônes de déjection et des alluvions récentes. Ces dépôts ont une position intermédiaire entre les épandages de graviers et les dépôts des bassins évaporitiques récents. Les épaisseurs de ces dépôts terrigènes sont bien différentes, et la plus forte appartient à la plaine de Zabol (sud-est de l'Iran), où elle est de 2000 mètres. Enfin une partie des alluvions récentes correspond aux dépôts actuels d'origine torrentielle, localisés dans les lits des cours d'eau fonctionnant actuellement.
- Les dépôts évaporitiques et lacustres. Dans les parties basses et fermées des dépressions quaternaires, il y a parfois des bassins évaporitiques ou des lacs de sel, où se sont déposés et se déposent actuellement des sédiments évaporitiques (surtout salifères). Ils sont souvent entourés par des affleurements salifères, si bien que les rivières et les cours d'eau qui traversent ces formations deviennent de plus en plus riches en sels. De tels bassins évaporitiques sont : Kavir-e-Namak, kavir-e-Lut ainsi que les lacs salés, - Daryacheh-y-Hoz Soltan, à l'extrémité nord-ouest de la dépression de Qom avec une forme plus ou moins elliptique dont l'axe longitudinal est presque E-W., et Daryacheh-y-Namak, avec une superficie de 1700 km² environ, de forme presque triangulaire situé au Nord-Est de la ville de Kashan (dépression Qom). A l'intérieur de ce bassin il existe de l'eau salée et en saison chaude et sèche elle devient saturée et le sel précipite. Les études (Bobk 1961) montrent que l'épaisseur de sel est de 46 mètres et le niveau salifère est constitué de cinq couches, séparés par des argiles, sous le niveau salifère il y a des dépôts très épais d'argiles rouges et de silts, bien consolidés et non salifères.
- Les dépôts éoliens - Ce sont des dunes sableuses, des nappes sableuses et des Barkans, dispersés dans plusieurs régions de l'Iran central dont l'étendue la plus importante se trouve à l'est de Kavir-e-Lut ayant une superficie de 15000 km² et une hauteur maximale de 100 mètres.

Par contre les dépôts de loess s'étendent au nord de l'Iran. Ces dépôts éoliens formés essentiellement d'argiles et de sables très fins couvrent les roches anciennes le long des piémonts du flanc nord de l'Alborz, où le vent les transportant a été arrêté par ces reliefs. L'épaisseur maximale des loess est de 160 mètres.

- Les sédiments paraliques et plagiques - La frontière marine de l'Iran dépasse 2400 kilomètres et partout il existe des sables plagiques. Dans la région de Gorgan l'épaisseur des dépôts de Quaternaire d'origine paralique de la Caspienne atteint 600 mètres.
- Le volcanisme Quaternaire - Il a été important si bien que ses matériaux existent dans plusieurs localités dont les plus importantes sont :
 - Le volcan du Damavand (5670 m) localisé dans l'Alborz avec des matériaux pyroclastiques des trachy-basaltes et des trachy-andésites. Le Damavand par son volcanisme avait créé un barrage naturel contre l'écoulement de la rivière Lar. Ce barrage a été cassé plusieurs fois, provoquant l'érosion des terrasses alluviales dans la vallée de cette rivière;
 - Le Sabalan (Plio-Quaternaire), en Azarbaïjan, caractérisé par des roches alcalines sodiques;
 - le volcan du Sahand, toujours dans le province d'Azarbaïjan, avec des laves andésitiques et dacitiques à rhyodacitiques;
 - les volcans du Bazman et du Taftan au sud-est de l'Iran, ce dernier émet encore des laves.

Tous ces volcans favorisent l'existence de sources d'eau minérale et d'eau chaude à leurs alentours. Le second rôle de ces volcans en hydrologie iranienne est la régularisation du régime des cours d'eau due à l'effet leurs hautes altitudes sur la fonte des neiges.

REFERENCES :

- B. NABAVI, Rapport du Service Géologique de l'Iran.
- M. BERBERIAN, Rapport du Service Géologique de l'Iran.
- M. EMAMI, Thèse Université de Grenoble.

I.2. PARAMETRES HUMAINS

I.2.1. Population

La population sur l'ensemble du pays représente 47 millions habitants et se compose de 7.7 millions de familles.

La population urbaine est actuellement légèrement supérieure à celle rurale mais il y a toujours une tendance générale de vider les villages pour peupler de plus en plus les villes. En tout cas l'accroissement rapide de la population crée un certain nombre de problèmes parmi lesquels le manque d'eau est très important.

Les tableaux suivants fournissent certaines informations sur l'accroissement et la répartition de la population iranienne.

révision de population, en milliers de personnes à la base des analyses de l'Organisation du plan et du budget.

Année	Urbaine (> 5000h)		Rurale (< 5000 h)		Total
	Habitants	%	Habitants	%	
1972	13247	42.7	17798	57.3	41045
1977	17004	47.3	18917	52.7	35921
1982	21354	51.5	20115	48.5	41489
1987	26424	55.5	20942	44.2	47366
1992	32205	60.2	21321	39.8	53532
1997	38635	64.7	21079	35.3	59714
2002	45532	69.3	20171	30.7	65703
2005	49755	72.1	19254	27.9	69009

TABLEAU 1

Superficie des régions iraniennes par tranche d'altitude et répartition de la population :

Description		région N.W.	Nord de l'Albrz	Iran central	Zagros	Côte sud	Est
Superficie en 1000 km ²	1,648	167	83	557	508	115	18
% Superficie	100	10,2	5	33.8	30.8	7	13.2
% habitant	100	19	13.5	29.1	24.3	7.6	6.5
Altitude-28-300 m %	9	1	34	00	00	96	00
Altitude 300-1500m %	55	32	37	94	35	2	58
Altitude 1500 m %	36	67	29	6	65	2	42

TABLEAU 2

I.2.2. Situation économique

L'investissement dans l'industrie de l'eau, qui nécessite d'énormes capitaux, ne peut se faire que dans des conditions économiques favorables.

Les événements et la guerre créant des changements dans les systèmes économiques et sociaux, l'économie du pays souffre de contraintes multidimensionnelles. Entre les années 1978-1980, le produit intérieur brut a diminué de 13.6% par an, et il s'est accru de 3.6% en 1981 et de 5% en 1982. Ainsi le produit intérieur brut qui a été de 1013 milliards de francs de Mars 1978 à Mars 1979 (l'année persane va du 21 Mars au 20 Mars) est descendu à 892 milliards de Francs en 1982 - 1983, et cela dans des conditions où le pays est confronté la dure réalité de l'inflation.

En 1983 - 1984, les redevances sur le pétrole couvrent près de 50% des dépenses inscrites au budget du pays qui a été de 380 milliards de francs. La part de l'investissement dans le secteur de l'eau n'a été que de 6.4 milliards de francs dans ce budget. La somme allouée pour les aménagements hydrauliques durant la période 1983 - 1988 est de 63 milliards de francs...

Or une bonne gestion des ressources en eau et une exploitation rationnelle de cette richesse tantôt abondante, tantôt déficitaire selon les régions impliquent toute une politique bien pensée.

Depuis l'antiquité cette gestion a existé en Iran; actuellement il conviendrait de lui donner de nouvelles dimensions.

Note : un franc valait en Février 1985, 10 Rls (prix de cours officiel) et un dollar 9.4 francs.

I.2.3. Les possibilités et les nécessités de développement des ressources en eau

Des données naturelles aussi défavorable ont obligé les peuples d'Iran depuis des millénaires, à un effort incessant pour assurer leur approvisionnement en eau. La nécessité de ce même effort est aujourd'hui plus impérieuse que jamais. Pour ce qui est de la récupération des eaux souterraines la technique des ghanats est un exemple remarquable qui est en usage depuis l'antiquité.

Dans le domaine de la construction des barrages aussi les iraniens ont manifesté très tôt une remarquable maîtrise technique. Ainsi à Pai Pol, près de Suse, on peut voir les restes d'un pont-barrage à vannes mobiles construit vers le milieu du III^e siècle. Quant au barrage voûte, qu'ils semblent avoir inventé, les iraniens, en possédaient la technique dès le XIV^e siècle, comme l'attestent d'intéressants vestiges au sud de Qom (Sadd-e-Kebar).

Mais hélas! aujourd'hui ce n'est plus le cas. Actuellement 14 barrages d'accumulations et 34 barrages de dérivation existant sur les rivières iraniennes contrôlent annuellement, un volume limité de 23 milliards de mètres cubes des eaux de surface. La part pour l'agriculture de ce volume contrôlé est de 14 milliards de mètres cubes. Par des méthodes traditionnelles, les villageois exploitent encore 24 milliards de mètres cubes des eaux des rivières.

Il reste encore au moins 40 milliards de mètres cubes comme ressources en eaux de surface programmables. Les études montrent que 76 barrages d'accumulation ou dérivation seront capables de contrôler 22 milliards de mètres cubes des eaux de surface.

La possibilité de développement de l'exploitation des eaux souterraines n'est pas supérieure à 4 milliards de mètres cubes et se limite à certaines régions, car la vidange des nappes par les sources, ghanates et pompes est d'environ 80 pourcent des réserves en eaux souterraines qui sont de 42 milliards de mètres cubes par an. (L'infiltration directe à partir des précipitations de 19 milliards de mètres cubes et les recharges souterraines par les nappes de l'extérieur du pays est de 1 milliard de mètre cube.)

Prélèvement total des réserves en eaux souterraines:

- les sources; 6.5 milliards de mètres cubes par an soit 205 mètres cubes per seconde;
- Les ghanates; 9 milliards de mètres cubes par an soit 285 mètres cubes per seconde;
- les puits peu profonds : 5.5 milliards de mètres cubes par an;
- les puits profonds : 11 milliards de mètres cubes par an ;
- les réserves non exploitables 5 milliards de mètres cubes.

Ce bilan ne tient pas compte des eaux karstiques dont nous n'avons pas pu estimer la quantité des réserves.

De ce fait, le développement des ressources en eaux souterraines pourra s'orienter, surtout vers l'exploitation des eaux karstiques, ainsi que la réa-

lisation de divers projets comme : l'alimentation artificielle des nappes, la construction des barrages souterrains, recyclage des eaux souterraines, création de barrières par injection des eaux à l'interface des eaux douces et salées et l'augmentation de l'infiltration.

Il faut indiquer que la totalité des eaux souterraines captées n'est pas réellement consommée dans l'agriculture.

La superficie des terrains cultivables de l'Iran s'élève à 430,000 km² dont 8% seulement sont irrigués actuellement.

Le gouvernement iranien ne peut pas considérer les projets d'autosuffisance en agriculture, sans penser à préparer l'eau pour irriguer au moins 100 000 km² de terrains cultivables, pour bientôt 50 millions d'habitants du pays. Vu ce fait on arrive à ce résultat que non seulement la construction de 76 barrages prévus auparavant est indispensable, mais plus encore il faut penser à contrôler la totalité des eaux exploitables.

Tenu compte du fait que les apports des crues constituent une grande partie des ressources en eau de l'Iran, les projets de barrages réservoirs se rangent au premier rang de priorité.

Il reste à répondre à cette question comment distribuer l'eau des réservoirs entre la production d'énergie et l'irrigation

Face au déficit d'eau, les ressources en énergie sont abondantes dans le pays. Dans les aménagements hydrauliques faut-il utiliser l'eau pour produire de l'énergie, ou bien au contraire consommer l'énergie dans les usines de dessalement pour produire de l'eau consommable? Notre réponse est de trouver un équilibre par des optimisations hydro-économiques.

Selon la politique de l'eau en Iran la priorité est donnée tout d'abord à la consommation domestique, ensuite la consommation municipale, l'agriculture et l'industrie, et la production hydroélectrique vient au dernier rang.

Selon les anciens projets il a été prévu d'installer 18000 MW, pour pouvoir produire 85000 giga watt en 1980. Mais par suite de perturbations dans les systèmes économique et industriel du pays, l'interruption ou la suspension de construction des centrales et des usines, ce chiffre ne sera certainement pas atteint dans un futur proche.

En ce moment il y a un énorme déficit de production électrique qui se présente sous la forme de coupures de courant, surtout pendant la saison d'été. Pour se rendre compte de l'importance du problème il n'est pas sans intérêt de comparer les 14000 giga watt heure de production électrique en Iran aux 300,000 giga watts produits en France.

La production hydroélectrique du pays provenant de 1900 MW de puissance installée n'est que de 3000 giga watt heure en 1986, et représente environ 15% du potentiel techniquement équipable. Le potentiel techniquement équipable présente la part de l'énergie des eaux de ruissellement qu'il est possible techniquement d'utiliser pour la production d'hydroélectricité. En fait, une partie seulement de ce potentiel peut être aménagée dans des conditions économiques compte tenu du prix de revient des autres formes d'énergie. Il faut ajouter à cela le fait que pour la production hydroélectrique l'on ne pourra envisager que les eaux qui ne peuvent pas être utilisées dans l'irrigation.

L'optimisation des régimes à long-terme de la gestion des réservoirs à buts multiples et la distribution des ressources en eau entre la production hydroélectrique et l'irrigation nécessite l'élaboration de modèles basés sur des critères économiques, compte tenu des caractéristiques hydrologiques du pays. La modélisation des processus aléatoires des systèmes hydro-économiques (écoulement fluvial et consommation de l'eau) devra se baser sur l'utilisation optimale des systèmes de ressources en eau en tenant compte de l'évaluation économique du développement des bassins des rivières, du prix de revient des produits agricoles, des dommages à la production hydroélectrique non réalisée, etc... ainsi que d'objectifs d'environnement.

Dans l'aménagement des rivières de l'Iran, l'irrigation, l'alimentation en eau industrielle et l'alimentation en eau potable sont des buts principaux et la production hydro-électrique, le maintien des nappes, la récupération de terres inondables, l'assainissement, la protection contre les crues, les liaisons routières et les activités de loisirs doivent être considérés comme des buts accessoires ou buts secondaires. (Cela ne veut pas dire qu'il faut s'orienter vers des aménagements monovalents). A partir des principes cités ci-dessus et en tenant compte des caractéristiques des sites potentiels de barrages, nous avons calculé la puissance potentielle naturelle techniquement équipable, ainsi que l'énergie productible.

La puissance naturelle p_t est calculée à partir de la formule de "charge hydraulique". L'énergie d'un kilogramme d'eau situé à l'altitude z , animé de la vitesse v et soumis à la pression p , a pour expression (charge hydraulique):

$$H = \frac{v^2}{2g} + \frac{p}{\bar{w}} + z$$

la puissance naturelle p_t a pour valeur:

$$p_t = \bar{w} Q (H_1 - H_2)$$

$$p_t = \frac{v_1^2 - v_2^2}{2g} + \frac{p_1 - p_2}{\bar{w}} + (z_1 - z_2) \bar{w} Q$$

Les deux premiers termes de la parenthèse sont, en général, négligeables par rapport au dernier et nous avons avec une bonne approximation :

$$p_t = 9.81 Q H_t$$

où p_t est exprimé en kw, Q en m^3/s et H_t en m. La puissance p_e disponible aux bornes des alternateurs est une fraction de la puissance naturelle dépendant du rendement de l'ensemble de l'installation.

Si on adopte les valeurs moyennes de pertes : dans les ouvrages d'aménage, dans les turbines et dans les alternateurs on aura:

$$p_e = 8 Q H_t$$

Le calcul du débit équipé " Q_a " qui est la valeur maximale du débit dérivé résulte essentiellement de considérations économiques. On rapporte souvent le débit aménagé au module moyen M : le rapport $s = Q_a / M$ est appelé degré d'équipement ce dernier varie suivant le type d'aménagement.

Nous avons estimé un rapport moyen pour l'ensemble des sites potentiels de barrages égal à 1/5. En utilisant cette valeur nous avons obtenu:

- l'énergie sauvage des eaux de l'ensemble des rivières de l'Iran = 500,000 Giga watt heure ;
- La puissance naturelle techniquement équipable = 30,000 MW;
- La puissance économiquement aménageable (puissance nette maximale) = 12000MW;
- L'énergie productible (productibilité) en année d'hydraulicité moyenne = 21,000 Giga watt heure.

En outre nous estimons qu'il existe un potentiel de 5000 MW, aménageable par des microcentrales sous basses chutes. Le terme "micro centrale" est employé pour désigner les centrales de production d'énergie électrique implantées sur de petites rivières ou de grands canaux d'irrigation.

Parmi 66000 villages iraniens, 5 pourcent ont la chance d'avoir un site favorable de basse chute à une distance inférieure à 10 kilomètres. Les microcentrales aux alternateurs synchrones peuvent servir à alimenter en électricité ces villages éloignés et isolés qui ne sont pas interconnectés avec un réseau quelconque. Les autres sites peuvent être équipés par un autre type de microcentrales qui alimentent le grand réseau de distribution.

L'électrification rurale, en Iran, ne couvre que 16 pourcent des villages et une puissance utile garantie de 5000 MW pourra satisfaire aux besoins villageois. Pour produire l'électricité des villageois, par des centrales thermiques ou diesel, annuellement il faut consommer de 94 millions de barils de fuel industriel par an car :

$$9\ 800\ \text{BTU} \rightarrow 1\ \text{kWh}$$

$$1\ \text{kg de fuel} \rightarrow 38\ 400\ \text{BTU}$$

Ces résultats montrent qu'en Iran on ne pourra pas se baser essentiellement sur la production hydroélectrique des grands aménagements. Cela n'inclut pas les usines de pompage à fin de modulation de l'énergie, la régularisation de la production et la sécurité et le réglage du réseau. Alors nous insistons pour le perfectionnement du projet de l'usine de pompage de Siah Bisheh dans l'Alborz central).

Pour estimer la puissance économiquement aménageable, dans les cas des petits cours d'eau, nous avons envisagé l'alimentation d'un seul réservoir par des bassins latéraux. Surtout dans l'Alborz central la topographie de la plupart des vallées des rivières permet de créer une retenue de grande capacité mais les bassins versants naturels alimentant ces réservoirs ne peuvent pas les remplir. Dans certains cas la topographie de l'Alborz offre la possibilité de dérivation des eaux prélevées dans des bassins latéraux par gravité ou par pompage.

Enfin, la dérivation de débit d'une vallée à une autre est importante, en particulier en ce qui concerne l'agriculture. La réalisation de ces ouvrages de détournement en Iran est indispensable.

Aménagements	Rivière	Type	Longueur en crête (en m)	Hauteur maximale (en m)	Capacité de retenue (en mmc)		Volume régularisé (mmc/an)	Puissance installée en (MW)	Productibilité en GWh/an
					Totale	Utile			
Dez Manjil	Dez Séfid Roud	Béton-voûte Béton à contre- fort	212 425	203 106	3340 1800	2480 1200	6938 2000	520 87.5	2200 420
Amir Kabir Ekbatan Gol paiegan Latyan	Karaj Abshineh Golpaiegan Jajroud	Béton-voûte Béton-poid en terre Béton à contre- fort	390 286 360	180 53 56 107	205 8 44 95	195 5 40 85	400 17 80 245	90 - - 22	130 - - 50
Zayandeh Roud	Zayandeh roud	Béton-voûte épaisse	450	100	1250	1090	1200	55	174
Mahabad Zarineh Roud Aras Voshanguir Doroudzan Karoun Jiroft Minab Lar Geshlag	Mahabad Zarineh Roud Aras Gorgan Roud Kor Karoun Hail Roud Minab Lar Geshlag	Enrochements en terre en terre en terre en terre Béton-voûte Béton-voûte En terre Enrochements	700 720 945 430 700 380 250 450 1500 300	46 50 38 19 60 200 133 60 105 80	230 650 1350 79 993 2900 430 350 960 224	190 486 1150 50 860 1100 355 271 860 199	195 535 1400 100 433 9259 235 240 300 105	6 - 22 - - 1000 30 - 100 4	24 - 88 - - 4120 80 - 200 12

T A B L E A U 3

I.2.4. Objectifs et politiques de la section "eau"I.2.4.1. Les objectifs poursuivis

Les objectifs de l'industrie de l'eau en Iran sont:

- Prévention de l'excès d'écoulement aux mers, lacs, marais, déserts, en construisant des installations hydrauliques convenables;
- dérivation des eaux des bassins excédentaires vers les régions arides mais fertiles;
- coordination des utilisations des eaux de surface et souterraines pour arriver à une utilisation optimale de toutes les ressources en eau dans chaque région;
- application et mise au point des derniers progrès scientifiques et techniques obtenus dans le domaine de l'industrie de l'eau;
- modernisation du système d'irrigation;
- aménagement des systèmes de drainage pour empêcher la contamination des eaux et l'évaporation à partir des nappes peu profondes;
- poursuite des recherches en hydrologie, hydrographie, irrigation, hydrogéologie, etc.
- contrôle des crues et des ouvrages de protection;
- préservation des réseaux contre les rejets dans ces eaux de résidus liquides et solides.

Depuis 1979 la priorité est donnée aux petits projets. Cette priorité couvre les petits projets d'aménagement des rivières et eaux d'irrigation.

La loi iranienne sur l'eau du 18 Juillet 1968 déclare la nationalisation de cette ressource en Iran; selon elle, les eaux sont propriété publique en tant que bien national. Donc cette loi a mis fin au système traditionnel des droits qui avaient été établis à partir d'une combinaison de coutumes et des codes civils.

I.2.4.2. Organisation de l'industrie de l'eau

Plusieurs organisations gouvernementales ont des responsabilités dans la planification, le développement, l'aménagement et la direction des ressources en eau du pays. Ces sociétés relativement autonomes autrefois, sont rassemblées ou intégrées dans le Ministère de l'Energie qui a la responsabilité d'utiliser au maximum les ressources en eau, contrôler toutes les activités d'aménagement hydraulique et produire l'électricité pour l'usage des villes, des villages, de l'industrie et de l'agriculture.

D'autres organisations sont:

- Organisation du Plan et du Budget ayant des divisions: des barrages et irrigation, des affaires sociales et de l'agriculture;
- Organisation météorologique (Ministère de la Défense)
- Département d'assainissement (Ministère de la Santé)
- Service géologique de l'Iran (Ministère des Mines et des Métaux)
- Département de conservation de l'environnement
- et finalement 11 divisions administratives régionales de la direction de l'eau (Ministère de l'Energie).

I.2.4.3. Organismes créés pour la connaissance et l'exploitation des ressources en eau

Ce sont les organisations suivantes qui ont à leurs charges les mesures hydroclimatologiques et la production de statistiques en Iran, (les statistiques utilisées dans cette étude):

- Direction des eaux de surface (Ministère de l'Énergie); débitimétrie, pluviométrie;
- Département des eaux souterraines (Ministère de l'Énergie): inventaire des puits, des sources et des ghanâtes ;
- Organisation météorologique (Ministère de la Défense): pluviométrie, (la densité de la distribution des stations pluviométriques est en moyenne d'une station pour 1000 km²), les paramètres climatologiques tels que la température, l'humidité, les vents, etc, sont mesurés dans 45 stations synoptiques;
- Centre des statistiques (Organisation du Plan et du Budget) : Production des statistiques sur les facteurs humains.

A part ce dernier dont les statistiques sont publiées jusqu'à 1984, les autres organisations n'ont pas de publications régulières des données et des statistiques pour ces dernières années.

Nous avons utilisé les données publiées des organismes sus-mentionnés, ainsi que quelques données brutes hydroclimatologiques non publiées.

CHAPITRE II

BASSIN EXPERIMENTAL DU SUD DE LA CASPIENNE

DONNEES CLIMATIQUES

II.1. PRESENTATION DES BASSINS VERSANTS DE TADJAN-NEKA

Sur le coté nord de l'Alborz, les précipitations diminuent de l'Ouest vers l'Est. Située entre les longitudes 53° et 54°.9' et les latitudes 35° et 36° et 37°, la région de Tadjan-Néka nous offre des conditions qui correspondent bien à notre objectif de mettre en évidence le surplus d'eau sur le versant nord de l'Alborz. Car cette région se trouve à l'extrémité du bord est de la Caspienne (Pl. 7) et s'il y a excès d'eau dans cette région, à priori il y aura surplus d'eau dans les bassins se trouvant plus à l'Ouest. Ce raisonnement sera d'autant plus valable si on signale que la plaine côtière dans cette région atteint presque sa largeur maximale ce qui exige une grande quantité d'eau pour l'irrigation; et que la température augmente de l'Ouest vers l'Est.

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 leur sortie de la zone montagneuse jusqu'à ce qu'elles se jettent dans la Caspienne. Les Cônes de déjection s'étendent sur quelques kilomètres en bordure de cette plaine dont la pente a une direction sud-nord.

La rivière Tadjan draine une zone montagneuse d'environ 4000 kilomètres carrés. Son débit moyen interannuel est de 14 m³/s. Elle est formée par la confluence de trois affluents: Sefid Roud, Garmab Roud, Zaram Roud (Pl. 8).

Le Néka se trouve au nord du Tadjan et coule de l'Est vers l'Ouest plus ou moins parallèlement au Zaram Roud. Il draine une zone montagneuse de 1900 kilomètres carrés, dont la longueur est de 135 kilomètres et la largeur moyenne de 14 kilomètres. Son débit moyen interannuel est de 6,2 m³/s.

Au nord, une chaîne ayant la direction est-ouest sépare la plaine côtière du bassin de Néka. Une deuxième chaîne vers le sud, parallèle à la première chaîne se trouve entre le Néka et le Zaram Roud. Au centre et au sud de la région, les chaînes ne sont pas très régulières, mais elles ont sensiblement la direction W. NW.- E. NE. Les monts les plus hauts se trouvent au sud-est et au sud de la région: Badeleh Kouh, 3211m, Kouh-e-Shader 3251 m.

Le tableau 4 donne les superficies par tranche d'altitude de 500 mètres à partir de -28 m (altitude de l'exutoire) et jusqu'à 3602 m pour le bassin du Tadjan. 95% de la surface est comprise entre 0 et 2500 m. L'altitude de fréquence 1/2 est de 1950 mètres et l'altitude moyenne est égale à 1407 mètres. L'indice de forme du bassin de Tadjan (l'indice de Gravellius) est égal à 1,66 ce qui n'est pas très éloigné de celui d'un cercle, et la pente moyenne calculée par la méthode du rectangle équivalent est de 2.20%.

Les forêts sont largement développées sur cette région. 75% de la superficie de la zone montagneuse de la région Tadjan-Néka est couverte par les forêts et 12% par l'agriculture. Les forêts s'élèvent jusqu'à une altitude de 2800 mètres. Cette végétation de climat humide ne traverse en aucun endroit l'axe de l'Alborz et elle fait place sur le flanc sud à une végétation de type de climat sec et semi-désertique.

La totalité de la plaine appartient à l'agriculture. La plupart des terrains de cultures de blé sont arrosés convenablement par les précipitations, cependant la culture du coton et du riz qui a une grande extension est irriguée par les eaux des rivières et des puits.

La population sur l'ensemble du bassin de Tadjan représente 360,000 habitants, et se compose de 64,000 familles. Cette population se répartit entre la ville de Sari 95000 habitants et les villages se trouvant dans les zones montagneuses et la plaine côtière. La population de la partie étudiée du bassin de Néka est d'environ 62000 habitants et 9000 familles. La densité du bassin de Tadjan est de 88 habitants au kilomètre carré et celle du bassin de Néka de 58 habitants au kilomètre carré.

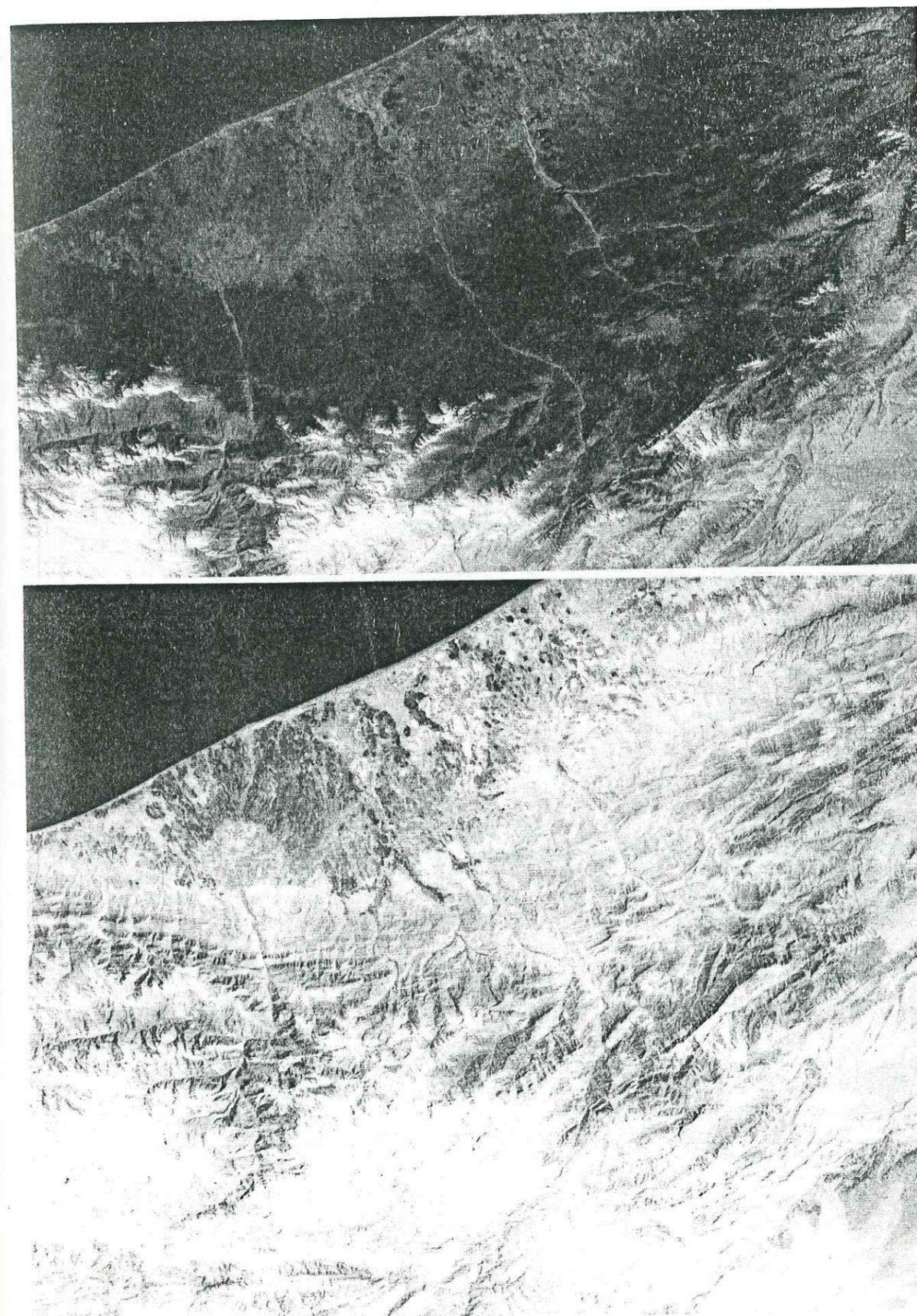
Dans la partie boisée, les villages sont assez nombreux et entourés d'une zone défrichée, où parfois l'érosion crée des affleurements sur lesquels s'installe une végétation d'arbustes épineux. Les villages sont situés à proximité des rivières ou des sources à débit permanent.

Tranches d'altitude (m)	Surface en km ²	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.

II.2. LES PRÉCIPITATIONS

Pour l'étude des précipitations de cette région, nous avons utilisé les données pluviométriques de 20 stations. 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 également la région de Tadjan-Néka. Le tableau 4 fait état des équipements l'altitude et la période d'observation de chaque station.



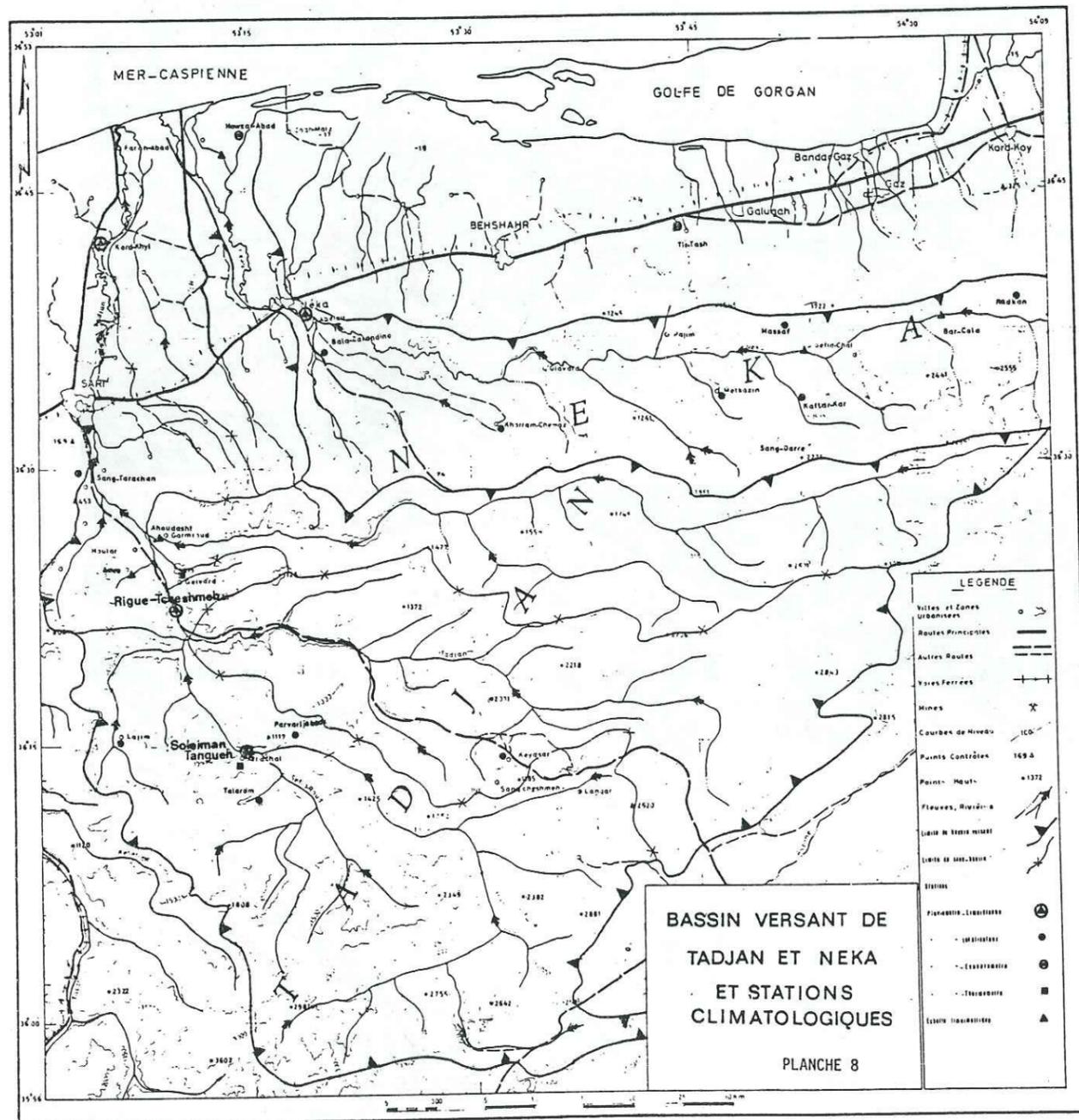
Bassin versant	Stations	Equipement	Altitude en m	Périodes d'observations retenues
Tadjan	Kord khyl	pluviomètre	0	1966-1976
	Rigue Tchéchmeh	pluviomètre	200	1958-1976
	Soleiman Tangueh	pluviomètre	900	1966-1976
	Sangue Tarachane	totalisateur	175	1965-1976
	Lajime	totalisateur	750	1965-1976
	Parvaridje Abad	totalisateur	1000	1965-1976
	Kiassar	totalisateur	1275	1965-1976
Néka	Nowzar Abad	pluviomètre	-20	1966-1976
	Ablou	pluviomètre		1970-1976
	Séfid 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 4

Pour l'ajustement des données tout d'abord, les précipitations annuelles et mensuelles de chacune des stations 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. Ces erreurs se manifestent surtout pour les pluviomètres totalisateurs, mais quelles que soient les raisons 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 Soleiman Tangueh.

Les deux valeurs de précipitations annuelles obtenues par les pluviomètres journaliers et totalisateurs fournissent un point sur un diagramme avec en abscisses 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 à trois stations autour de cette station.

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.

II.2.1. Précipitations annuelles

Il faut d'abord noter que dans la région du sud de la Caspienne les précipitations n'augmentent pas en fonction de l'altitude et qu'il y a un gradient altimétrique nul. Car ici deux lois contraires contrôlent les précipitations l'effet altimétrique et la distance de la source d'humidité la Caspienne.

Pour envisager la répartition annuelle des précipitations une étude statistique a été effectuée.

La densité de probabilité en loi de Gauss est :

$$p(x) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}}$$

x: variable (ici, les précipitations);

M: moyenne de la variable qui représente la tendance centrale de la série;

$$M = \frac{\sum x}{N}$$

N: nombre total d'observation

écart type qui caractérise la dispersion des valeurs autour de la tendance centrale.

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (x - \mu)^2}{N - 1}}$$

p(x) étant une fonction positive, monotone non décroissante et symétrique.

pour la station de Babolsar

$$N = 26 \quad M = 851 \quad \sigma = 195$$

La probabilité cumulative d'une valeur égale ou inférieure à x est

$$p(X \leq x) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^x e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} dx$$

Le problème est de savoir quelle loi exprime la distribution pluviométrique de la région. Dans une distribution normale on doit avoir :

- 50% d'observations comprises entre

$$M - \frac{2}{3}\sigma \text{ et } M + \frac{2}{3}\sigma$$

soit ici entre 721 et 981 mm.

- 68% d'observations comprises entre

$$M - \sigma \text{ et } M + \sigma$$

soit ici entre 656 et 1046 mm.

- 95% d'observations comprises entre

$$M - 2\sigma \text{ et } M + 2\sigma$$

soit ici entre 461 et 1241

- 99,7% d'observations comprises entre

$$M - 3\sigma \text{ et } M + 3\sigma$$

soit ici entre 336 et 1366 mm.

pour la station de Babolsar les intervalles ci-dessus représentent respectivement :

$$50\% \quad 67\% \quad 100\% \quad 100\%$$

puisque l'écart entre les fréquences observées et celles appartenant à la distribution normale est faible, on pourra conclure que l'échantillon suit une distribution normale. On remarque que la comparaison de ces valeurs n'aboutit pas à un résultat quantitatif; donc, nous avons procédé d'une autre façon. La station de Rigue Tchechmeh a été choisie pour employer la méthode de χ^2 afin de savoir si la loi de Gauss 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 χ^2 est de 2,97 pour un degré de liberté égal à $N-n-1=7$. Cette valeur est inférieure à celle correspondant 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.

Après s'être assuré de la distribution gaussienne de la pluviométrie de la région nous avons employé une méthode de 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 de la façon suivante :

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

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

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

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

2- Les valeurs M'_1 et S'_2 représentent respectivement la moyenne et l'écart - type synthétique de n'importe quelle station et peuvent être calculées grâce aux relations ci-après:

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

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

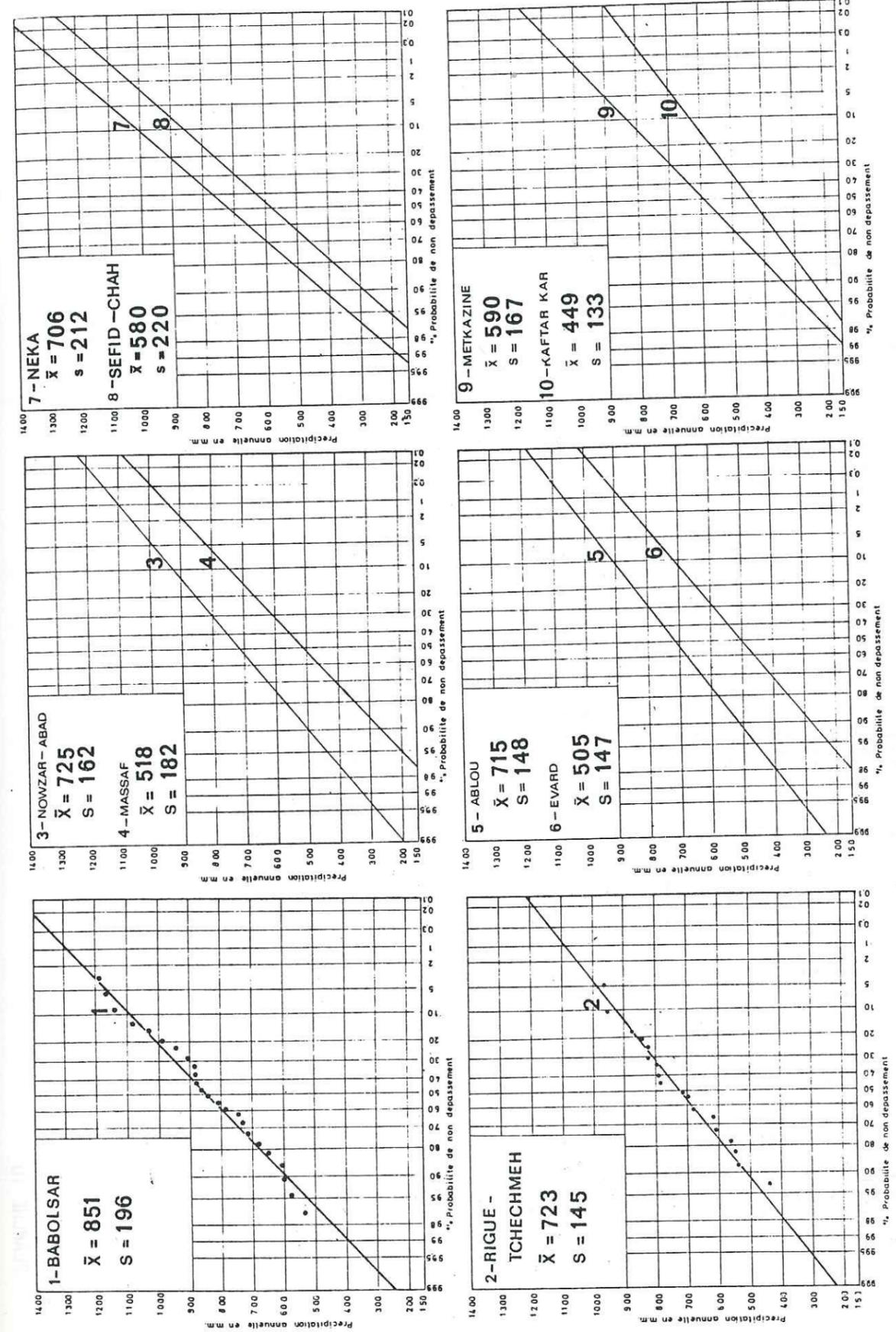
$$\bar{R}^2 = 1 - (1 - R^2) \frac{N - 1}{N - 2}$$

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

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. 9-10) Ainsi l'étude statistique rend-elle possible la prévision des valeurs remarquables en chaque point de mesure.



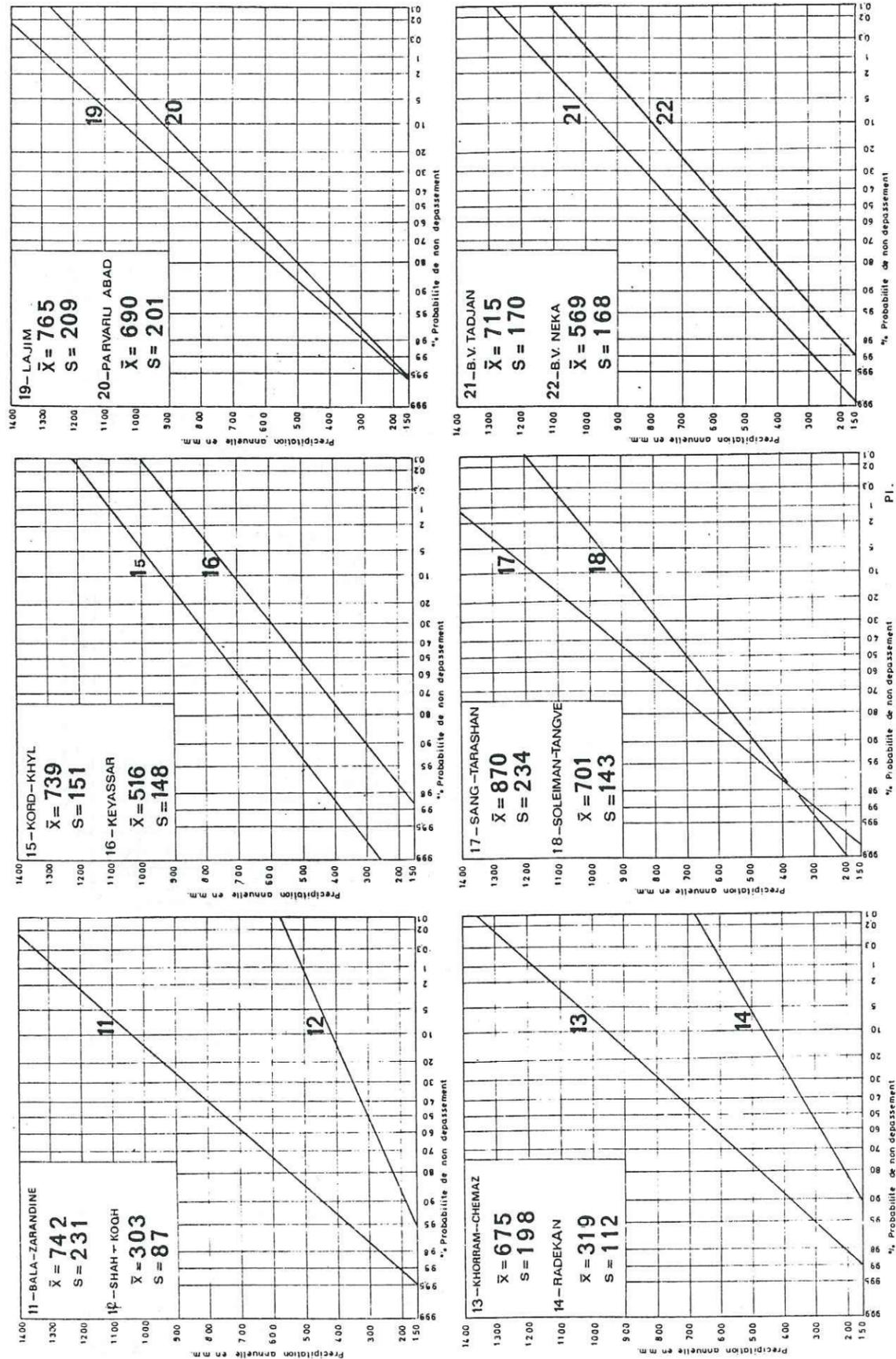


PLANCHE 10

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 Khyl	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-Tanguéh	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 Néka

Station	Année cinquantenaire		Année moyenne	Année décennale	
	sèche	humide		sèche	humide
Nowzar Abad	380	1058	725	450	932
Ablou	408	1030	715	520	820
Néka	240	1190	706	420	1012
Bala Zarandine	250	1230	742	428	1040
Korram Chomaz	210	1135	675	378	960
Evard	150	850	505	280	725
Massaf	122	905	518	262	760
Metkasine	210	965	590	340	830
Kaftarkar	130	748	449	250	635
Séfidchah	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

Le bilan hydrologique sera établi à partir de ces valeurs obtenues par les méthodes statistiques; il est donc intéressant de comparer les valeurs observées à celles calculées.

Les valeurs observées :

	moyenne	écart-type
- Station de Babolsar période de 26 années	851	196
période de 11 années (de 1966 à 1976)	830	192
- 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 $\bar{R} = 0,57$	701	143	

Ainsi, 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. L'emploi de cette méthode 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 (N_e) est calculée à partir de la formule suivante:

$$N_e = \frac{N}{1 - \frac{N_B - N}{N_B} \bar{R}^2} = 15,58 \approx 15 \text{ ans}$$

N : période d'observation prise en compte dans les calculs = 11 ans

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

\bar{R}^2 : coefficient de corrélation minimum = 0,51

Du point de vue statistique pour une période de 11 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.

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

σ écart-type et \bar{P} la moyenne annuelle des précipitations

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 ap-

profondie, il est bien visible que le coefficient de variation diminue avec l'accroissement de la moyenne des précipitations annuelles.

II.2.1.1. 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.9).
- Les distributions synthétiques de la fréquence pour les autres stations pour lesquelles on avait au moins onze ans d'observations, ont été tracées au moyen de l'écart-type et de la moyenne des données sur les mêmes diagrammes (Pl.9,10).
- 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 (Pl. 10, diagrammes 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 correctrice est :

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

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.

II.2.2. 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. Le module mensuel est la moyenne arithmétique des précipitations pour chaque mois, ici pour une durée relativement courte : 11 ans (Pl. 11).

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. 11).

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 forcé à représenter les calculs correspondants pour les mois iraniens.

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

Année hydrologique

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

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

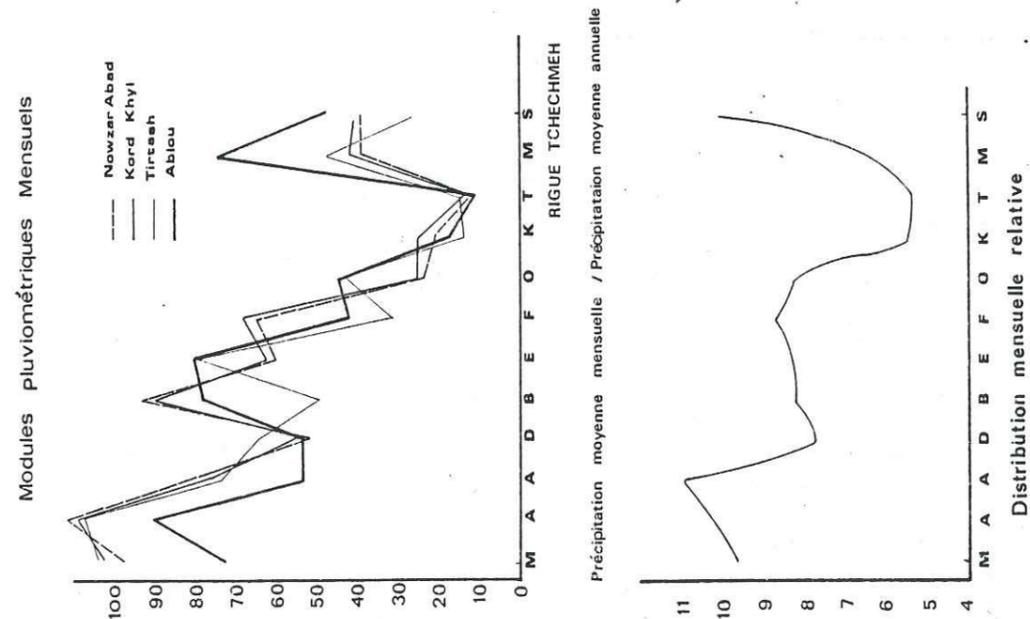
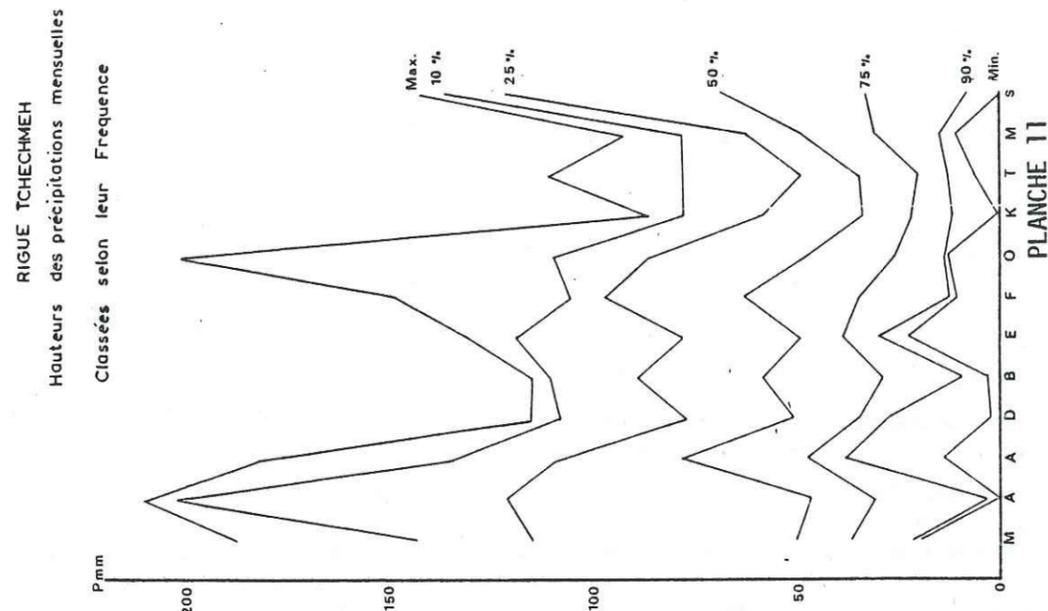


PLANCHE 11

II.3. LA TEMPERATURE

Après la pluviométrie, le second facteur important qui conditionne l'hydrologie d'une région c'est la température atmosphérique. Les données de 22 années d'observations de la température à la station de Sarkat entre les années 1954 et 1977 ont été exploitées et reportées sur les graphiques.

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° et la différence pour une année moyenne est de 42° C bien que les données de cette station qui peut être représentative de la région montrent des conditions climatiques comparativement modestes. Le mois le plus chaud est le mois d'Août avec une température moyenne de 27° C, le maximum absolu est de 40° C et le mois le plus froid est le mois de Janvier avec une température moyenne de 5° C (le minimum absolu est -11° C).
- Le tableau suivant montre la moyenne des températures annuelles pour trois stations du bassin versant de Tadjan.

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

A cause des conditions climatologiques relativement homogènes dans la région les écarts des températures entre la plaine et la montagne sont négligeables et 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° 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° C, ce chiffre sera pris en compte dans nos calculs de l'évaporation.

II.4. 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'alti-

tude, mais la forêt qui couvre la majorité du bassin joue le rôle d'un régulateur. Les fluctuations diurnes les variations mensuelles et annuelles d'humidité relative à la station de Sarkat montrent 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.

II.5. 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 = 3,2 mile/heure). La vitesse maximale 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.

II.6. EVAPOTRANSPIRATION - DEFICIT D'ECOULEMENT

Au cours d'une période donnée, la différence entre les quantités d'eau tombée sur un bassin versant et les quantités d'eau écoulée mesurées à l'exutoire de ce bassin constituent le déficit d'écoulement pour la période considérée. Pour le calcul du déficit d'écoulement des bassins de Tadjan et Néka, nous allons étudier les deux éléments principaux du bilan hydrologique: 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 cette analyse 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.

II.6.1. Evaporation réelle et bilan hydrologique pour la période
1967 - 1977

- 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

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

- 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 7 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'infiltre ou s'écoule. Pendant les mois déficitaires, l'évapo-transpiration réelle est égale à l'évapotranspiration potentielle jusqu'à épuisement des réserves du sol, et, à partir de là, sera égale aux précipitations.

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.

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

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 7

BILAN DE L'EAU

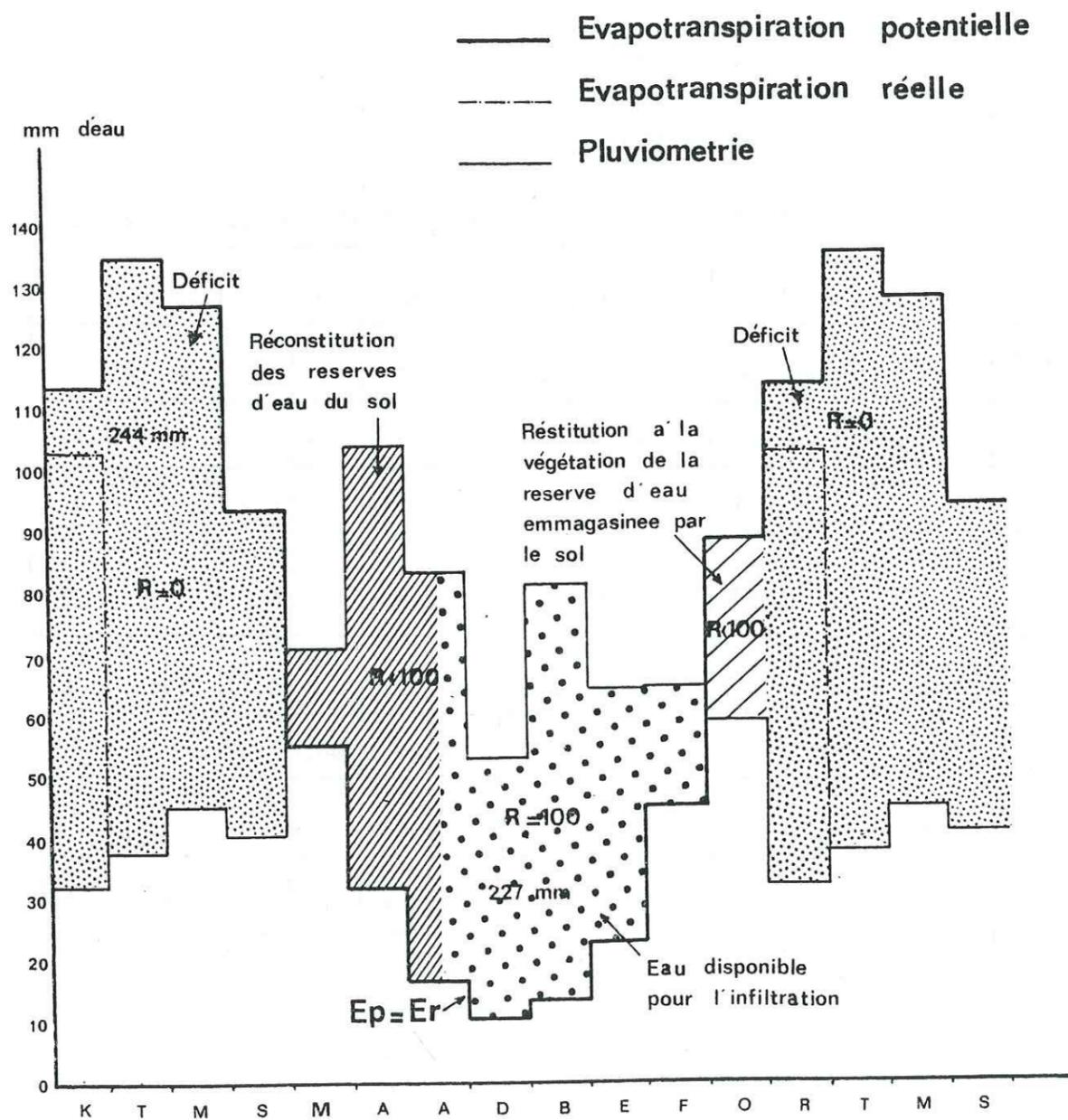


PLANCHE 12

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

Formule de Coutagne

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

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

Ici $p = 0,738$ m

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

$E_r = 555$ 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.

II.6.2. 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 :

$$D = P - Q - U - A + S$$

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).

S = 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 Tadjan₂
La superficie du bassin = 4080 km²

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. 7) = 1219 km²

P = 621 mm₃
Q = 4,75 m³/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 m³/s
B = débit à la station de mesure de Barcola = 1,7 m³/s
840 = superficie du bassin jusqu'à Barcola.
690 = superficie du bassin qui se trouve en dehors de la carte

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

II.6.3. Comparaison des résultats - 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 évapo: transpirée 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_r = 530,9 mm

Par la formule de Coutagne

T = 15°C
P = 648 mm
λ = 0,3448
E_r = 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 Tonthwaite est nettement supérieure à l'évapotranspiration mesurée sur les bacs d'évaporation après correction 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 conditions 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

$$E_r = 536 \text{ mm}$$

CHAPITRE III

ÉCOULEMENT DE SURFACE-RESERVES SOUTERRAINES

Après avoir étudié l'allure générale et la nature du bassin versant, après avoir envisagé les quantités d'eau qu'il reçoit à partir des précipitations et qu'il perd par l'évapotranspiration, il s'agit de considérer le devenir de l'eau qui échappe à l'évaporation. Cette eau se partage entre l'écoulement de surface qui est la quantité d'eau circulant dans le réseau hydrographique et évaluée aux stations de jaugeage, et l'infiltration profonde.

III.1. BASSINS HYDROLOGIQUES DU TADJAN ET DU NEKA

III.1.1. Description du réseau hydrographique

Nous rappelons que le réseau hydrographique de la région se compose de deux rivières principales (Tadjan et Néka) et de quelques cours d'eau. Le Tadjan qui draine une zone montagneuse de 4000 km² est formé de cinq affluents. 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.

Le Néka, étant plus petit que le Tadjan s'allonge de l'est vers l'ouest avec une longueur de 135 km et draine environ 1900 km².

La largeur du bassin de cette rivière ne dépasse pas 18 km et sa largeur moyenne est de 14 kilomètres. Le Néka a un seul affluent et une partie de son bassin qui n'est pas représentée sur la carte 1:250000 et dont on n'a pas tenu compte dans les calculs, a une superficie de 690 km².

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 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 des eaux de ces cours d'eau est utilisée pour l'irrigation, et le reste qui est négligeable arrive à la mer.

Les superficies des bassins versants des affluents de Tadjan en kilomètres carrés sont:

Séfid Roud	Lajim	Garmab Roud	Zaram Roud	Salardarreh
1520	325	1169	869	325

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

Rivière	Station	Altitude en m	Superficie du bassin km ²	Equipement	
Tadjan	Soleiman Tanguéh	900	1 223	échelle, pluviomètre, téléphérique, limni- graphe	1954
S. Tot. 4120 km ²	Varand	200	1 100	échelle	1969
	Rigue Tchechmeh	200	2 689	échelle, pluviomètre, téléphérique, limni- graphe	1958
	Amreh darreh	200	35	échelle, pluviomètre,	1970
	Garm Roud	200	415	échelle	1970
	Kord Khy1	0	4 080	échelle, pluviomètre, téléphérique	1969
Néka	Barcola		840	échelle	
	Séfid Chah		1 060	échelle, pluviomètre, téléphérique, limni- graphe	1968
	Ablou		1 909	échelle, pluviomètre, téléphérique, limni- graphe	1968
	Nowzar Abad			échelle, pluviomètre	1967

TABLEAU 8

III.1.2. Corrélation pluie - débit

Les relations entre l'écoulement et la pluviométrie s'étudient au moyen des graphiques, des formules empiriques et par analyse des hydrogrammes. La méthode des graphiques annuels est la méthode de représentation la plus simple. Elle consiste à porter sur un même graphique en ordonnées les débits et les hauteurs de précipitation en fonction du temps en abscisses communes.

Ici basée sur le principe de régression, 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. 13).

Année	Volume écoulé Y en MMC	Précipitation X en mm	XY	SSY	SSX
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
	2186.1	6308.1	1424 160	21908	120046

TABLEAU 9

r coefficient de corrélation est calculé par :

$$r = \frac{SP \ x \ y}{\sqrt{SSX \cdot SSY}}$$

dans lequel :

$$SP \ x \ y = \sum (x - \bar{x}) (y - \bar{y})$$

$$SSX = \sum (x - \bar{x})^2$$

$$SSY = \sum (y - \bar{y})^2$$

et les paramètres de la droite exprimant la corrélation sont :

$$a = \frac{SP \ x \ y}{SSX} \quad b = \frac{\sum y - a \sum x}{n}$$

Dans cette étude statistique on obtient :

$$r = 0,884$$

$$a = 0,37611$$

$$b = -18,664$$

$$\text{donc } y = 0,376 \ x - 18,6$$

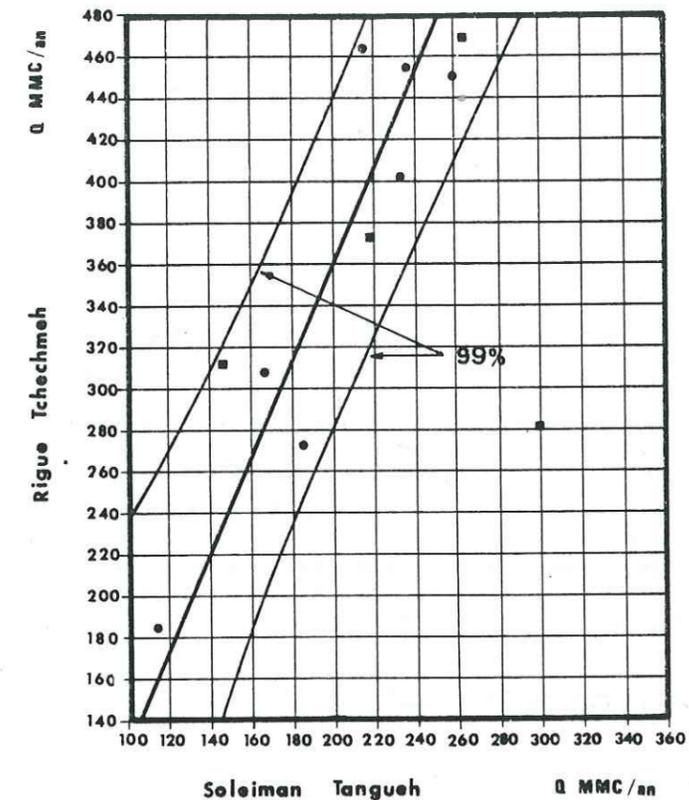
La droite ainsi obtenue qui exprime une corrélation linéaire entre la pluviométrie et l'écoulement pour la région est présentée sur la planche 13.

III.1.3. Répartition des débits dans le temps

III.1.3.1. Etude à l'échelle annuelle et mensuelle

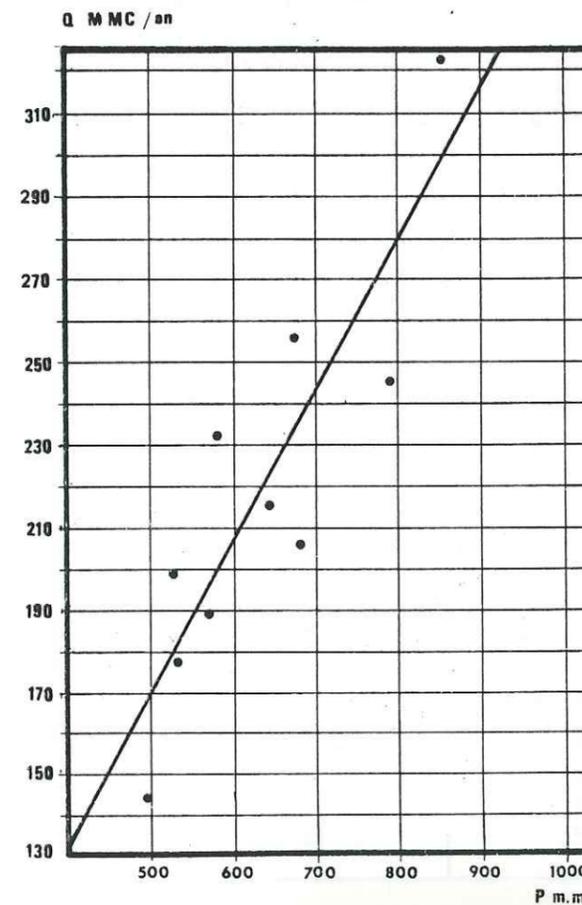
Les débits moyens annuels mesurés à la station de Soleiman Tanguéh ont été ajustés à la distribution normale. La droite obtenue par les calculs théoriques et les points expérimentaux montrent que la répartition des débits moyens annuels dans le temps n'est pas loin d'une distribution gaussienne. Ce calcul a été effectué pour une période de $n = 20$ ans (1954 - 1974) et on obtient \bar{x} le débit moyen

CORRELATION DES DEBITS



CORRELATION PRECIPITATION-DEBIT

à Soleiman Tanguéh



annuel égal à $6,7 \text{ m}^3/\text{s}$ et l'écart type 1,427.

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

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

Les études statistiques semblables sur les données débitométriques des autres stations de jaugeage de la région nous ont servi pour calculer les débits moyens annuels, que nous allons voir ultérieurement, d'une façon plus faible.

En ce qui concerne la distribution mensuelle des débits, le graphique des débits mensuels classés selon leur fréquence et les graphiques des débits minimums et 90% représentent l'effet de la saison sèche et le tarissement des sources au mois d'août. Les pics des graphiques des débits maximums et des graphiques de 75%, 50% et 10% montrent 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. 14).

3.1.3.2. Etude des débits à l'échelle journalière

1. Prévisions des crues

La distribution de Gumbel 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 m augmente indéfiniment. Le type de forme limite 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

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

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

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. 14).

$$\begin{aligned} n &= 20 \\ \bar{x} &= 46,2 \\ \sigma &= 23,07 \\ c &= 17,99 \\ a &= -35,81 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{avec } x &= -a = 35,81 \quad P(X < n) = e^{-e^{-(35,81 - 35,81)/c}} \\ &= 0,36792 = \text{mode de distribution.} \end{aligned}$$

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 10).

$$n = 20 \quad \sigma = 23,67$$

	T	T_1	T_2	Q_i	$Q + \sigma T_1$	$Q + \sigma T_2$
95%	4 100	1 2,23	0,46 1,42	63,3 139	86,7 191,8	52,4 105,4
70%	4 100	0,35 1,0	0,26 0,75	63,3 163,3	71,5 160,0	57,6 118,5

TABLEAU 10

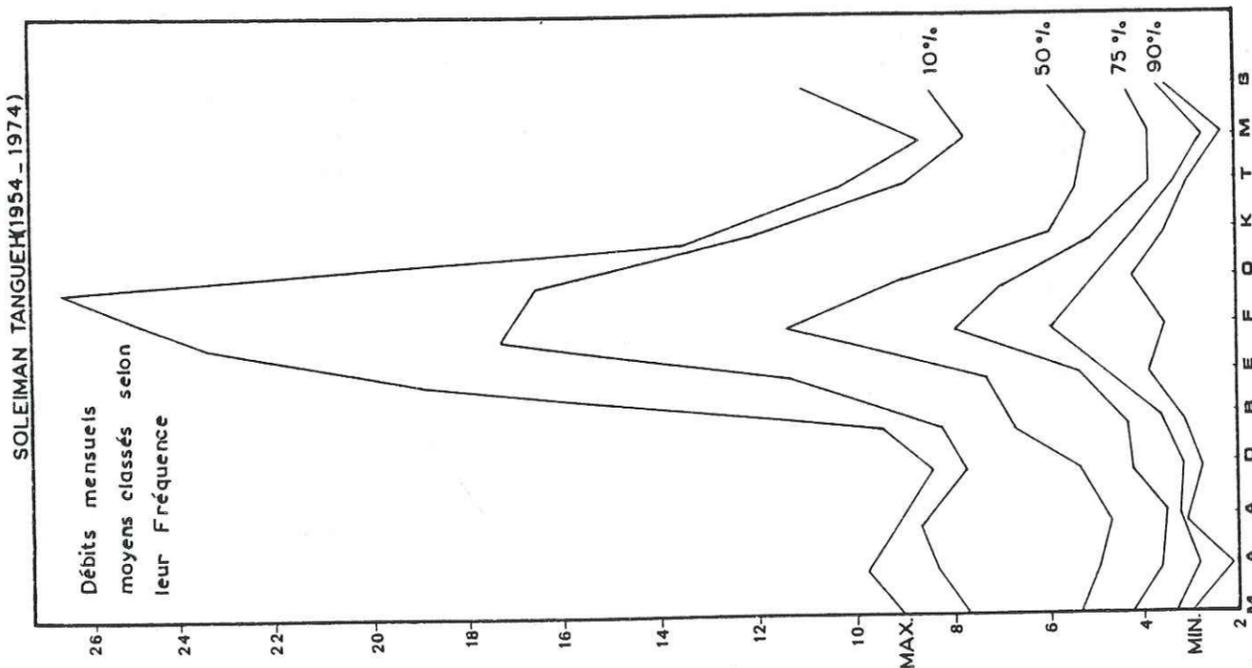
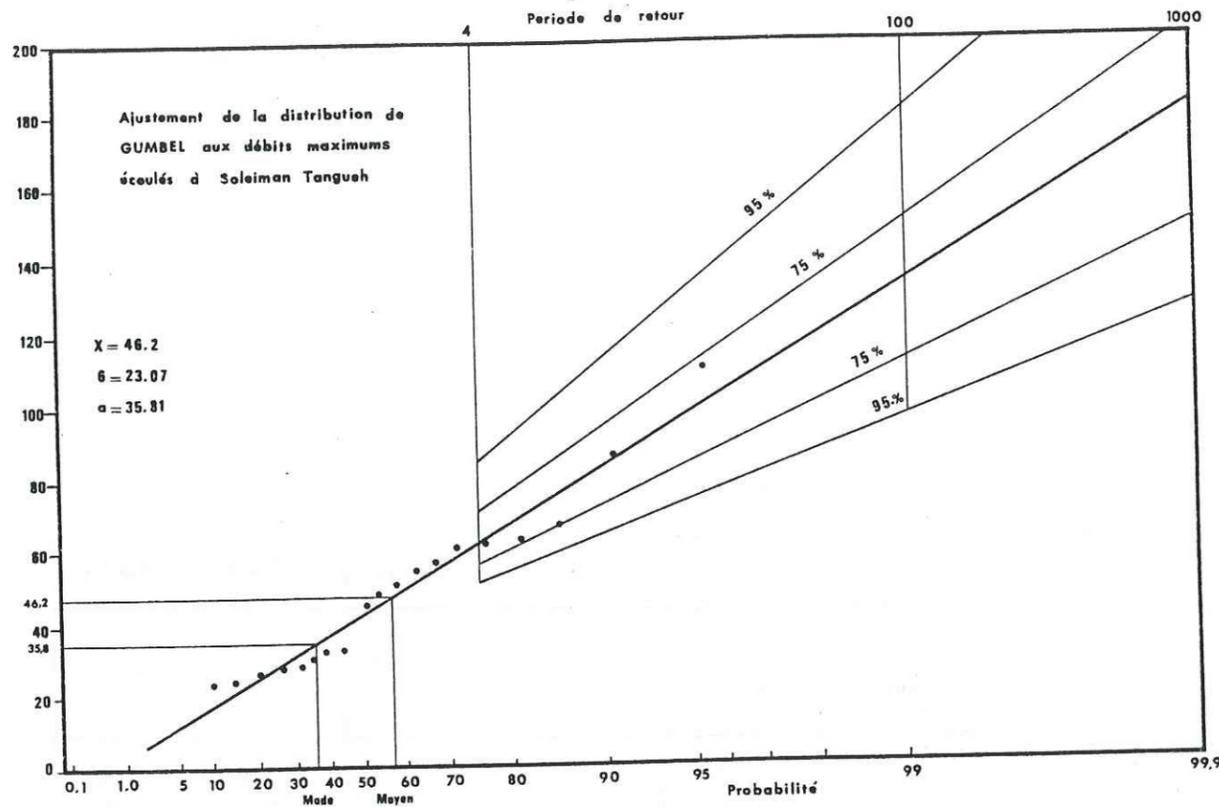
Selon la droite obtenue, les débits maximums des crues annuelles pour les périodes de retour de 10, 100, 1000 ans seront respectivement : 83, 136, 166 m^3/s .

Soleiman Tanguéh

$$n = 10 \quad 1954 - 1974$$

Débit maximum annuel Q en m^3/s	Probabilité $\frac{\%}{m}$ $\frac{1}{n+1}$	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 11



Pl. 14

III.1.4. Répartition des débits 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 :

- Formule de corrélation d'eau écoulee à deux stations;
- débits spécifiques moyens mensuels ;
- indices d'écoulement mensuels moyens;
- coefficients relatifs mensuels moyens;
- débits moyens annuels.

III.1.4.1. Recherche d'une formule de corrélation de l'eau écoulee 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 Mm^3/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

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

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

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

x	y	xy	$x - \bar{x}$	$(x - \bar{x})^2$	$(y - \bar{y})^2$
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
1399,8	2536,6	536701,9		12473,6	71600,6
Moy. 199,97	362				

TABLEAU 12

$$r = 0,98521$$

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. 13).

$$y = ax + b$$

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

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

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

$$y = 2,3605X - 109,6$$

Formule 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

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

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

$$t = 3,665 \quad t - \text{student degré de liberté} = 5$$

d'où

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

III.1.4.2. Modules, indices et coefficients de l'écoulement

-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 1 /s/km²

	M	A	A	D	B	E	F	O	K	T	M	S
Rigue Tchechmeh 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 Tanguéh 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

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.

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 ²	période	M ³ /s	1/s.km ²	MMC/an	h mm
Tadjan	Soleiman Tanguéh	1223	1955-57	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 14

Année hydrologique

Bassin versant	Station de mesure	Année hydrologique	Précipitation p mm	M ³ /s	1/s.km ²	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

TABELAU 15

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 16

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.

	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 17

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

Conclusion

=====

L'étude du bilan hydrologique du bassin de Tadjan nous a apporté une bonne connaissance des phénomènes hydro-climatologiques de la région à partir des méthodes de synthèses statistiques, les valeurs remarquables des précipitations sont, dans le bassin de Tadjan:

- de 656 mm moyenne interannuelle des précipitations sur l'ensemble du bassin.
- de 276 mm pour l'année cinquantenaire sèche.
- de 1034 mm pour l'année cinquantenaire humide.
- de 632 mm moyenne interannuelle, pour le bassin versant de Néka.
- de 244 mm pour l'année cinquantenaire sèche, pour le bassin versant de Néka.
- de 984 mm pour l'année cinquantenaire humide, pour le bassin versant de Néka.

La répartition saisonnière des précipitations dans le bassin versant de Tadjan est : automne 29% , hiver 26% - printemps 24% - été 21%. Cette région, avec une altitude moyenne de 1407 m, reçoit 37% de ses précipitations sous forme de neige. Une grande partie des eaux tombées est éliminée par une évapotranspiration importante. La lame d'eau évapotranspirée annuellement est de l'ordre de 510 mm (à partir de la méthode du déficit d'écoulement) pour le bassin de Tadjan et de 490 mm pour le bassin de Néka.

Une partie importante des eaux qui échappent à l'évapotranspiration est drainée par la rivière de Tadjan dont la pente moyenne du bassin est de 2,2% , ainsi que par la rivière de Néka et se jette dans la mer Caspienne. Les méthodes statistiques nous ont permis d'utiliser toutes les données existantes dans ce bilan. 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, dans un pays semi-aride comme l'Iran, sont trop grandes pour être abandonnées. De même l'importance des crues de ces rivières est également remarquable. Dans le sous-bassin de Soleiman-Tangueh, les débits maxima des crues annuelles pour les périodes de retour de 10, 100 ans seront respectivement 83, 136 m³/s. Le débit maximum probable (journalier) est de 437 m³/s pour la rivière de Tadjan à Sari. Le débit journalier maximum probable de la rivière de Néka à la ville de Néka est de 326 m³/s. Le pic du débit instantané correspondant à une période de retour de 100 ans pour le Tadjan à Sari dépasse une quantité remarquable de 2000 m³/s. La grandeur du pic de débit instantané des rivières Tadjan et Néka pendant une crue qui peut créer des dégâts au long de ces rivières, ainsi que les volumes d'eau perdus d'une part et le manque d'eau en Iran d'autre part nécessitent une décision rapide pour l'aménagement de ces rivières.

III.2. HYDROGEOLOGIE DE LA REGION DE TADJAN - NEKAIII.2.1. Morphologie - Géologie

Morphologiquement, cette région peut être divisée en trois éléments:

1. La plaine de la côte de la Caspienne.
2. Les piémonts loessiques.
3. Les zones montagneuses.

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.

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.

3. Zones montagneuses

Les massifs de cette région sont formés des sédiments du Précambrien au Pliocène. La première chaîne de montagne qui se trouve au sud des piémonts s'étend de l'ouest vers l'Est et elle est formée principalement de calcaires du Malm et de schistes métamorphiques du Précambrien. Ces montagnes forment la ligne de partage des eaux entre la vallée de Néka et la plaine. L'absence d'une carte géologique détaillée et complète de la région nous a amené à effectuer ce travail (Pl. 49), car cette carte a été indispensable dans notre étude hydrogéologique. Elle nous permet de distinguer quatre ensembles de formations ayant différents comportements hydrogéologiques:

1. - Formations imperméables

Cette série est composée essentiellement des grès, quartzites, schistes du Paleozoïque, 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 km² dans la région étudiée (le bassin versant du Tadjan et une partie du bassin versant du Néka qui est de 1 220 km²).

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 perméabilité faible

La zone composée des formations à perméabilité faible couvre une superficie de 1 700 km². 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 km² de la superficie de la zone et

sont composées des calcaires, grès et dolomies Paleozoïques, 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 km² 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.

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 Paleozoïque. Les eaux qui sortent de ces sources coulent dans des galeries souterraines qui sont développées 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 suit : 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 pied-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.

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 la $l_a = k \frac{\Delta V}{i}$. 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/m².

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 19.

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 proportionalité est appelée F, ou facteur de formation. En effet, le facteur de formation F des couches est égal soit à $1/le$, soit à li/lb 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 :

$$P_m = 1/F$$

$$le = 1.1b/li = 1/F.$$

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 $F = \frac{a}{P.m}$ 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 $1/le$ en choisissant une valeur pour m et en utilisant l'abaque ci-dessous, on obtient la valeur de la porosité.

Profondeur	m	p	P _b	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 20.

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'emmagasinement est égal à :

$$r_0 = \frac{V_0}{F} = \frac{Q_0 \cdot 86400}{F \cdot \alpha}$$

F = surface du réservoir aquifère

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

$$\Delta R = \Delta r_0 = \Delta r_t = \frac{(Q_t - Q_0) 86400}{F \cdot \alpha}$$

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 ΔR 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 km².

Q ₀ = 75 li/s	t en jours	α	ΔR en mm	tg α	T en m ² /s
Q _{t1} = 67	13	0,00868	4,4	$\frac{14}{1000}$	0,862
Q _{t2} = 62	22	0,00865	7,2		
Q _{t3} = 57	34	0,00807	10,7		

TABLEAU

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.

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 m³/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.

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_3 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^2), 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.

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.

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 Shemshak. 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 bicarbonate calcique et sa température moyenne est de 15°C.

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 :

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

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

dans lesquels Q_t est le débit à l'instant t , Q_0 représente le débit à l'instant t_0 , 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_0 choisi. (Q_0 et Q_t en m^3/s , t en jours).

Le volume de réserves V_0 à l'instant t_0 est donné approximativement par l'intégration entre $t_0 = 0$ et l'infini de l'équation de tarissement.

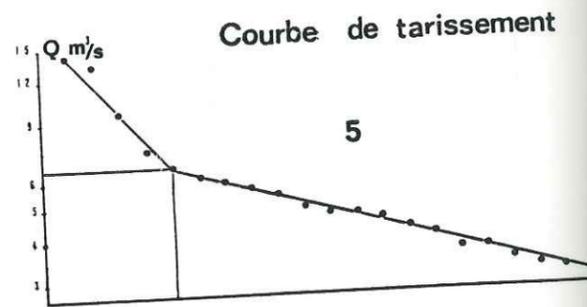
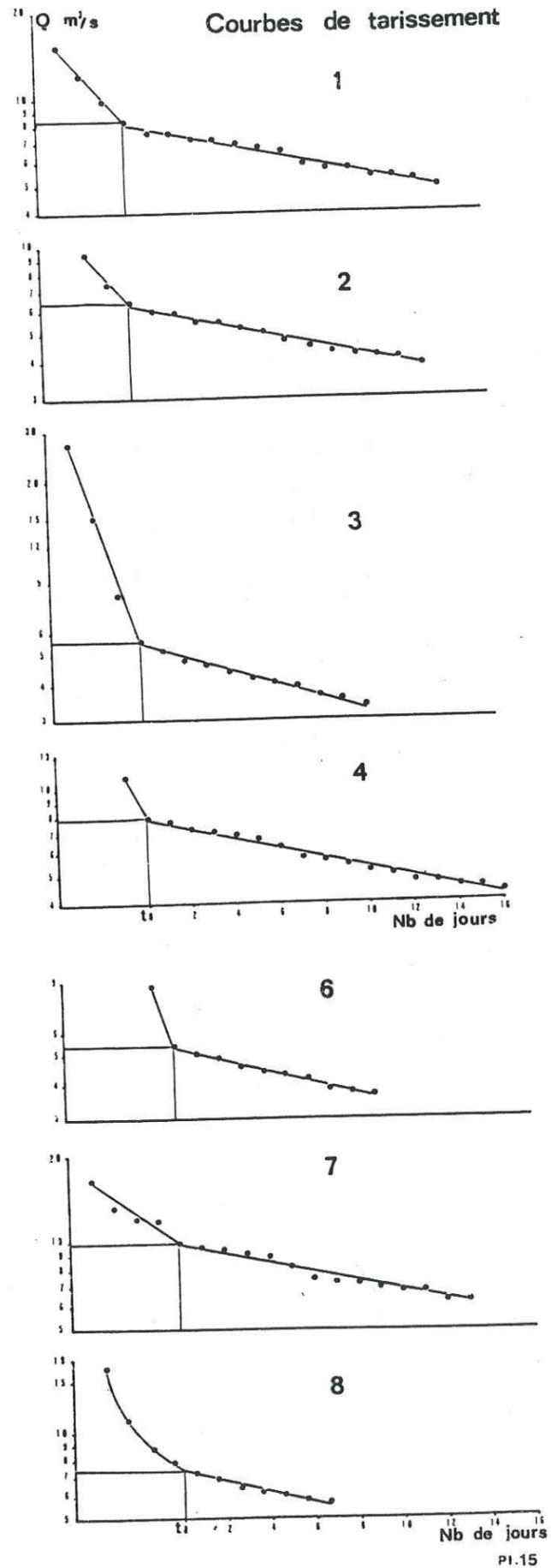
$$V = \int_{t_0}^{\infty} Q_0 e^{-\alpha t} dt \quad \text{d'où } V_0 = \frac{Q_0}{\alpha}$$

Tarissement de la rivière Tadjan: 1 - 5 à la station de Soleiman Tangueh, 6 - 8 à la station de Rigue Tchechmeh, (Pl. 15).

n° de graphique	P é r i o d e		Q ₀ en m ³ /s	Q _t en m ³ /s	t en j.	α	V 10 ⁶ m ³
	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 $20 \times 10^6 m^3$.



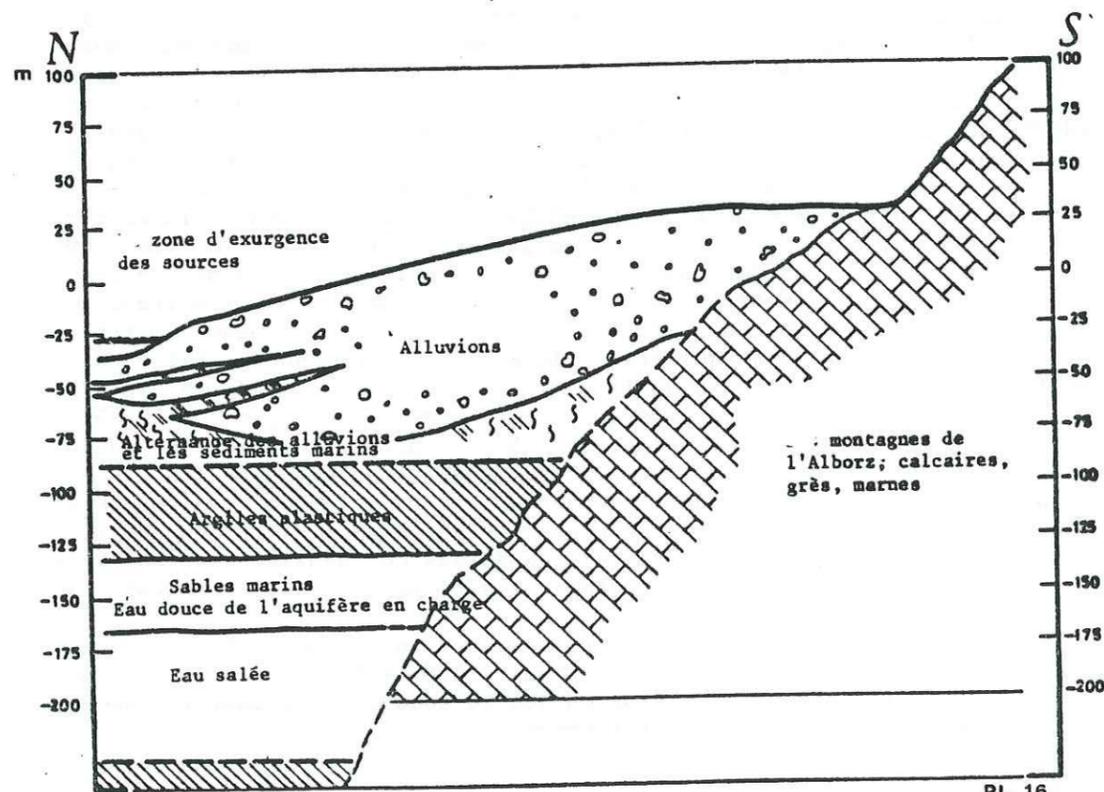
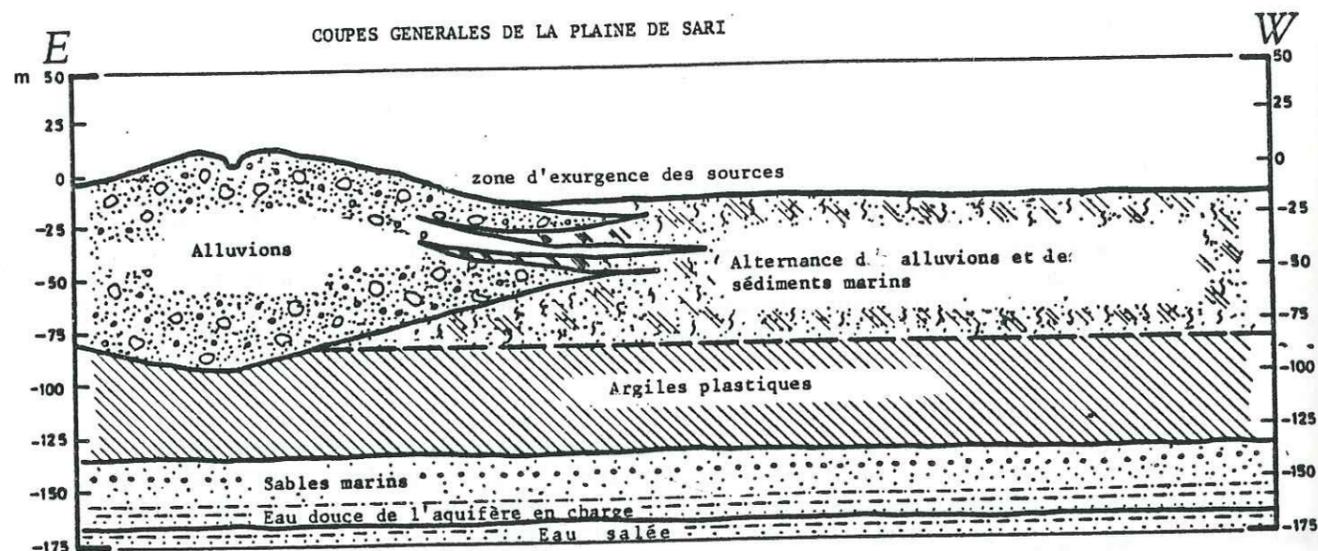
III.2.2. Hydrogéologie de la plaine de Sari

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 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 grésio-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. (voir les coupes générales nord-sud et est-ouest de la plaine de la Caspienne, Pl. 16). Les cônes de déjection couvrent une nappe en charge régionale contenue dans une couche perméable gréseuse montrant des valves des lamellibranches. 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 l./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 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 verticales et horizontales 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 la mer actuelle, 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 du compactage 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 horizons.

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. 16):



Pl. 16

1. Sables de la zone à 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 un excellent aquifère, surtout au sud de la plaine, où il y a une alimentation 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'éroulé et l'indice d'aplatissement ne varient pas beaucoup vers le nord.

III.2.3. Piézométrie

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° 17 et 18.

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.

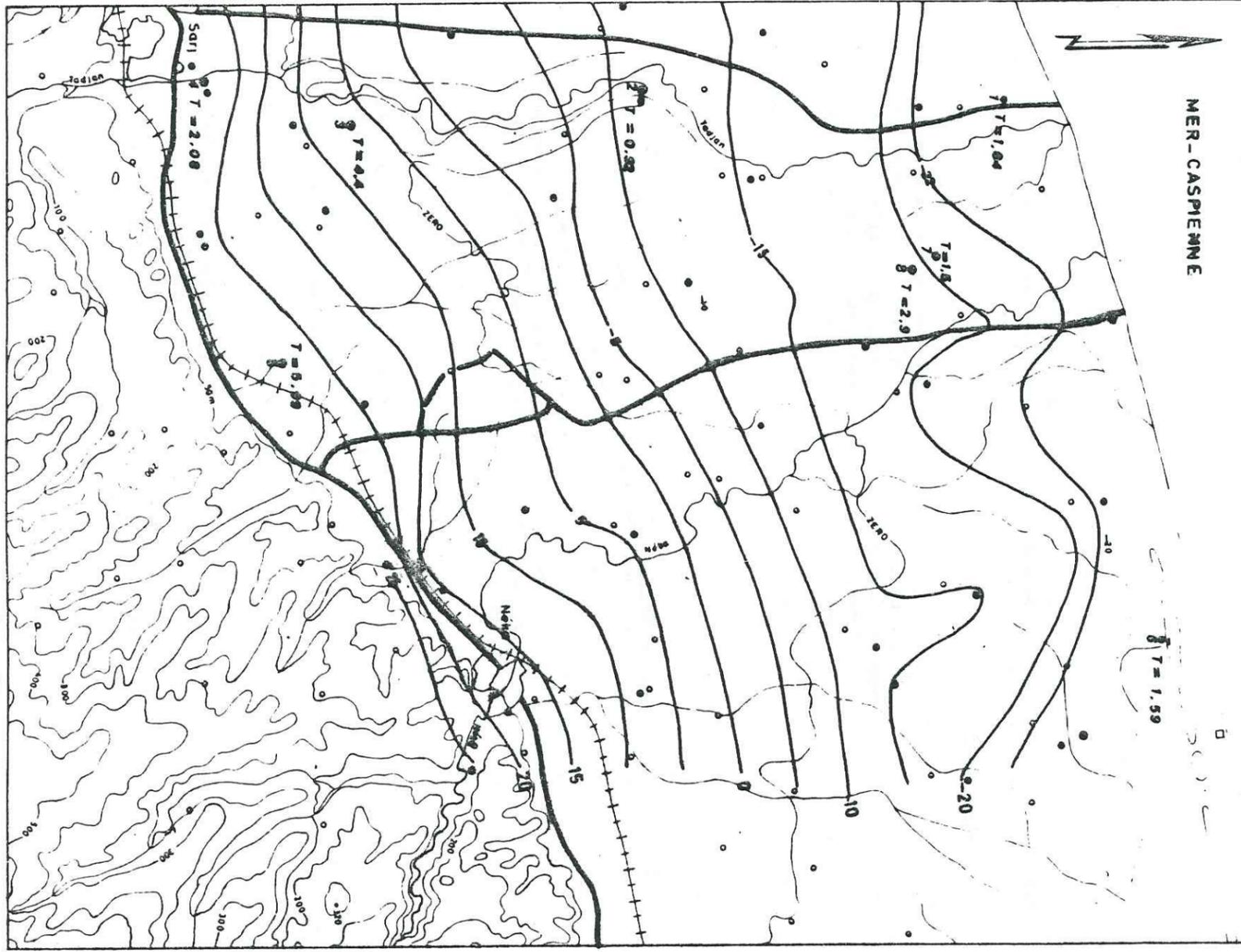


PLANCHE No.17
 CARTE
 ISOPIEZOMETRI-
 QUE

MAPPE LIBRE
 6-10-77

LEGENDE

- Villes et Zones Urbanisées
- Routes Principales
- Voies Ferrées
- Courbes de Niveau
- Points Hauts
- Fleuves, Rivières
- Courbe isopiezométrique
- Piezomètre
- Forage d'essai

88

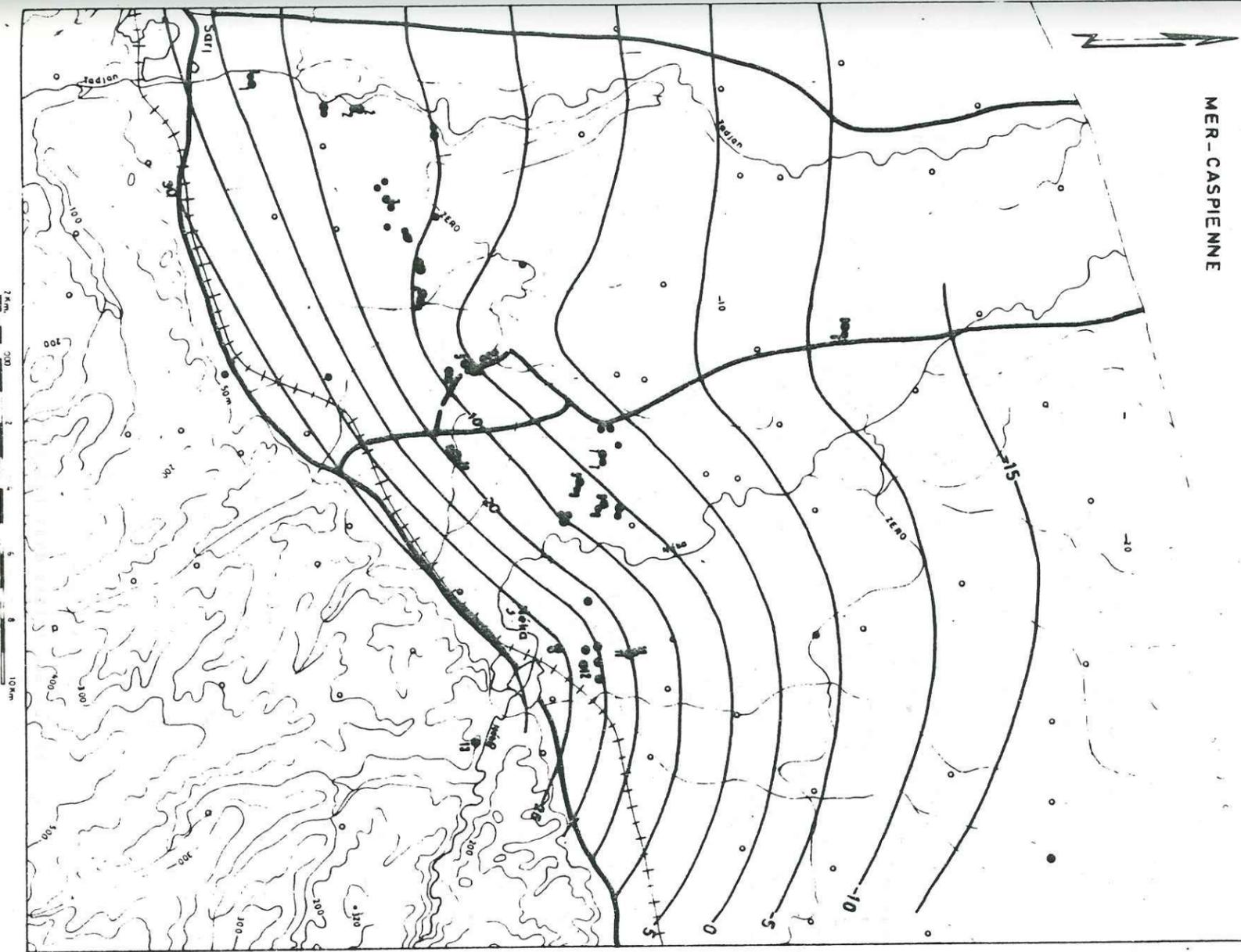


PLANCHE No.18
 CARTE
 ISOPIEZOMETRIQUE

MAPPE CAPTIVE
 6-10-77

LEGENDE

- Villes et Zones Urbanisées
- Routes Principales
- Voies Ferrées
- Courbes de Niveau
- Points Hauts
- Fleuves, Rivières
- Piezomètre
- Forage d'essai

89

Les lignes de partage des eaux 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. 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 partage 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.

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 $-0,58 + 0,40$, 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, donc elles 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.

III.2.4. 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 représentent les caractéristiques techniques des puits et des piézomètres, ainsi que les résultats des calculs des caractéristiques hydrodynamiques et aquifères.

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).

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 $\frac{x_1}{4 T t/s} = 1,16$.

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.

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

$$y = a \log x + b \quad (6)$$

où

$$s = a \log t + b \quad (7)$$

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

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

$$b = \frac{\sum s - a \sum \log t}{n} \quad (9)$$

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 :

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

$$s = \frac{2,25 T}{r^2 \cdot 10^{b/a}} \quad (11)$$

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
Σ	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

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

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 $r > 0,995$.

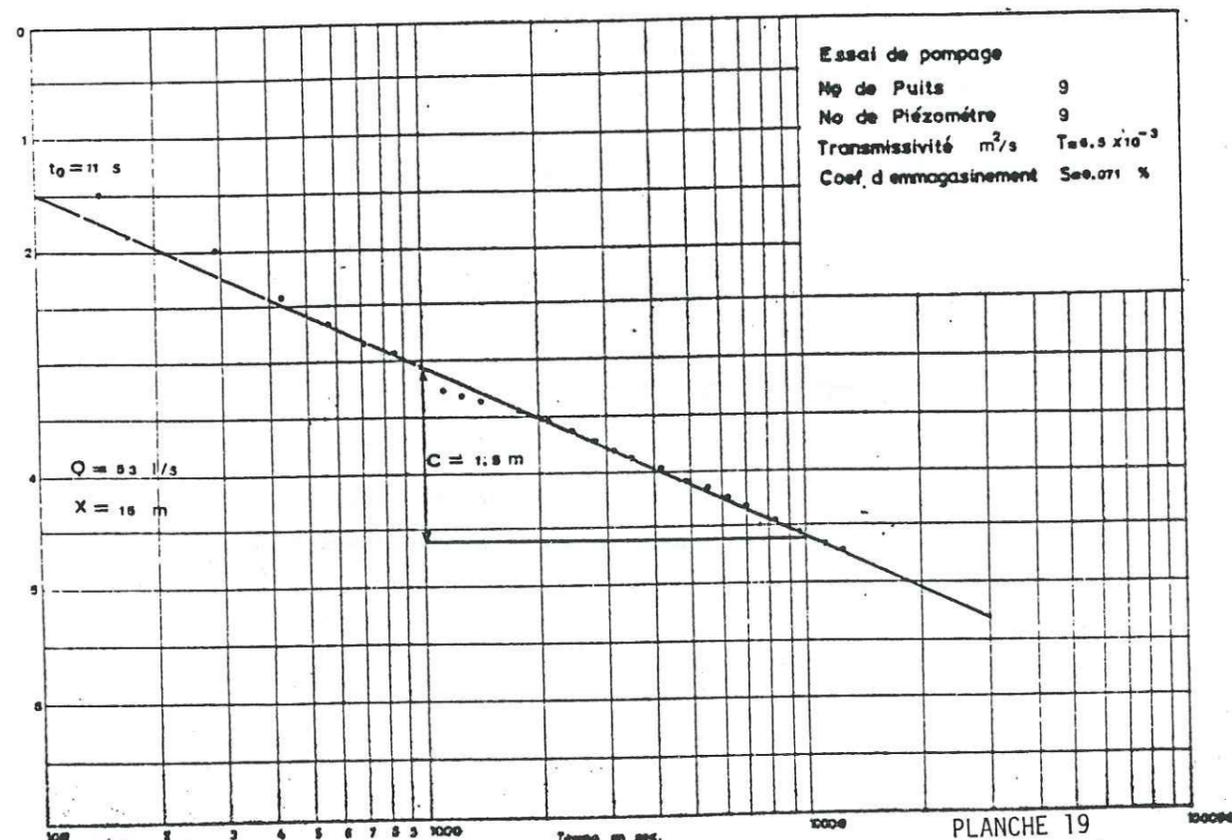
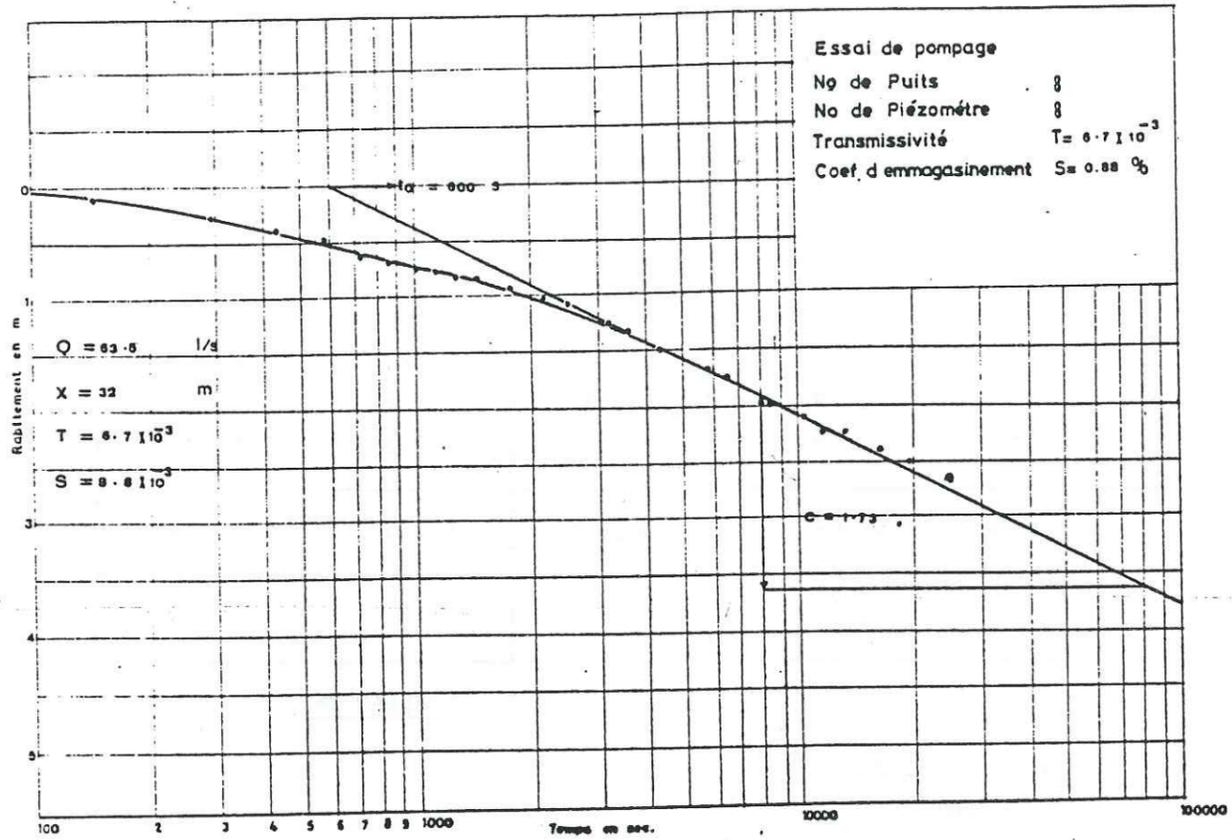


PLANCHE 19

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 18.

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. 19). On a tracé une droite passant par les points. Sa pente mesurée sur l'axe vertical est $C = 1,5 \text{ m}$ par cycle log de temps. L'intersection de la droite avec l'axe du rabattement nul donne $t_0 = 11 \text{ s}$.

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^2/jours), s et r dans $u = r^2 s/4 T t$, on obtient $r^2 s/4 T t \approx 7,15 \times 10^{-5}/t$. Donc, si $t > 7,15 \times 10^{-3}$ 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.

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 :

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

dans laquelle

s_{mw} est le rabattement stabilisé dans le puits d'essais dont le rayon vaut r_1 ,

s_{ml} 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 :

$$\begin{aligned} s_{mw} &= 11,5 \text{ m} \\ s_{ml} &= 1,6 \text{ m} \\ r_w &= 0,15 \text{ m} \\ r_1 &= 32 \text{ m} \\ Q &= 33,8 \text{ l/s} \end{aligned}$$

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

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

Dans la deuxième étape de pompage, on a mesuré le rabattement dans le piézomètre (Pl. 19). Dans cet essai, la transmissivité calculée à partir de la méthode de Jacob est de $6.7 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$.

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

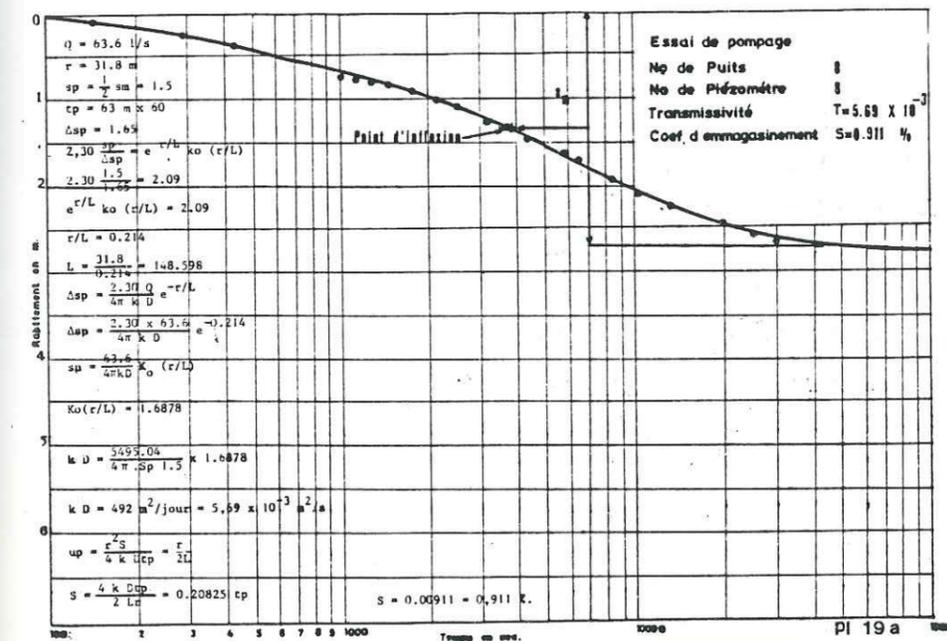
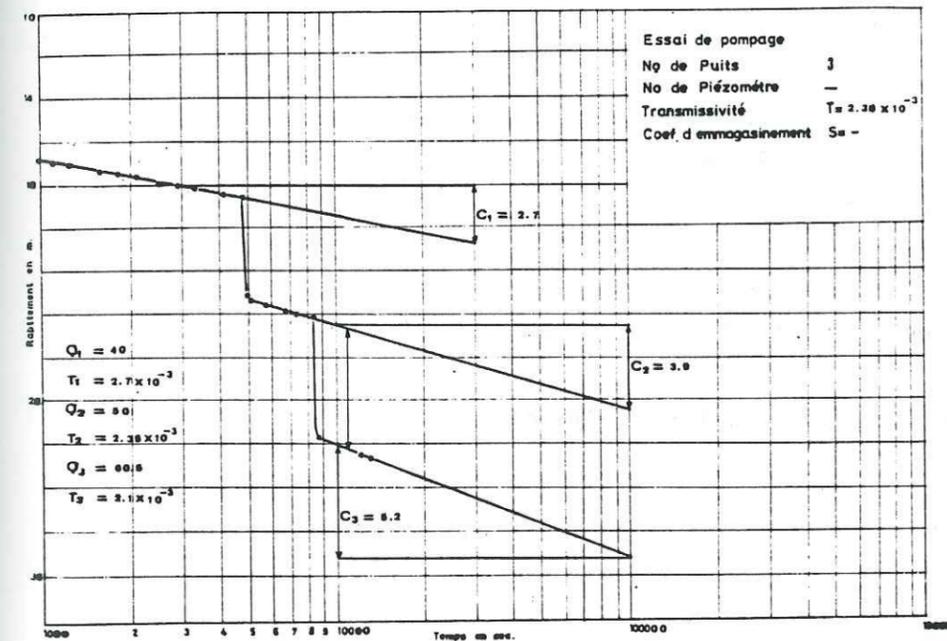
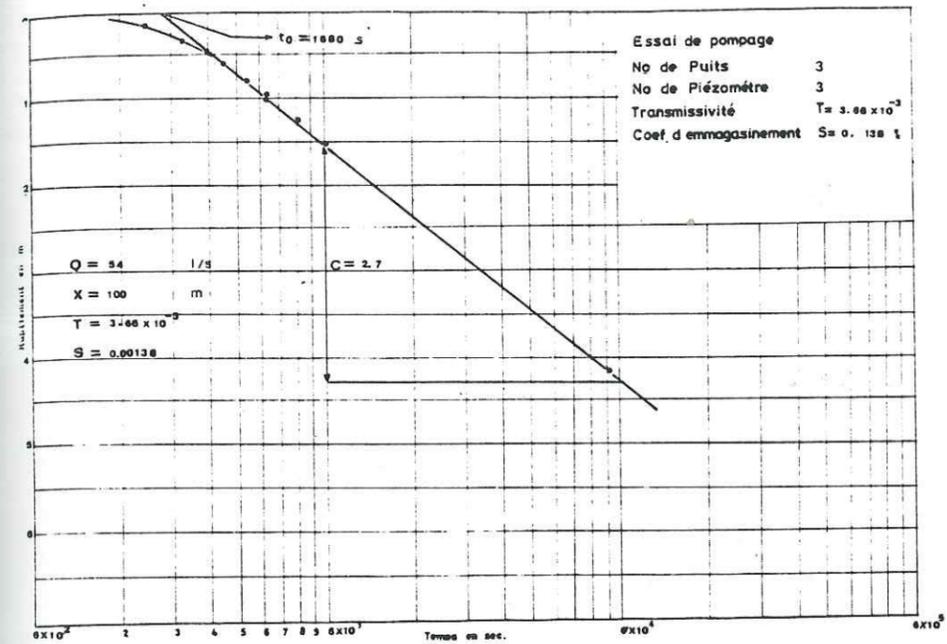
$$s = \frac{Q}{4\pi k D} \int_u^\infty \frac{e^{-y}}{y} dy = \frac{Q}{4\pi k D} W(u)$$

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

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

- 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 m³/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_p est :



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

où k_0 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_p , est donnée par

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

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

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.19a).

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

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

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

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

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

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

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

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

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

$$L = 148,598$$

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

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

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

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

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

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

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 (20 - 21). 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

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. Le temps \bar{t} est calculé de la façon suivante :

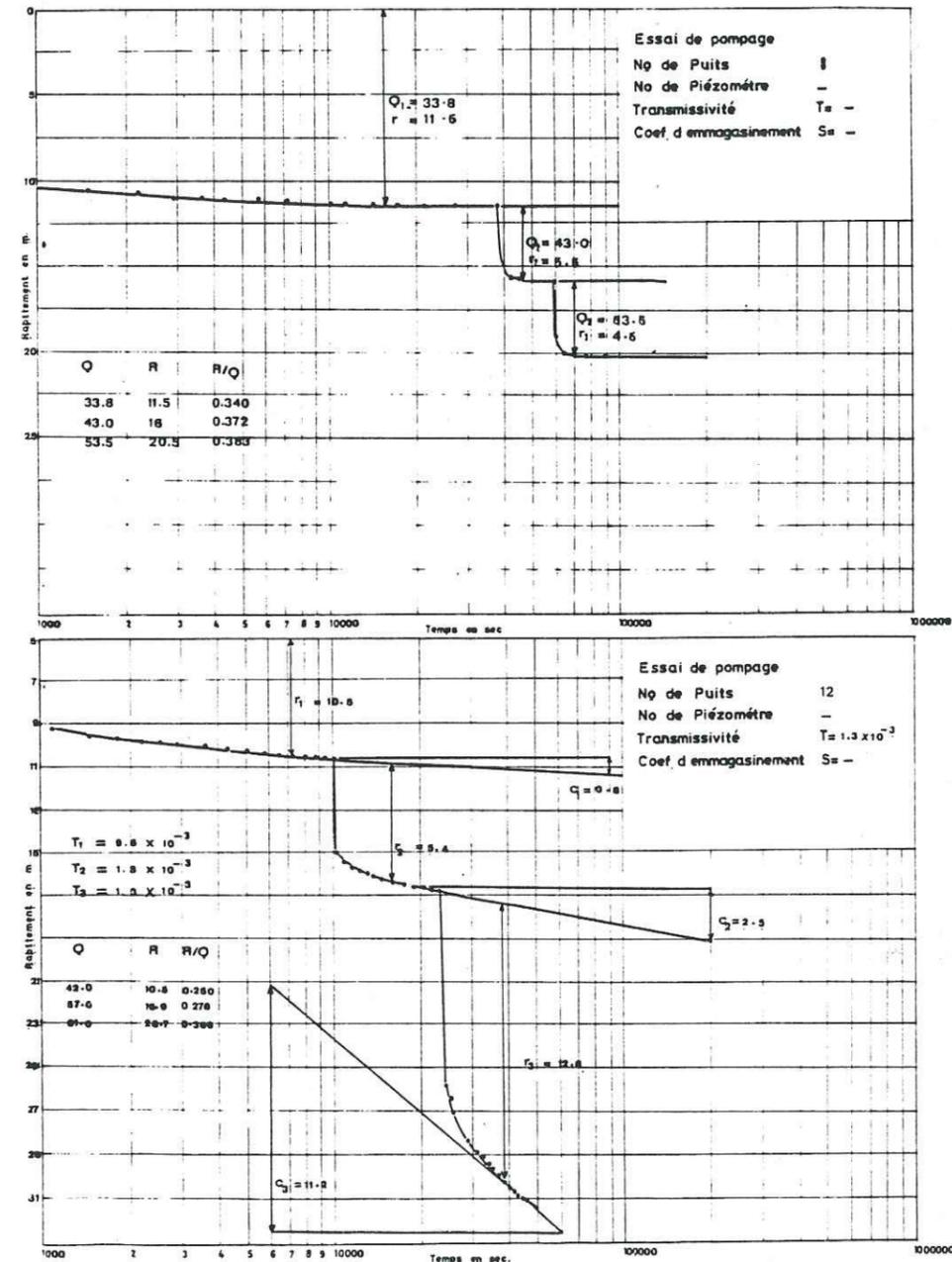
$t_n - t_i$ en s	$\log(t_n - t_i)$	ΔQ_i en l/s	$\Delta Q_i \times \log(t_n - t_i)$	$\frac{\Sigma(\Delta Q_i \log(t_n - t_i))}{\Delta Q_i}$
45 000	4,653	42	195,4	
23 000	4,362	15	65,4	
102 000	4,008	24	96,2	
		81	357	4,4074

TABLEAU 27.

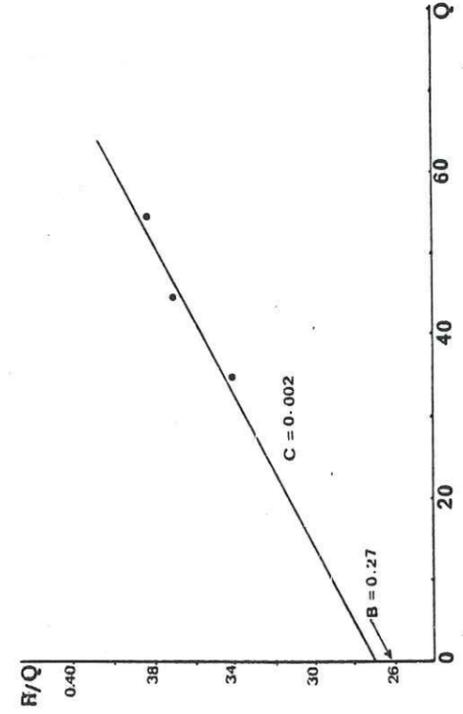
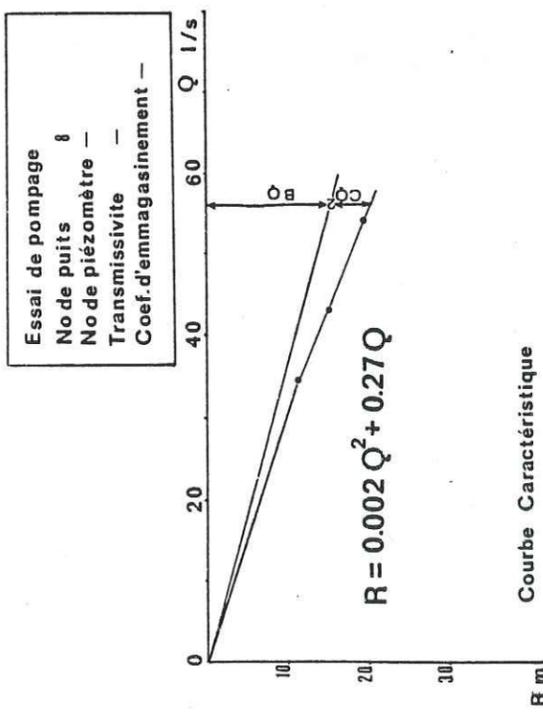
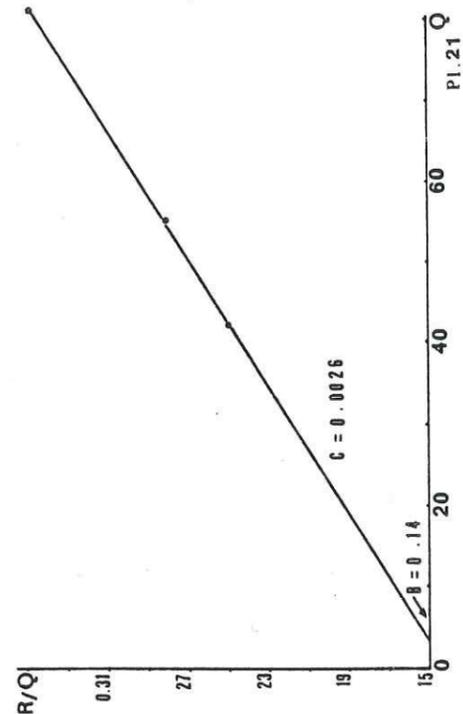
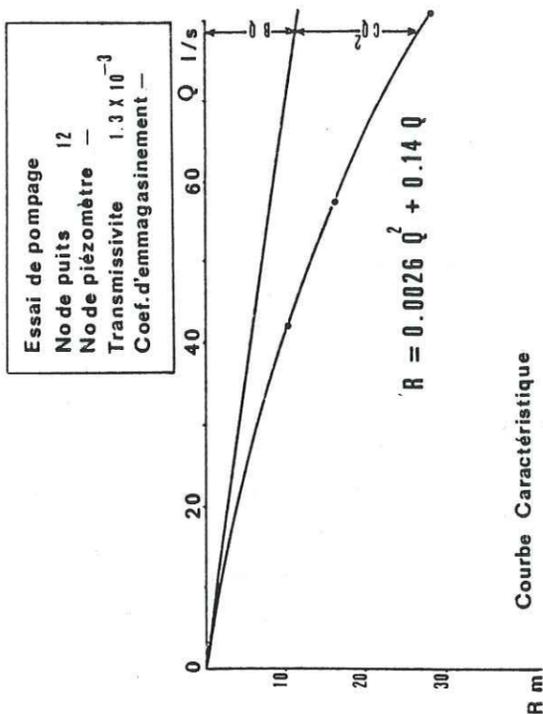
$$s/Q = 356$$

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

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



PI. 2 0



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

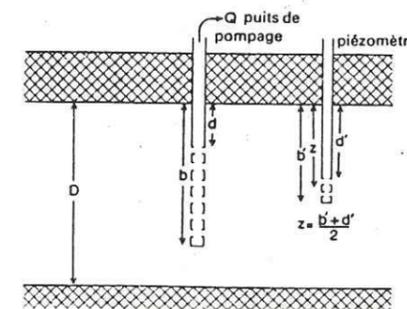
$$s = \frac{Q}{4 \pi k D} \left| W(u) + f_s \left(\frac{r}{D}, \frac{b}{D}, \frac{d}{D}, \frac{Z}{D} \right) \right|$$

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

$$f_s = \frac{4 D^2}{\pi^2 (b-d) (b'-d')} \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{1}{n^2} \right) k_0 \left(\frac{n \pi r}{D} \right) \times$$

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

Note : K_0 est la fonction modifiée de Bessel, les angles s'expriment en radians et les symboles sont expliqués en (III, 2.4. 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 Δs , vaut

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

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

$$t_0 = \frac{s r^2}{2,25 k D e^{fs}}$$

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 :

$$d = 62 - 47 = 15$$

$$b = 120 - 47 = 73$$

$$D = 210 - 47 = 163$$

$$d' = 0$$

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

$$r = 15$$

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

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

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

$$\sin \frac{n\pi d}{D} = 0 \quad k_0 \text{ ou fonction Bessel de } \frac{n\pi r}{D}$$

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

$$\frac{1}{n^2} k_0 \left(\frac{n\pi r}{D} \right) \left| \sin \left(\frac{n\pi b}{D} \right) - \sin \left(\frac{n\pi d}{D} \right) \right| \sin \frac{n\pi b'}{D}$$

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

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

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

$$t_0 = \frac{4 D^2}{2,25 T c^{fs}}$$

$$t_0 = 11 \text{ s}$$

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

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

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'emménagement 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'emménagement 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'emménagement 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 moyenné de l'écoulement peut être calculée de la façon suivante :

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

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

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

$$V_m : 7,5 \text{ mètre par jour}$$

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.

N° du puits et piézomètres	Profondeur du puits m	Diamètre du puits m	Intervalle Crépine m			Distance entre le piézomètre et le puits m	Profondeur jusqu'au niveau statique m	Débits de pompage l/s	Transmissivité $\text{m}^2/\text{s} \times 10^{-3}$	Coefficient d'emménagement %	Diffusivité m^2/s
			63-85	97-119	136-142						
Puits 1 Piézomètre 1	120 200	0.4/0.3 0.1	63-85 56-122	97-119 136-142	-	50.6	3 5.5	100 -	6.22	0.062	10
Puits 2 Piézomètre 2	154 153	0.4/0.3 0.1	72-79 73-85	117-152 123-153	-	50.0	0 0	150 -	15.5	0.930	1.6
Puits 3 Piézomètre 3	100 130	0.4/0.3 0.1	33-40 30-39	58-73 46-70	85-92 80-90	100	0 0	54 -	3.66	0.138	2.6
Puits 5 Piézomètre 5	120 154	0.4/0.3 0.1	63-99 40-100	-	-	34.4	5.5 1.8	61 -	4.43	0.0038	116
Puits 6 Piézomètre 6	100 200	0.4/0.3 0.1	63-99 88-200	-	-	25	2.0 0.0	20 -	5.8	0.950	0.6
Puits 7 Piézomètre 7	117 126	0.4/0.3 0.1	61-97 44-110	-	-	31.7	7.5 4.5	37.2 -	13.7	0.044	31
Puits 8 Piézomètre 8	120 120	0.4/0.3 0.1	60-103 48-60	-	-	32	6.4 4.8	63.5 -	5.69	0.911	0.6
Puits 9 Piézomètre 9	120 140	0.4/0.3 0.1	62-99 47-123	-	-	15	7.7 8.5	53 -	6.5	0.071	9.2
Puits 10 Piézomètre 10	210 200	0.4/0.3 0.1	173-209 62-98	-	110-152	21 28	0 0	10 -	4.3	0.018	23.9
Puits 11	133	0.4/0.3	58-65	92-129	-	-	4	102	3.77	-	-

N° du puits et piézomètres	Profondeur du puits m	Diamètre du puits m	Intervalle Crepine m		Distance entre le piézomètre et le puits m	Profondeur jusqu'au niveau statique m	Débits de pompage l/s	Transmissivité $m^2/s \times 10^{-3}$	Coefficient d'emmag. %	Diffusivité m^2/s
			63-100	105-113						
Puits 12	113	0.4/0.3	63-100	105-113	-	0	81	2.28	-	-
Puits 13	150	0.4/0.3	96-140	-	-	39	31	1.55	-	-

TABLEAU 28.

No du puits	Profondeur du puits m	Durée de pompage s	Débits de pompage l/s	Δ Rabattement m	Transmissivité $m^2/s \times 10^{-3}$	
					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.

III.2.5- BILAN HYDROGEOLOGIQUE - PERIODE (1976,9,23 - 1977,9,23)

III.2.5.1 - Equation du bilan

La région du bilan a été limitée aux contours de la couverture Quaternaire sur la carte 1:100 000 (planche n° 17) 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
- ΔV variations des réserves souterraines.

- 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 (II.6.2) 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.

- 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 ³ /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.

- 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 30a 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
TOTAL	251,1

TABLEAU 30.a

- 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

Darcy pour un milieu poreux

$$Q = K \cdot S \cdot i$$

Q étant le débit écoulé en m³/s

K la perméabilité en m/s

S la surface de section

i le gradient hydraulique.

$$S = L \cdot b$$

L = la largeur de section perpendiculaire aux lignes des courants

b = l'épaisseur moyenne de la zone saturée de la section

Donc

$$Q = T \cdot L \cdot i$$

T étant la transmissivité moyenne de la section déterminée par l'essai de pompage.

Le gradient hydraulique i est synonyme de perte de charge unitaire ou de pente de la nappe par unité de longueur et les cartes piézométriques ont servi pour le calcul de ces valeurs.

Enfin, le Tableau suivant représente les valeurs ainsi calculées des quantités d'eaux écoulées à travers des sections perpendiculaires aux lignes de courants de la zone de recharge (la bordure nord des montagnes d'Albroz) vers les nappes de la plaine de Sari. Ce tableau montre aussi les valeurs de fuite des nappes vers la mer Caspienne.

- Vidange des nappes par les sources, ghanates et pompages D

La nappe libre est captée par 455 puits (peu profonds) et 40 ghanates. La nappe en charge est pompée par 295 puits profonds. Les sources dont les exutoires se trouvent au piémont de la zone montagneuse, et ayant leur alimentation dans les montagnes, ne tiendront aucune place dans la classification des captages des nappes de la plaine. Mais un grand nombre de sour-

Vidange des nappes		Recharge des nappes				No de section	dh m	dx m	dh/dx 10 ⁻³	L m	T m ² /s	Q = T L dh/dx 1/s	T L dh/dx m ³ /an
Nappe captive	Nappe libre	Nappe captive		Nappe libre									
1	Total	Total	1 Tadjan	2	3 Néka	Total	5	1 000	5	4 200	2.08 x 10 ⁻³	43.6	1.37
			2	5	2		5	1 800	2.78 x 10 ⁻³	6 800	2.08 x 10 ⁻³	39.3	1.24
			3	5	3		5	1 600	3.13 x 10 ⁻³	6 500	2.08 x 10 ⁻³	42.3	1.33
			4	5	4		5	900	5.56 x 10 ⁻³	3 800	2.08 x 10 ⁻³	43.9	1.38
			5 Néka	5	5		5	1 900	2.63 x 10 ⁻³	6 000	2.08 x 10 ⁻³	32.8	1.03
			Total		Total							201.9	6.35
			1 Tadjan	5	2 000			2 000	2.5	6 600	2.6 x 10 ⁻²	429	13.5
			2	5	1 800			1 800	2.78	8 500	3.47 x 10 ⁻³	82.0	2.58
			3	5	650			650	7.69	6 600	1.15 x 10 ⁻³	58.3	1.84
			4	5	970			970	5.15	3 200	3 x 10 ⁻³	49.4	1.56
			5 Néka	5	1 200			1 200	4.17	7 500	7.63 x 10 ⁻³	238.6	7.52
			Total									857.3	27.03
			1 Tadjan	2	900			900	2.22	12 000	1.6 x 10 ⁻³	42.6	1.34
			2	2	2 400			2 400	0.83	8 500	1.6 x 10 ⁻³	11.3	0.35
			3 Néka	2	950			950	2.11	11 500	1.6 x 10 ⁻³	38.8	1.22
			Total									92.7	2.92
			Total	5	3 500			3 500	1.43	33 000	5.8 x 10 ⁻³	273.7	8.63

TABIEAU 30.b

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 30c) 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.

- 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	-	-	-
Total	62	40	455	295
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 30.c

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 provoquent 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_e 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_m : amplitude moyenne des variations du niveau

A_i : superficie d'un polygone

n : nombre des puits mesurés

Les valeurs numériques

$$n = 21$$

$$\Delta h_m = 0,04 \text{ m}$$

$$A = 700 \text{ km}$$

$$S = 0,05$$

$$\Delta V = + 1,4 \text{ MMC/an}$$

.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_n .
- 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

$$\frac{111,3 \times \alpha}{486,5} = \frac{251,1 \times \beta}{251,1}$$

$$\alpha = 42 \% \quad I_e = 46,94 \text{ MMC/an}$$

$$\beta = 9,66 \% \quad I_i = 24,27 \text{ MMC/an}$$

où α et β sont les coefficients de l'infiltration efficace.

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).

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 = $E_i \times \beta$

avec

$$E_r = 536 \text{ mm}$$

$$I_p = 111,3 \text{ MMC}$$

$$I_e = 46,94 \text{ MMC}$$

$$E_i = 251,1 \text{ MMC}$$

$$I_i = 24,27 \text{ MMC}$$

et la superficie de la plaine égale à 700 km² 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 IV

=====

SURPLUS EN EAU DANS LE LITTORAL SUD DE LA CASPIENNE

IV.1. GENERALITES

L'étude hydrologique et hydrogéologique de la région Tadjan-Néka nous a permis de mieux comprendre les paramètres et les comportements hydrologiques de la région et cela a été utile pour nous éviter des erreurs probables lors de l'estimation des éléments du bilan hydrologique du littoral sud de la Caspienne.

La région du littoral sud de la Caspienne comprend tous les bassins hydrologiques qui bordent la côte sud de la Caspienne. Elle est située entre les longitudes 50° et 54° au nord de l'Iran (Pl.22-23). Ce chapitre présente une comparaison entre les éléments essentiels hydrologiques de la région de Tadjan-Néka et les autres bassins versants du littoral sud de la Caspienne et un scénario des besoins en eau, actuels et futurs, des ressources en eau et leur adéquation avec les besoins en eau.

L'étude a été effectuée pour les conditions de l'année 1985 et pour les conditions de la réalisation probable des projets prévus en 2005.

Les cartes topographiques au 1/250 000 permettent de se fixer les idées sur l'étendue des bassins versants hydrologiques, des périmètres irrigables et des plaines de la région. Ainsi on distingue 8 bassins hydrologiques et 5 bassins hydrogéologiques (tableaux 38 et 41).

Pour chacun de ces bassins nous avons établi des bilans hydrologique et hydrogéologique qui sont présentés sous une forme concentrée dans les 6 tableaux suivants.

Car la présentation de l'étude de la rivière Tadjan qui est conforme aux aspects d'une étude hydrologique systématique nous dispense d'une présentation détaillée semblable et répétée pour les 8 bassins de la région.

IV.2. LES PRECIPITATIONS

L'ensemble du littoral sud se trouve dans une région météorologiquement homogène dans laquelle les précipitations diminuent d'une façon progressive et régulière de l'ouest (Anzali) vers l'est (Gorgan). Pour cette raison, afin d'avoir une idée des précipitations annuelles dans la région, il suffira de comparer les précipitations annuelles de la station de Babolsar et celles extrêmes du littoral sud (Pl.24 à 29).

Un diagramme nous permet d'obtenir les valeurs remarquables, à titre d'exemple la hauteur des précipitations moyennes annuelles : Gorgan 580 mm - Anzali 1800 mm. Ces valeurs pour l'année décennale sèche sont respectivement 405 mm et 1351 mm et pour l'année décennale humide 757 et 2228 mm.

En outre nous avons effectué une analyse d'intensité - fréquence des précipitations pour 7 stations synoptiques de la région : Anzali, Rasht, Ramsar, Shahsavar, Gorgan, Now Shahr et Babolsar.

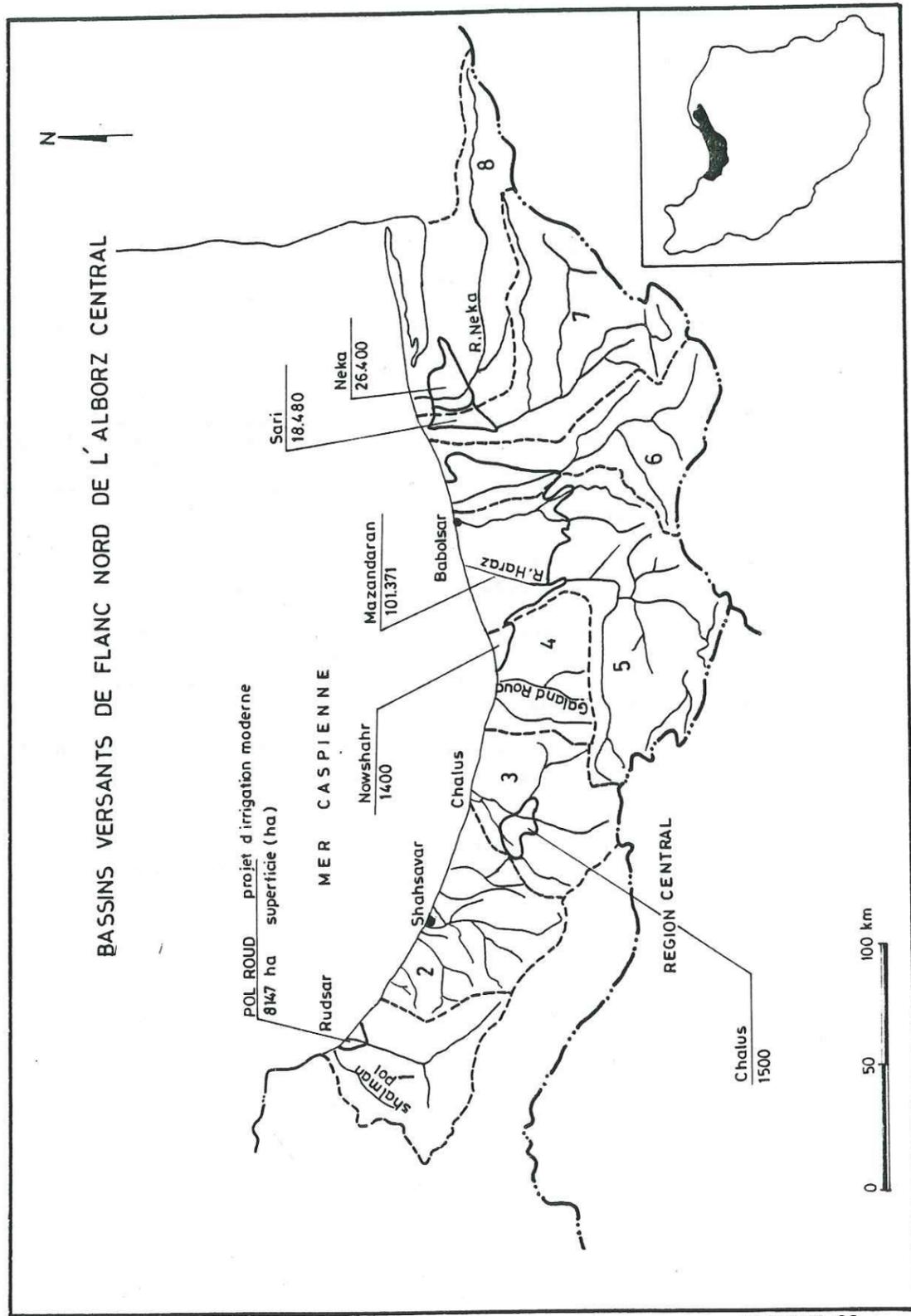


PLANCHE 22

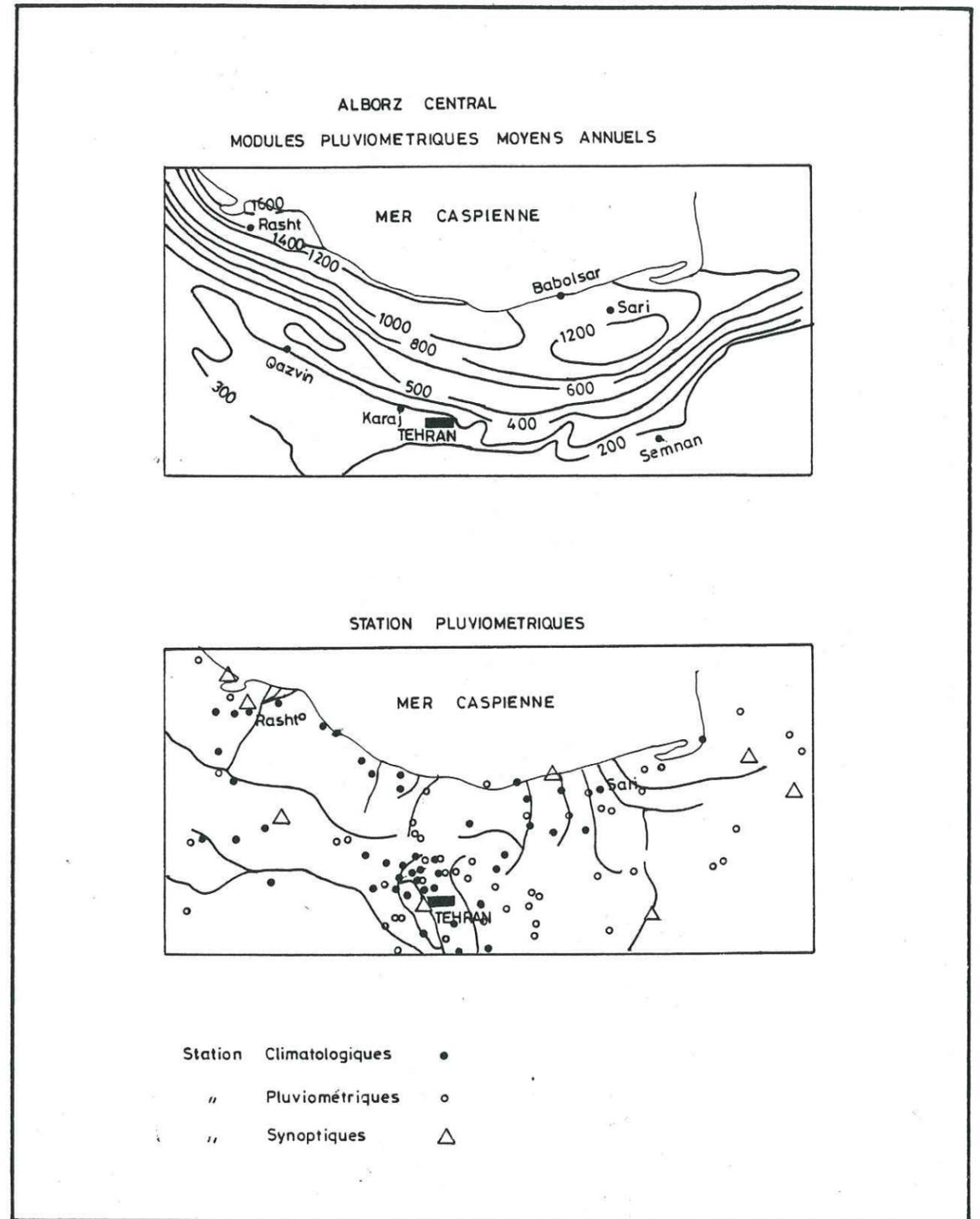


PLANCHE 23

ALBORZ CENTRAL
MODULES PLUVIOMETRIQUES MOYENS MENSUELS

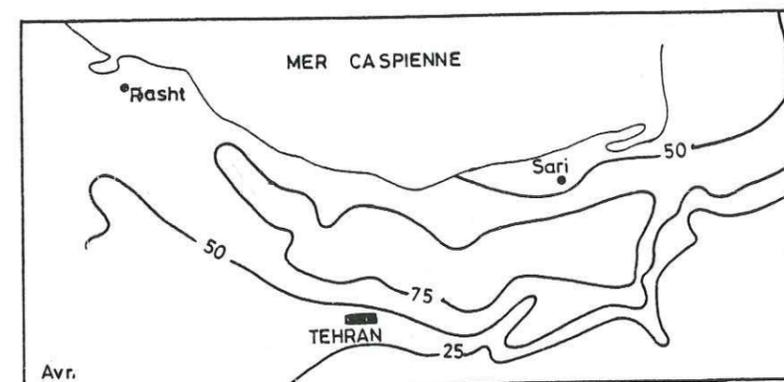
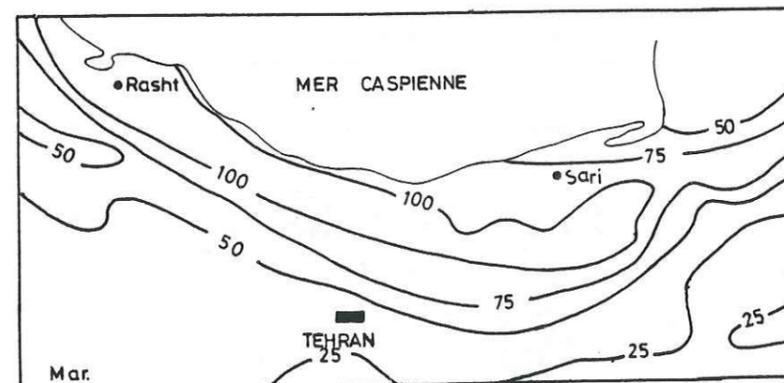
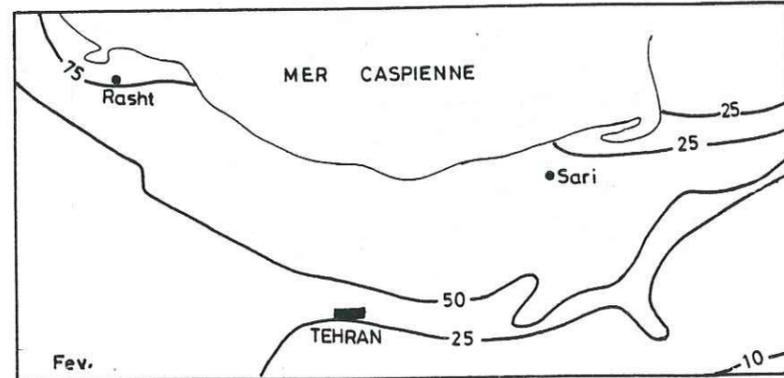
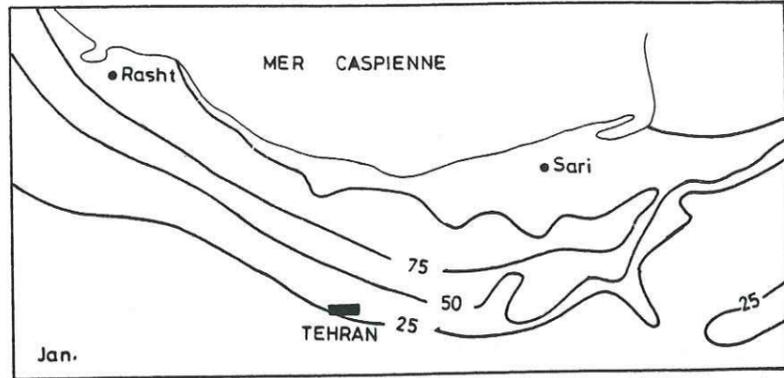


PLANCHE 24

ALBORZ CENTRAL
MODULES PLUVIOMETRIQUES MOYENS MENSUELS Suite

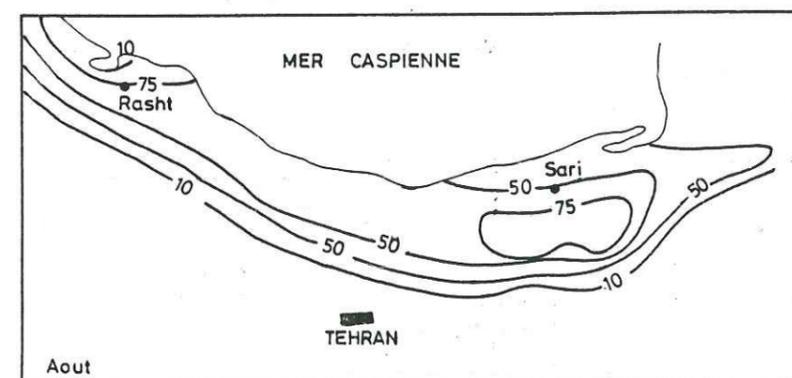
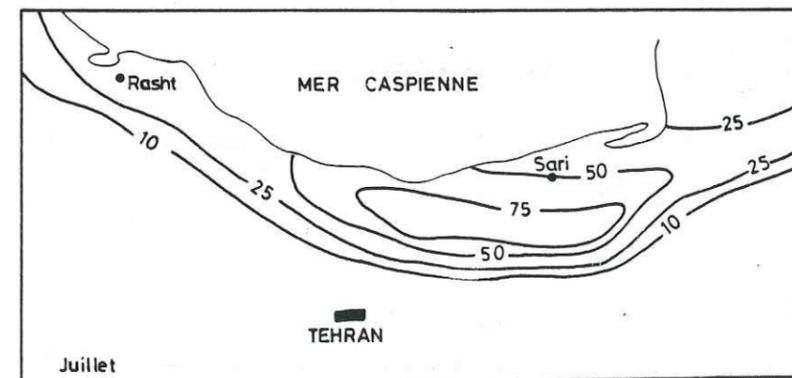
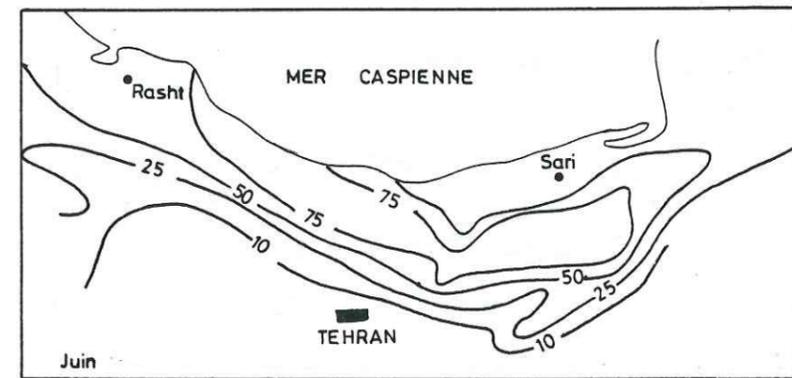
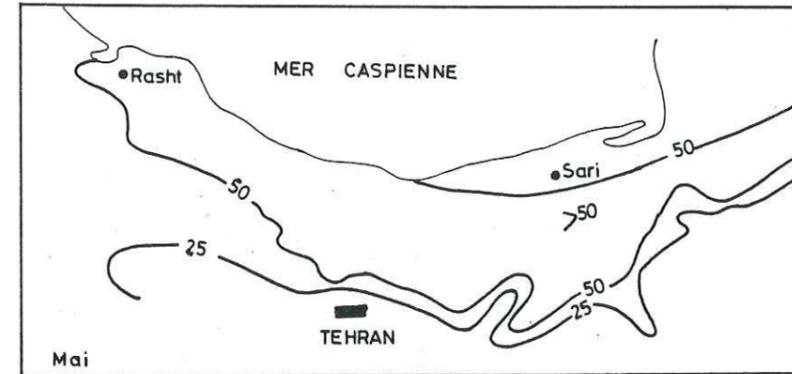


PLANCHE 25

ALBORZ CENTRAL
MODULES PLUVIOMETRIQUES MOYENS MENSUELS Suite

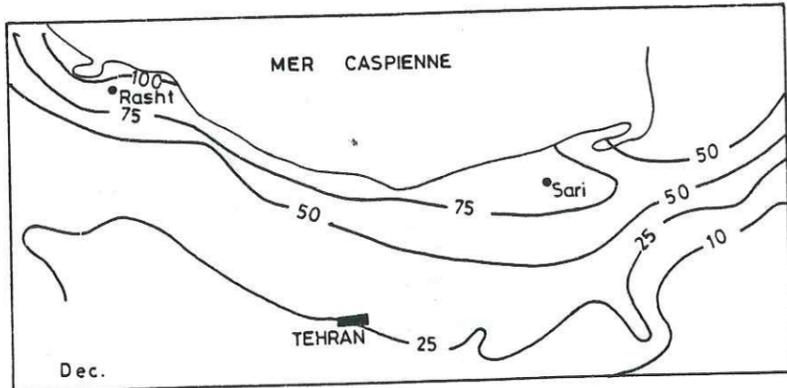
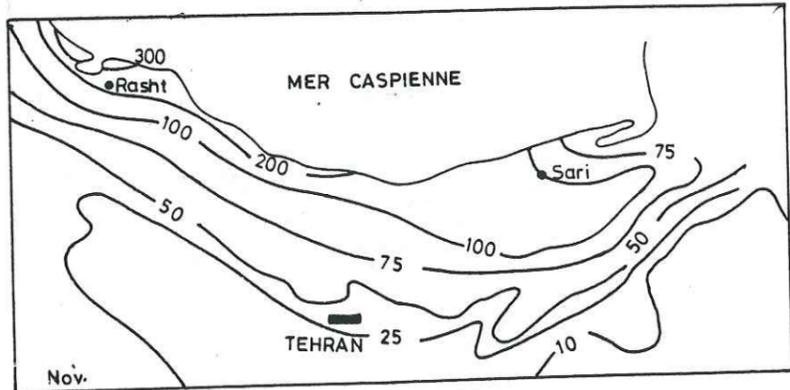
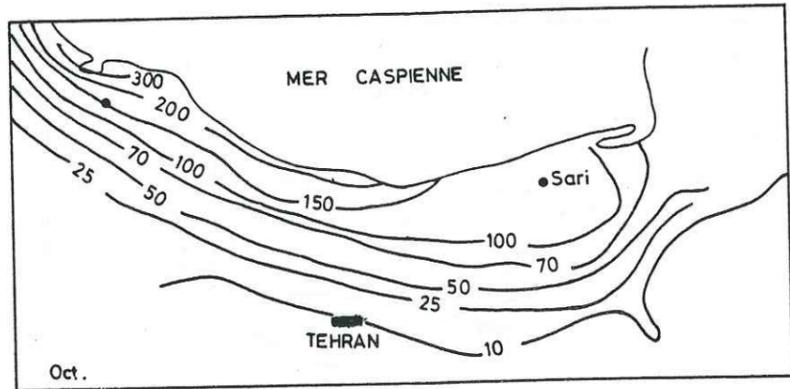
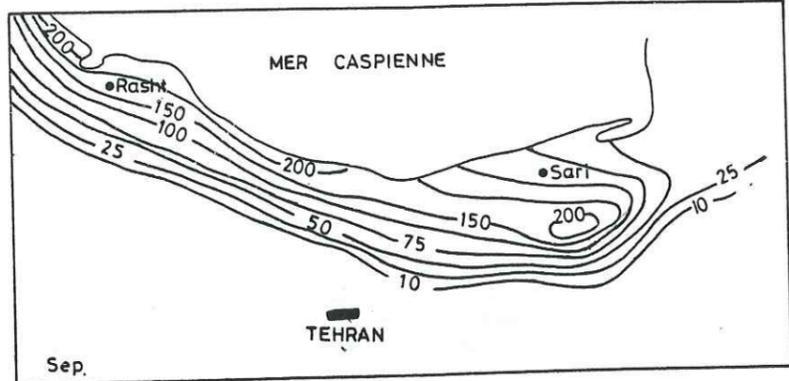
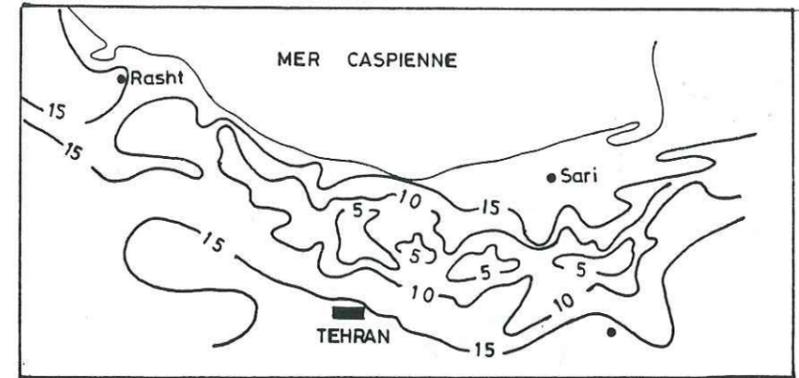
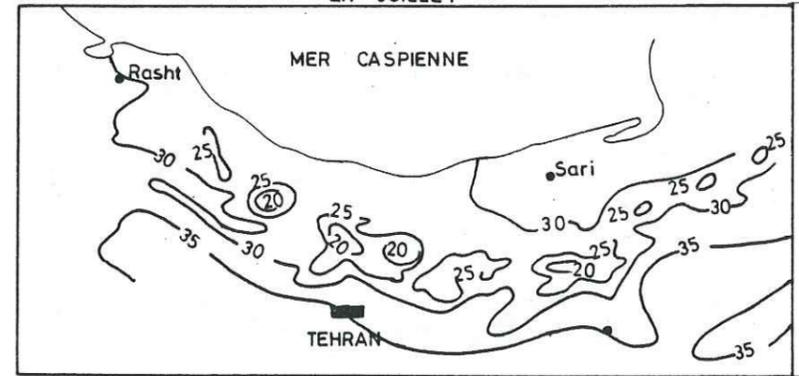


PLANCHE 26

ISOTHERMES DES TEMPERATURES MOYENNES ANNUELLES



MOYENNES DES MAXIMA
EN JUILLET



VARIATIONS ANNUELLES DES MOYENNES MENSUELLES

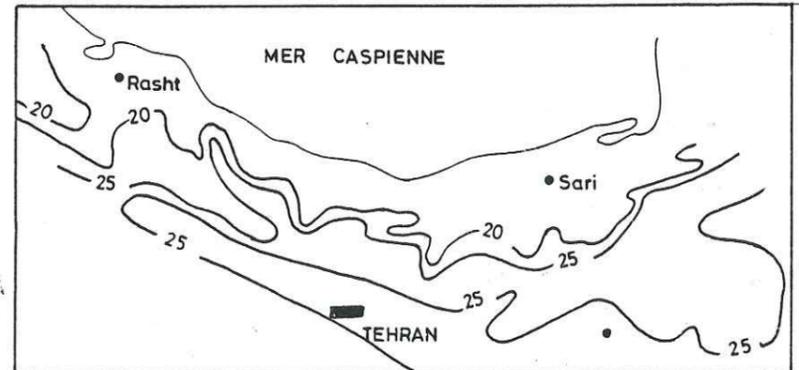
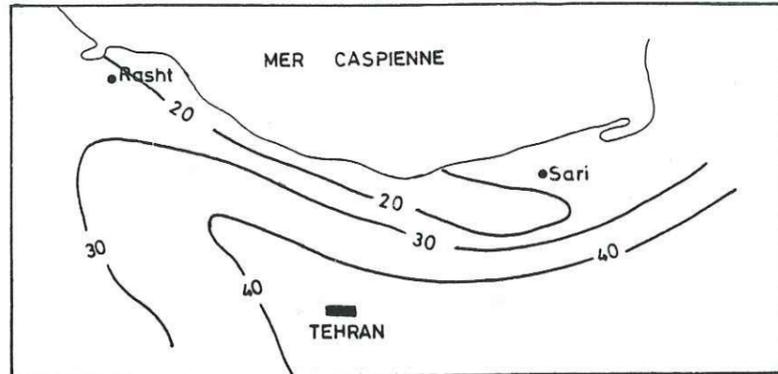
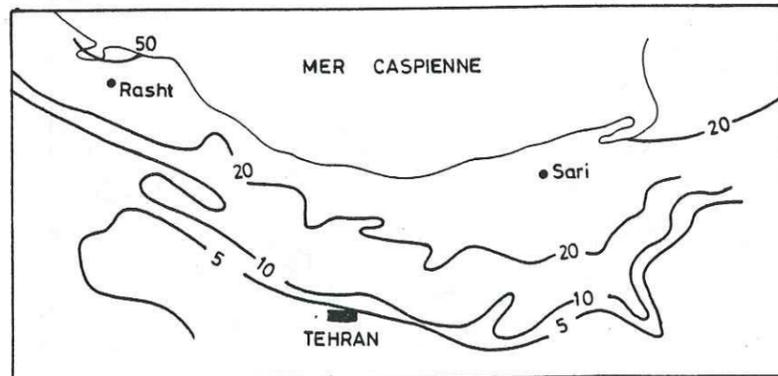


PLANCHE 28

RAPPORT DES HAUTEURS DE PLUIE
DE L'HIVER ET DE L'ANNEE



NOMBRE DES JOURS AVEC $P \geq 10\text{mm}$



HUMIDITE MOYENNE ANNUELLE
RAPPORT DE MELANGE EN gr/kg

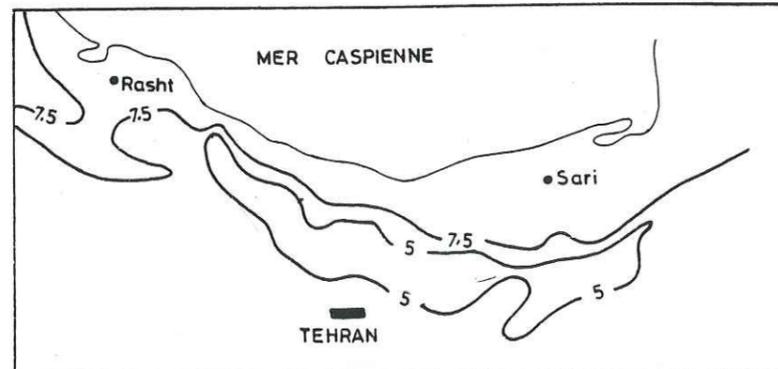


PLANCHE 27

IV.2.1. Analyse des averses

L'intensité maximale $i_m = \Delta h / \Delta t$ correspondant à une fraction de l'averse donnant une hauteur de précipitation h dans un intervalle de temps t est d'autant plus grande que la durée t est plus courte; mais pour les études de drainage de petites surfaces, il est indispensable de préciser ce point en établissant les diagrammes représentant l'intensité maximale précipitations pour diverses valeurs de t . En classant les intensités maxima ainsi déterminées, on pourra dresser leurs courbes de fréquence et en déduire l'intensité maxima correspondant à un temps de recurrence.

Pour l'analyse des fréquences des averses on choisit n valeurs extrêmes pour N années de mesures. Si $n = N$ (une valeur pour chaque année) il s'agit de la méthode de séries annuelles, et si $n > N$ on applique la méthode de séries à durée partielle.

Dans cette analyse, on a employé la méthode des séries annuelles et la distribution log-normale.

La distribution log-normale (loi de Galton) est la forme transformée de la distribution normale dans laquelle la variable est remplacée par sa valeur logarithmique.

L'expérience montre que la courbe des fréquences d'intensité des précipitations ne satisfait pas à la loi de Gauss car elle n'est pas symétrique. On peut concevoir en effet que ce n'est pas la variable "x" qui est distribuée suivant la loi "normale" mais une certaine fonction z de cette variable :

$$z = \phi(x)$$

ou

$$z = a \log(x - x_0) + b$$

La densité de probabilité de cette distribution est :

$$p(x) = \frac{1}{\sigma_y e^y \sqrt{2\pi}} e^{-(y - \mu_y)^2 / 2\sigma_y^2}$$

Dans laquelle

x = variable

$y = \ln x$

μ_y = moyenne de y

σ_y = écart-type de y

Les paramètres statistiques peuvent être déterminés par les relations:

$$\mu = e^{\mu_y + \sigma_y^2 / 2}$$

$$\sigma = \mu (e^{\sigma_y^2} - 1)^{1/2}$$

$$\alpha = (e^{3\sigma_y^2} - 3e^{\sigma_y^2} + 2) C_v^3$$

$$M = e^{\mu_y}$$

$$\frac{\mu}{M} = e^{\sigma_y^2 / 2}$$

$$C_v = (e^{\sigma_y^2} - 1)^{1/2}$$

$$C_s = 3C_v + C_v^3$$

où

- μ = moyenne
- σ = écart-type
- C_s = coefficient de "skewness"
- M = médian
- C_v = coefficient de variation

Appliquée aux précipitations de 12 heures et 24 heures annuelles observées aux stations de la côte de la Caspienne, cette méthode a conduit d'obtenir les courbes d'intensité - probabilité (Pl. 29-30).

Dans une troisième étude statistique, nous avons appliqué la formule de Chow aux données pluviométriques de ces stations afin de calculer les valeurs des précipitations maximales probables.

X_t , la hauteur de précipitations correspondant à une période de retour t est :

$$x_t = \bar{x}_n + K S_n$$

où

\bar{x}_n = la moyenne de n séries des valeurs maximales annuelles.

S_n = l'écart type de n séries des valeurs maximales annuelles.

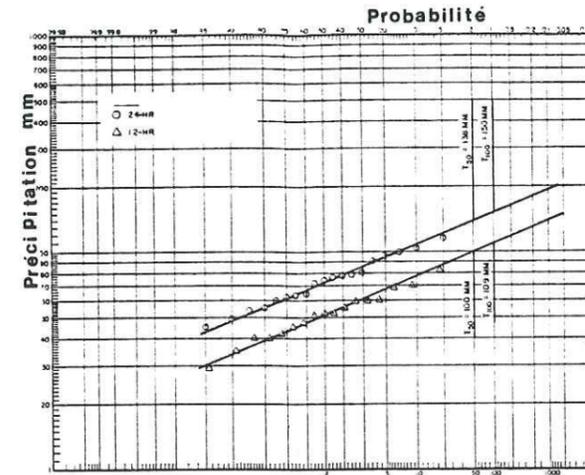
K = variable statistique qui dépend de la fréquence de la distribution.

Le tableau suivant résume les résultats de ce calcul.

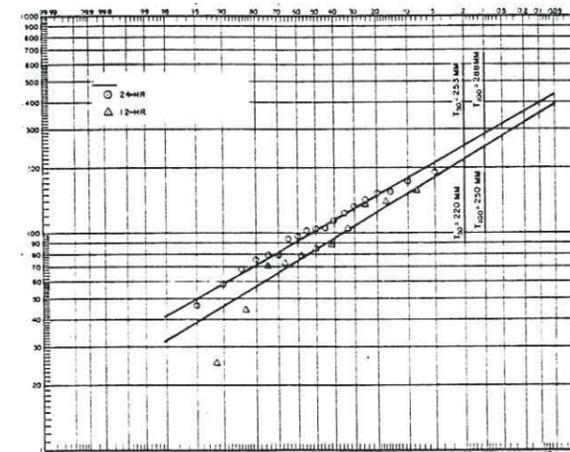
Station	périodes d'observations retenues (année)		Précipitations maximales probables (en mm)		24heures/12h
	12 heures	24 heures	12 heures	24 heures	
Bandar Anzali	26	26	634	912	1.44
Rasht	17	19	325	458	1.41
Ramsar	21	21	779	1 116	1.43
Shahsavar	-	15	-	918	-
Now Shahr	-	19	-	805	-
Babolsar	-	16	-	446	-
Gorgan	-	23	-	464	-

Tableau 31

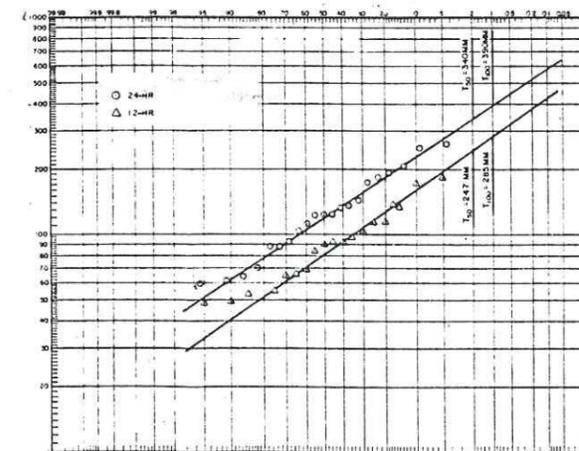
L'estimation des précipitations maximales probables par les méthodes statistiques bien que relativement simple, n'est pas moins précise que les résultats obtenus par les méthodes dynamiques, dont nous allons voir un exemple plus loin. Il apparaît que les valeurs obtenues par les méthodes statistiques et dynamiques même pour une seule région peuvent présenter des différences importantes. Selon nos calculs les PMP aux stations de Rasht et Ramsar peuvent atteindre respectivement 458 et 1115 mm en 24 heures, tandis que la hauteur des précipitations moyennes annuelles à Rasht n'est pas moindre qu'à Ramsar, et que ce fait ne s'explique pas par les formules dynamiques. D'autre part le rapport de la PMP de 24 heures à celle de 12 heures qui est environ 1,43 pour les trois stations de Bandar Anzali Rasht et Ramsar, peut indiquer l'exactitude des données pluviométriques.



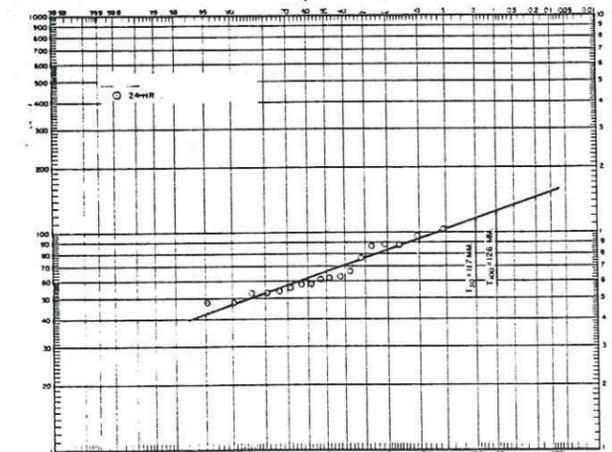
STATION - RASHT



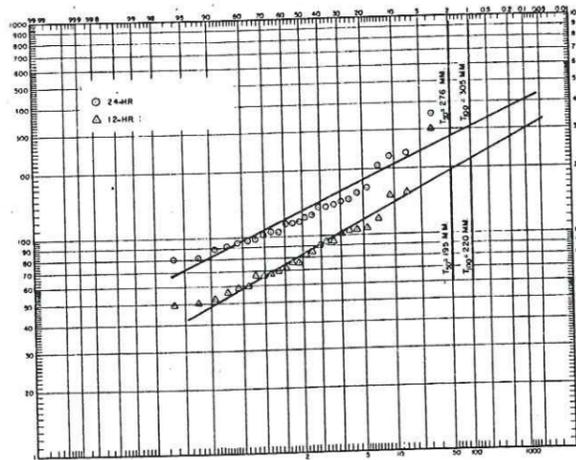
STATION - NOWSHAHR



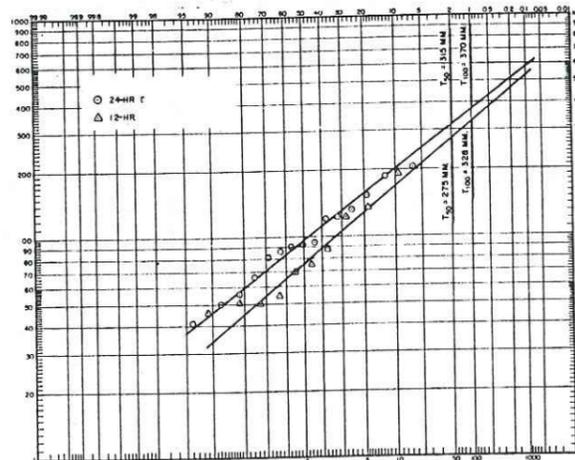
STATION - RAMSAR



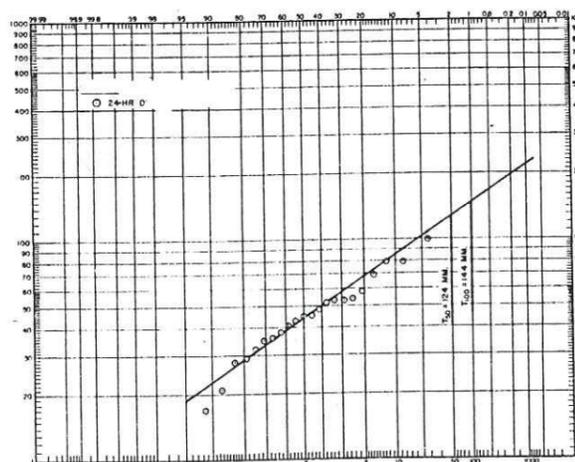
STATION - BABOL SAR



STATION-BANDAR PAHLAVI



STATION-SHAHSAVAR



STATION-GORGAN PLANCHE 30

IV.3. RESSOURCES EN EAUX

IV.3.1. Les eaux de surface

Pour connaître le régime des apports de petits bassins versants de haute montagne dans le flanc nord de l'Alborz et dans la région intéressée par cette étude, nous disposons de seulement 10 stations hydrométriques ayant plus de 10 ans de mesures.

Le tableau suivant fait état de ces stations de mesure, rangées selon l'ordre de localisation des rivières de l'ouest vers l'est.

Rivière	Station	Superficie du bassin (km ²)	Observations	Débit moyen en m ³ /s			
				Automne	Printemps	Eté	Annuel
Néka	Ablu	1909	10	7.5	12.1	7.6	9.3
Zaram Rud				8.0	12.4	8.2	9.0
Tadjan	Rigue-Tch.	2689	12	11.9	17.9	8.6	11.4
Talar	Shirgah		22	7.3	12.2	7.1	8.8
Babol	Gharantalar		22	6.8	8.9	6.8	7.6
Haraz	Bisto-Panj Shahrivar		21	17.7	37.5	42.7	35.5
Lar	Polur		20	5.1	16.1	15.9	13.3
Chalus	Pol. Zoghal	1555	23	7.8	15.5	14.6	13.4
Sardab	Kalar dasht		15	1.0	2.3	5.2	3.3
Pol	Draziat	1725	16	11.6	27.5	13.5	17.8

Tableau 32

Pour expliquer ces différences, relativement importantes, entre les volumes d'eau écoulés saisonnièrement, il faut nous référer, en fait, au régime des précipitations de la région. Il est certain que de violents orages du type de ceux qui peuvent s'abattre dans le bassin méditerranéen, se produisent dans cette région et ont un très fort coefficient de ruissellement de surface, ce qui provoque des crues surtout pendant le printemps et influence fortement le débit moyen en cette saison. Mais d'autre part, les quelque 1000 mm, de précipitations annuelles tombent en majeure partie sous forme de neige, de novembre à mars. Cette neige fond lentement et régulièrement et à un taux voisin de 1mm/jour, quelle que soit la température de l'air. La fonte s'accélère en Avril, Mai, Juin, par suite du réchauffement de l'atmosphère et des pluies de printemps. La rivière Haraz présente une fonte retardée due à l'altitude très élevée de son bassin versant (Damavand 5671 m.) Toutes les eaux de fonte de neige ne contribuent pas à l'écoulement de surface. Mais les formations perméables peuvent probablement absorber une grande partie des 15 à 25 mm/jour, qui doivent représenter l'ordre de grandeur des taux de fusion à cette époque.

En ce qui concerne la morphologie de ces bassins versants et les facteurs physiques qui conditionnent les écoulements il faut souligner qu'ils ont des caractéristiques plus ou moins semblables. Ces rivières drainent les versants nord de l'Alborz et malgré les précipitations considérables, elles ne bénéficient

pas d'une forte alimentation du fait qu'elles contrôlent des bassins de superficies médiocres. Leurs affluents principaux coulant du sud vers le nord dans des vallées étroites débouchent dans la plaine côtière, où ils alimentent les nappes souterraines et sont en partie dérivés pour l'irrigation, et après avoir drainé également une partie des eaux d'irrigation se jettent dans la Caspienne.

En outre il y a environ 18 cours d'eau dont le débit moyen annuel est supérieur à $1 \text{ m}^3/\text{s}$ qui ne sont pas équipés de stations hydrométriques. En l'absence de mesures directes des débits de ces cours d'eau, l'étude hydrologique du Tadjan a permis d'estimer, par comparaison, les apports d'eau moyens annuels. Pour cette estimation les superficies des bassins versants et les données pluviométriques, ont été prises en compte (tableaux 37 et 41).

La rivière Lar est la seule rivière aménagée (équipée d'un barrage de retenue en terre) dans cette région. La vallée du Lar s'étend parallèlement à la crête qui fait la ligne de partage des eaux des flancs sud et nord de l'Alborz, sur 70 km de longueur. La rivière coulant de l'ouest vers l'est, débouche dans la vallée du Haraz au village de Polur, où un coude lui fait prendre la direction du nord; elle rejoint la rivière Haraz et depuis le confluent parcourt 80 km avant de se jeter dans la mer.

L'objectif de l'aménagement de la rivière Lar, qui est le premier projet transbassin de l'Alborz, a été d'alimenter en eau potable la ville de Téhéran. Le percement de la chaîne de l'Alborz par une galerie amenant les eaux du lac du barrage de Lar à la retenue du barrage de Latyan, créerait également une chute, susceptible d'être affectée à la production d'énergie électrique.

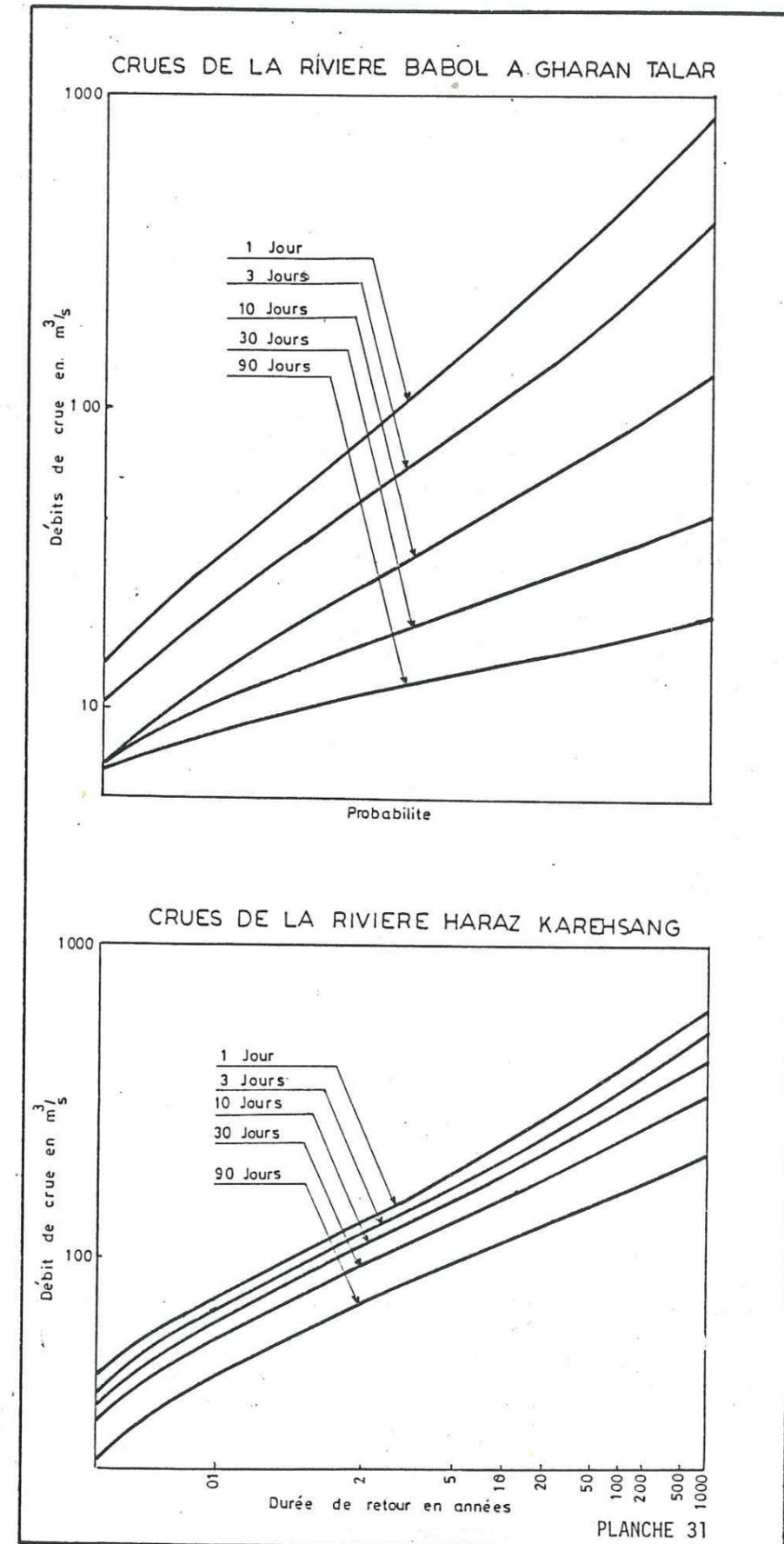
Ainsi toutes les eaux disponibles pourraient être turbinées dans une usine située au pied de la chaîne de l'Alborz, avant d'être introduites dans le réseau d'eau potable ou celui d'irrigation par les équipements du barrage de Latyan. (Le barrage de Latyan, construit sur la rivière de Latyan, est situé à 30 km à l'est de Téhéran et fournit annuellement 180 MMC d'eau dans le réseau d'eau potable de la ville de Téhéran).

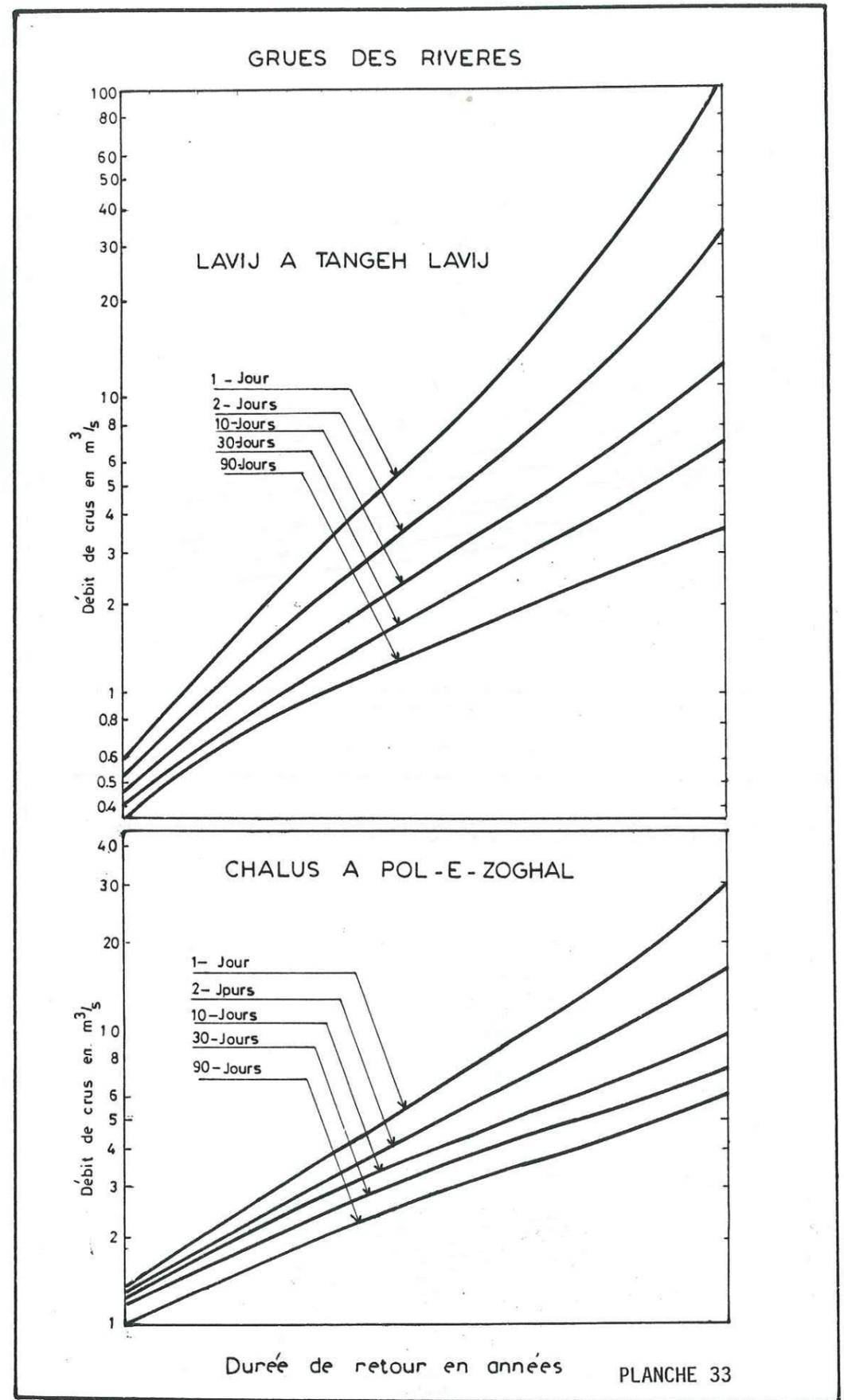
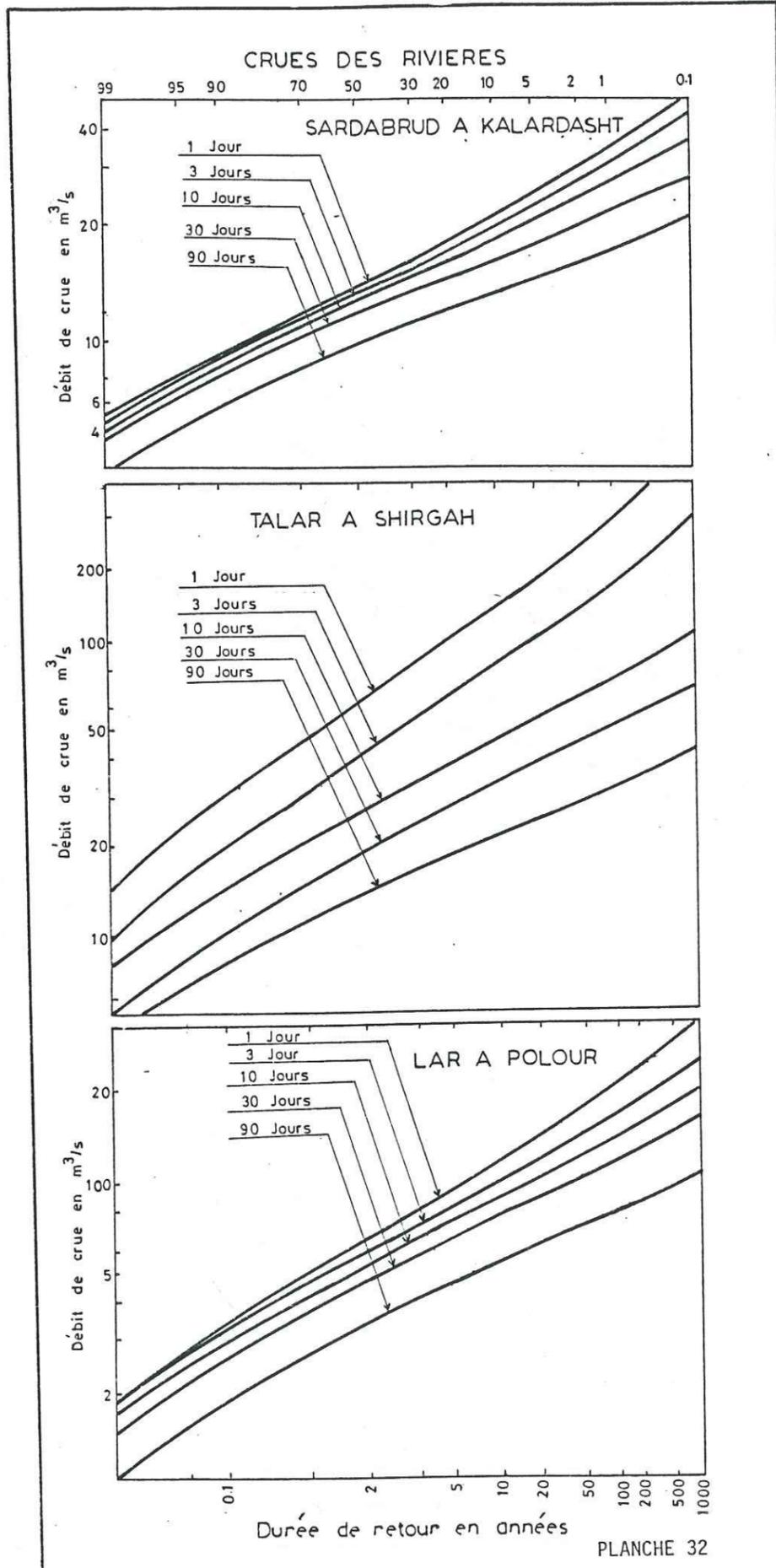
Lors de la mise en eau de la retenue du barrage de Lar en 1982, un problème de fuite d'eau s'est manifesté, d'une façon très grave, suffisant pour rendre impossible la mise en opération du barrage. Par des corrélations des niveaux piézométriques, nous avons montré dans un rapport que ce sont les calcaires (la formation de Lar) de la rive gauche qui sont responsables de cette fuite et que l'extension de l'écran d'étanchéité est insuffisante. Enfin, si on arrive à résoudre ce problème d'étanchéité on pourra amener 178 MM^3 d'eau par an, au lac du barrage de Latyan, dont nous avons tenu compte dans le bilan hydrologique.

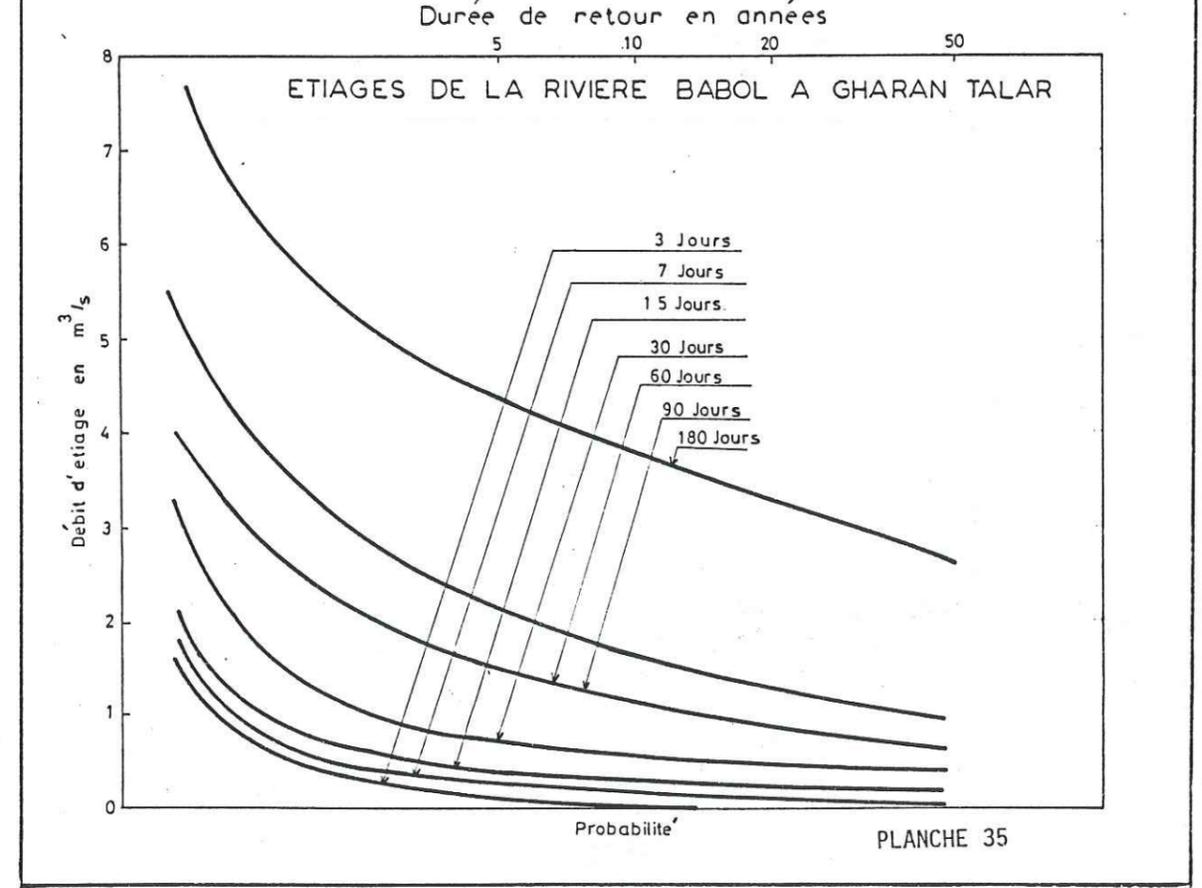
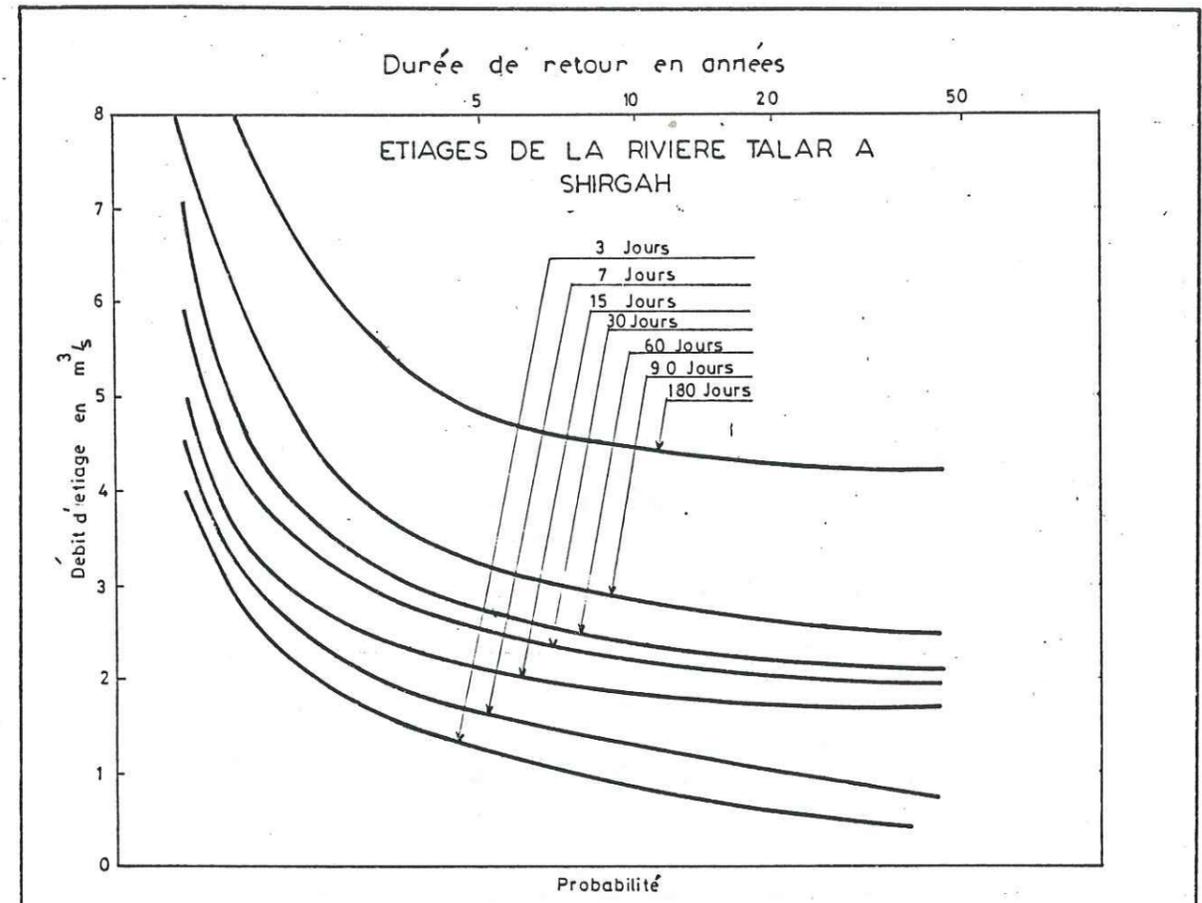
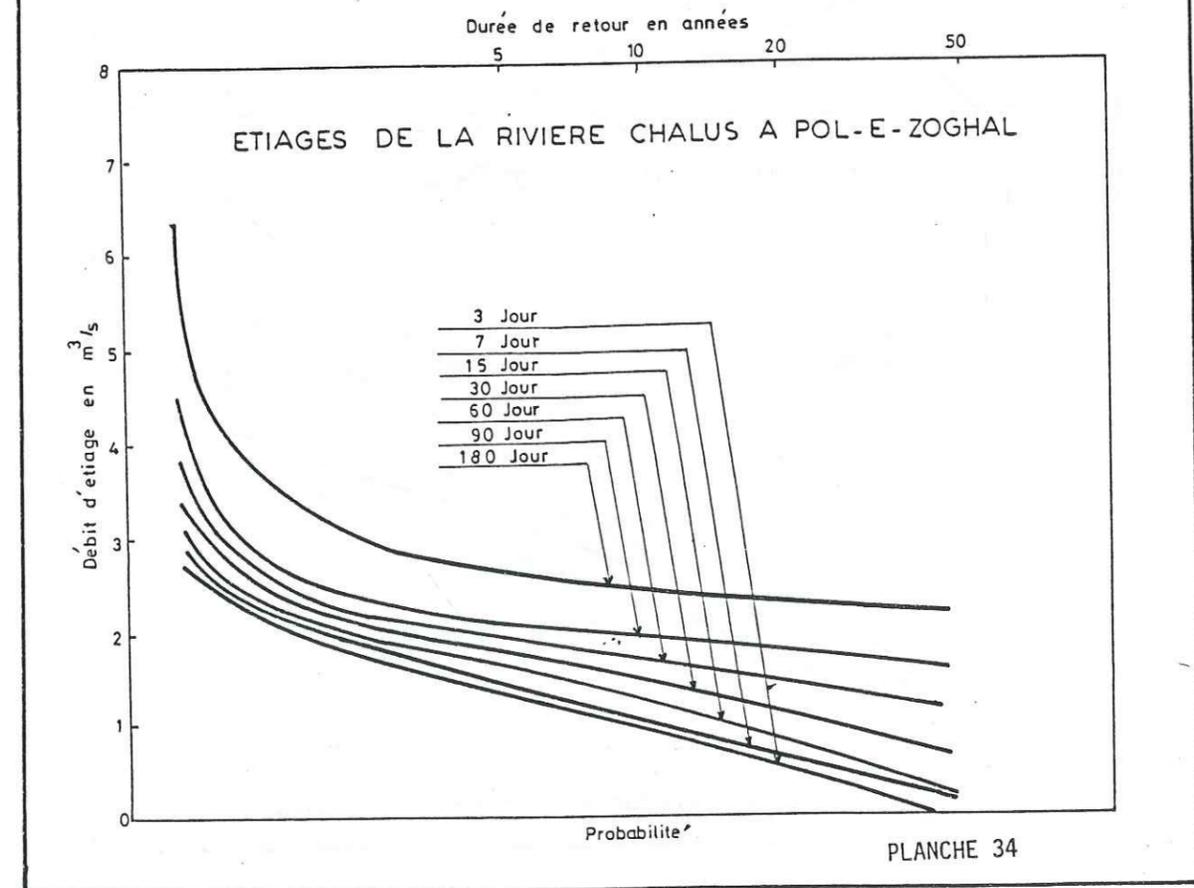
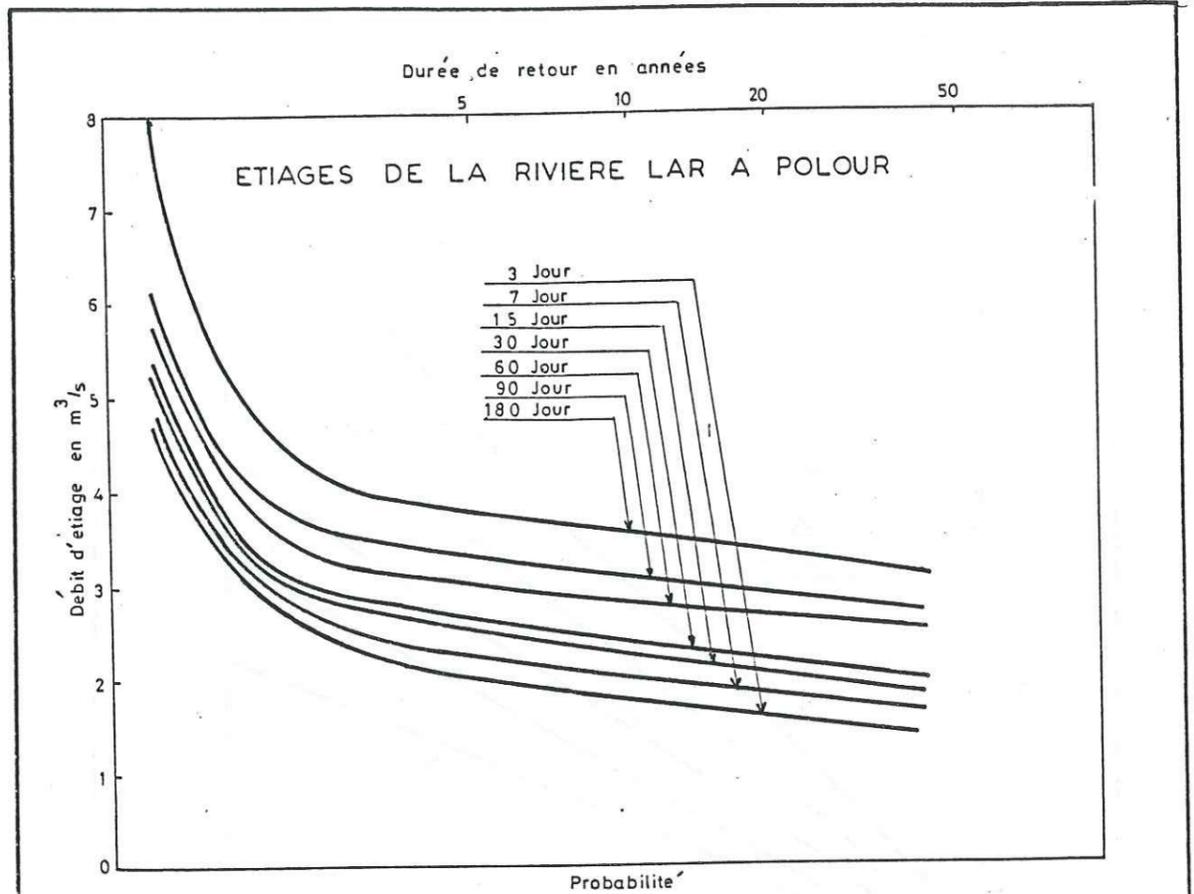
IV.3.1.1. Les crues

Le volume d'eau écoulé pendant les périodes des crues, constitue une grande partie des ressources en eau de surface de la région. Evidemment les méthodes traditionnelles actuelles de la dérivation des eaux sont incapables d'emmagasiner et d'exploiter les eaux des crues. De ce fait nos estimations des volumes d'eau ne correspondent pas aux quantités des ressources disponibles, mais à celles des ressources potentielles.

Le régime des crues est déterminé essentiellement par les caractéristiques des précipitations et des facteurs secondaires, dont les principaux sont :







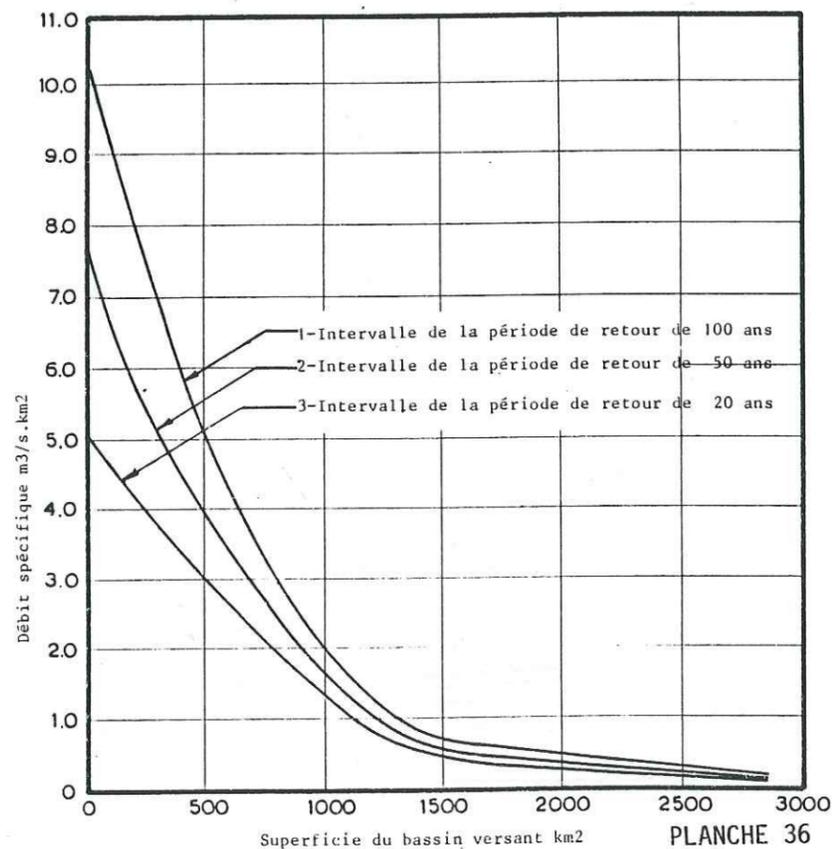
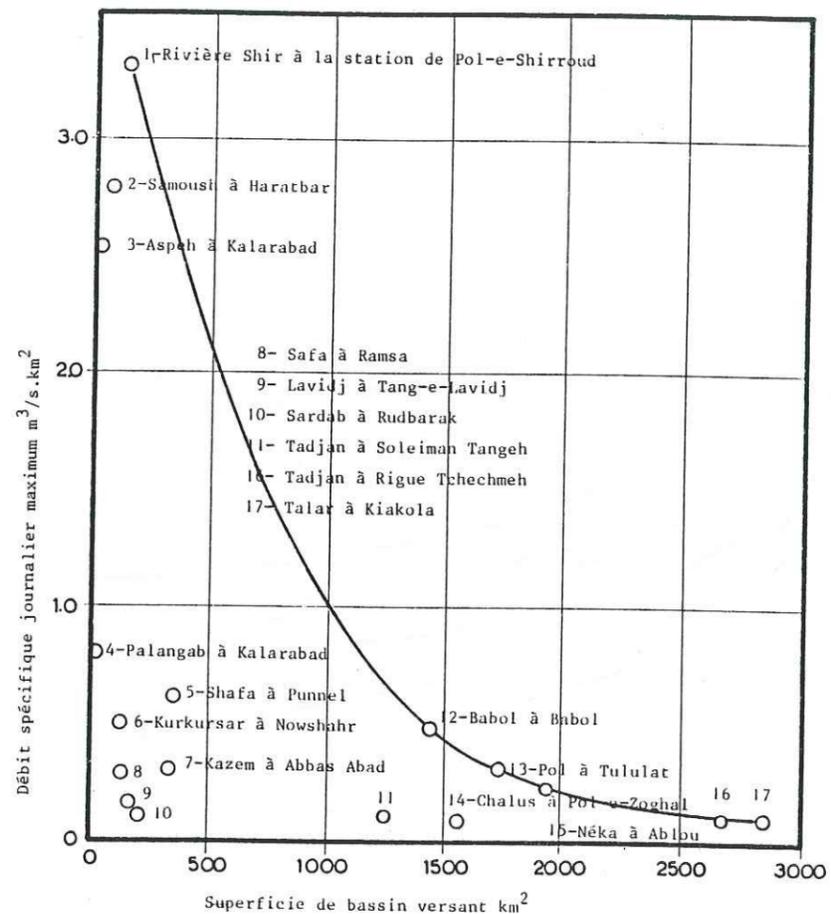


PLANCHE 36

- les caractéristiques géographiques, morphologiques, orographiques et la grandeur du bassin;
- la géologie et les caractéristiques hydrogéologiques;
- la végétation;
- le 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 jaugeage de Tadjan et Néka, il est aussi intéressant de connaître les débits probables maximum 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 maximaux 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. 36). Les superficies des bassins de Tadjan et Néka à leurs exutoires des villes de Sari et Néka sont respectivement de 4 000 et 1 950 km². A partir de cette courbe, les maximums probables des débits spécifiques maximaux journaliers de la rivière Tadjan et Néka aux points cités seront respectivement de 0.0815 et 0.2244 m³/s.km²; donc les débits maximaux probables des crues historiques seront respectivement de 326 et 437 m³/s.

Des courbes enveloppes des débits spécifiques journaliers maximaux interannuels en fonction des superficies des bassins versants ont été tracées pour les périodes de retour de 25, 50 et 100 années (Pl. 37). La comparaison des débits maximum 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. 37, les débits de pic instantané correspondant à des périodes de retour de 25, 50 ou 100 années seront respectivement de 880, 1185 et 2080 m³/s.

Ces valeurs sont proches de la réalité, car le pic de débit instantané observé à la station de Kord Khyh dans une période de 9 années d'observation est de 510 m³/s.

IV.3.2. Les ressources souterraines

En général les conditions hydrogéologiques de la plaine côtière ne varient pas beaucoup d'un lieu à l'autre, de telle sorte que l'étude hydrogéologique de la plaine de Sari peut être généralisée sur l'ensemble de la plaine. Les bassins versants des rivières alimentant la plaine côtière, sont formés des mêmes formations géologiques (à l'exception des schistes métamorphiques de Gorgan), et contiennent des roches impérméables, sémi-impérméables, à impérméabilité faible et perméables.

Les calaires résistants et fissurés du Malm se situent généralement à des altitudes élevées. Il occupent une superficie relativement importante, et présentent une surface corrodée par les eaux froides et agressives de fonte des neiges. Le développement du lapiaz laisse supposer que ces profondes dissolutions sont autant de lignes privilégiées d'infiltration entre les blocs compacts. En effet, dans les plans à fortes pentes et grande superficie, les fentes du lapiaz ont une grande continuité, indiquant un ruissellement prolongé en surface. Ces réseaux

raccordent avec des puits verticaux d'absorption, mais ces derniers sont obstrués en surface par une masse importante de débris de roches et de terre produits par gélification et décalcification. En outre, le pendage étant fréquemment parallèle à la surface du versant, l'eau qui s'infiltré et coule sur les premiers joints, pourrait réapparaître en surface un peu plus loin : Le remplissage des fentes près de la surface, par des dépôts de calcite, a été probablement la cause de la sous-estimation de la perméabilité de ces calcaires dans le barrage du Lar.

Au niveau du piémont, on observe l'apparition de faciès imperméables (Schistes et marnes), et ce n'est pas favorable à l'alimentation des nappes de la plaine par les eaux infiltrées dans ces calcaires perméables.

Ainsi, une faible quantité des eaux infiltrées dans la zone montagneuse contribue à l'alimentation des nappes de la plaine. Il faut souligner que dans la zone montagneuse où l'écoulement de surface, le ruissellement, la percolation et les circulations souterraines, tout en étant en interaction, jouent un rôle important, il serait illusoire de chercher à mettre sur pied un "bilan hydrologique" sur les données dont nous disposons.

Il en est plus ou moins de même pour la plaine, ce qui en rend difficile l'établissement et un bilan hydrogéologique". Cependant à partir des divers rapports du "Ministère de l'Énergie" les éléments principaux d'un bilan hydrogéologique ont été estimés (tableau 40). Il est certain, en effet, que les lignes de crêtes topographiques qui séparent les bassins hydrologiques ne coïncident pas exactement avec les limites du champ d'infiltration et de captage et l'étendue des nappes souterraines. Ainsi, dans la plaine côtière, les plaines suivantes qui présentent chacune une unité hydrogéologique peuvent être distinguées :

Roudsar, Shahsavar, Nowshahr, Haraz, Amol, Babol, Néka, Behshahr.

Le tableau 38, rassemble la superficie du bassin, la superficie de la plaine, l'alimentation naturelle et le flot du retour pour chacune de ces plaines. De même, le tableau résume les éléments du bilan, tels que : l'alimentation annuelle, l'évaporation à partir des surfaces des nappes superficielles, le captage total par des puits des sources et des qanats et les fuites des aquifères à la mer Caspienne. Enfin, le tableau présente les besoins annuels en eaux souterraines pour divers buts : consommation urbaine, industrie, irrigation traditionnelle et irrigation moderne.

IV.4. LES BESOINS EN EAU

Nous désignons par le terme " les besoins en eau ", le volume total d'eau nécessaire annuellement pour satisfaire intégralement l'ensemble des besoins in-situ (des forêts de l'agriculture arrosée directement par les précipitations), l'irrigation moderne, l'irrigation traditionnelle, la consommation urbaine et l'industrie.

Pour différents plans de cultures applicables au périmètre irrigable, les études agronomiques ont défini les besoins en eau annuels nécessaires à l'ensemble des cultures et leur répartition mensuelle rapportée à l'hectare moyen. En exprimant les besoins mois par mois en pourcentage de la dose annuelle, on constate que les valeurs obtenues varient peu d'un plan de cultures à un autre. Dans l'état actuel d'irrigation, on estime les besoins annuels des cultures à 5 880 m³/ha. Le rendement de la production agricole de la plaine côtière peut être

Projets d'agriculture (irrigation traditionnelle)

1	2	3	4	5	6
sous-bassins	Terrains irrigués (hectares)	consommation en m ³ par hectare	Précipitation efficace annuelle (mm)	Consommation totale annuelle (mmc)	Consommation nette (mmc)
1	12000	6,800	197	82	58
2	12000	7,340	157	88	70
3	1000	"	"	7	6
4	12900	"	"	95	75
5	23200	"	"	170	134
6	23000	"	"	169	132
7	11000	"	"	81	63
8	8000	"	"	59	46
Total	103100	-	-	751	584

Tableau 33

Projets d'agriculture (irrigation moderne)

1	Projet	2	3	4	5	6
1	Pol Roud	8,147	7,222	215	59	41
2						
3	Chalous	15,000	6,605	317	99	52
4	Nowshahr	1,400	6,605	317	9	5
5+6	Mazandaran	101,371	7,034	140	718	576
7+8	Sari	18,480	6,605	317	122	64
8	Néka	26,400	6,605	317	174	91
	Total	170,978	-	-	1181	829

Tableau 34

Estimation de la consommation nette de l'agriculture (1985)

Sous-bassin	Terrains irrigués (hectares)	Consommation en m ³ per hectares	Consommation total annuelle (MMC) (A)	Précipitation efficace annuelle (mm)	Précipitation efficace annuelle (B) (mmc)	Consommation nette (A - B) (mmc)
1	20,000	5,460	110	169	34	76
2	12,000	5,880	71	135	17	54
3	13,000	5,880	77	135	18	59
4	15,000	5,880	88	135	20	68
5	91,000	5,880	535	135	123	412
6	37,400	5,880	220	135	51	169
7	18,000	5,880	106	135	25	81
8	21,200	5,880	125	135	29	96
Total	227,600	-	1,332	-	317	1015

Tableau 35

Les besoins en eau exprimés en MMC/an

	Sous-bassins		1		2		3		4	
	Catégorie d'utilisation	Année	1985	2005	1985	2005	1985	2005	1985	2005
Consommation à partir des précipitations directes	Forêts		320	302	629	604	399	354	613	456
	Agriculture arrosée par la pluie		407	447	323	335	363	419	151	287
	Total		727	749	952	939	762	773	764	743
Consommation à partir des eaux dérivées	Irrigation moderne		0	41	0	0	0,0	52	0	5
	Irrigation traditionnelle		76	58	54	70	50	6	68	75
	Consommation urbaine		0	3	0	4	0	3	0	0
	Industrie		0	0	0	0	0	0	0	0
	Total		76	102	54	74	59	61	68	80
	s-b		5	6	7	8				
Consommation à partir des précipitations directes	Forêt		465	421	462	459	686	647	786	724
	Agriculture arrosé par la pluie		1,026	1,038	533	470	536	563	634	719
	Total		1,491	1,459	995	929	1,222	1,210	1,420	1,443
	Evaporation		0	18	92	92	0	25	52	56
Consommation à partir des eaux dérivées	Irrigation moderne		0	497	-	79	0	18	0	137
	Irrigation traditionnelle		412	134	169	132	81	63	96	46
	Consommation urbaine		2	17	0	8	0	15	0	9
	Industrie		0	0	0	0	0	5	0	25
	Total		414	648	169	219	81	101	96	217

Tableau 36

Irrigation traditionnelle

Sous-bassin	Conditions actuelles				Projets			
	Besoin en eau pour irrigation traditionnelle (mmc)		Flot du retour (mmc)		Besoin en eau pour irrigation traditionnelle (mmc)		Flot du retour (mmc)	
	Consommé	Délivré	aux nappes	aux eaux de surface	Consommé	Délivré	aux nappes	aux eaux de surface
1	76	189	75	28	58	126	45	23
2	54	136	55	27	70	154	56	28
3	59	147	58	30	6	12	4	2
4	68	170	68	34	75	165	60	30
5	412	1031	413	206	134	297	109	54
6	169	423	169	85	132	295	108	55
7	81	204	82	41	63	141	52	26
8	96	240	96	48	46	102	37	19
Irrigation moderne			Pol Roud	(1)	41	90	33	16
			Chalous	3	52	94	28	14
			Now shahr	4	5	9	3	1
			Mazandaran	5,6	576	1,254	452	226
			Sari	7,8	64	116	35	17
			Néka	8	91	165	49	25

Tableau 37

Réerves souterraines

Plaine et localisation	Superficie du bassin (km ²)	Superficie de la plaine (km ²)	Disponibilité projetée annuelle des eaux souterraines (mmc)		
			Alimentation naturelle	Flot du retour	Disponibilité total
Roudsar (s.b.1)	1,725	320	59	78	137
Shahsavari (s.b.2)	4,975	440	171	55	226
Nowshahr (3,4)	3,888	683	187	95	282
Haraz-Amol	12,808	2,338	218	725	943
Babol (5,6,7)					
Néka-Behshar (8)	2,400	1,600	77	117	194

Tableau 38

Plaine et localisation	Besoins annuels en eaux souterraines (projetés) mmc				
	Consommation urbaine	Industrie	Irrigation traditionnelle	Irrigation moderne	Total
Roudsar					
Shahsavari (2)	18	-	91	0	108
Nowshahr (3,4)	15	-	99	9	123
Haraz-Amol-Babol (5,6,7)	41	-	48	386	476
Néka-Behshahr	13	0	26	57	96

Tableau 39

Plaine et localisation	Eaux souterraines (mmc)			
	Alimentation annuelle	Evaporation à partir des nappes	Captage	Fuite des aquifères
Roudsar (1)	137	17	126	10
Shahsavari (2)	226	22	91	113
Nowshahr (3,4)	282	34	123	125
Haraz-Amol-Babol (5,6,7)	943	117	476	350
Néka-Behshar (8)	194	85	96	13
Total	1782	269	912	601

Tableau 40

augmenté par la création de réseaux d'irrigation et de drainage, permettant de donner aux cultures l'appoint d'eau nécessaire à leur plein développement. Donc, pour évaluer les besoins des cultures en 2005 on a tenu compte d'une amélioration relative du rendement d'irrigation. De toute façon, il faut ajouter, aux consommations nettes des cultures une part correspondant à l'alimentation des nappes, ainsi qu'aux flux du retour aux eaux de surface (voir tableaux 33 à 40).

La part de l'alimentation en eau potable et des besoins de l'industrie est très modérée vis-à-vis des besoins agricoles, cependant on a pris en considération des volumes d'eau nécessaires pour satisfaire les besoins estimés en tenant compte des données sur la population et les projets industriels.

IV.5. CONFRONTATION DES RESSOURCES ET DES BESOINS

Le tableau 41 rassemble les ressources en eau de surface pour les huit bassins de la région ainsi que les besoins en eau.

On a présenté les résultats de ce bilan hydrogéologique qui a été ainsi établi pour les bassins versants de 30 rivières du littoral sud de la Caspienne sur les tableaux 33 à 41,

Ressources de surface

sous-bassin	Rivière	Station	Volume écoulé (A) (mmc / an)	Besoin annuel (mmc)	Part des eaux de surface (B) (mmc)	Flot du retour (C) (mmc)	(A-B+C) (mmc)	A-B
1		Shalman	129	219	93	39	832	793
		Pol	561					
		Khoshkeh	126					
		Total	886					
2		Safa	116	158	67	28	984	956
		Chalk	190					
		Tehrem	101					
		Seh Hezar	303					
		Eza	92					
		Kazem	123					
		Palang	98					
Total	1023							
3		Sardab	104	109	96	16	620	604
		Chalus	416					
		Kelyak	38					
		Mashetak	32					
		Kheyr	110					
Total	700							

Suite du tableau 41

sous-bassin	Rivière	Station	Volume écoulé (mmc/an) (A)	Besoin annuel (mmc) (B)	part des eaux de surface (mmc) (B)	(C)	(A-B+C) (mmc)	(A-B)
4	Kojur Galand roud Lavij Vaz Alesh		72					
			57					
			29					
			32					
			29					
	Total	219	174	64	31	186	155	
5	Lar Haraz Babol	Polur	-178					
		25-Shah-rivar	1100					
		Gharan-talar	236					
	Total	1158	1414	1043	167	282	115	
6	Talar	Shirgah	274	457	367	168	73	-95
7	Tadjan	Rigue-Tchehmeh	355					
	Zaram Roud		281					
	Total		636	195	180	31	486	455
8	Néke Cours d'eau du golfe de Gorgan	Ablou	193					
	Total		130 323	208	112	37	284	211
				2934	2022	517	3711	

IV.6. CONCLUSION

Ce chapitre avait pour objectif d'établir le bilan d'eau pour huit bassins hydrologiques et cinq bassins hydrogéologiques de la région du littoral sud de la Caspienne dont la superficie est de 27 000 km².

Les cartes des modules pluviométriques nous ont permis de tirer les résultats suivants :

- les précipitations moyennes annuelles sur l'ensemble de la région : 1020 mm ;
- les précipitations moyennes mensuelles du mois le plus sec (mai) est égal à 53 mm et celles du mois le plus humide (Octobre) est de 125 mm.

Le rapport moyen des hauteurs de pluie de l'hiver et de l'année est de 28 % qui se rapproche de celui du bassin versant du Tadjan. Ce rapport augmente du nord vers le sud, c'est-à-dire de la région humide vers la région sèche.

A partir des planches 29 et 30, on peut obtenir la hauteur des précipitations intenses de 24 heures ayant différentes périodes de retour pour sept stations de la région.

Par exemple les précipitations intenses de 24 heures pour une période de retour de 50 ans pour la station de Ramsar sont de 340 mm et pour celle de Babolsar de 117 mm.

Les hauteurs des précipitations intenses des autres stations se trouvent entre ces deux valeurs.

Les précipitations intenses de 24 heures millénales sont :

Bandar Anzali	408 mm
Rasht	190 mm
Ramsar	595 mm
Shahsavar	585 mm
Now Shahr	400 mm
Babolsar	170 mm
Gorgan	220 mm

Les variations entre ces valeurs ne s'expliquent pas par une règle générale.

Le rapport moyen des hauteurs des précipitations maximales probables et des précipitations millénales est de 1,98 qui est une valeur assez faible. Ce rapport diminue avec l'accroissement des valeurs des précipitations millénales et varie entre 1,6 (pour la station de Shahsarar) et 2,6 (pour la station de Ramsar).

Les précipitations intenses provoquent des crues dans les rivières de la région dont les grandeurs peuvent être obtenues à partir des planches 31 à 33. Par exemple le débit moyen d'une crue millénaire écoulé pendant 24 h pour les rivières de cette région aux stations indiquées sur les diagrammes correspondants sont :

900 m ³ /s	pour la rivière Babol
750 m ³ /s	pour la rivière Haraz
500 m ³ /s	pour la rivière Talar
320 m ³ /s	pour la rivière Lar
110 m ³ /s	pour la rivière Lavij

Ces diagrammes nous permettent également de trouver les valeurs moyennes des débits maximum pour une période d'un jour à 90 jours et pour des périodes de retour désirées.

Les planches 34 et 35 permettent d'obtenir des données semblables sur l'étiage de quatre rivières : Lar, Chalus, Talar et Babol.

L'étude des crues et des étiages des rivières nous a fourni des éléments importants pour évaluer les ressources et le surplus en eau de la région.

La superficie totale des terrains sous l'irrigation traditionnelle dans cette région est de 2276 km², qui demande une consommation nette de 1015 mm³ par an.

Les projets d'irrigation sont relatifs à une partie des superficies déjà irriguées (678 km²) et de nouvelles superficies (564 km²). Il restera 1031 km² en irrigation traditionnelle. Le total irrigué sera de 2740 km². Les besoins nets en eau du futur aménagement augmenteront de 1015 mm³ à 1413 mm³, soit un supplément nécessaire de 398 mm³. Compte-tenu des pertes par infiltration vers les nappes, le volume d'eau annuel délivré est de 2934 mm³.

La consommation des forêts et de l'agriculture arrosées par les précipitations directes est de 5332 mm³ par an.

Quant aux ressources en eaux, l'alimentation annuelle des nappes souterraines est de 1782 mm³, l'évaporation à partir des nappes de 269, le captage de 912 et la fuite des aquifères de 601 mm³.

La part du flot de retour dans l'alimentation des nappes souterraines dans les conditions actuelles est de 1016 mm³ et après la réalisation des projets d'irrigation moderne sera de 1071 mm³.

Dans les projets d'irrigation, on prévoit de fournir au total 2022 mm³ de consommation urbaine et d'irrigation à partir des ressources de surface.

Pour conclure, il faut dire que :

- . le surplus en eau de surface de la région est de 3194 mm³ ;
- . le surplus en eau souterraine de la région est de 600 mm³.

CHAPITRE V

REPARTITION TEMPORELLE IRREGULIERE DES RESSOURCES EN EAU

SUR LE VERSANT SUD DE L'ALBORZ

V.1. GENERALITES

Le versant sud de l'Alborz central se limite au nord aux lignes de partages des eaux de la chaîne d'Alborz et au sud au cours de la rivière Shur et au désert central de l'Iran (Dasht-e-Kavir) (Planche 37).

Cette région a à peu près la forme d'un quadrilatère d'une longueur de 410 km, d'une largeur moyenne de 90 km et d'une superficie d'environ 36,000 km².

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

La zone montagneuse ayant une superficie de 17000 km² comprend à peu près la totalité des reliefs du flanc sud de l'Alborz central. L'altitude maximale atteint 4000 mètres (Kandovan) dans cette zone montagneuse.

La plaine qui forme une partie du plateau central de l'Iran contient les plaines de Gazvin, Karaj, Téhéran, Varamin, Garmsar et Semnan.

Cette région n'ayant que 2% de la superficie du pays a plus d'un tiers de sa population (l'importance du problème est considérable vu le manque d'eau).

La population sur l'ensemble de la région représente 14 millions d'habitants qui se répartissent entre la ville de Téhéran (10 millions) et les autres villes et villages.

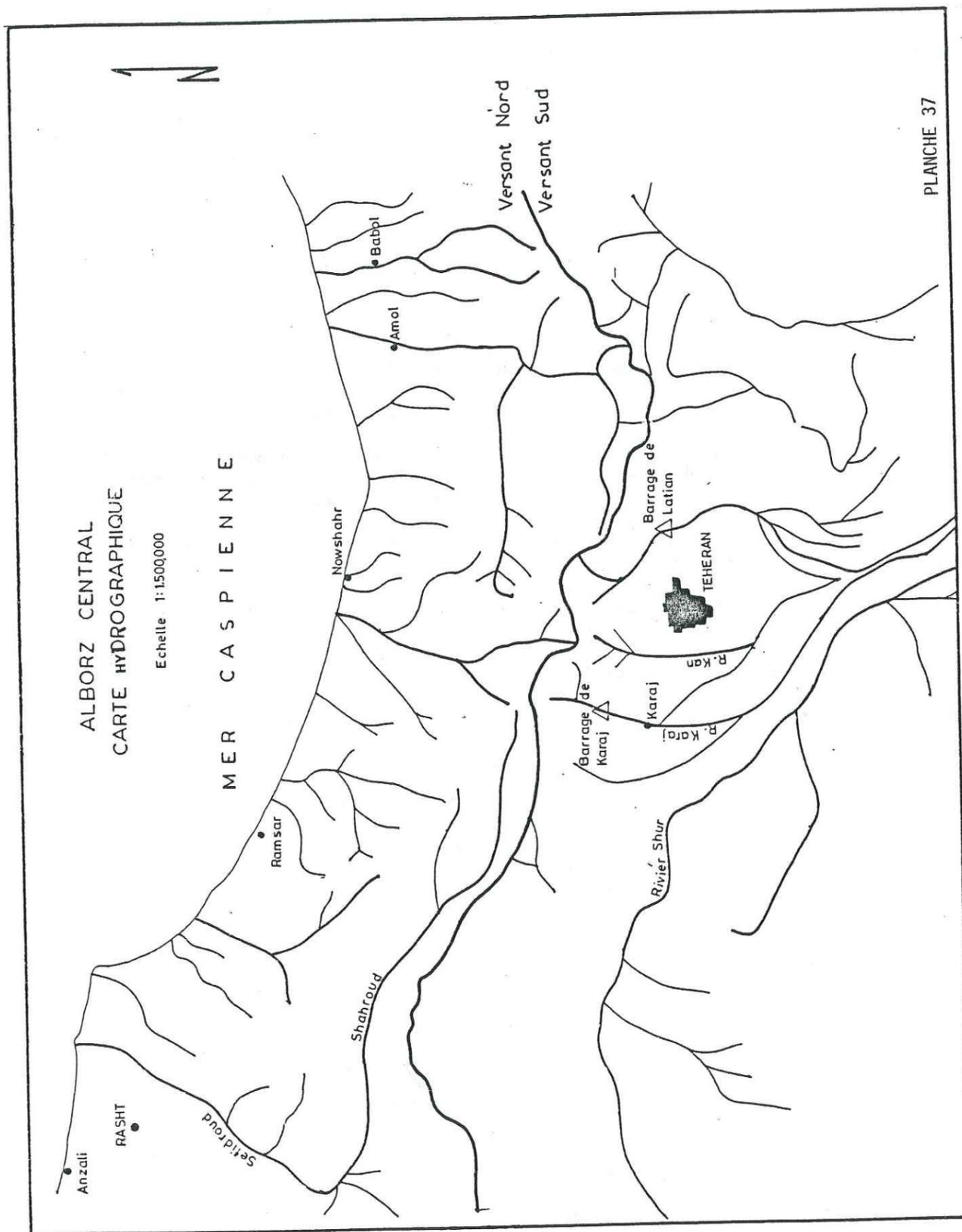
Le climat dans cette région est semi-aride avec un hiver froid et un été chaud et sec. La température, les précipitations et l'évaporation varient d'une région à l'autre. Tout de même on y distingue deux climats assez rapprochés:

- A Gazvin, Karaj et Téhéran, la température varie entre 40°C et -14°C, et la température moyenne annuelle est de 14°C. Les précipitations annuelles varient entre 150 et 250 mm. L'évaporation potentielle est de 1800 mm.

- A Varamin, Garmsar, et Semnan, la température varie entre 45°C et -15°C et la température moyenne annuelle est de 16°C. Les précipitations dans les plaines sont de 100 à 150 mm.

Les rivières permanentes de la région sont : Kordan, Karaj, Kan, Jajroud, Hableroud. En outre quelques petites rivières saisonnières et torrentielles existent également dans la région. Le débit total moyen interannuel de ces rivières à leur arrivée dans la plaine atteint 1500 millions de mètres cubes par an. Ces rivières après avoir irrigué la plaine se jettent dans le lac salé de Ghôm.

Après avoir mis en évidence le surplus en eau dans le littoral sud de la Caspienne, autrement dit sur le versant nord de l'Alborz, nous constatons que malgré le manque d'eau sur le versant sud de l'Alborz il existe une quantité d'eau relativement grande qui coule sous forme de crues. Les crues pendant le printemps et l'étiage, jusqu'à l'arrêt complet de l'écoulement pendant la



saison d'été, présentent sur les versants sud de l'Alborz une répartition temporelle très irrégulière des ressources en eau. Ces écoulements irréguliers combinés avec le surplus d'eau du versant nord, représentent une quantité assez importante et utile, pour surmonter le problème de la répartition temporelle et spatiale inégale, jusqu'à un certain point, des ressources en eau.

Ce chapitre présente l'étude des crues dans un petit bassin (bassin versant de la rivière Kan) choisi à titre d'exemple pour montrer l'ampleur relative de ces écoulements irréguliers.

La rivière Kan est la rivière principale de la région de Téhéran coulant à l'extrême ouest de cette ville et du nord vers le sud. Le bassin versant de la Kan commence dans les hautes montagnes du flanc sud de l'Alborz. La rivière draine une zone montagneuse de 214 km² et débouche ensuite dans la plaine de Téhéran où elle continue son cheminement vers le lac salé de Hoz Soltan situé à l'intérieur du pays. La rivière est formée de 5 affluents principaux (pl. 38).

L'altitude moyenne du bassin versant est de 2470 mètres, la différence entre le point le plus élevé et le point le plus bas du bassin est de 1900 mètres et la pente moyenne de l'ensemble du bassin est de 7,3% (Tableau 42)

Les pluies saisonnières combinées avec les eaux de la fonte de neige, ainsi que la pente élevée du bassin peuvent créer des crues relativement importantes, de ce fait la rivière Kan est caractérisée par des débits moyens annuels très faibles vis à vis des crues qui se produisent parfois.

V.5.2. Climat de la Région

Située au bord du désert d'une part et au pied des montagnes d'autre part la région de Téhéran, est caractérisée par des hivers doux et relativement humides et par des étés secs, chauds et longs.

Selon les relevés de la station synoptique de Mehr-abad, qui est la seule station météorologique de la région, la température minimale absolue a été -14,8°C et la température maximale absolue a dépassé faiblement +43°C. La moyenne des maximums est de 22°C, celle des minimums de +11°C et la moyenne interannuelle de la température a été + 16,8°C. Les nombres de jours où la température est supérieure à 0°C se rangent entre 295 et 349 jours avec une moyenne de 314 jours par an.

Pendant la période de mesures, la hauteur moyenne des précipitations annuelles a été de 225 mm., et les pluviomètres n'ont enregistré que 40 mm, pour la hauteur maximale des précipitations tombées en 24 heures.

L'atmosphère de la région de Téhéran n'est pas un grand réservoir de vapeur d'eau, ainsi de faibles valeurs d'humidité prévalent sur la région. La moyenne annuelle de l'humidité relative varie de 48% le matin à 29% à midi.

Ces conditions climatologiques combinées avec les facteurs physiques des bassins hydrologiques de la région jouent un rôle très important dans l'hydrologie de la région de Téhéran, qui représente plus ou moins les mêmes caractéristiques que le versant sud de l'Alborz. L'ensemble de ces facteurs crée de petites rivières temporaires à faible débit, incapables d'alimenter en eau les terrains de leurs alentours immédiats, qui sont exposés à une évaporation intense.

V.5.3. Etude des crues de la Kan par la méthode de l'hydrogramme unitaire

A part une station équipée uniquement d'une échelle il n'existe pas sur cette rivière de station limnigraphique. De ce fait il n'y a pas de chroniques continues des débits. Ainsi le seul moyen pour étudier les crues de la rivière a été d'utiliser les données sur les pluies intenses mesurées à la station climatologique de Saad-Abad située au pied des montagnes de l'Alborz au nord de Téhéran. Dans des cas similaires, si l'on désire arriver à des résultats précis, l'emploi de la méthode de l'hydrogramme unitaire est impératif. L'hydrogramme unitaire est utilisé pour la détermination de l'hydrogramme du ruissellement superficiel à l'exutoire d'un bassin, à partir des hydrogrammes de l'averse correspondante reçue par ce bassin. Son application est valable notamment pour le calcul des débits de crue; en outre il donne les éléments d'une sorte de "modèle schématique" de la transformation "intensité de pluie-débit". Les hyétogrammes d'averse considérés dans la théorie de l'hydrogramme unitaire sont ceux qui représentent les hauteurs de pluie nette ou ruisselée.

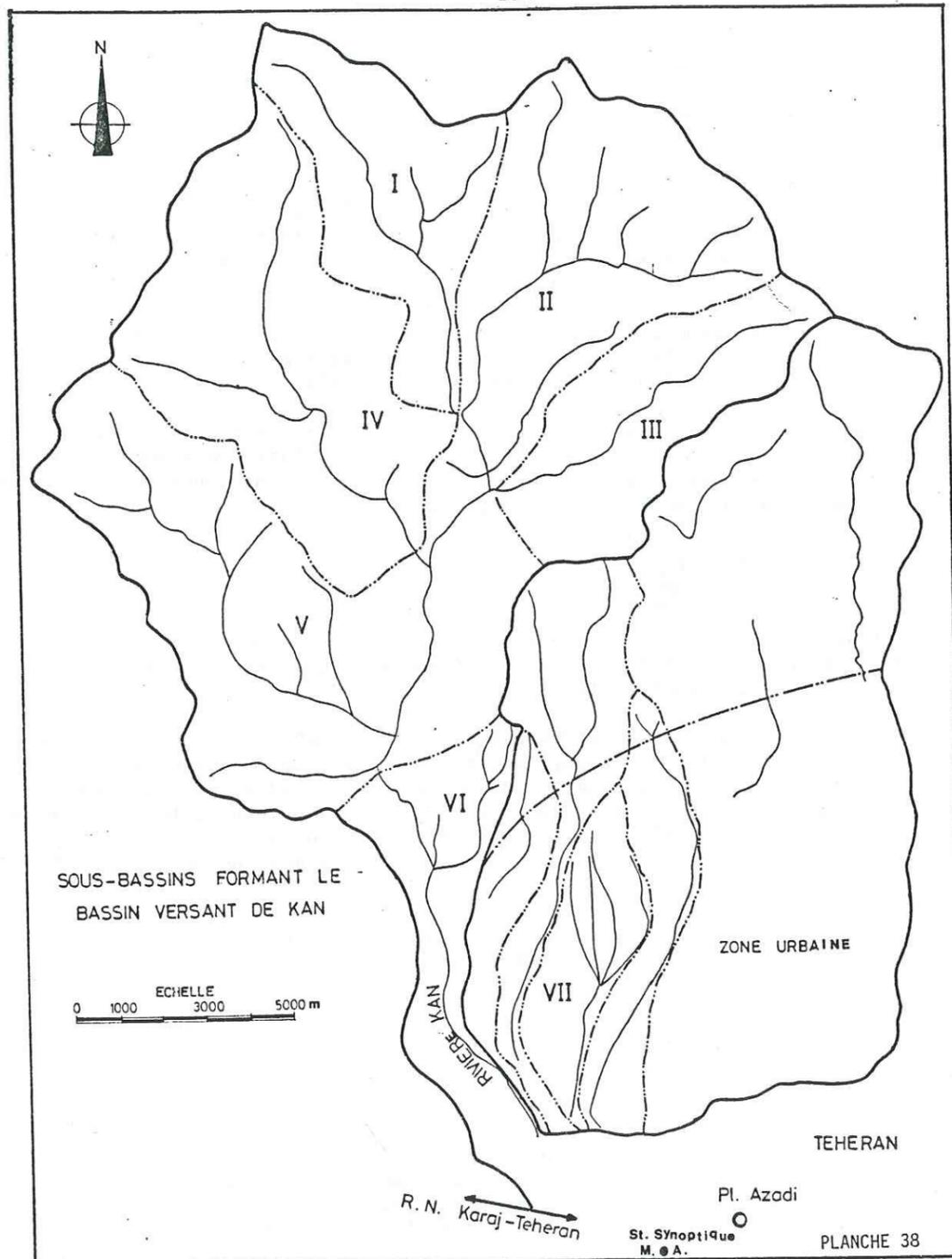
Pour appliquer la méthode de l'hydrogramme unitaire à la rivière Kan nous avons suivi les étapes ci-après:

1. Le bassin versant de Kan a été divisé en 6 sous-bassins pour lesquels les facteurs physiographiques ont été déterminés à partir des cartes topographiques au 1/50.000 ;
2. à partir des facteurs physiques des temps de concentration, un hydrogramme unitaire triangulaire a été calculé pour chaque sous-bassin;
3. la combinaison de l'hydrogramme unitaire avec l'averse unitaire nous a permis d'établir l'hydrogramme complexe;
4. Les hydrogrammes complexes des 6 sous-bassins ont été combinés pour construire l'hydrogramme de la rivière Kan à son arrivée dans les faubourgs de Téhéran.

V.5.3.1. Facteurs physiographiques de l'écoulement

Ils forment les éléments de base de l'hydrogramme unitaire. Ces éléments sont déterminés à partir des cartes topographiques et sont regroupés dans le tableau 42 dans lequel sont exprimés :

- A : la superficie du bassin en km^2 .
- L : le plus long cheminement hydraulique d'affluent en km.
- ha : l'altitude du point le plus élevé du bassin en m.,
- h_b : l'altitude du bassin à son exutoire en m.,
- h_m : l'altitude moyenne du bassin,
- s : la pente moyenne du cheminement de l'affluent en pourcentage.



N° de sous-b.	A km ²	L km	h _a m	h _b m	h _m m	h _m -h _b m	h _a -h _b m	S %
I	27	11,5	3100	1900	2700	800	1200	10.4
II	41	13.0	3070	1800	2800	1000	1270	9.8
III	24	11.0	3500	1900	2700	800	1600	14.5
IV	45	14.0	3080	1700	2500	800	1380	9.8
V	58	14.5	2900	1460	2350	870	1420	9.7
VI	19	14.0	1460	1200	1500	300	260	2.3
B. de la Kan	214	44.0	3100	1200	2470	1270	1900	7.3

TABLEAU - 42

V.5.3.2. Les temps de concentration des sous-bassins

Rappelons que l'on appelle "temps de base" d'un hydrogramme l'intervalle de temps compris entre le début et la fin du ruissellement superficiel provoqué par l'averse correspondante. Si t_r est la durée de l'averse nette, supposée uniforme dans le temps et dans l'espace, tombant sur un bassin dont le temps de concentration est t_c , le temps de base "T" de l'hydrogramme sera :

$$T = t_r + t_c$$

Autrement dit le temps de concentration est le temps nécessaire à l'eau pour s'écouler depuis le point le plus éloigné du bassin en cause, jusqu'au point considéré.

Pour déterminer les temps de concentration pour les sous-bassins de la rivière Kan, nous avons appliqué les formules suivantes:

$$1. \quad t_c = \frac{4\sqrt{A} + 1.5L}{0.8\sqrt{h_m - h_b}}$$

t_c = temps de concentration en heures, les autres symboles ont été définis précédemment.

2. Application systématique des facteurs publiés dans "U.S. Navy technical publication, March 1953."

pente moyenne du cheminement

1 à 2%
2 à 4%
4 à 6%
6 à 10%

publiés dans "U.S. Navy technical publication, March 1953."

vitesse moyenne en pieds par seconde

2.0
3.0
4.0
5.0

L'analyse des hydrogrammes observés pour la rivière Kan montre que le temps de concentration dans le bassin de cette rivière peut être plus élevé que les valeurs que l'on obtient par les simples formules ci-dessus. Les hydrogrammes observés dont nous parlons ne sont que des petites courbes sans précision que nous avons construites à partir des relevés des simples observations journalières sur la seule échelle implantée sur l'un des affluents de la rivière. Tout de même, diverses comparaisons nous permettent d'en déduire un résultat qui nous suggère de doubler les valeurs obtenues à partir de la première méthode pour arriver à des résultats raisonnables. (tableau 43).

N° de sous-bassins	Première formule t_c en heures	deuxième formule t_c en heures	valeurs acceptées t_c en heures
I	1,68	2,09	3,32
II	1,78	2,36	3,56
III	1,6	1,25	3,2
IV	2,11	2,55	4,22
V	2,21	2,64	4,42
VI	2,64	4,25	5,28
l'ensemble du bassin	4,39	10,02	-

Tableau 43

Parmi une douzaine de formules qui existent pour estimer le "temps de concentration" aucune n'envisage, et d'ailleurs ne peut envisager, les divers facteurs contrôlant la vitesse de l'écoulement. Elles sont plutôt utiles pour évaluer le temps de concentration dès l'instant où les eaux des micro-canaux se déversent dans le réseau hydrographique proprement dit du bassin. Tandis que en effet un premier temps correspond à la saturation progressive du terrain, c'est ensuite qu'un mince film d'eau se forme et ruisselle le long des pentes et dans le micro-réseau hydrographique où son mouvement est plus ou moins freiné par la couverture végétale ou les irrégularités du terrain. De ce fait la correction que nous avons effectuée sur les résultats obtenus par des formules paraît impérative.

V.5.3.3. Hydrogramme unitaire triangulaire

Pour construire l'hydrogramme afférant à une averse, normalement on détermine tout d'abord les éléments d'un hydrogramme unitaire. Ici nous appliquerons la méthode de l'hydrogramme unitaire triangulaire (design of small dams), afin d'obtenir un hydrogramme résultant pour chacun des sous-bassins de la Kan.

On sait que le "temps de base" d'un hydrogramme global est l'intervalle de temps compris entre le début et la fin du ruissellement superficiel provoqué par l'averse correspondante. Si t_r est la durée de l'averse nette, supposée uniforme dans le temps et dans l'espace, tombant sur un bassin dont le temps de concentration est t_c , le temps de base t_b de l'hydrogramme sera :

$$t_b = t_r + t_c$$

Si l'on désigne le "débit de pointe" de l'hydrogramme unitaire par q_p et le temps écoulé depuis le début de la montée jusqu'au débit de pointe par t_p on a :

$$t_p = t_r \times 2 + 0.6 t_c$$

$$t_b = (1 + H) (t_p - 0.5)$$

$$H = t_c / t_p$$

$$q_p = \frac{2 V_u}{t_b}$$

où, V_u représente le volume d'eau écoulé pendant le temps t_p pour une averse unitaire. La valeur H peut être déterminée à partir des hydrogrammes observés et pour les bassins sans chroniques on admet une moyenne générale égale à $H = 1,67$.

Le tableau ci-après résume les résultats de ces calculs.

N° de sous-bassins	superficie en km ²	temps en heures			en $q_{p_m^3/s}$
		t_c	t_p	t_b	
I	27	3.32	4.49	13.32	11,26
II	41	3.56	4.64	13.73	16,60
III	24	3.2	4.42	13.14	10,15
IV	45	4.22	5.03	14.76	16,94
V	58	4.42	5.15	15.08	21,37
VI	19	5.28	5.67	16.47	6,41

Tableau 44

Après avoir obtenu les valeurs souhaitées on passera de l'hydrogramme unitaire ainsi défini, à celui correspondant à une averse de même durée t_r mais apportant un volume d'eau équivalent à une lame d'eau nette p_n centimètres, en multipliant toutes les ordonnées de "l'hydrogramme unitaire" par " p_n ". Ainsi il va falloir faire une analyse des averses retenues dans la région pour pouvoir déterminer les valeurs de la pluie nette.

V.5.3.4. Analyse des averses

On désigne généralement par "averse" un ensemble de pluies associées à une même perturbation météorologique bien définie. La durée d'une averse peut varier de quelques minutes à une centaine d'heures et intéresser une superficie allant de quelques kilomètres carrés à quelques milliers. Il n'est certes pas ici question de telles dimensions spatio-temporelles. Il serait plus rationnel d'appeler "épisode pluvieux" une telle séquence de précipitations afin de l'opposer à l'averse courte et locale dont les conséquences ne sont pas identiques.

Dans la région de Téhéran les longues et fortes averses sont rares, et sous le terme d'averses nous entendons de pluies intenses annuelles. Dans cette région l'intensité des précipitations est mesurée à la station climatologique de Saad -Abad ainsi qu'à la station synoptique de Mehr-Abad. Les données de la première station nous ont servi pour établir des courbes "intensité-fréquence" et les généraliser sur la partie montagneuse du bassin; celles de la deuxième ont été utilisées pour la zone de piedmont (tableaux ci-dessous).

Fréquences	Intensité des pluies maximales à Mehr-Abad en mm/h							
	Temps en minutes							
	15	30	45	60	90	120	150	180
	Intensité en mm/h							
1	28	17	15	10	9	7	6	5
2	26	17	14	9	7	5	5	4
3	20	12	10	8	7	5	4	4
4	20	12	9	7	6	4	4	3
5	20	11	9	7	5	4	3	3
6	19	10	9	6	5	4	3	3
7	19	10	8	6	5	3	3	3
8	19	10	8	6	5	3	3	3
9	12	7	6	4	4	3	3	2
10	10	6	5	3	3	2	2	2

TABLEAU 46

Fréquences de recurrences en 10 ans	Intensité maximale des pluies à station de Saad-Abad en mm/h							
	temps en minutes							
	15	30	45	60	90	120	150	180
1	44	27	24	14	12	10	8	7
2	32	19	16	13	11	9	7	6
3	30	18	16	12	9	7	7	6
4	24	14	13	10	8	7	6	5
5	24	14	11	9	7	6	5	4
6	32	13	11	9	7	5	5	4
7	20	12	10	8	7	5	5	4
8	19	11	10	7	6	5	5	4
9	15	10	8	5	5	4	4	3
10	13	8	7	5	5	4	3	3

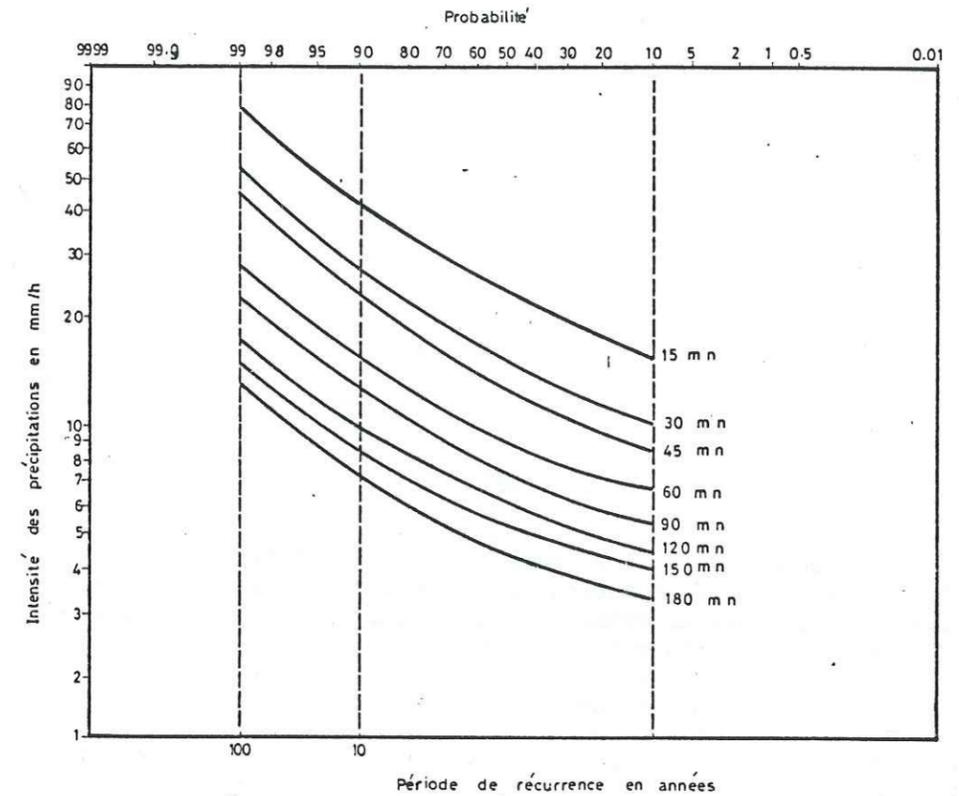
TABLEAU 47

Ces données pluviométriques qui ont été tirées des chroniques de 10 ans (période 1970 - 1980) semblent être suffisantes pour établir les courbes d' "intensité - récurrence" pour la station de Saad-Abad ainsi que les courbes d' intensité - durée pour la station de Mehr-Abad (pl. 40).

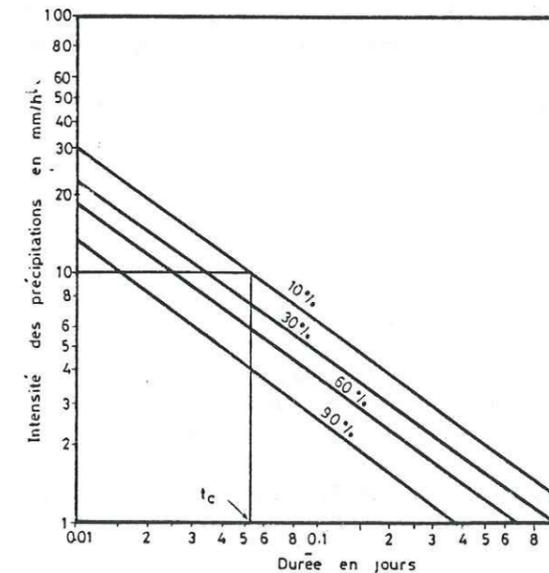
Il reste à connaître l'intensité de la pluie correspondante et la période de retour, qui seront obtenues à partir de ces courbes, pour répondre à ces questions, nous devons définir une autre fois nos objectifs.

L'étude des crues de la rivière Kan, à part son but de montrer l'ampleur relative des écoulements irréguliers, également pour objectif pratique de proposer un dispositif de protection contre les crues de la rivière dans la portion de son lit qui semblait être menacée. Dans le projet d'étude du dispositif de protection contre les crues, il ne sera pas économique de dimensionner l'ouvrage pour l'averse la plus intense pouvant survenir au cours d'une durée indéfinie. De ce fait, nous avons choisi de déterminer les intensités maximales de pluie ayant une fréquence d'occurrence de 100 ans, ce qui donne déjà une bonne marge de sécurité adoptée par la plupart des services de protection en Iran comme ailleurs dans le monde.

Pour le choix de la durée limite des "averses unitaires" il faut profiter plutôt de l'expérience que des formules. Sans qu'il soit possible de fixer des règles précises à ce sujet, on peut estimer que l'averse cesse d'être "unitaire" si sa durée dépasse le quart du "temps de concentration". D'autre part à égalité d'intensité, les pluies qui occasionnent le débit maximal en un point quelconque du réseau d'écoulement sont celles dont la durée de précipitation est au moins égale au temps de concentration. Si la pluie se poursuit indéfiniment avec la même intensité au delà du temps de concentration, le débit à l'exutoire restera constant. Pour établir l'hydrogramme unitaire des sous-bassins de la Kan dont le temps de concentration est de l'ordre de 4 heures, on a limité à une heure la durée des averses unitaires (tableau ci-après).



COURBES "INTENSITE-RECURRENCE"-STATION DE SAAD ABAD



COURBES "INTENSITE-DUREE"-STATION DE

MEHRABAD

PLANCHE 40

Durées limitées en heure,	Intensité des précipitations en cm	Hauteur de la pluie en cm		Séquence de la pluie en cm
0	0	0		
1	2.8	2.8	2.8	0.6
2	1.8	3.6	0.8	2.8
3	1.4	4.2	0.6	0.8
4	-	4.8	0.6	0.6
5	-	5.2	0.4	0.4

TABLEAU 48

V.5.3.5. - Determination de la pluie nette

A chaque instant l'intensité nette ou excédentaire de la pluie est égale à l'intensité des précipitations diminuée de la capacité d'infiltration du sol, de la rétention de la surface et de l'évaporation. On sait que, chaque composante du débit de l'hydrogramme arrivant à l'exutoire par un chemin différent, les courbes de décroissance du ruissellement superficiel, de l'écoulement hypodermique et de l'écoulement souterrain auront chacune leurs caractéristiques propres.

La courbe de décroissance peut être représentée par une fonction exponentielle de la forme :

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

qui donne le débit Q_t à l'instant t en fonction de débit Q_0 à un instant t_0 antérieur et arbitraire pris comme origine ; α est un coefficient de décroissance.

D'après l'hydrogramme observé pour la rivière Kan nous avons

$$Q_0 = 3 \text{ m}^3/\text{s}$$

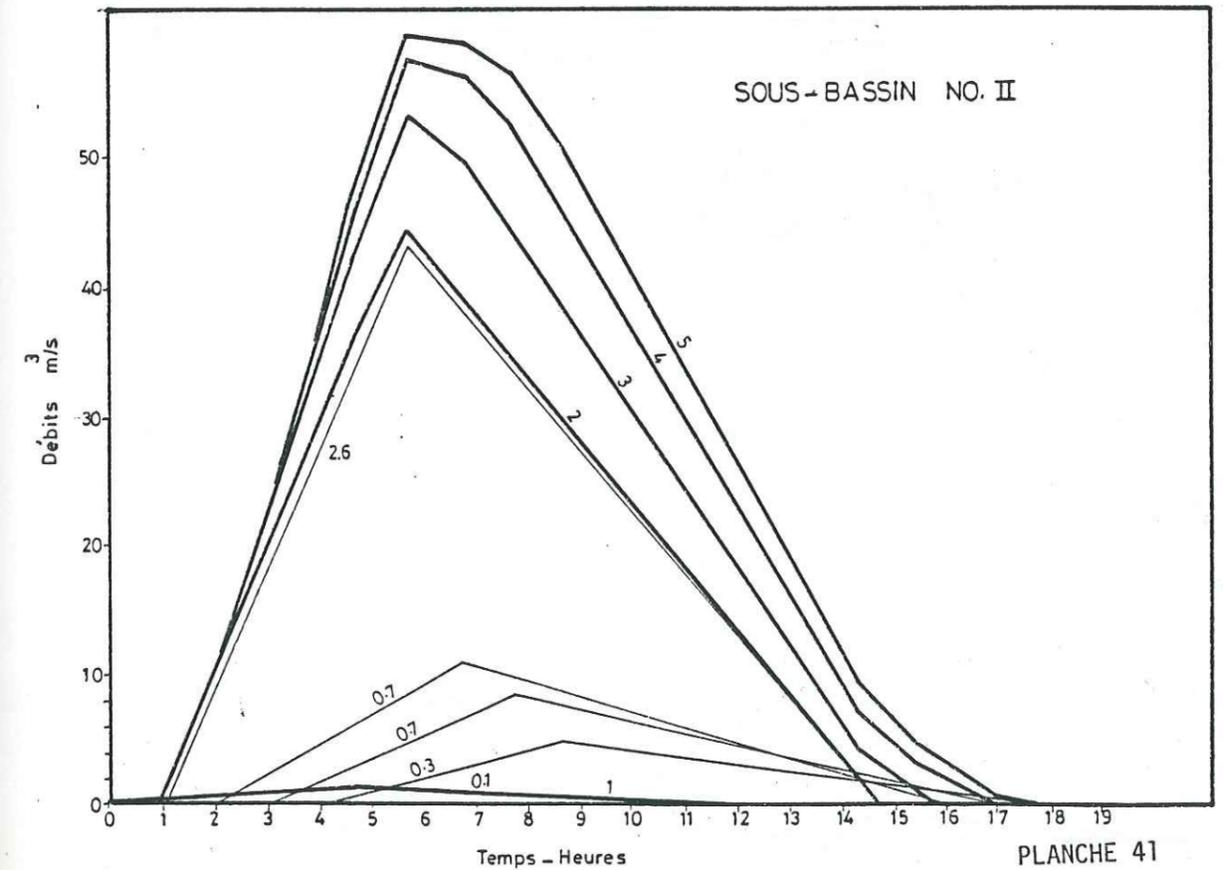
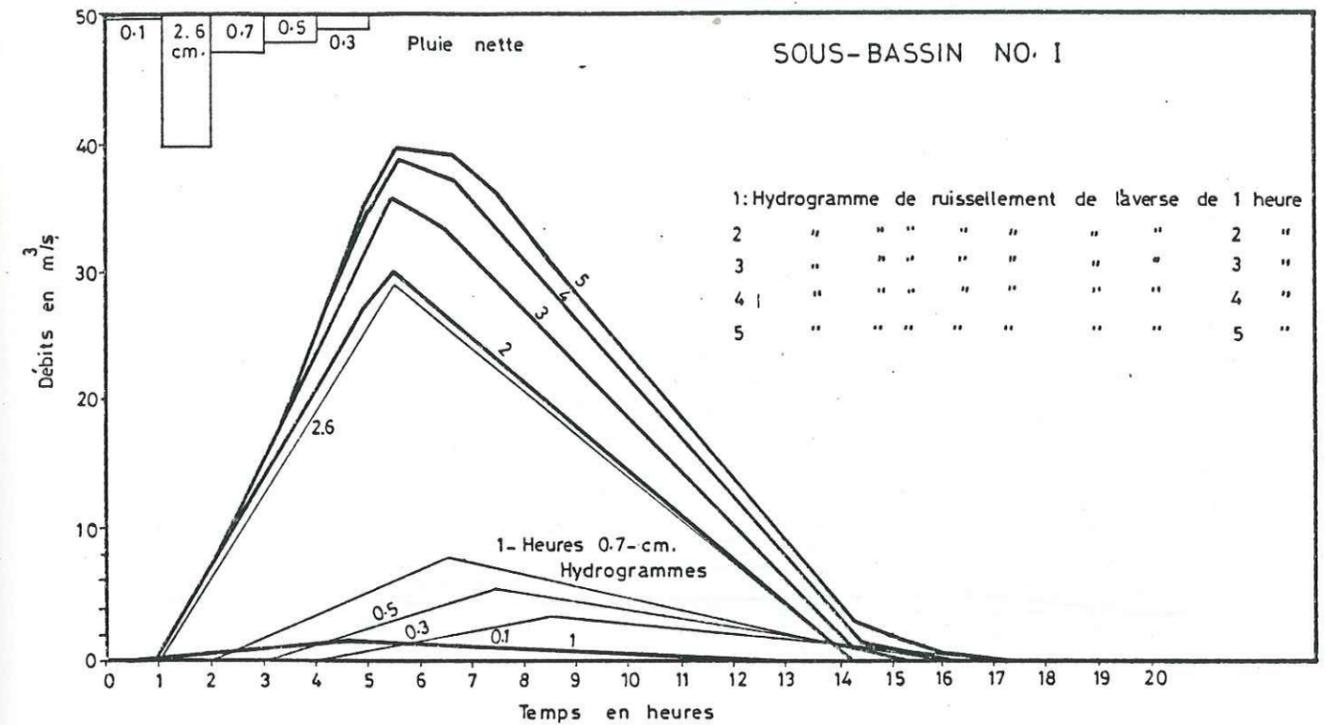
$$Q_t = 0,88 \text{ m}^3/\text{s}$$

$$t = 16 \text{ jours}$$

d'où $\alpha = 0.976$, et par une intégration simple l'on obtient la capacité d'infiltration du bassin égale à $1.6 \times 10^6 \text{ m}^3$, qui représente une lame de 8 mm, répartie sur la superficie considérée. En ce qui concerne l'évaporation, il faut dire que pendant la durée de l'averse l'évaporation est le plus souvent négligeable vis-à-vis de l'infiltration. Cependant une hauteur de 2 mm pour l'évaporation pendant la montée de l'hydrogramme paraît raisonnable.

Ainsi, la pluie nette = hauteur de la pluie - 1 cm.

HYDROGRAMMES CALCULES - RIVIERE KAN



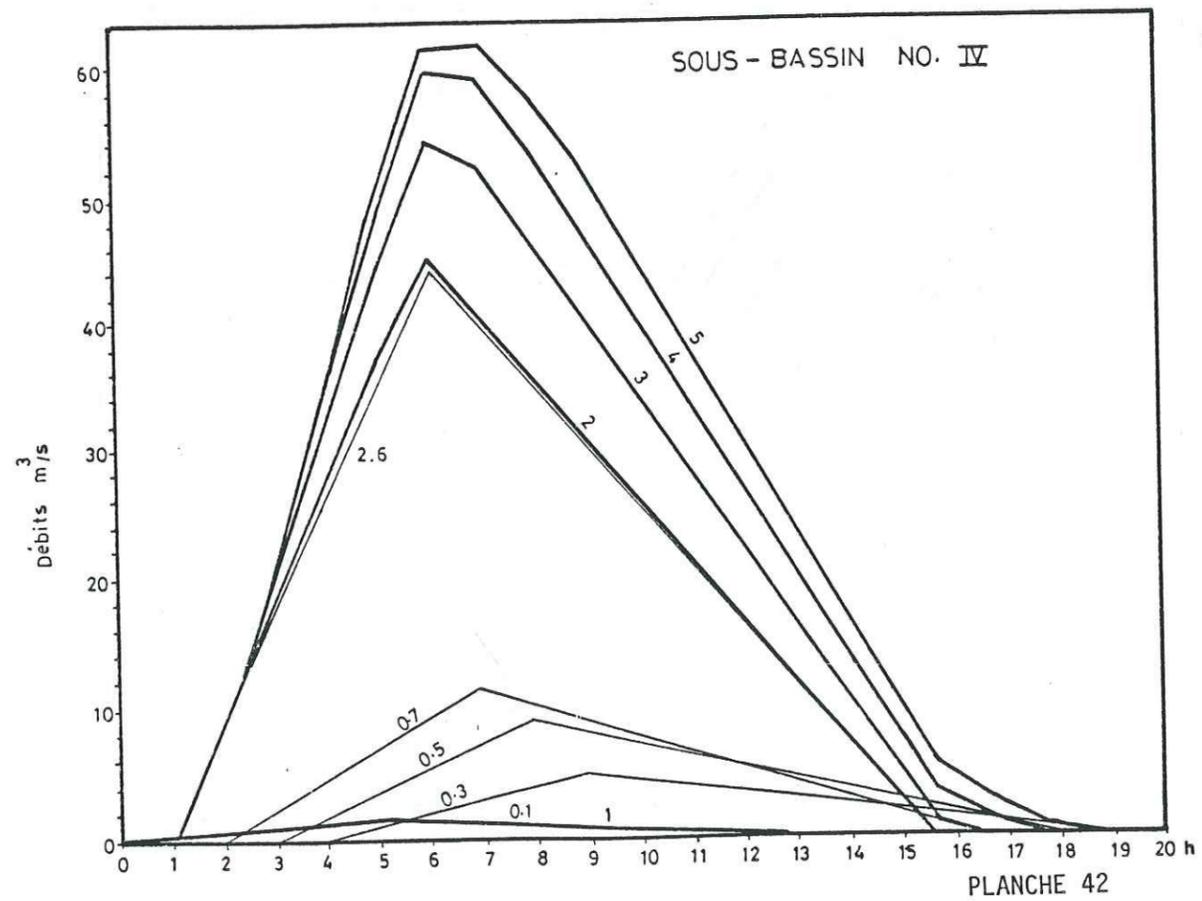
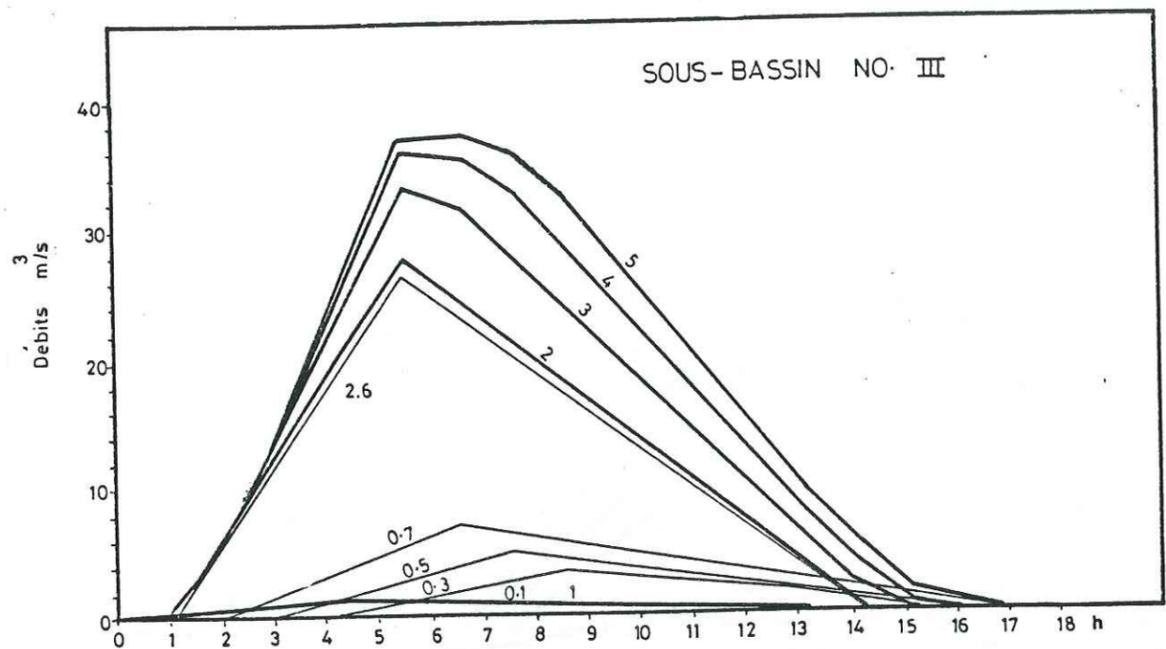


PLANCHE 42

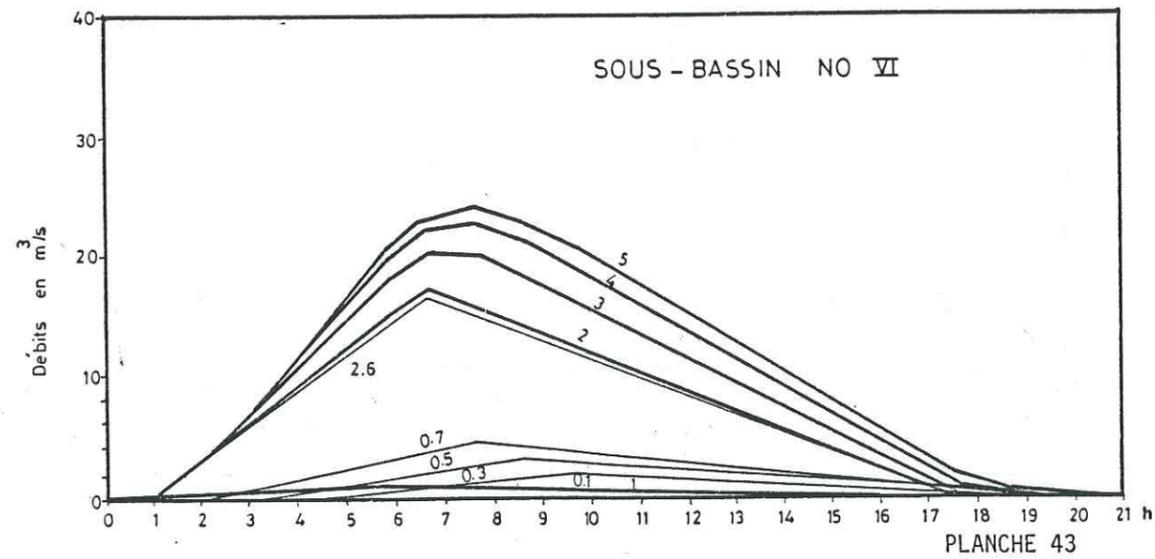
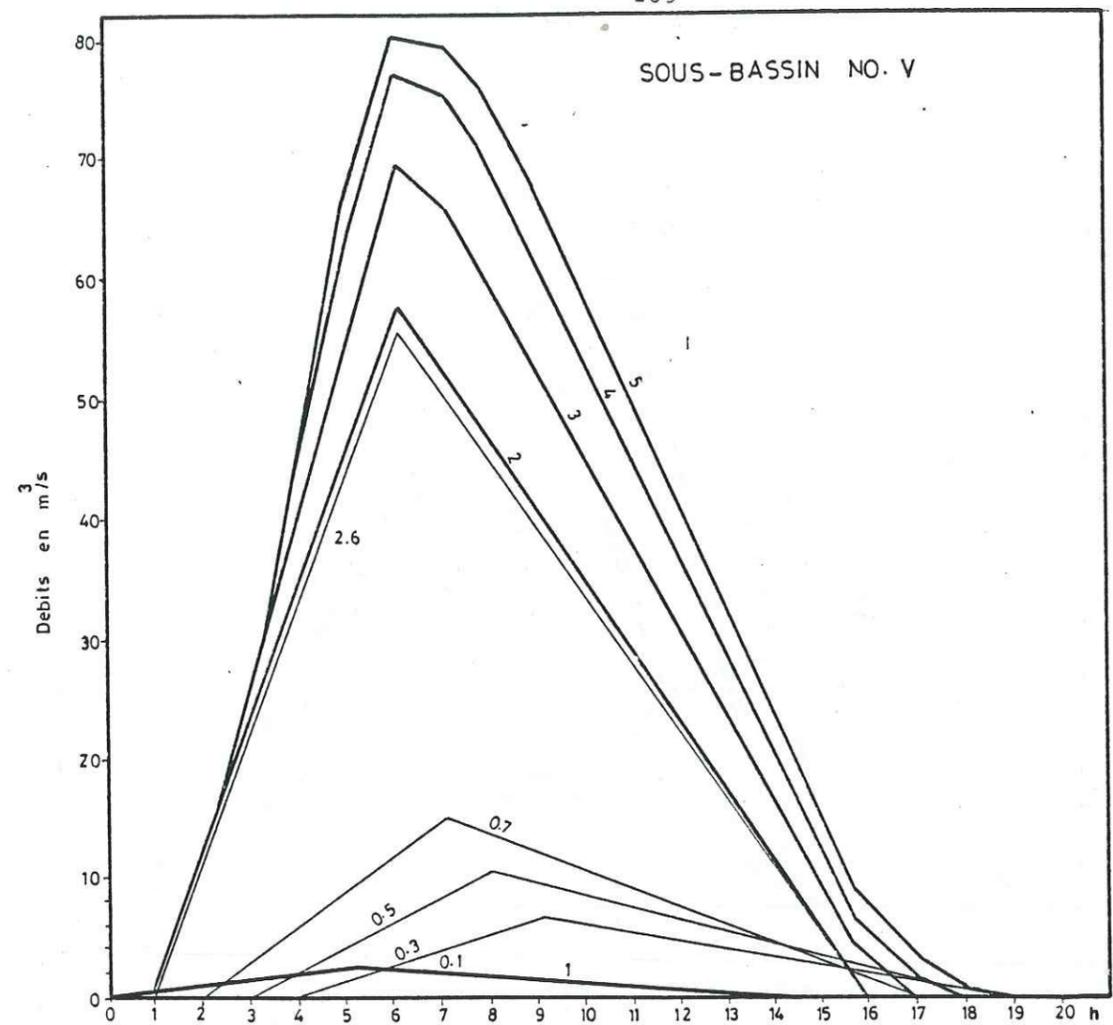
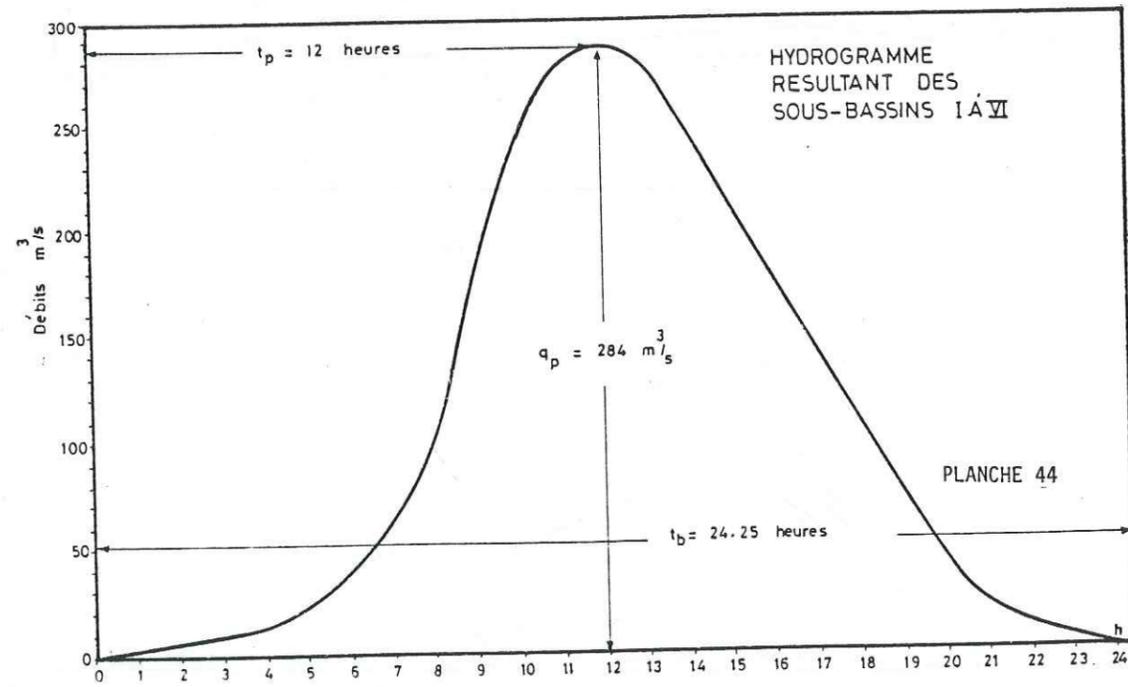
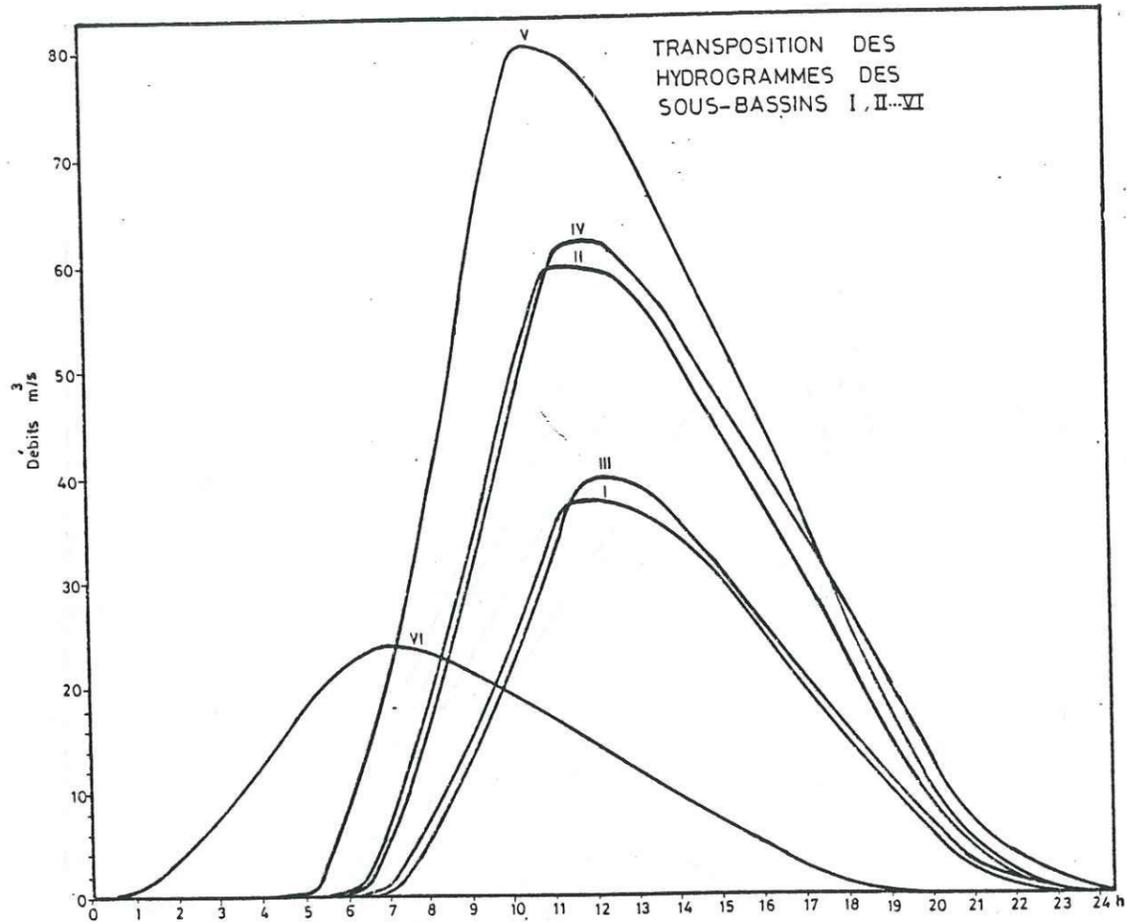
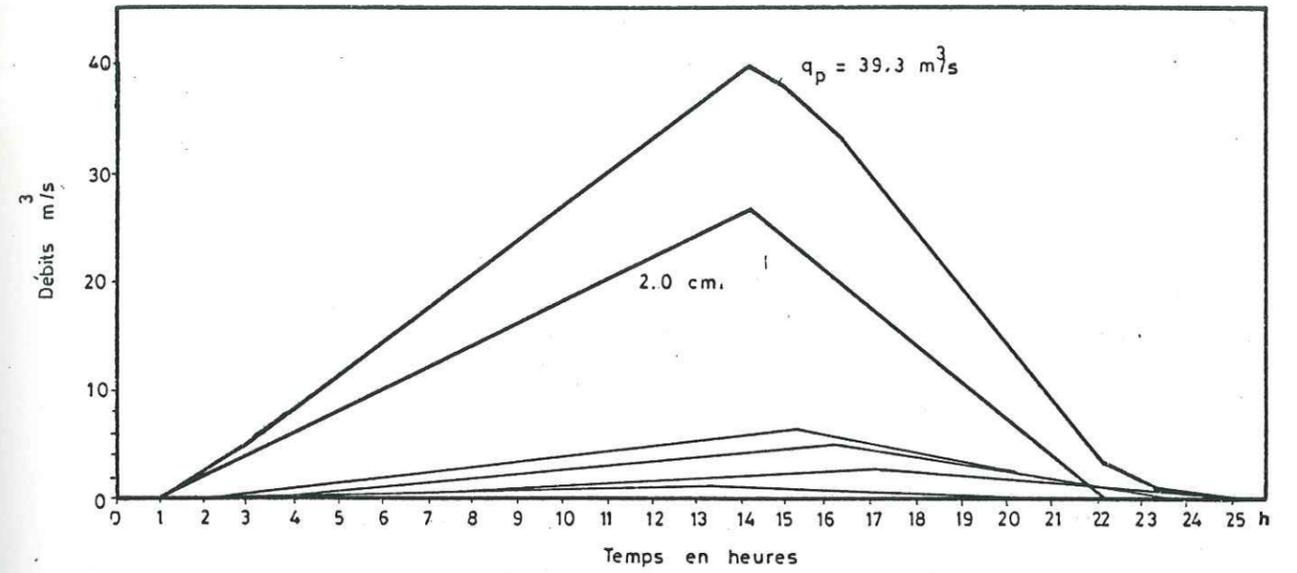


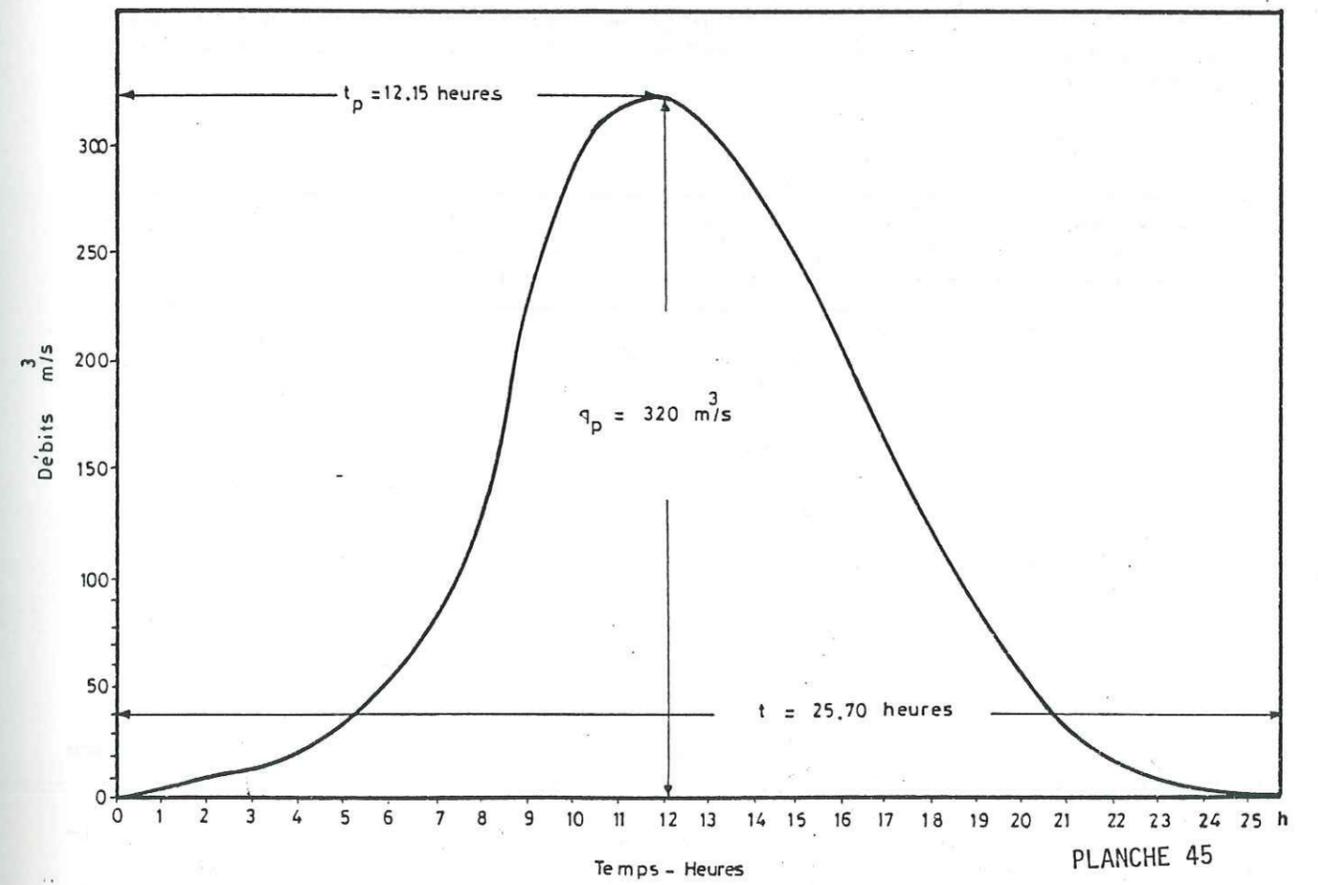
PLANCHE 43



SOUS-BASSIN NO. VII



HYDROGRAMME TOTAL DU BASSIN VERSANT DE KAN



Durées limitées en heures	Séquence de la pluie en cm	Pluie cumulée en cm	Indice de ruissellement cumulé (cm)	Séquence de ruissellement (cm)
0		0	0	
1	0.6	0.6	0.1	0.1
2	2.8	3.4	2.7	2.6
3	0.8	4.2	3.4	0.7
4	0.6	4.8	3.9	0.5
5	0.4	5.2	4.2	0.3

TABLEAU 49

Hydrogramme resultants

Les planches 41 à 44 montrent le passage de l'hydrogramme unitaire aux hydrogrammes résultants de 6 sous-bassins.

On obtient les ordonnées de "l'hydrogramme résultant", en multipliant toutes les ordonnées de "l'hydrogramme unitaire" par les "indices de ruissellement" ou la pluie nette (voir tableau ci-après).

No des S. bassins		I	II	III	IV	V	VI
Temps en heures	Indice q_p de ruiss.	11.26	16.60	10.15	16.94	21.37	6.41
		Indice de ruissellement X q_p (m^3/s)					
0							
1	0.1	1.13	1.66	1.02	1.69	2.14	0.64
2	2.6	29.27	43.16	26.39	44.04	55.56	16.67
3	0.7	7.88	11.62	7.10	11.86	14.96	4.49
4	0.5	5.63	8.3	5.07	8.47	10.68	3.20
5	0.3	3.38	4.98	3.04	5.08	6.41	1.92

TABLEAU 50

Par la transposition des "hydrogrammes resultants" on arrive à l'hydrogramme du bassin versant naturel de la rivière Kan (pl. 42-44).

Si nous employons le terme "naturel" c'est parce qu'il y a un canal, de collecte qui débouche dans la rivière Kan au Faubourg ouest de Téhéran. Ce canal, par son système de drainage joue le rôle d'un collecteur des eaux superficielles du nord-ouest de la ville sur une superficie de 142 km^2 . Pour établir un hydrogramme global

comprenant la crue du bassin versant naturel ainsi que celle de cette zone qui s'ajoute artificiellement aux eaux de la rivière, il a fallu tracer un hydrogramme pour ce dernier (pl. 45), dont les éléments de calcul sont:

$$A = 142 \text{ km}^2$$

$$h_m = 1990 \text{ m}$$

$$h_b = 1240$$

$$t_c = 8.32 \text{ heures}$$

$$t_p = 7.49$$

$$t_b = 21.34$$

$$q_p = 13.30 \text{ m}^3/\text{s}$$

$$\text{pluie nette} = \text{pluie totale} - 2 \text{ cm.}$$

On obtient l'hydrogramme global de la rivière à la jonction avec le canal, par la transposition de deux derniers hydrogrammes (pl. 45).

Résultats

L'hydrogramme global de la rivière Kan donne un débit de pointe de l'ordre de $320 \text{ m}^3/\text{s}$ pour une crue centenaire. Le temps de montée dépasse légèrement 12 heures. Si on répète les calculs en appliquant l'effet du gradient altimétrique sur l'accroissement des précipitations, on obtient une valeur du débit de pointe égale à $450 \text{ m}^3/\text{s}$. Ce débit est 300 fois plus élevé que le débit moyen de la rivière.

En généralisant les résultats obtenus au cours de cette étude à l'ensemble des petites rivières torrentielles du versant sud de l'Alborz central on constate que:

le contrôle des débits irréguliers de ces rivières par des barrages capables d'emmagasiner les eaux des crues ayant des périodes de retour de 10 ans présenterait un volume total moyen annuel de 500 Mm^3 dans cette région. Nous utiliserons ce chiffre dans le chapitre de synthèse, pour évaluer la superficie des nouveaux terrains irrigables.

En outre, la création de ces réservoirs est très importante en ce qui concerne la lutte contre les dégâts consécutifs aux crues en plaine et surtout dans la ville de Téhéran. Les crues des petites rivières saisonnières et torrentielles du nord de Téhéran: Kan, Farah Zad, Emam Zadeh-Davoud, Hesarak, Evin, Darakeh, Darband peuvent inonder la capitale iranienne et créer des dégâts considérables. (Tableau 51, Annexes 4 et 5).

Les rivières de l'Alborz Central

Rivière	Station	Superficie de bassin versant (km ²)	période d'observation retenue (ans)	Débit moyen annuel (m ³ /s)
<u>Versant nord</u>				
1. Talar	Shirgah	1 716	23	8.7
2. Kasilian	Shirgah	343	19	3.9
3. Talar	kia kola	2 465	22	10.2
4. Babol	Gharan Talar	423	25	7.4
5. Babol	Babol	1 391	25	16.8
6. Lar	Polur	730	25	13.3
7. Nur	Razan	1 283	5	5.2
8. Haraz	25 Shahrivar (Karehsang)	3 972	24	34.4
9. Sorkhrud	Sorkhrud	4 382	9	4.4
10. Lar	Gozaldarreh	399	4	8.0
11. Dalichai	Dalichai	147	2	3.2
12. Namarestagh	Panjab	284	1	1.3
13. Rostam-rud	Rostam-rud	189	2	0.15
14. Lavij	Tangeh-Lavij	141	16	0.89
15. Alamdeh	Alamdeh	450	5	0.42
16. Kaj-rud	Tuskatak(vazivar)	34	1	0.12
17. Kans-rud	Alavikola	125	2	0.31
18. khai-rud	khairud kanar	154	1	1.5
19. Kurkursar	Nozshar	120	5	0.95
20. Chalus	Pol-4-Zoghal	1 512	23	13.3
21. Sardab-rud	Karardasht	266	17	3.2
22. Sardab-rud	Sardab-rud	467	9	4.2
23. Palang-rud	Kalar-abad	24	5	0.46
24. Espah-rud	Kalar-abad	23	8	0.45
25. Tailosar	Tailosar	24	1	0.17
26. Kazem-rud	Abas-abad	369	9	2.4
27. Valamrud	Gheleh-Gardan	107	5	5.6
28. Cheshmeh-kileh	Haratbar	734	5	13.9
29. Shir-rud	Pol-e-Shir-rud	133	9	4.2
30. chalak-rud	Gangsar	397	9	4.9
31. Safa-rud	Ramsar	131	5	2.2
32. Khoshk-rud	Reza-Mahalleh	136	23	8.7
33. Samosh	Haratbar	74	18	2.1
34. Pol-e-rud	Tololat	1 598	18	11.5
	(derazmohaleh)			
35. Pol-e-rud	Gilkelaiieh	1 782	3	12.2
36. Shalman-rud	Shalman-rud	319	7	8.1
37. Sham-rud	kainadan	153	5	4.9

38. Taleghan	Galinak	1 040	17	13.0
39. Alamut	Baghkelaieh	526	11	11.2
40. Shah-rud	Shirkoh	2 294	8	24.1
41. Shah-rud	Lowshan	6 018	21	37.8
42. Qezwl-Ouzan	Gilavan	51 454	12	130.3
43. Sefid-rud	rudbar	59 565	24	139.2
44. Tonkabon	Tonkabon	453	5	4.4
45. Fira-rud	Baragvar	62	5	1.6
46. Siah-rud	Tarik	154	9	1.8
47. Zilaki	Shahr-Bijar	94	8	5.9
48. Pashaki	Disam-Bozorg	134	5	5.0
49. Sefid-rud	Astaneh	61 740	16	117.4
50. Siah-rud	Ab-o-Bargh	144	5	4.1
51. Pasikhan	Pasikhan	350	8	13.4
52. Ghaleh-rud	Galehrud Khan	107	5	3.3
53. Shahkherz	Jomeh-bazar	322	6	9.1
54. Masuleh-rud-khan	kasma	333	6	3.8
55. Zagheh-rudbar	Sharom	134	6	2.3
56. Palangvar	Abatar	478	6	3.7
57. Khalkai	Tahergurab-Tasko	247	6	3.3
58. Shafa-rud	Ponel	310	18	5.9
59. Lomir	Dinachai	233	7	2.8
60. Khalesara	Khalesara	76	2	1.8
61. Nav-rud	Asalem	288	9	4.4
62. Garakan	Mashinkhaneh	500	18	7.8
63. Garakan	Hashtpar	571	7	7.8
<u>versant sud</u>				
64. Gur-Sefid	Firuzkuh	510	7	0.75
65. Namrud	Namrud	733	5	5.3
66. Hableh-rud	Firuzkuh	924	7	1.5
67. Dalichay	Simindasht	358	3	1.9
68. Hableh-rud	Simindasht	3 207	5	7.1
69. Hableh-rud	Bonekuh	4 008	25	8.7
70. Amameh	Baghtangeh	19	4	0.30
71. Amaneh	Kamar-khang	39	2	0.51
72. Ahar	Oushan	96	4	1.1
73. Jaj-e-rud	Rudak	395	17	7.0
74. Lavarak	Ali-abad	94	2	0.67
75. Jaj-e-rud	Latian	671	28	9.1
76. Damavand	Mamlou	800	7	2.6
77. Jaj-e-rud	Darvazeh	1 795	3	10.7
78. Jaj-e-rud	Sharif-abad	3 002	3	1.9
79. Takesh	Nezam-abad	99	1	0.44
80. Narmak	Farah-abd	107	1	0.41
81. Shah-abd	Chalak	17	3	0.26
82. Oson	Pas-Ghaleh	8	3	0.19
83. Abshar	Pas-Ghaleh	11	3	0.17

84. Darband	Resturan-papa	25	1	0.25
85. Magsoudbaik	Tajrish	44	3	0.39
86. Darakeh	Darakeh	27	3	0.36
87. Evin	Evin	44	1	0.34
88. Hesarak	Kan-Hesarak	16	1	0.07
89. Emamzadeh-davud	Dalaghar	19	2	0.22
90. Farah-zad	Lask	39	2	0.18
91. Kan	Solaghan	222	5	2.6
92. Chitgar	Chitgar	89	2	0.19
93. Karaj	Pol-e-khab (Sira)	750	19	12.6
94. Karaj	Bileghan	1 146	25	16.9
95. Haji-arab	Nostra-abad	121	6	0.38
96. Haji-arab	Haji-arab	529	6	1.2
97. Haji-arab	Rostam-abad	975	6	1.5
98. Kolanjin-chai	Artesh-abad	450	6	1.1
99. Arvan	Pol-e-Arvan	84	6	0.47
100. Avajchai	Avajchai	315	6	1.9
101. Khar-rud	Abgarm	2 489	9	3.2
102. Khar-rud	Rahim-abad	4 184	6	6.0
103. Khar-rud	Shahabasi	5 650	6	1.1
104. Abhar-rud	Gherveh-pain	1 913	6	2.4
105. Abhar-rud	Pol-e-Takestan	2 404	6	2.0
106. Morteza-abad	Morteza-abad	30	5	0.19
107. Amir-abad	Amir-abad	71	6	0.47
Alolak				
108. Barajin	Barajin	96	6	0.54
109. Rashteghan	Rashteghan	50	6	0.21
110. Ashnestan	Ashnestan	32	6	0.22
111. Shotorak	Shotorak	52	6	0.35
112. Behjat-abad	Behjat-abad	38	6	0.26
113. Ziaran	Ziaran	97	6	0.41
114. Kordan	Somaeh	364	26	3.5
115. Rud-shur	Pol-e-Asefdoleh	16 408	6	3.5

Tableau 51

CHAPITRE VI

=====

AMENAGEMENT HYDRAULIQUE DANS L'ALBORZ CENTRAL

VI. GENERALITES

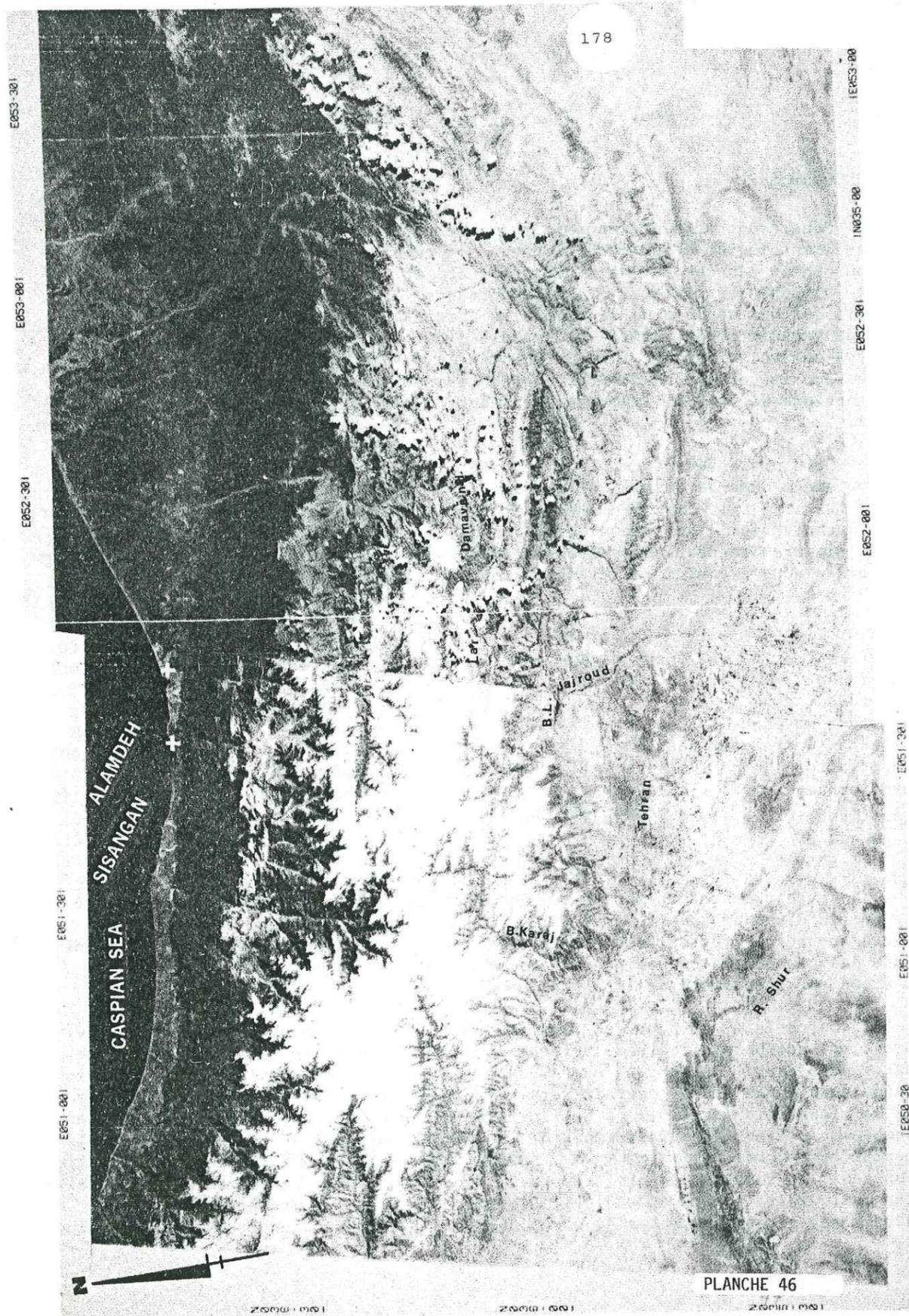
Nous avons présenté dans la première partie de cette étude les paramètres hydro-climatologiques qui conditionnent la répartition spatio-temporelle des ressources en eau sur les deux versants nord et sud de l'Alborz. La caractéristique commune des rivières des deux versants, est leurs faibles débits moyens annuels dus aux apports de leurs petits bassins versants. Cependant, les rivières du versant nord, malgré le contrôle d'une superficie très limitée bénéficient d'une relativement forte alimentation du fait des précipitations abondantes sur le versant nord. Par contre les rivières du versant sud ne sont que des torrents de faible importance en dépit de leurs lits majeurs impressionnants.

On a mis en évidence la répartition temporelle très irrégulière de l'écoulement dans le bassin versant de Kan, ou bien, dans le versant sud de l'Alborz, il nous faut tout de même des éléments supplémentaires pour pouvoir comparer cela avec le régime de l'écoulement dans le versant nord. L'hydrogramme calculé par la rivière Sisangan qui a été établi par une étude semblable à celle de la rivière Kan nous a fourni les éléments souhaités:

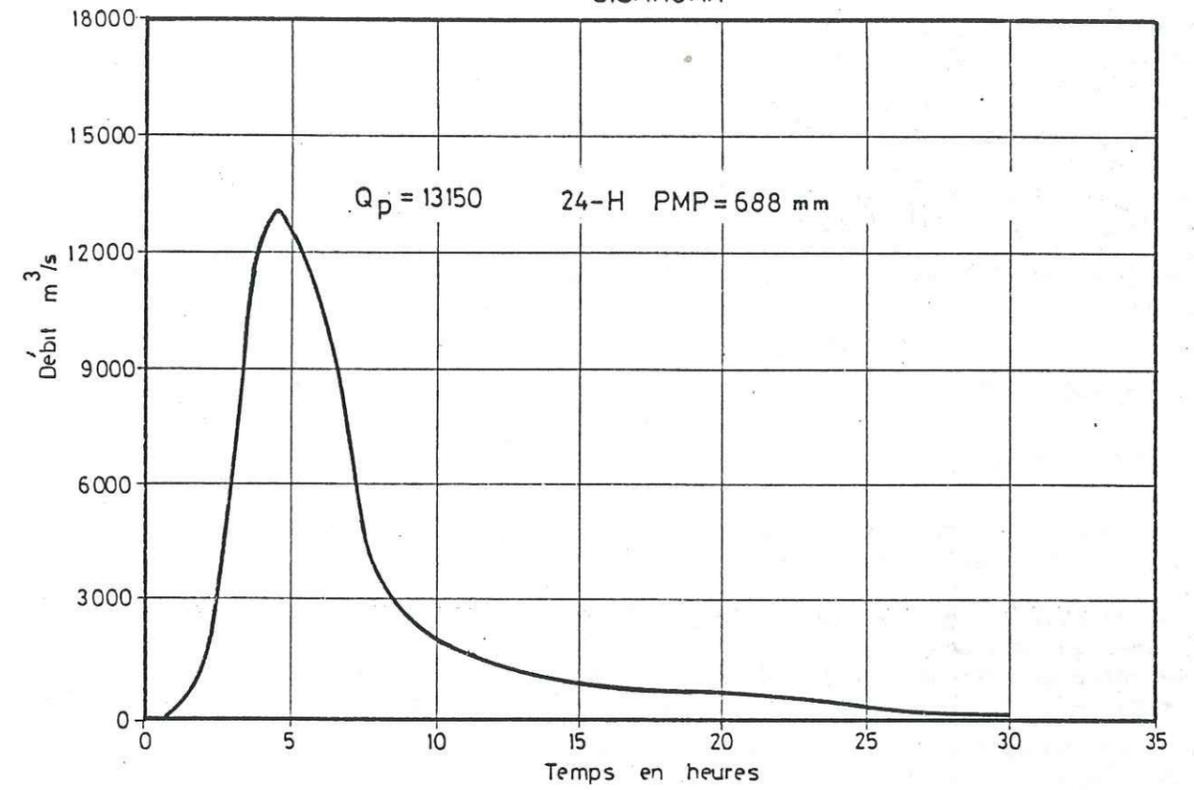
	Sisangan	Kan
Localisation	Versant nord de l'Alborz	Versant sud de l'Alborz
Longitude	51° 30'	51° 25'
Latitude	36° 30'	35° 55'
Altitude moyenne	2200 m.	2470 m
Distance entre deux bassins		70 km.
Superficie	514 km ²	214 km ²
Crue centenaire	4410 m ³ /s	284 m ³ /s
Débit spécifique	8,5 m ³ /s/km ²	1,3 m ³ /s/km ²
(de crue)		

Cette comparaison montre que le débit spécifique correspondant au débit de pointe d'une crue centenaire sur le versant nord est encore beaucoup plus élevé que sur le versant sud. Cela veut dire que la répartition temporelle inégale des ressources en eau ne se limite pas au versant sud de l'Alborz, mais s'étend sur l'ensemble de l'Alborz (pl. 46 à 48).

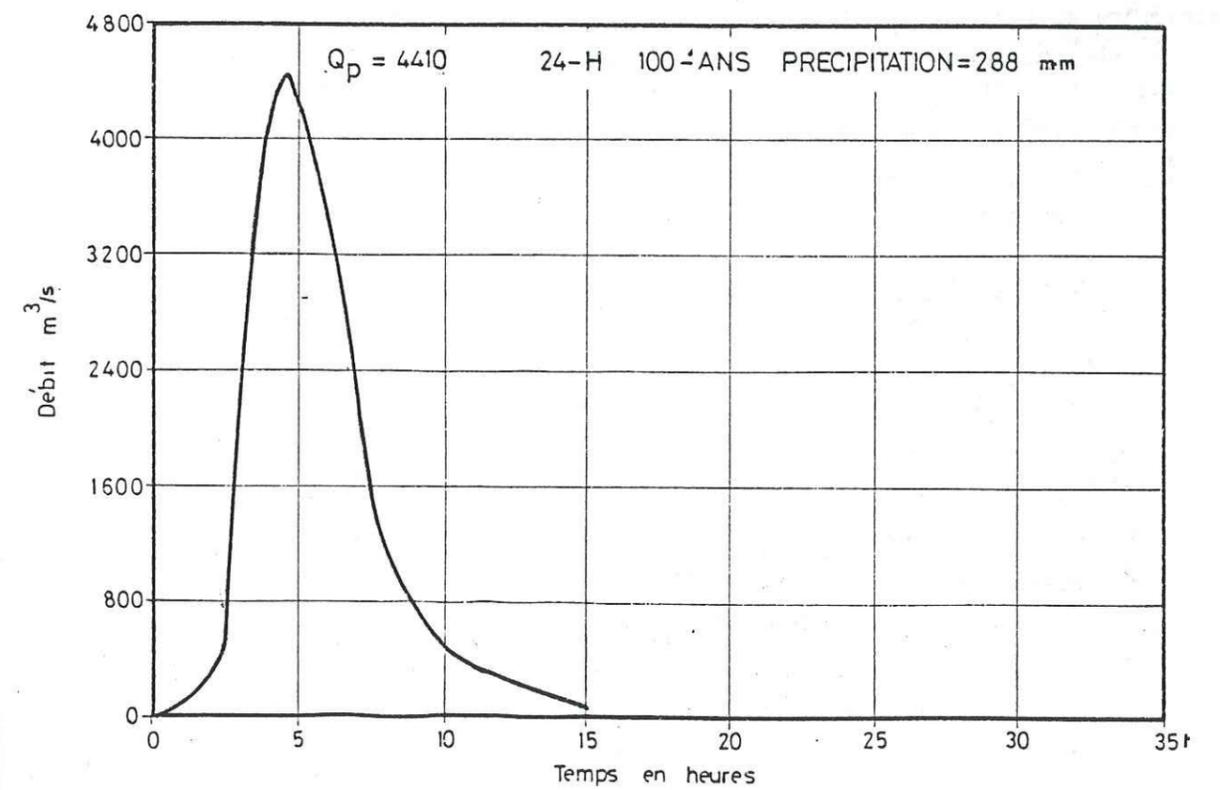
De ce fait, et pour des raisons économiques, on ne pourra aménager la rivière d'un seul bassin isolé du versant nord sans laisser couler inutilement une partie des eaux. Le surplus en eau dans le versant nord que l'on a mis en évidence dans cette étude, devrait servir pour surmonter les problèmes provenant de la répartition irrégulière spatio-temporelle des ressources en eau dans l'ensemble de l'Alborz, pour irriguer de nouvelles surfaces de terrain et pour alimenter les villes en eau potable. Aussi, il est naturel d'envisager l'utilisation des eaux, en surplus des rivières du versant nord, pour l'alimentation des localités de la vaste plaine du sud de l'Alborz. Ces eaux peuvent être dérivées à partir des sites favorables au moyen de galeries traversant la chaîne de l'Alborz.



SISANGAN



HYDROGRAMME (CMP)



HYDROGRAMME (CRUE CENTENAIRE)

Bien sûr le percement de la chaîne de l'Alborz par des galeries amenant les eaux ainsi que les aménagements associés sont des opérations très coûteuses, et dans certains cas, sans intérêt économique, mais que peut-on faire?

La seconde partie présentera les conséquences hydrologiques du seul aménagement trans-bassin dans la région de Zagros; la seconde chaîne de montagne importante de l'Iran.

Ce chapitre présentera des descriptions brèves de l'aménagement que nous proposons dans l'Alborz central, ce qui nous impose une étude géologique de la région.

VI.2. GÉOLOGIE DE LA RÉGION

VI.2.1. Introduction

Nous avons effectué une étude géologique dans l'Alborz central dont nous avons présenté les résultats sur deux cartes géologiques: (Pl. 49, 50, 52)

1. carte géologique de la région Tadjan-Néka, pour laquelle nous avons aussi utilisé les travaux antérieurs:
 - carte géologique 1:50.000 de la zone Néka-Sari, par Stocklin
 - carte géologique 1:250.000 de la zone de Kiassar, par notre groupe de N.I.S.C.
2. carte géologique de l'Alborz central à une échelle de 1:250.000 établie par S. Shajari et Sadovnicov.

Quant à la description géologique, compte tenu du fait que la géologie du versant nord de l'Alborz diffère de celle du versant sud et que, au sein de la face nord de l'Alborz central on n'observe pas une variation remarquable de la structure géologique, des faciès et des lithohorizons, nous avons présenté:

- Une description tectonique et stratigraphique pour la carte géologique de Tadjan-Néka valable pour l'ensemble du versant nord de l'Alborz central;
- Une description stratigraphique pour la partie sud (versant sud) de l'Alborz centrale.

VI.2.2. Versant nord

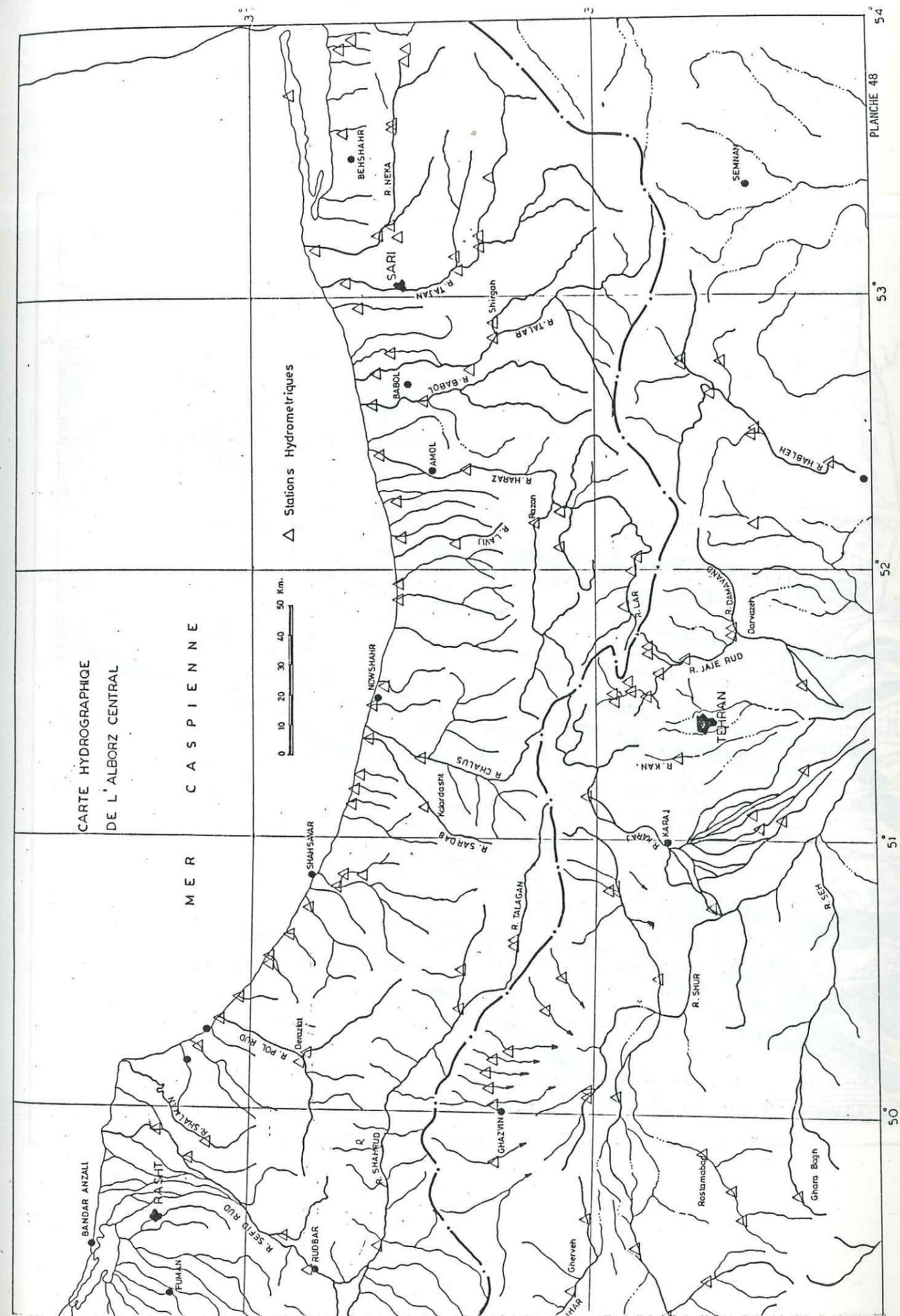
VI.2.2.1. Stratigraphie

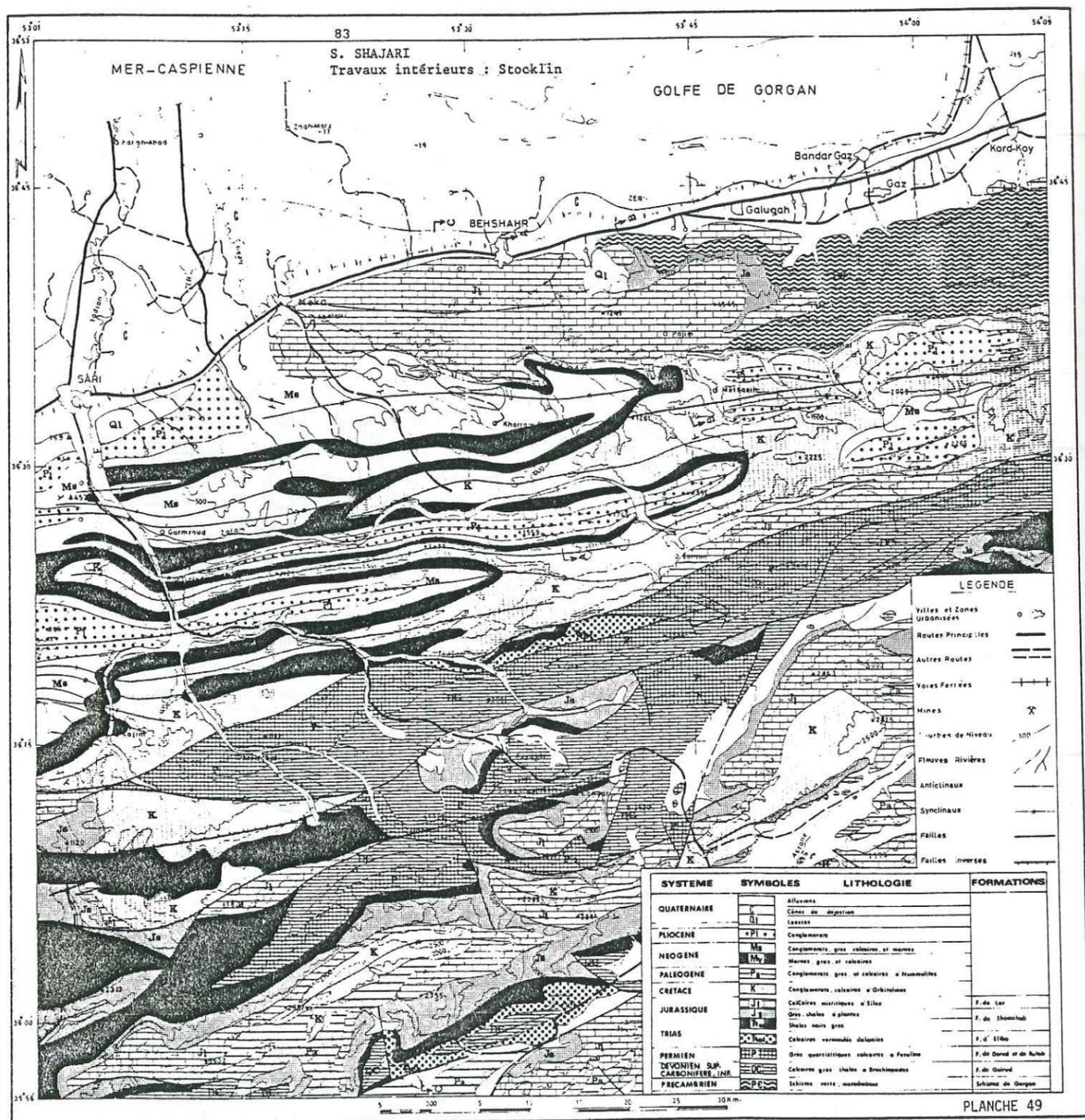
Précambrien

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.





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 titanomagnétites) ;
 - slates (quartz chloriteux), quartz, métaquartz, feldspaths, chlorites et séricites ;
 - schistes chloriteux à quartz, chlorites, séricites ;
 - kérotophyres (albitophyres) légèrement métamorphisés à phénocristaux de feldspaths alcalins, orthoclases et anorthoclases ; chlorite, séricite, calcite ;

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

- 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.

- 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 ± 100 M.A. (J. Jenny, 1976). Les âges trouvés sont ceux du métamorphisme et prouvent ainsi l'âge Précambrien des schistes de Gorgan.

- Dévonien supérieur et Carbonifère

Tout d'abord il faut dire que les sédiments de l'infra-Cambrien jusqu'au Dévonien moyen 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.

- 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 grés-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 (latérite) (partie inférieure de la formation de Shemshak ("Norien")).

- 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.

- 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 - Rhétien.

- 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 Pl. 49a .

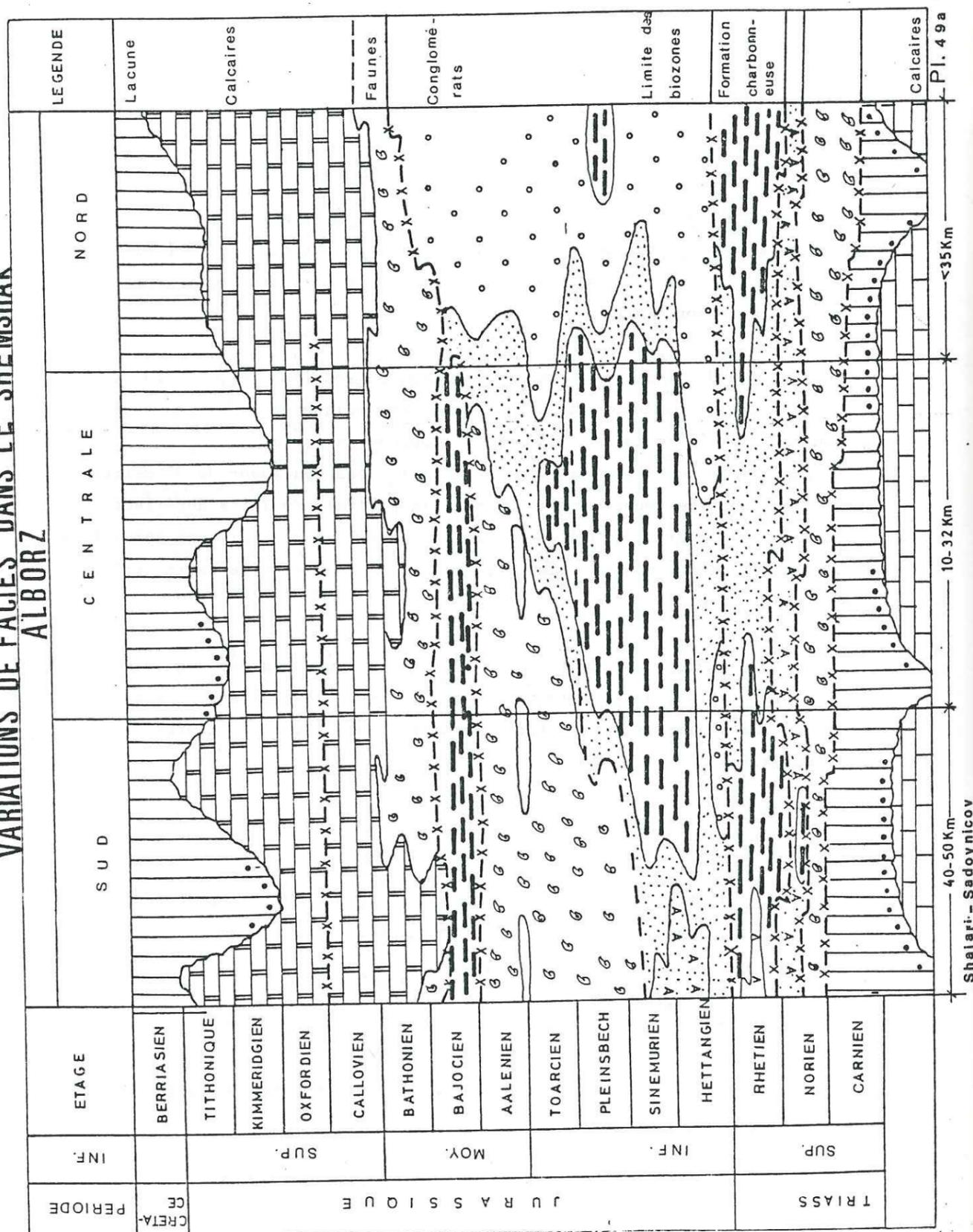
Au début du Lias, des grès à grains grossier, gravellites et des quartzites marquent une différence lithologique entre le Trias supérieur et le Lias mais le faciès reste toujours alluvial, et lagunaire. Au-dessus de cette série qui a une épaisseur de 30 mètres, les sédiments de nouveau ressemblent à 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 SHEMSHAK ALBORZ



- 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.

- 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.

- 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.

- 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.

- 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.

- 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.

- 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 conglomérats 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.

- Quaternaire

- Dépôts de loess

Nous avons signalé l'importance des dépôts de loess. Ces dépôts éoliens 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.

- 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 décrivons 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 fluviatile, 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.

- 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.

- Phase anté-Shemshak

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.

- 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.

- 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.

- 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".

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.

- 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.

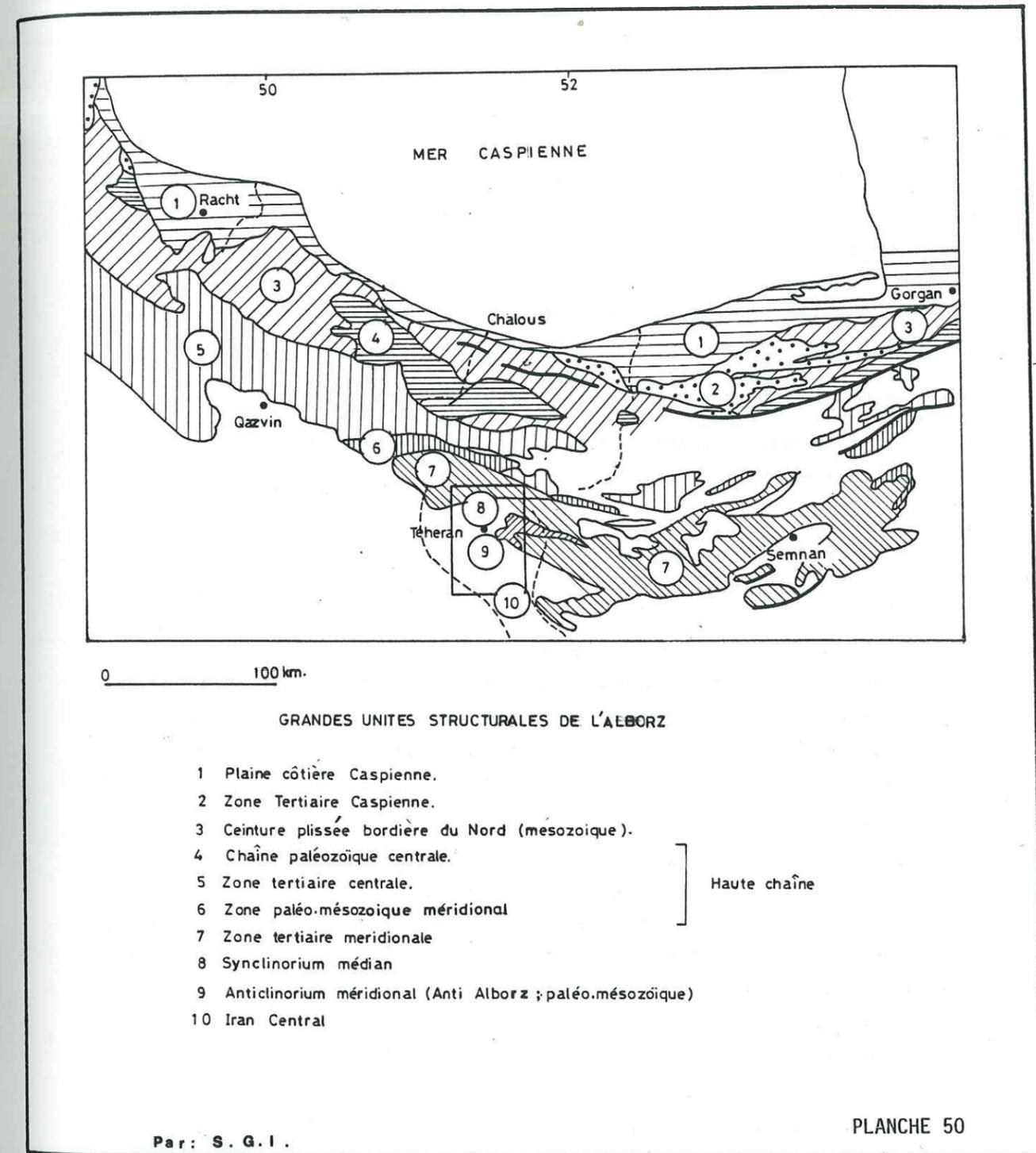
Classification structurale de la région étudiée

Structuralement, la région peut être séparée en deux unités :

- les reliefs ou système des montagnes de l'Alborz
- la dépression de la Caspienne Pl. 49, 50 .

- 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".



- 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.

- 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.

- 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-Permien 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.

- 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 Dévonien 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.

- 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 subsidence 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 Méditerranée. 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.

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.

VI.2.3. Versant sudVI.2.3.1. StratigraphiePrécambrien

Les formations les plus anciennes de la région se trouvent au nord des villes Hashtguerd et Abeyek. Ces formations sont celles de "kahar" et sont tout à fait schisteuses. Elles sont bien comparables en épaisseur et lithologie avec les schistes de Gorgan dans l'Alborz du nord.

Cambrien inférieur

Les assises du Cambrien inférieur sont souvent détritiques. Elles sont formées de schistes silteux rouges foncés à abondants cristaux de micas (Zagon formation). Cette formation apparaît dans la vallée de Djajroud, au village de Zagon et au nord de Hashtguerd. Les assises de grès rouges qui surmontent cette formation sont nommés " formation de Lalun". Les roches de cette formation sont en général des grès ayant une granulométrie moyenne et étagée avec une stratification entrecroisée, leur épaisseur est de 600m. La formation de Lalun est développée dans la région de Lalun à l'amont de la vallée de Djajroud à Délichai et au nord de Hashtguerd. La partie supérieure de cette formation est formée de grès arkosiques.

Dévonien supérieur

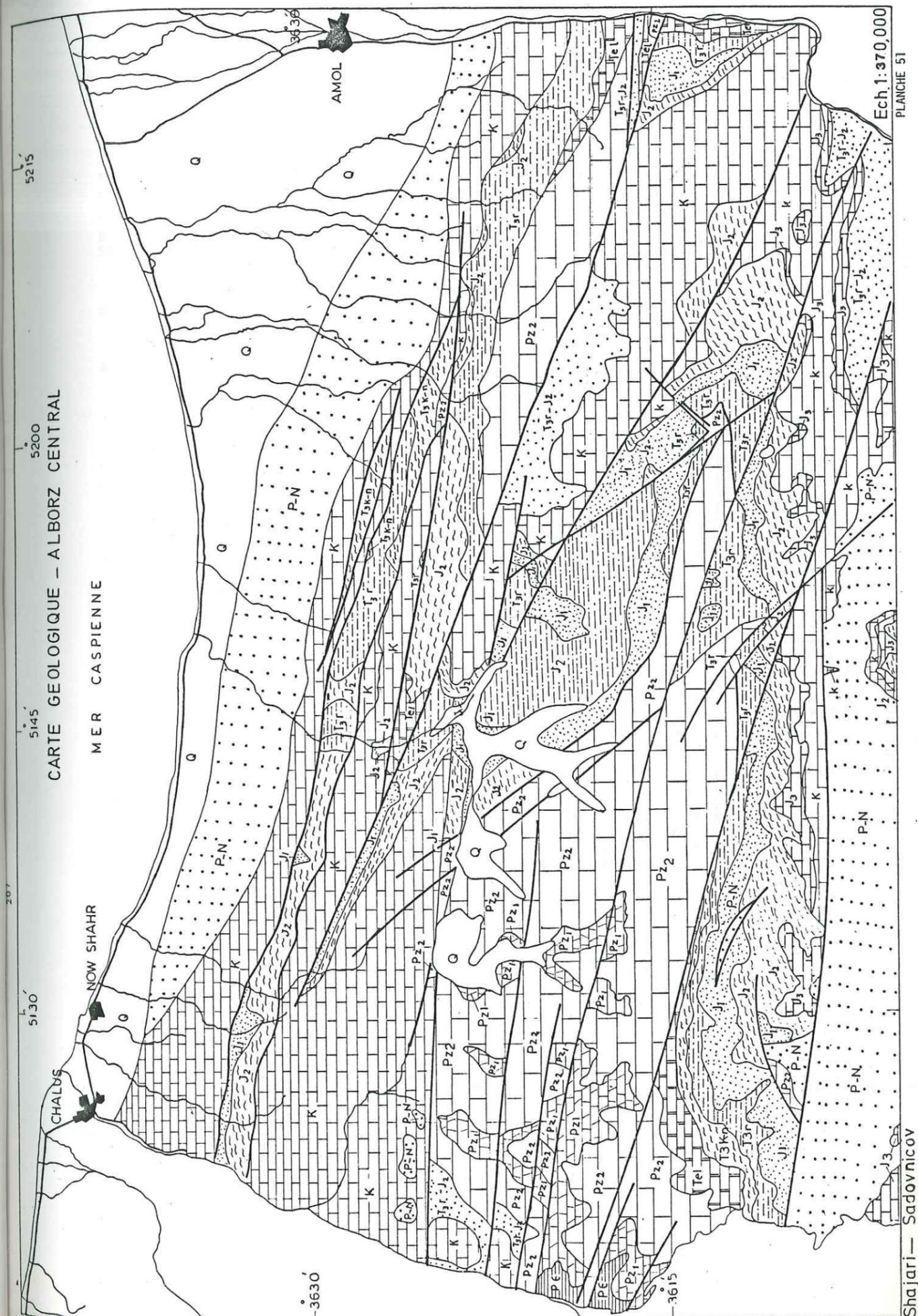
Les sédiments du Cambrien moyen jusqu'au Dévonien moyen n'existent pas dans cette région. C'est donc au Dévonien supérieur que la mer transgresse. Les dépôts sont formés le plus souvent du grès, de calcaires marneux et dolomitiques qui se distinguent par leur couleur bleu gris et des calcaires noirs. L'épaisseur de cet étage est de 450 mètres.

Permien

Les dépôts détritiques du Permien inférieur comprennent un complexe argileux kaolinique, gris, jaune, rouge, de grès verdâtres à stratification entrecroisée de calcaires marneux et gréseux. Cette formation est recouverte en concordance par des calcaires biogéniques du Permien supérieur. Elle est développée au village de Doroud situé au nord de la vallée de Jajroud. L'épaisseur des dépôts du Permien est de 400 mètres.

Trias

L'ensemble du Trias est caractérisé par des dolomies et des calcaires dolomitiques d'aspect monotone. A la base du Trias les bancs de calcaires vermiculés et fossilifères recouvrent en concordance les couches permiennes. Dans certains bassins locaux, on trouve des dolomies avec de la craie. Le Trias supérieur est caractérisé par une masse dolomitique azoïque ou à fantômes d'organismes. Par suite d'une érosion pré-liasique, l'épaisseur du Trias est variable, mais elle peut atteindre jusqu'à 700 mètres.



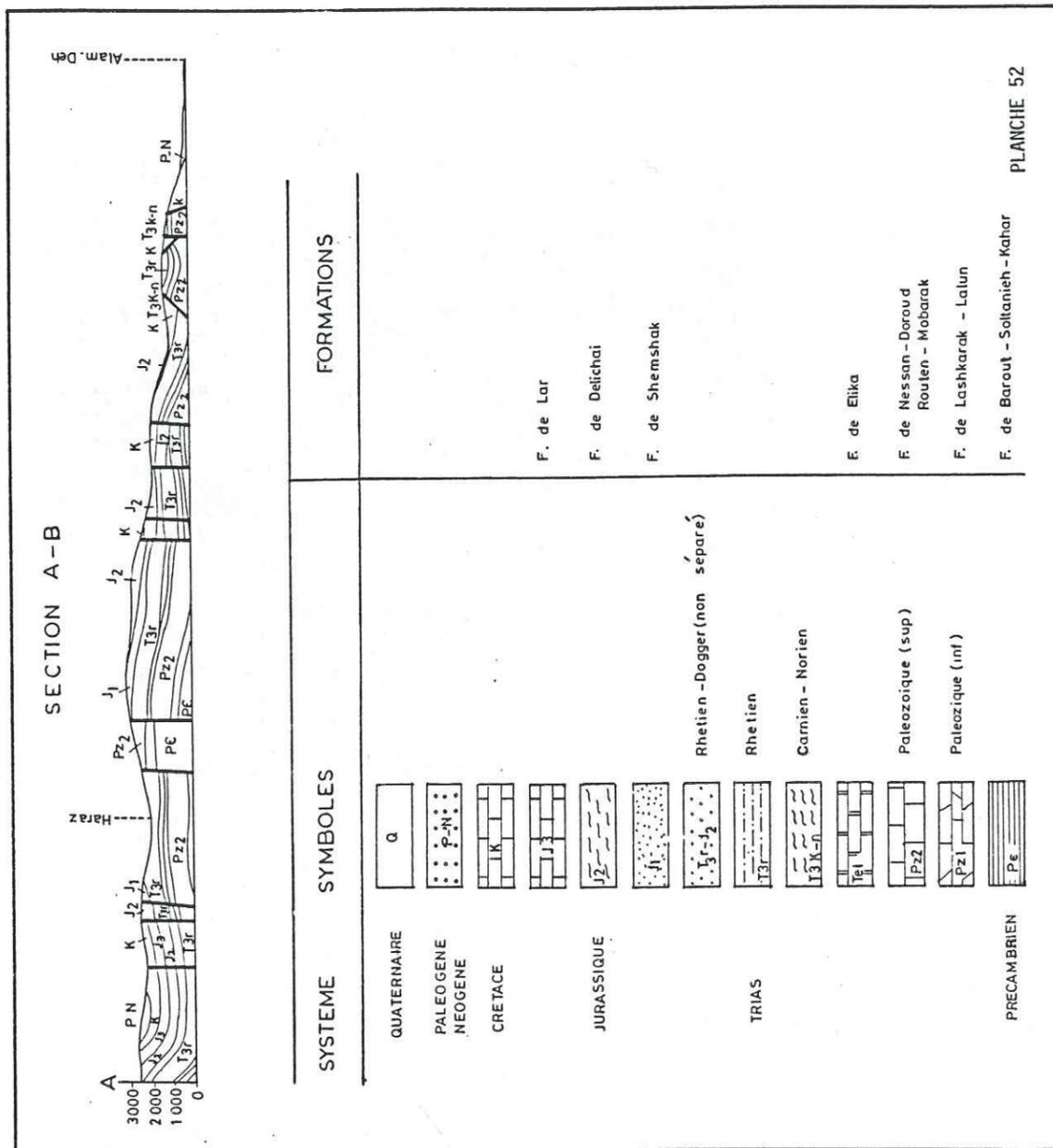


PLANCHE 52

Jurassique

Les sédiments essentiellement détritiques et terrigènes du Lias sont bien représentés sur le flanc sud de l'Alborz et renferment du charbon. Le Lias se présente généralement sur de fortes épaisseurs monotones d'argiles de schistes et de grès. Au sommet du Lias, on trouve un deuxième faciès typique qui est une série gréseuse de grès quartzitiques et l'épaisseur du Lias est de 1000 mètres à Shemshak.

Le Dogger contient des calcaires détritiques à la base et des calcaires marneux dans sa partie supérieure.

Le dernier faciès du Jurassique (Malm) est constitué de calcaires compacts à grain fin et de calcaire dolomitique jaunâtres finement gréseux.

Crétacé

Malgré une légère lacune à la base du Crétacé, il semble qu'il y ait une continuité stratigraphique entre le Jurassique et le Crétacé dans certaines régions. En effet, aux faciès marins du Malm font suite, sans discordance visible les calcaires à orbitolines à faciès également marins (Aptien) mais dès le sommet de cette série, des faciès peu profonds apparaissent avec les calcaires à rudistes de l'Albien. Le Cénomannien forme une série gréseuse avec des calcaires à ciment sableux rouge; leur épaisseur à Sepaye atteint 500 mètres. Le Turonien indique toutefois un léger retour aux conditions marines. Cependant dans certaines régions comme Lashkarak, on trouve sur les calcaires du Malm, des couches gypseuses ce qui indique une régression à la base du Crétacé.

Paléocène et Eocène

La base du Tertiaire est représentée par une séquence épaisse (1500 m) de conglomérats polygéniques rouges, de grès, de marnes gréseuses et parfois de coulées andésitiques et d'agglomérats. Cette série (Paléocène-Eocène moyen) est surmontée en concordance par des calcaires nummulitiques et des couches évaporitiques. Sur cette série repose une formation d'une épaisseur très importante (3300 m) formée essentiellement des roches pyroclastiques "tufs verts". Elles sont accompagnées de laves intrusives ainsi que de silts et de calcaires.

Ces formations sont bien développées et couvrent une grande partie du versant sud de l'Alborz.

Miocène

Le Miocène inférieur est formé alternativement de grès vert, et de calcaires marneux, ce qui indique un faciès évaporitique-détritique. La séquence sédimentaire du Miocène supérieur est formée surtout par des grès à cavités, des marnes et des silts accompagnés de couches gypseuses. Son épaisseur est de 1000 m environ. Cette série est bien développée dans la région de Jajroud. Elle forme également le substratum des alluvions dans les plaines au sud de l'Alborz central. Ces marnes gypsifères et salifères sont en contact avec des aquifères et entraînent la salinité des eaux.

Pliocène

Sur le versant sud, une séquence détritique, surtout conglomératique est attribuée au Pliocène ou Plio-Pléistocène.

Quaternaire

Les alluvions forment les principaux réservoirs d'eaux souterraines de cette région. Les éléments qui forment le Quaternaire sont les débris de tufs verts et roches ignées ainsi que les galets calcaires et gréseux de tous âges géologiques.

Les alluvions ont été érodées plusieurs fois et plus particulièrement au moment de la fonte des grands glaciers et de leurs retraits durant lesquels l'énergie portuse de l'eau a été grande. Ainsi les éléments de ces alluvions sont hétérogènes et ont des dimensions variées; ils contiennent parfois de gros blocs.

Les mouvements tectoniques ont entraîné l'érosion des alluvions les plus anciennes et ont déposé les sédiments plus modernes sur des lits secs.

Les alluvions sur le flanc sud de l'Alborz ont été classées par les anciens géologues en : A.B.C.D.

Les alluvions A qui sont synchrones avec le "conglomérat de Bachtari" ainsi que les alluvions de "Hezar Darreh" datent du Pliocène et sont plus ou moins homogènes. Influencées par des mouvements tectoniques, leur pente atteint 80°. Leur couleur, due aux altérations importantes des constituants de ces sédiments, est gris clair. Les éléments de ces sédiments qui sont des galets, sables et argiles sont cimentés par un ciment calcaire. La consolidation n'est pas parfaite, les éléments sont facilement désagrégables; toutefois ils résistent sous les précipitations.

L'épaisseur de ces alluvions atteint 1000 mètres.

Les alluvions B. - Elles apparaissent sous forme de terrasses et sont souvent hétérogènes. Leur granulométrie varie des argiles aux gros blocs; de ce fait ces alluvions n'ont pas une stratification régulière et bien marquée.

Elles ne sont généralement pas plissées. Leurs pendages sont ceux des dépôts marneux et des éboulis. Leur résistance face à l'érosion est plus grande que celles des alluvions A et leur couleur est plus foncée que celles-ci.

Les alluvions C. - sont déposées par les courants torrentiels sur les alluvions B. Ainsi on trouve une diminution progressive de dimension des éléments à partir des piémonts vers la fin de la plaine. Du point de vue de la granulométrie elles sont plus homogènes que les alluvions B et elles forment des couches subhorizontales.

Dans les piémonts, les alluvions C représentent toutes les surfaces d'épandage qui ne sont pas sous forme de collines. Vers l'aval des piémonts, les dépôts C sont représentés par des limons sableux, avec de minces lits de graviers. Les limons peuvent atteindre une épaisseur de 15 à 20 mètres. Leurs dépôts recouvrent la quasi-totalité de la plaine de Téhéran. L'ensemble des alluvions B et C peut atteindre une épaisseur maximale de 600 m.

Les alluvions D. - Les alluvions D. correspondent à une phase de sédimentation qui est très récente. Ces alluvions torrentielles et fluviales se trouvent dans les lits majeurs et mineurs des cours d'eau fonctionnant actuellement. Leur faciès est caractérisé par des galets arrondis de taille très variable, de couleur gris-vert clair et lavés de matériel fin. A la sortie des zones montagneuses les alluvions D contiennent des blocs volumineux et sur le lit majeur et dans les zones convexes des méandres, des dépôts plus fins se mêlent avec des galets.

VI.2.3.2. Conclusion

L'étude hydrologique de l'aménagement de l'Alborz nous a imposé une révision très rapide de la géologie de la face sud de l'Alborz comme base de la connaissance de l'hydrogéologie de la zone montagneuse. Les conclusions sont :

Dans les sédiments de l'ère primaire, en se basant sur la nature des couches calcaires et dolomies, on peut s'attendre à quelques nappes dispersées. Les sédiments de l'ère secondaire (Trias), sont souvent formés de calcaires dolomitiques; de ce fait ils renferment des nappes de faible importance, Pl. 53.

Etant donné que les sédiments jurassiques inférieurs (Lias) sont de nature schisteuse et gréseuse, ils ne sont pas capables de retenir les eaux souterraines; par contre cette série détritique forme un barrage naturel contre le mouvement des eaux souterraines.

Les calcaires du Jurassique supérieur renferment des aquifères riches. La fracturation extrêmement bien développée provoque une excellente porosité secondaire pour la circulation des eaux souterraines. La base crétacé formée localement de bancs conglomératiques joue le rôle de substratum imperméable pour les aquifères des calcaires gréseux du Crétacé.

La série épaisse d'origine volcanique et sédimentaire de l'Eocène est drainée par un certain nombre de petites sources dont les débits maximaux dépassent rarement le litre par seconde.

Les sédiments du Miocène composés essentiellement d'alternance de bancs gréseux et de marnes avec des intercalations de conglomérats et d'évaporites sont des formations imperméables. Ils ne permettent pas non seulement l'existence de sources, mais aussi ils altèrent la qualité des eaux.

En conclusion, à part les calcaires du Dogger et du Malm les zones montagneuses de l'Alborz ne forment pas de grandes nappes régionales et 90% des eaux souterraines sont renfermées dans les dépôts du Quaternaire.

Ainsi, le remplissage alluvial des dépressions des plaines de l'Alborz du Sud constitue le milieu le plus favorable pour l'emménagement des eaux souterraines. Du point de vue hydrologique, le réseau hydrographique actuel occupe la même place depuis le début du Quaternaire.

L'érosion et la sédimentation n'ont de l'importance qu'au niveau des grandes rivières. De ce fait les rivières relativement grandes de la région, comme la rivière Karaj, ont formé les anciennes vallées les plus vastes et les remplissages alluviaux les plus volumineux.

VI.2.4. Matériaux de construction

L'aménagement de trans-bassins que nous proposons dans cette étude nécessite une quantité énorme de matériaux de construction, alors quels sont les gisements proches offrant des matériaux convenables et en quantités suffisantes?

Les dépôts liasiques, très étendus dans l'Alborz présentent des caractéristiques favorables pour les remblais des barrages et les digues des réservoirs.

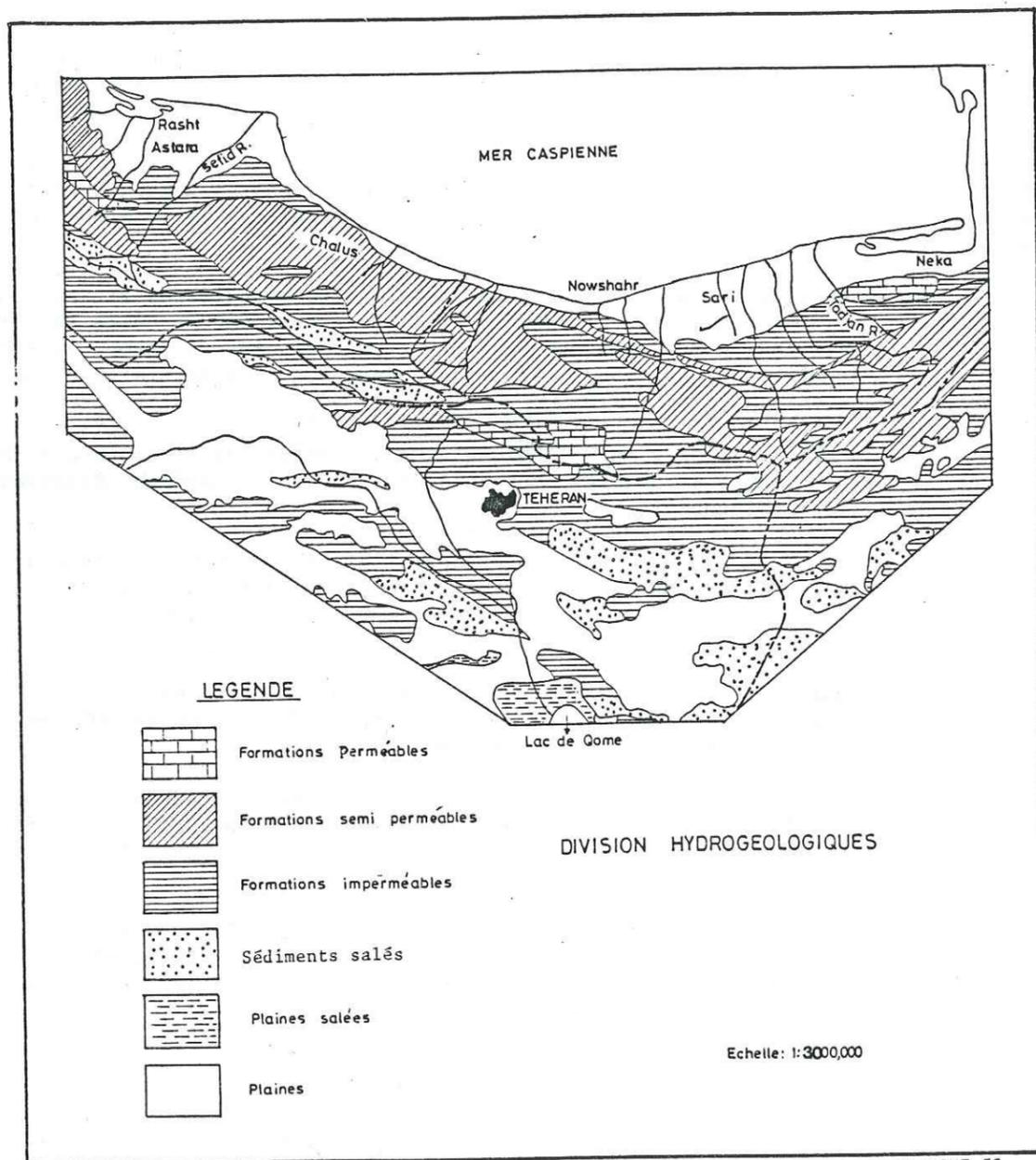


PLANCHE 53

Cette formation comprend des bancs de grès dont les dimensions des éléments rocheux s'étalent, suivant les horizons, sur un très large éventail, convenable pour les barrages en enrochements. On y trouve aussi des matériaux de construction pour des barrages en terre homogène, les barrages en terre à zones et leurs noyaux imperméables.

Le tableau 52 présentent les résultats des essais de mécanique des sols effectués sur les échantillons prélevés près du village Siah-Bisheh dans une lithozone de cette série détritique.

Echantillon n° 1 présente les caractéristiques d'argile; le contenu d'argile dans les échantillons n° 2 à 15 (gres argileux) varie entre 9 à 19% et l'indice de plasticité entre 10 et 18. Les essais de perméabilité sur les échantillons compactés ont déterminé les valeurs de K entre 1×10^{-5} cm/S et 4×10^{-8} cm/S. Les tests "triaxiaux" sur les échantillons compactés ont montré un angle de frottement efficace de 26° associé avec une cohésion $c' = 0,2$ kg/cm². Les échantillons non-consolidés donnent $\phi = 10^\circ$ à 25° et $c = 1$ à $0,7$ kg/cm² suivant le contenu en eau dans l'échantillon. Or, l'eau n'a pas de résistance au cisaillement, ainsi les résistances des échantillons contre la compression normale ont été diminuées lorsque l'on a augmenté la teneur en eau dans les échantillons, PI. 54.

Au vu de ces résultats on peut définir les pentes de talus ou pentes limitant des parements des barrages en terre à adopter pour éviter les risques d'éboulement dangereux. Les autres matières importantes de la région sont:

- La pierre à ciment; une des grandes industries de Téhéran est la fabrication du ciment. Les cimenteries de Shahr Rey et Iranit utilisent d'énormes quantités de calcaires, calcaires du Crétacé pour la première et calcaires du Carbonifère pour la seconde.
- Les limons d'épandage quaternaires se développent en fin du piémont caillouteux et sont favorables pour fabriquer des briques.
- Les tufs verts de l'Eocène (les roches pyroclastiques, sont très convenables pour la construction.
- Les matériaux d'empierrement des routes, les ballasts, les graviers de recouvrements asphaltés, les graviers pour le béton, etc... sont en quantités illimitées dans les formations alluviales du piémont.
- Les matériaux secondaires pour l'aménagement; la région peut fournir des marbres décoratifs qui sont extraits des calcaires à rudistes du Crétacé; moins décoratifs sont les calcaires et les calcaires dolomitiques du Trias et les calcaires du Carbonifère qui sont faciles à exploiter. Il y a également les quartzites blancs du Cambrien très riches en silice qui peuvent être utilisés comme filtres d'épuration des eaux.

VI.3. AMENAGEMENT DU LAR (PROBLEME DES FUITES DU BARRAGE)

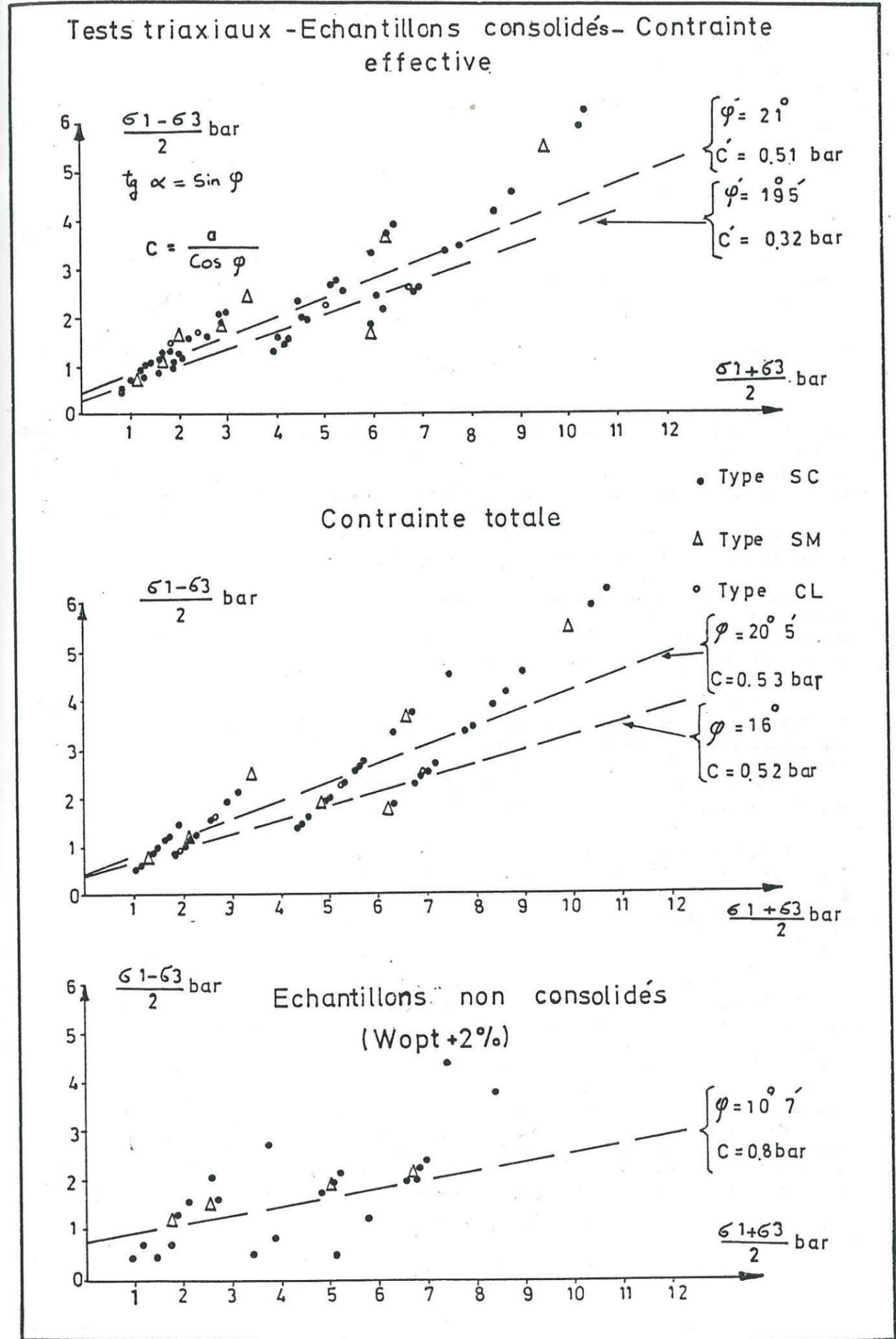
Jusqu'à aujourd'hui les informations apportées par les études n'ont pas été suffisantes pour expliquer correctement le système hydrogéologique des montagnes de l'Alborz. L'un des cas où l'insuffisance des connaissances se manifeste est l'exemple du barrage de Lar. Ce barrage est l'ouvrage principal d'un projet de trans-bassin de l'Alborz, situé au nord-est de la ville de Téhéran, PI. 55.

Ce projet comprend:

Echantillon	TYPE	GRANULOMETRIE					ATTERBERG					d gr/cm2	W %	TRIAIXIAL C			TRIAIXIAL N.C.	
		2 %	74 %	2mm %	20mm %	WL %	WP %	IP %	Ws %	C	C'			'	C	Wopt+2%		
1	CL	22	54	84	99	35	23	12	-	1.90	14.4	1	13	1	13.5	0.5	1.5	
2	SC	12	31	70	98	34	22	12	13	1.88	14.3	0.4	18	0.4	19	1.2	10	
3	SC	19	43	73	95	43	22	19	-	1.90	14.4	0.6	11	0.5	14	0.97	11	
4	SC	18	45	74	94	35	22	13	12	1.95	12.2	0.4	25	0.2	28	0.85	14	
5	SC	9	29	56	93	32	22	10	-	1.99	12.4	0.4	225	0.2	25	0.55	7	
6	SM	-	8	40	90	42	27	15	13	2.05	10.5	0.5	32	0.3	30	0.55	6	
7	SC	10	28	56	88	35	22	13	-	1.98	11.2	0.6	26	0.3	19	0.85	14	
8	SC	12	31	65	97	34	21	13	14	1.83	20.3	0.5	13	0.5	17	0.55	7	
9	SC	10	26	61	95	38	23	15	-	1.94	13.4	0.3	18	0.06	33	1.40	6	
10	SC	11	27	55	85	42	24	18	14	2.00	11.5	0.3	25	0.3	21	0.85	30	
11	SC	11	28	62	96	42	24	18	-	1.96	13.1	0.3	20	0.7	22	0.85	30	
12	SC	13	33	70	96	35	21	14	15	1.88	14.9	0.7	18	0.1	38	0.85	30	
13	SM	?	15	40	92	46	28	18	-	1.97	12.4	0.3	33	0.4	33	0.85	30	
14	SC	?	13	29	79	35	21	14	19	2.054	9.5	0.4	0	0.4	33	0.85	30	
15	SC	8	26	64	100	38	22	16	-	1.98	12.5	0	36	0.4	36	0.85	30	

TABLEAU 52

Résultats des essais mécaniques des sols



- l'approvisionnement en eau, contrôlé et assuré, de la province de Mazandaran située au nord, en bordure de la mer Caspienne, par l'intermédiaire de la rivière Haraz. Cette eau doit permettre l'irrigation des 96.370 hectares de rizières existantes ainsi que des terres destinées à la culture du riz qui seront mises en exploitation à la suite de la seconde phase d'un plan national d'extension des terres cultivées (105, 680 hectares).
- L'approvisionnement en eau de la plaine de Varamin située au sud-est de Téhéran par l'intermédiaire de galeries, d'usines hydroélectriques, de la rivière Jajroud et de barrage Latyan. Cette eau servira à l'irrigation de 30.000 hectares de terres mises en exploitation dans la première phase d'extension des terres cultivées.
- l'approvisionnement annuel de la ville de Téhéran avec 179 millions de mètres cubes d'eau par an.

Le barrage de Lar a une hauteur de 105 mètres au dessus du lit de la rivière. Sa crête a une longueur de 1000 mètres et une largeur de 13 mètres. Il est implanté à la confluence des rivières Lar et Delichai à quelques 8 kilomètres en amont de la ville de Polour. Environ 14 millions de mètres cubes de graviers et de terres de remplissage ont été utilisés pour la construction du barrage.

Le niveau de la crête par rapport à celui de la mer est de 2538 m, et le niveau maximal de l'eau de la retenue devrait atteindre la cote 2531 mètres.

La retenue du barrage de Lar a une capacité maximale de stockage de 960 millions de mètres cubes à la cote 2531m, et sa capacité moyenne à la cote 2478 mètres est de 860 millions de mètres cubes. Le débit du déversoir à 2531m, est de 140 m³/s et de 80 m³/s à 2478m, pl. 56.

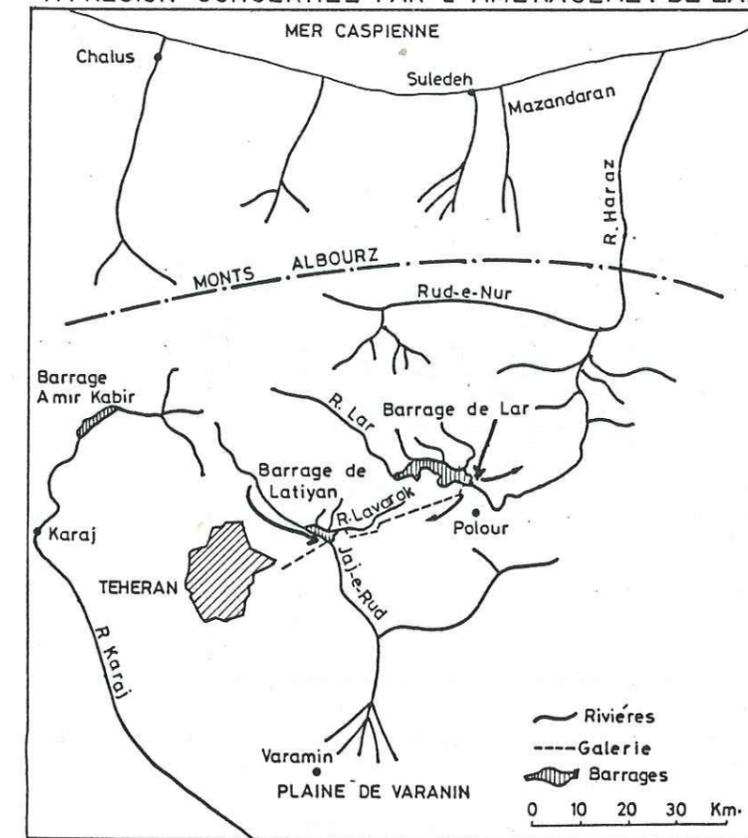
La dérivation en direction de la plaine de Varamin aura un débit maximal de 18,5 m³/s. A travers une succession de galeries (20 et 9,6 km), cette eau alimentera respectivement les usines hydroélectriques de Kalan et de Lavrak et sera rejetée dans la rivière Lavrak (sur 3 km) qui alimente la retenue du barrage de Latyan construit sur la rivière Jajroud; un tunnel de dérivation pour un débit de 3 m³/s a été prévu entre l'usine de Kalan et la rivière Lavrak.

L'alimentation de la retenue du barrage de Lar est principalement due à la fonte des neiges. Du mois d'Avril au mois de Novembre, le débit moyen total est d'environ 13 m³/s avec un maximum pouvant atteindre 100 m³/s au mois de Mai. La moyenne des débits maximaux est de 40 m³/s et la moyenne des minimums est de 6 m³/s.

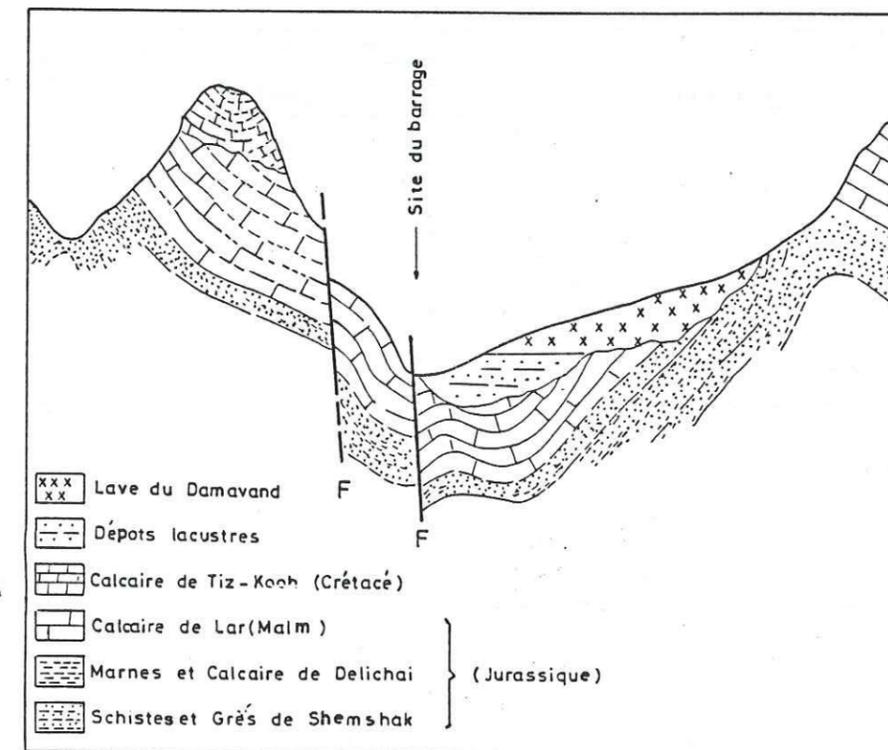
Le remplissage du réservoir, commencé depuis 6 ans, n'atteint à ce jour que la cote de 2484, soit 200 millions de mètres cubes, ce qui correspond à 20% de la capacité de l'ouvrage. Cet arrêt du remplissage est dû à d'importantes pertes d'eau par fuites. A présent, ces pertes sont devenues égales aux apports et le plan d'eau s'est stabilisé à un optimum qui ne peut pas être dépassé sans colmatage des fuites.

Le suivi des niveaux piézométriques jusqu'au remplissage de la retenue (1980) montre un écoulement souterrain de la nappe orienté dans l'axe de la vallée. A la suite du remplissage, la carte piézométrique indique un écoulement principalement orienté de la rive droite de l'ouvrage vers l'axe de la rivière.

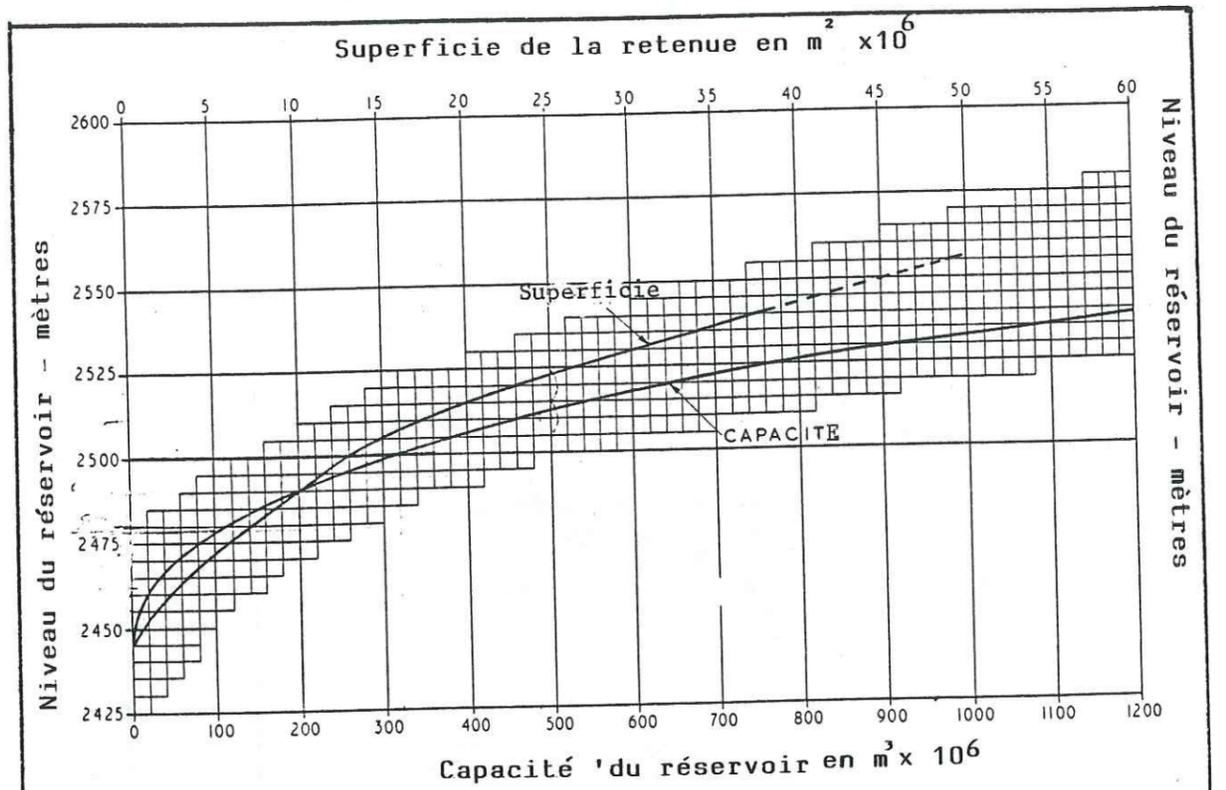
LA RÉGION CONCERNÉE PAR L'AMENAGEMENT DE LAR



L'aménagement de Lar



COUPE GEOLOGIQUE SUIVANT L'AXE DE BARRAGE DE LAR



Barrage de LAR

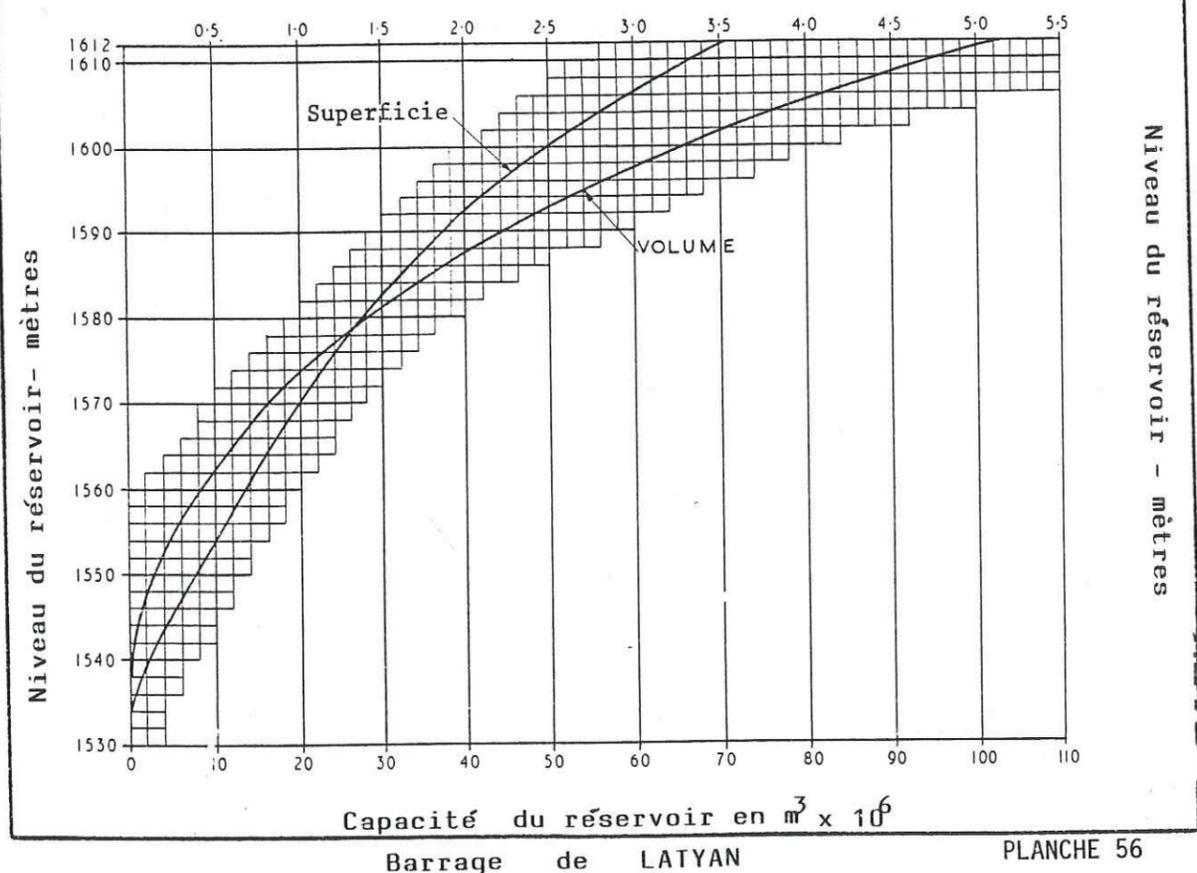


PLANCHE 56

Deux zones de très importantes résurgences sont apparues lors du remplissage de la retenue. Elles sont situées dans le prolongement l'une de l'autre, dans les calcaires du Malm.

- l'une d'un débit voisin de $2 m^3/s$ est localisée à environ 5.5 kilomètres en aval de l'ouvrage, dans la gorge de Lar.
- l'autre, d'un débit voisin de $7 m^3/s$ est localisée 3 kilomètres plus loin dans la gorge de Haraz; cette dernière existait avant la construction du barrage, mais son débit n'était que de $0,3 m^3/s$.

Lorsque le niveau de l'eau dans la retenue a atteint la cote 2485 mètres le débit des resurgences a présenté une augmentation très marquée.

Sommairement, le site du barrage se présente comme suit:

En amont du barrage, la vallée de la rivière Lar est limitée par deux massifs schisteux imperméables qui se rejoignent en profondeur. Ces schistes sont recouverts d'une épaisse couche de calcaire du Malm qui est en contact avec des sédiments lacustres imperméables. La retenue du barrage est entièrement contenue par cette couche imperméable.

Toutefois, en rive droite et directement en amont du barrage, la continuité de la couche est rompue, sur environ 400 mètres, par l'affleurement du massif calcaire. Celui-ci sert d'appui au barrage et de support aux prises d'eau et à un déversoir. En aval du barrage, sur la rive gauche, la formation calcaire est recouverte par des coulées de laves du volcan éteint Damavand; sur la rive droite, on retrouve le massif calcaire, puis les schistes.

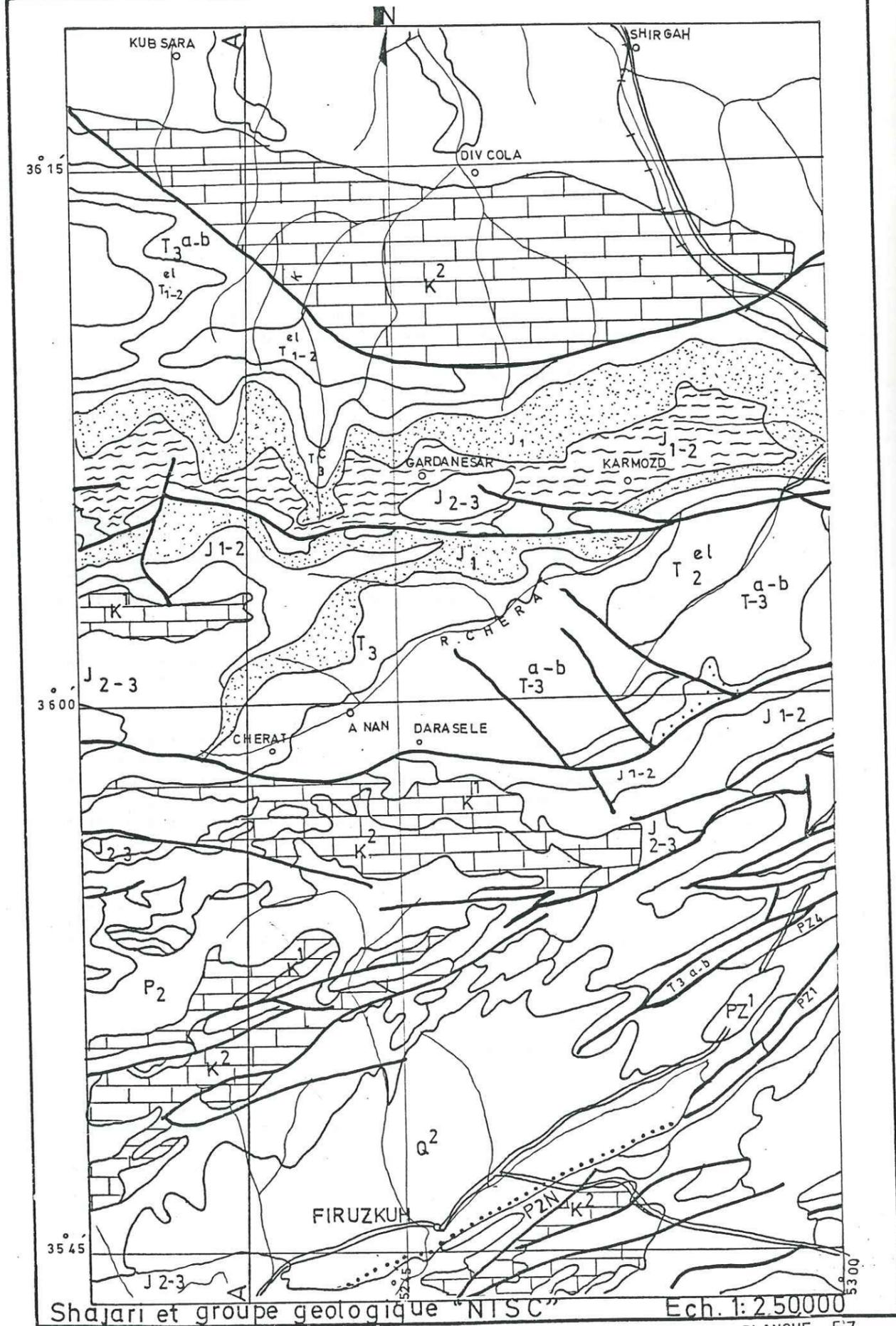
On note la présence d'un système de grandes failles orientées WNW-ESE et l'existence d'une fracturation secondaire du calcaire du Malm perpendiculaire à la première direction.

La zone d'infiltration la plus probable est située en rive droite de la retenue, au contact de l'eau avec le massif calcaire. Elle présente une pente abrupte, sur environ 400 mètres. Il existe une grande faille verticale dans cette zone. La confluence périodiquement violente des deux torrents a empêché la sédimentation argileuse et le colmatage de la fissuration de la roche. L'eau infiltrée par cette faille étant légèrement acide, développe une karstification des fissures.

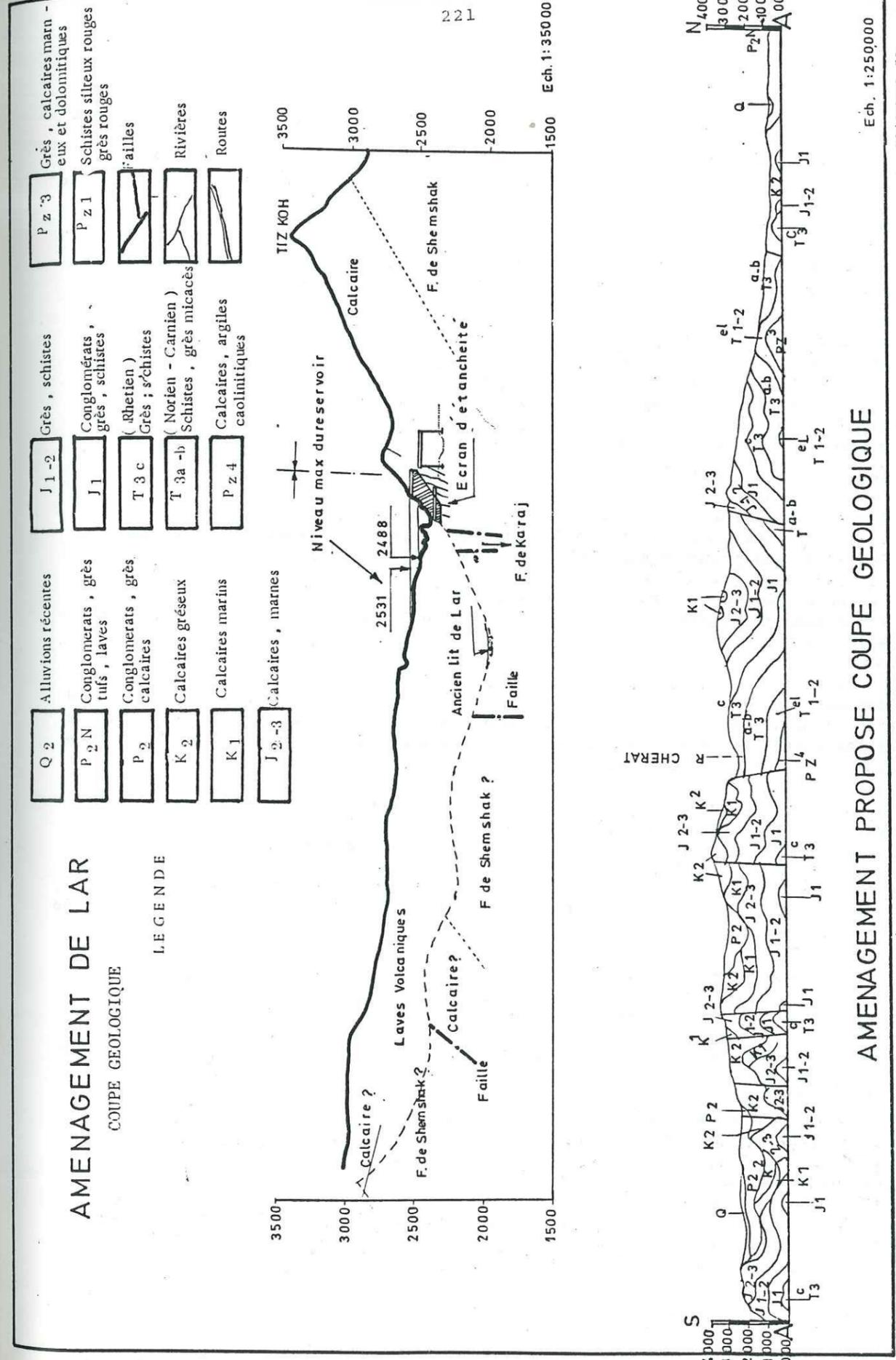
La prise de transfert d'eau à la rivière Jajroud est aménagée sur la paroi amont de celle-ci, à une cote supérieure à celle que le plan d'eau n'a jamais pu atteindre. Les relevés des galeries d'aménage de l'eau ne font aucune mention d'une intersection soit avec la grande faille principale, parallèle à la rive, soit avec une quelconque cavité. Tel est l'état actuel de l'unique aménagement trans-bassins dans l'Alborz central, Annex 13, 14, 15.

VI.4. POSSIBILITES D'AMENAGEMENT HYDRAULIQUE DANS L'ALBORZ CENTRAL

Les raisons économiques nous amènent à lancer l'idée d'un aménagement mixte de développement régional à fins multiples de "trans-bassin - station de pompage". On peut résumer un tel projet mixte de développement régional de la façon suivante: pomper un débit dérivable du surplus en eau d'une rivière du versant nord et stocker cette eau pompée dans un lac artificiel (réservoir supérieur). Ensuite



Shajari et groupe geologique "NISC" Ech. 1:250000
 Travaux interieurs : " N . I . O . C . " Pour legende voir Planche 58
 PLANCHE 57



AMENAGEMENT PROPOSE COUPE GEOLOGIQUE

une conduite forcée sur le versant sud de l'Alborz permettra de turbiner les eaux en période de pointe de consommation électrique. Les eaux turbinées seront stockées dans le lac d'un barrage. Ce barrage qui serait construit sur une rivière torrentielle du versant sud, serait d'une part un barrage de compensation et d'autre part un barrage réservoir pour contrôler les crues de la rivière torrentielle.

Cet aménagement mixte peut se concevoir en fonction de différents objectifs indépendants.

- développement de l'agriculture;
- production d'énergie hydroélectrique lors de fortes demandes;
- protection contre les crues.

L'étude de cet aménagement mixte doit être poursuivie jusqu'à un certain stade de façon à pouvoir dégager les possibilités techniques les mieux adaptées aux besoins à satisfaire ; ainsi on devrait définir:

- le site d'ouvrage de dérivation sur le versant nord et ses caractéristiques;
- le débit équipé ;
- le site du réservoir supérieur et sa capacité;
- le site et les caractéristiques du barrage réservoir sur le versant sud;
- les avantages procurés par l'aménagement;
- le coût général de l'opération;
- les principes de construction des ouvrages;
- les dispositions générales et les principes d'équipement en fonction des besoins de l'exploitation.

On ne peut presque rien dire de systématique sur l'optimisation, le dimensionnement des principaux ouvrages ainsi que la dénivellation sur les versants nord et sud de l'Alborz, qui dépend surtout des caractéristiques topographiques telles que les pentes des deux versants, la géologie des sites, et l'hydrologie des deux rivières sur les deux versants.

Du point de vue de la production hydroélectrique il faut tenir compte de la productibilité annuelle qui est la quantité maximale d'énergie que les apports permettraient de produire ou de stocker durant l'année, de la capacité en énergie du réservoir qui est la quantité d'énergie qui serait produite si l'on effectuait la vidange du réservoir plein. En outre il faudrait dimensionner l'aménagement pour une exploitation d'une usine soit au fil de l'eau de l'éclusée soit avec un lac.

Critères économiques

La part de l'eau d'irrigation dans le prix de revient des produits agricoles dans les conditions de l'Iran est environ 20% en moyenne mais elle conditionne toute l'activité agricole. En conséquence on ne doit jamais limiter cette activité économique vitale et fondamentale par le manque d'eau.

On ne peut presque rien dire de systématique sur le prix de ces ouvrages hydrauliques qui dépendent surtout des caractéristiques du site et du débit équipé. Pour une chute et un débit donnés le prix total de l'ouvrage est beaucoup plus réduit si les pentes sur les deux versants nord et sud sont grandes. Le prix dépend également de la longueur du tunnel ou celle de la conduite forcée et les caractéristiques du barrage de dérivation. L'optimisation du dimensionnement de l'ouvrage dépend d'un certain nombre de paramètres interliés ayant un impact les uns sur les autres et dépendant les uns des autres tels que :

- le débit dérivé ;
- le site et les dimensions du barrage de dérivation;
- La dénivellation entre le barrage de dérivation et le lac supérieur;
- la longueur de la conduite forcée et la chute sur le versant sud;
- le site, les caractéristiques et le débit équipé du barrage réservoir.

Théoriquement l'électricité produite par une centrale thermique d'une puissance installée de 800 MW pourra pomper pendant 20 heures par jour la partie équipable du surplus en eau de la région étudiée (2000 Mm³/an) jusqu'à une dénivellation moyenne de 1000 mètres. Ce volume sera turbiné pendant les heures de pointe (4 heures par jour) ou les heures critiques dans les usines pour produire une puissance totale de 3040 MW pour une chute moyenne de 1000 mètres sur le versant sud. Nous pouvons considérer que la construction de ces ouvrages ayant une puissance garantie de 3040 MW, permet d'éviter la construction des centrales thermiques classiques ou nucléaires de même puissance.

L'économie qui en résulte atteindrait :

$$3040 \times 1000 \times P_1$$

P_1 est le prix au KW de la puissance thermique équivalente. D'autre part la production d'électricité hydraulique permet d'économiser du combustible dans les centrales thermiques. Cette économie annuelle est égale à $P_2 \times WH$

où P_2 = prix de combustible et frais d'exploitation

WH = production moyenne annuelle hydroélectrique égale à 4.44×10^9 kwh.

Pour avoir la valeur en capital de cette économie annuelle, il suffit de l'actualiser ce qui donne un capital équivalent à

$$P_2 \times WH / \alpha$$

α = taux d'actualisation

Le capital thermique équivalent à la construction de ces ouvrages est donc égal à :

$$C_{th} = P_1 (3040 \times 10^3 - 800 \times 10^3) + (4.44 \times 10^9) P_2 / \alpha$$

On désigne les frais d'amortissement et de renouvellement de l'aménagement hydraulique par R, et les frais d'exploitation hydraulique par E. Le capital équivalent économisé en quelque sorte par la construction de l'ouvrage hydroélectrique considéré est donc égal à : $C_e = C_{th} - (R + E)$

D'autre part on utilisera les réservoirs et les eaux contrôlées, les eaux dérivées accumulées dans les réservoirs et les retenues pour l'irrigation. Maintenant la question posée est la suivante: quel serait la superficie des nouveaux terrains irrigables dans les plaines du sud de l'Alborz?

La surface du périmètre irrigable est directement liée aux besoins d'irrigation correspondant au plan de culture, la dose annuelle d'arrosage par unité de superficie et les pertes dans le réseau d'irrigation qui est énorme d'ailleurs en Iran. On estime que la dose moyenne annuelle d'arrosage nécessaire à l'ensemble des cultures traditionnelles de la région est de 5000 m³/ha ; on estime également les pertes dans le réseau de canalisation en charge à 10% (si l'on remplace le réseau des canaux non revêtus traditionnel par un réseau de canalisation en charge.) et le pourcentage de superficie non cultivée au sein du périmètre irrigué à 20%. Sur la base de ces estimations la superficie des nouveaux terrains irrigables sera de 54×10^4 hectares, soit la totalité des plaines entre les piémonts sud de l'Alborz central et le désert central de l'Iran.

Pour évaluer les avantages qui en résultent, il faut prendre en compte l'augmentation des produits agricoles. L'estimation de cet avantage, à notre avis doit être basée sur le coût de la solution alternative qui est les dépenses faites actuellement et très vraisemblablement désormais, pour importer les produits agricoles à partir d'autres pays. Cette importation de quantités exorbitantes comprend, le riz, le blé et la viande qui forment la base de l'alimentation en Iran. Dans cette estimation, il faut tenir compte également des prix de ces produits en devises étrangères, qui sont changées actuellement (1987) 13 fois plus que le prix officiel (en réalité, selon nos calculs, leur valeur réelle est 6 fois plus forte que leur prix officiel).

Si on désigne par C_i le coût d'importation des produits agricoles rapporté à la durée de vie de l'aménagement et actualisé, il va falloir que

$$C_e + C_i > I$$

pour que la réalisation de l'aménagement proposé soit justifiée. Il représente le capital total investi pour l'aménagement considéré.

Même sans tenir compte des avantages acquis par la fourniture d'eau potable, les dépenses effectuées en vue de la protection des crues qui évitent ou compensent les dommages causés par les crues, l'amélioration du lit des rivières, lutte contre l'extension du désert, et les avantages généraux indirects socio-économiques, nos estimations montrent qu'en tenant en considération les critères économiques, l'aménagement proposé est réalisable.

VI.4.1. Exemple d'un aménagement Schématique

A titre d'exemple nous présentons l'idée conceptuelle de l'aménagement trans-bassin suivant qui comprend:

1. La construction d'un barrage retenue sur le Tadjan à Soleiman-Tangueh. Ce barrage avec un volume de réservoir de 80 Mm³ pourra régulariser 195 Mm³ soit le volume d'eau écoulé en année moyenne, Pl. 59.
2. La construction d'un barrage retenue sur la rivière Talar à Shirgah, pour régulariser annuellement 260 Mm³ les débits de cette rivière.
3. La réalisation d'un troisième barrage retenu sur la rivière Babol à Garan Talar ayant un volume de réservoir de 110 Mm³ pour régulariser 220 Mm³ le volume d'eau écoulé en année moyenne.
4. Les eaux vont être dérivées des barrages des rivières Tadjan et Babol vers le barrage réservoir de la rivière Talar et de celui-ci vers un quatrième barrage de retenue qui devra être construit sur la rivière Hableh Roud à Namroud sur le versant sud de l'Alborz.

(Hableh Roud draine une zone montagneuse de 4008 km² et son débit moyen inter-annuel est de 8.7 m³/s à Bonekuh, de 7.1 m³/s à Simindasht et de 5.3 m³/s à Namroud).

La réalisation de 114 km de conduites et de tunnels pour interconnecter ces ouvrages entre la réalisation des dériviations d'eau.

6. Deux centrales hydro-électriques d'une puissance totale installée de 210 MW.

7. Un barrage de compensation, environ 5 km à l'aval du barrage d'accumulation;
8. Un barrage d'accumulation en enrochement sur la rivière Tadjan à Rigue Tchehmeh permettant une retenue de 140 Mm³ pour régulariser 300 Mm³ des débits de la rivière Tadjan.
9. Un barrage d'accumulation en béton à voûte sur la rivière Néka à Glavard permettant une retenue de 100 Mm³.

Cet ensemble constitue un aménagement à buts multiples, dont les principaux sont:

- l'irrigation de la plaine (Garmsar) sur le versant sud de l'Alborz avec augmentation des surfaces cultivables;
- l'irrigation de la plaine de Sarisur le versant nord de l'Alborz;
- l'alimentation en eau des villes;
- la production d'énergie hydro-électrique pour assurer le pompage des eaux dérivées, ainsi que la production d'énergie électrique de pointe.

L'étude de cet aménagement mixte peut être poursuivie jusqu'à différents stades comme:

- "avant projet sommaire" dans lequel sont définis:
- le découpage des rivières en paliers;
- le dimensionnement des principaux ouvrages;
- les avantages procurés par l'aménagement;
- le coût général de l'opération.

Dans un deuxième stade appelé "avant-projet détaillé" les études ont pour but de préciser en fonction des grandes lignes dégagées dans le cadre de l'avant-projet sommaire:

- les principes de construction des ouvrages;
- les dispositions générales et les principes d'équipement en fonction des besoins de l'exploitation;
- la nature et la qualité des matériaux à employer.

Etant donné qu'une étude systématique d'un aménagement n'est pas notre but, nous nous bornerons à l'étude de l'estimation de certains éléments qui avec l'ensemble de nos études hydrologique et hydrogéologique, peuvent conduire à la réalisation de l'avant-projet sommaire.

Alors, tout d'abord nous examinerons la géologie de la zone concernée par cet aménagement.

VI.4.1.1. L'exemple de description des possibilités de retenue

La prospection effectuée le long des vallées Néka, Tadjan, Talar, Babol et Hableh Roud a permis de fixer certains emplacements propres à la réalisation bassins d'accumulation en vue de l'exploitation des ressources hydrauliques.

A titre d'exemple dans la vallée de Néka au premier abord les sites suivants paraissent favorables:

Site	Distance au village de Néka le long de de la rivière en km	Apport moyen	Crue millénaire
		annuel Mm ³	m ³ /s
Kondab	81	60	1300
Shamshirbor	66	65	1400
Séfidchah	64	80	1600
Evard	55	125	1800
Pajim	51	130	1800
Gelvard	27	160	2000

La reconnaissance géologique préliminaire a montré que tous les sites choisis permettent la construction de barrages de retenue (en béton ou en matériaux meubles), mais des doutes très sérieux ont été émis quant à l'étanchéité des bassins situés en amont de Séfidchah : le flanc nord de la vallée (rive droite) immédiatement à l'amont et à l'aval de ces deux sites est constitué par un énorme éboulement ce qui exclut l'aménagement de lacs artificiels.

Néanmoins, les barrages ont été étudiés pour les six emplacements possibles de façon à permettre un premier choix, du point de vue économique. Cette étude, qui suppose des barrages créant des retenues d'une capacité de l'ordre de 75 % de l'apport moyen annuel, a conduit aux prix globaux et spécifiques suivants:

Site	Volume total	prix global	prix du m ³ d'eau
	retenue Mm ³	du barrage et ouvrage annexes 10 ⁶ F	retenue F./m ³
Kondab	48	1209	25
Shamshirbor	50	455	9,1
Séfidchah	65	715	10
Evard	100	2444	24,4
Gelvard	118	1123	9,5

On constate que le site le plus intéressant est celui de Pajim, suivi de ceux de Shamshirbor et de Gelvard. Etant donné les doutes qui planent sur la géologie de Shamshirbor et de Séfidchah, on doit renoncer définitivement à ces deux sites. Du point de vue économique, on devrait également renoncer dès maintenant aux sites de Kondab et d'Evard; en conclusion, la suite des études s'est limitée au site de Glavard

- Site de Glavard

La vallée présente sur quelque 1000m un resserrement prononcé constitué par des calcaires micritiques du Malm, mais fracturés.

Les caractéristiques géologiques du site permettent l'exécution d'un barrage en béton (à contreforts) ou en enrochements. L'étude de ces deux variantes montre que le barrage en enrochement est le plus économique.

Le barrage est une digue en enrochements avec noyau d'étanchéité central, légèrement incliné. Les pentes des épaulements amont et aval sont de 1: 1,5. Le pied amont de la digue est constitué par le batardeau destiné à dévier le cours de la rivière pendant l'exécution des travaux, le pied aval s'appuie sur un mur en béton, destiné à le protéger contre l'érosion. L'étanchéité de la fondation est réalisée par un voile d'injection en profondeur. Le niveau maximal de retenue et la hauteur du barrage dépendent de l'utilisation de l'eau : irrigation plus eau potable et production d'énergie électrique.

La topographie du site impose l'implantation de l'évacuateur de crues sur la rive gauche. Cet ouvrage est constitué par un chenal de largeur variable, de pente assez uniforme, fermé à l'amont par trois vannes-segment de 10 m de largeur et 5 m de hauteur; l'extrémité aval du chenal, en forme de tremplin, projette la lame déversante bien à l'aval du pied du barrage. Cet ouvrage permet d'évacuer un débit de 1500 m³/s, correspondant à un débit naturel de crue de 2000 m³/s (effet de rétention du réservoir).

Pendant les travaux, la rivière est déviée au moyen d'un batardeau dans une galerie de dérivation dont la section est en forme de fer à cheval de 6 m de hauteur; cet ouvrage, situé en rive gauche, permet de transiter en écoulement libre un débit de 260 m³/s.

Au stade définitif, cette galerie sera obturée et transformée en vidange de fond, par l'adjonction de deux vannes-tiroir de 1,5 m de hauteur et 1 m de largeur, permettant de vidanger à lac plein un débit de 55 m³/s.

VI.4.1.2. Calcul de la conduite de refoulement

Considérons une pompe A refoulant un liquide de poids volumique $\bar{\omega}$ avec un débit Q à une hauteur H à l'aide d'une canalisation de longueur l et diamètre D.

L'écoulement considéré va subir le long de la canalisation une perte de charge j résultant des frottements le long de la canalisation et des pertes de charge locales (coudes, robinets-vannes, crépine, clapets etc...).

Par conséquent l'énergie que doit fournir la pompe est celle qui correspond à une élévation fictive $AA_1 = H + j$, la ligne des niveaux piézométriques étant la droite A₁M.

H s'appelle la hauteur géométrique d'élévation et H + j s'appelle la hauteur manométrique d'élévation.

Dans un tube piézométrique branché en A à la sortie de la machine élévatrice sur la canalisation de refoulement, le liquide montera jusqu'à la hauteur $AA_1 = H + j$.

Puissance à fournir

La puissance développée par la pompe est celle qui correspond à un poids d'eau $\bar{\omega}Q$ élevé par seconde à la hauteur fictive H + j, soit :

$$\bar{\omega} Q(H + j)$$

Si la pompe a un rendement η , la puissance qu'il faut lui fournir sera:

$$P = \frac{\bar{\omega} Q (H + j)}{\eta}$$

$\bar{\omega}$ en kgf par m³, Q en m³/s
H et j en m, P en kgm/s.

en kW:

$$P_{kw} = \frac{\bar{\omega} Q (H + j)}{102 \eta}$$

Si enfin η' est le rendement du moteur qui entraîne la pompe, la puissance absorbée par ce moteur c'est à dire la puissance du groupe élévatoire sera:

en kW:

$$P'_{kw} = \frac{\bar{\omega} Q (H + j)}{102 \eta \eta'}$$

La puissance nécessaire pour l'exploitation de l'ensemble de cet aménagement est de 380 MW et l'énergie utilisée pour pomper annuellement 630 Mm³ les eaux dérivées à une altitude de 2000 mètres est de 3×10^9 kWh. (volume moyen de H pondéré = 1000 m environ).

VI.4.1.3. Calcul du diamètre "économique" de la canalisation de refoulement

Pour élever le débit Q à la hauteur géométrique H donnée on peut, à priori, donner à la canalisation un diamètre quelconque car, en faisant varier la puissance du groupe élévatoire, on peut toujours obtenir le débit Q imposé dans un tuyau de diamètre donné.

Si donc on adopte un grand diamètre le prix P_c de la canalisation sera élevé, par contre j sera réduit et la puissance du groupe élévatoire sera faible; on économisera donc sur le prix P_g du groupe et sur le prix P_e de l'énergie nécessaire au pompage.

Si au contraire on adopte un petit diamètre, P_c est plus faible mais P_g et P_e sont plus élevés.

Il y a donc intérêt à choisir le diamètre qui permettra d'obtenir le prix de revient minimal de l'ensemble de l'installation en exploitation; c'est ce qu'on appelle le diamètre "le plus économique".

Pour le calculer on exprime le prix de revient de l'ensemble de l'installation en exploitation (par exemple le prix du m³ d'eau élevée compte tenu de l'amortissement de la canalisation et du groupe élévatoire et de la consommation d'énergie) en fonction du diamètre D et on annule la dérivée de ce prix par rapport à D.

Dans le cas d'une canalisation refoulant un débit constant, la dépense pour élever un mètre-cube d'eau comprend:

1. Celle relative à la hauteur géométrique d'élévation, elle est la même quel que soit le diamètre de la canalisation de refoulement; il n'y a donc pas lieu d'en tenir compte dans une étude comparative.
2. Celle relative à l'amortissement de l'installation.
3. Celle relative à l'énergie dépensée pour vaincre les frottements c'est-à-dire correspondant à une élévation virtuelle égale à la perte de charge. Seules les dépenses 2) et 3) sont fonction du diamètre.

Calculons-les pour une longueur de 1 mètre de canalisation.

a) Amortissement de l'installation. Comme il est facile de s'en rendre compte les variations de l'amortissement du groupe élévatoire sont négligeables par rapport à celles de la canalisation.

Ce dernier poste est donc seul à considérer.

A partir de l'analyse des graphiques des prix de fourniture et de pose des tuyaux en fonte, les auteurs admettent par mètre:

$$\begin{aligned} \text{prix de fourniture} &: P_1 = k_1 D^{1,5} \\ \text{prix de pose} &: P_2 = C + k_2 D^{1,5} \end{aligned}$$

C correspond à la dépense minimale pour une fouille qui serait destinée à un tuyau de diamètre infiniment petit.

$$\text{prix total} : P = C + (k_1 + k_2) D^{1,5}$$

$$\text{ou} \quad P = C + k_3 D^{1,5}$$

$$\text{avec} \quad k_3 = k_1 + k_2$$

Compte tenu du parallélisme existant entre les prix de la fonte et de la main d'oeuvre, si on désigne par f le prix du kg de fonte, on peut poser:

$$k_3 = kf$$

$$\text{Donc:} \quad P = C + kfD^{1,5}$$

Si T est le taux global de l'annuité (amortissement et intérêt) cette annuité s'écrit donc:

$$\psi = T(C + kfD^{1,5})$$

1. Si le fonctionnement de la station élévatoire est continu avec un débit Q m³/s, l'annuité d'amortissement pour un mètre cube élevé est égale à :

$$\frac{\psi}{365 \times 86.400 \times Q}$$

2. Si le fonctionnement de la station élévatoire est discontinu et si n est son coefficient d'utilisation journalière (n < 1, par exemple pou 10 heures par jour n = 10/24) on a pour un mètre cube élevé une annuité de:

$$\frac{\psi}{n \times 365 \times 86.400}$$

l est donc l'annuité correspondant à la fourniture et la pose d'un tuyau de un mètre de longueur par m³ élevé.

b) perte de charge

Soit J la perte de charge par mètre.

L'énergie utilisée pour l'élévation virtuelle de un mètre cube à la hauteur J est :

$$\begin{aligned} E_1 &= J\bar{w} && \text{en kgm} \\ &= 1.000 J && \text{"} \\ &= J \frac{9,81}{3600} && \text{en kWh} \end{aligned}$$

La perte de charge linéaire J déduite de la formule:

$$J = \frac{\lambda}{D} \frac{U^2}{2g}$$

$$\frac{1}{2}DJ = b_1 U^2$$

En éliminant U' entre ces deux équations:

$$J = \frac{64b_1 Q^2}{\pi^2 D^5}$$

b₁ et λ sont des coefficients

$$E = \frac{64b_1 Q^2}{\pi^2 D^5} \frac{9,81}{3.600} \text{ kWh}$$

posons :

$$k_4 = \frac{64 \times 9,81}{3600 \pi^2}$$

$$E_1 = k_4 b_1 Q^2 D^{-5}$$

Si η est le rendement global de l'installation, l'énergie à fournir au moteur est :

$$E = \frac{k_4}{\eta} b_1 Q^2 D^{-5}$$

Si e est le prix, en francs, du kWh la dépense correspondante sera:

$$\mathcal{P}_2 = \frac{k_4}{\eta} e b_1 Q^2 D^{-5}$$

par m³ élevé et par mètre de canalisation.

En négligeant la dépense annuelle d'amortissement de la station de pompage (qui intervient comme un infiniment petit d'ordre-supérieur) la dépense totale annuelle est donc:

$$\mathcal{P} = \mathcal{P}_1 + \mathcal{P}_2$$

par m³ élevé et par mètre de canalisation.

Il suffit d'écrire :

$$\frac{d\mathcal{P}}{dD} = 0$$

pour trouver:

$$D = \sqrt[6,5]{K \frac{e}{f} Q^3}$$

ou

$$D = \left(K \frac{e}{f}\right)^{0,154} Q^{0,46}$$

avec:

$$K = \frac{5 k_4 b_1^{2n} 86.400 \times 365}{3T k \eta}$$

Pour appliquer cette formule il faut calculer les différents coefficients: dans cet exemple:

$$\begin{aligned} b_1 &= 0,0003 \\ n &= 1 && \text{(pompage continu)} \\ T &= 0,05478 && \text{pour un intérêt de 5\% et un amortissement de 50 ans} \\ \eta &= 0,7 \end{aligned}$$

Ainsi pour un débit de 1 m³/s on obtient

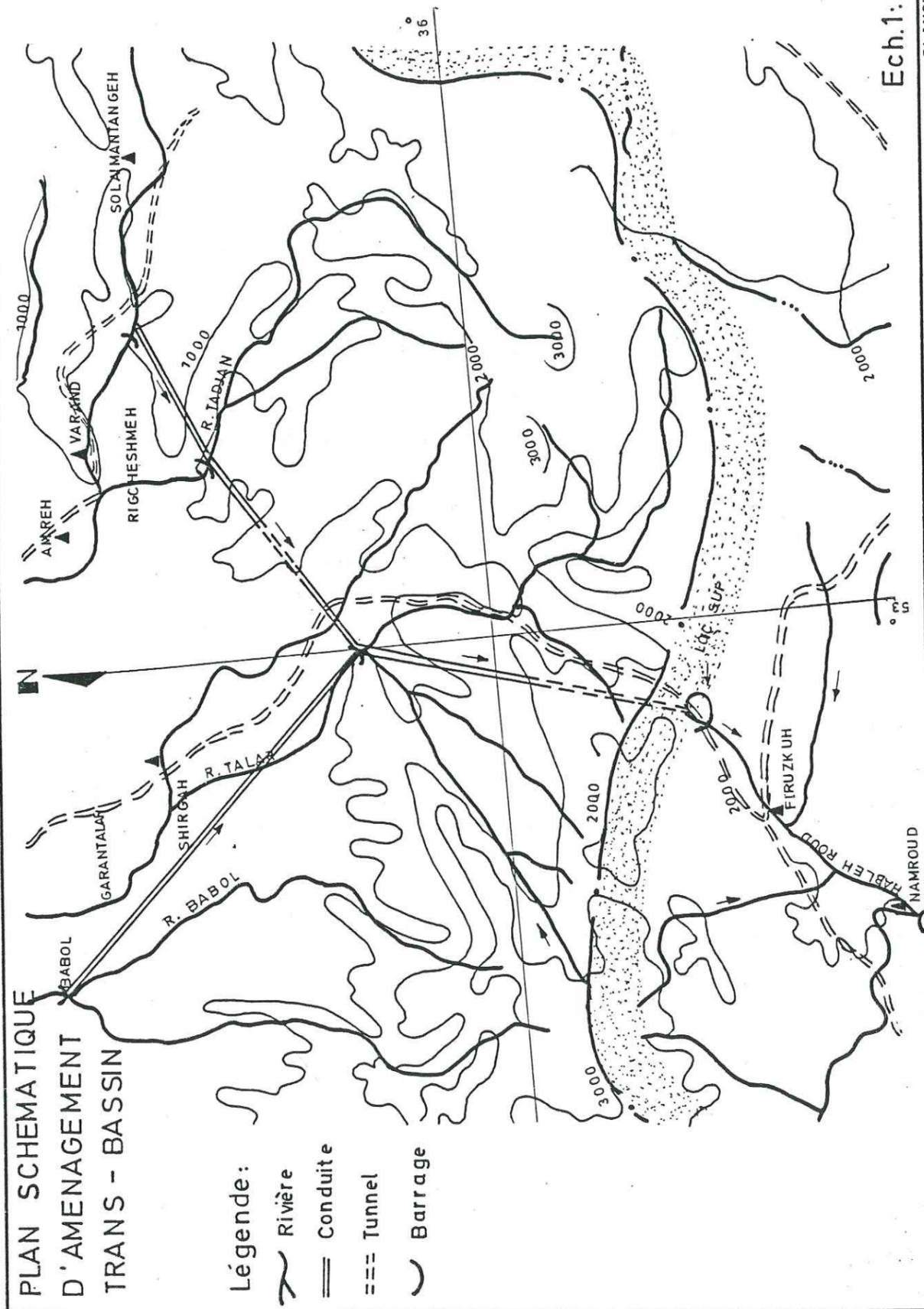
$$D = 1,30 \text{ mètres}$$

VI.4.1.4. coût de l'investissement

Pour estimer le coût total de l'investissement que nécessite l'aménagement proposé on est conduit à chercher des relations reliant le coût des différentes parties de l'aménagement aux différents paramètres pris en compte.

Coût des barrages

On a déterminé le coût d'investissement correspondant à 6 barrages dans les conditions économiques de l'année 1987:



Site de barrage	rivière	Apport moyen annuel Mm ³	Volume de retenue Mm ³	prix du barrage et ouvrages annexes en FF x 10 ⁶
Glavard	Néka	(160)	100	1020
Soleiman Tanguéh	Tadjan	195	80	680
Shirgah	Talar	260	120	1300
Garan Talar	Babol	220	110	1150
Namroud	Hableh Roud	835	490	2900
Rigue Chechmeh	Tadjan	(200)	140	1300
Total		1195		8350

Coût des conduites

	Distance km	Débit m ³ /s	Diamètre de conduite	Nombre des conduites	prix FF x 10 ⁶
Garan Talar à Shirgah	24	7	1,30	7	590
Soleiman Tanguéh à Shirgah	40	6	1,30	6	960
Shirgah à à Firouzkouh	40 10 (Tunnel)	21 21	1,30 3.80	21 -	3360 1100
Total					6010

Coût de l'aménagement hydro-agricole

Le coût du réseau d'irrigation pour un volume de distribution de 1195 M.m³ 3900 x 10⁶ FF.

Coût de l'installation électro-mécanique

Ce coût qui comprend le prix d'une centrale thermique à une puissance installée de :

$$\frac{380 \times 100}{60} - 210 \text{ (puissance hydro-électrique)} = 420 \text{ MW installée}$$

le réseau de distribution centrales hydrauliques, les pompes, les vannes etc ... = 8,5 x 10⁶ FF.

Revenu brut par hectare cultivé

Le revenu brut à l'hectare est estimé en tenant compte d'un rendement moyen des cultures, des taux de la répartition traditionnelle des différentes cultures, des prix actuels d'achat au village, et d'un plan d'assolement assurant un pourcentage d'occupation du sol voisin de 70%.

Le revenu brut obtenu après aménagement = 50 000 FF/ha.
 Périmètre irrigué = 220,000 ha
 Revenu brut total = 11100×10^6 FF par an

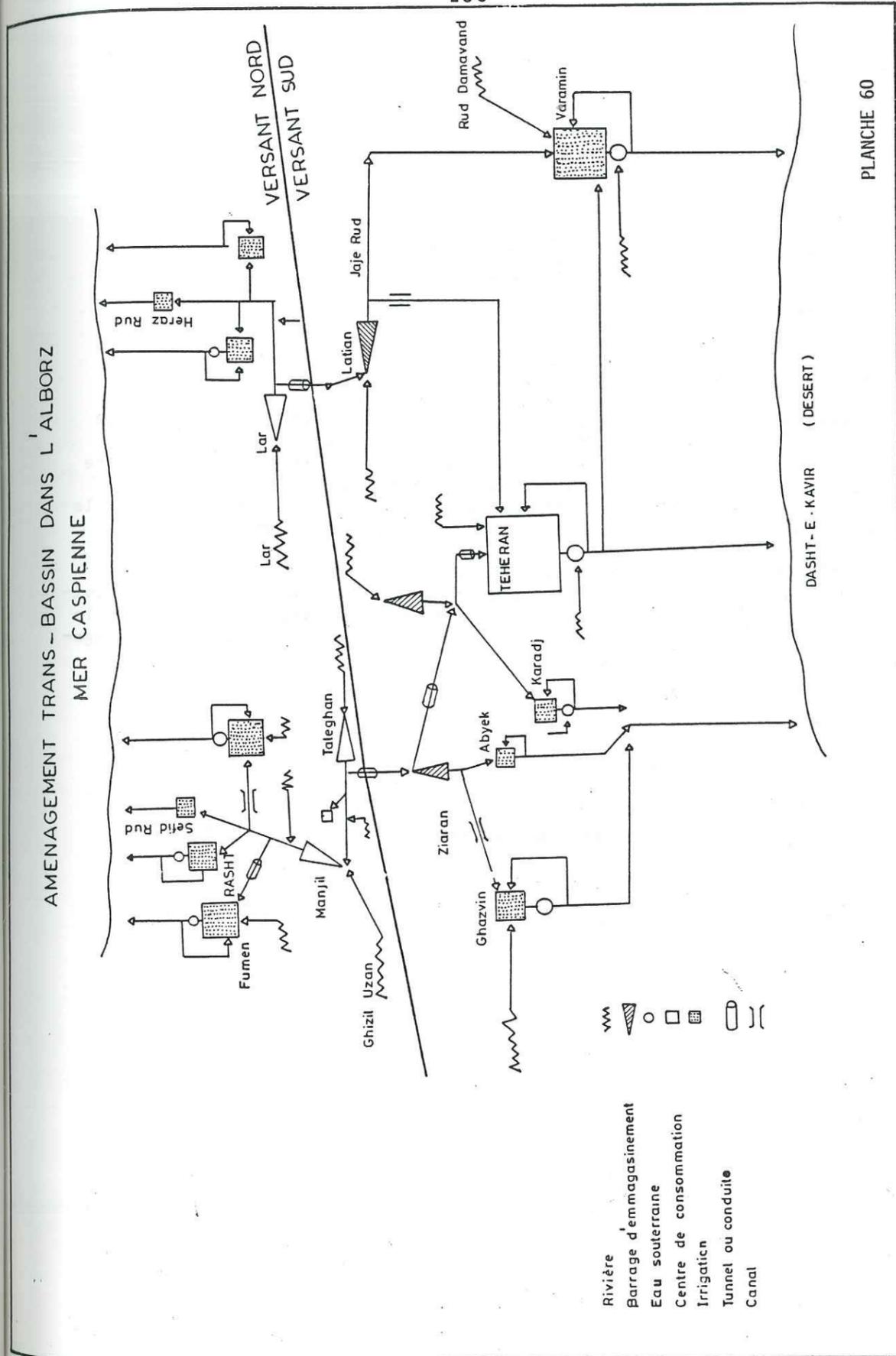
VI.4.1.5. Résultats

On obtient le coût total de l'investissement égal à $26\,760 \times 10^6$ FF, pour un intérêt de 7% et un amortissement moyen en 30 ans le taux global de l'annuité sera de 0,124.

Donc:

l'intérêt et l'amortissement de l'investissement	= $3,318 \times 10^9$ FF
Les frais d'exploitation	= $0,6 \times 10^9$ FF
Les frais de combustible	= $0,5 \times 10^9$ FF
Total	= $4,418 \times 10^9$ FF/an
Le prix de revient d'un mètre cube d'eau	= 3,7 FF
Les revenus moins les frais hydroagricoles	= $6,682 \times 10^9$ FF/an

Ce résultat est toujours très satisfaisant.



DEUXIEME PARTIE
=====

L'IMPACT DE L'AMENAGEMENT DU SYSTEME DES RIVIERES KAROUN-
ZAYANDEH ROUD SUR L'HYDROLOGIE DE LA REGION

Les rivières Karoun et Zayandeh Roud sont reliées par un système trans-bassins. Il s'agit du percement de la chaîne du Zagros par une galerie amenant les eaux de l'un des affluents du Karoun à la vallée du Zayandeh Roud, dans le but de l'alimentation complémentaire de cette vallée. En outre l'aménagement du système de ces deux rivières comprend deux grands barrages réservoirs sur les affluents principaux du Karoun, un barrage réservoir sur le Zayandeh Roud et des petits barrages de déversement et de compensation.

L'analyse et la synthèse de quelques éléments hydrologiques qui ont un grand impact sur les interrelations du régime d'écoulement de ces deux rivières, permettra d'aboutir à un certain nombre des résultats qui constituent le but de cette étude : l'ampleur des crues probables, l'étiage malgré l'aménagement trans-bassin et en conclusion l'insuffisance de l'aménagement actuel.

Cette partie se compose de :

CHAPITRE VII - L'HYDROLOGIE ET L'AMENAGEMENT DE LA RIVIERE ZAYANDEH ROUD.

CHAPITRE VIII - LA RUPTURE POTENTIELLE DES BARRAGES ET LES CRUES DU FLEUVRE KAROUN.

CHAPITRE VII
.....

L'HYDROLOGIE ET L'AMENAGEMENT DE
LA RIVIERE ZAYANDEH ROUD

VII.1. LE BASSIN VERSANT DU ZAYANDEH-ROUD

Le Zayandeh Roud, la plus grande rivière du bassin endoréique de l'Iran, du point de vue de la superficie de son bassin versant (32000 km²) ainsi que de son débit, débute dans les zones hautes de la chaîne du Zagros, traverse Isfahan, la grande ville historique du centre de l'Iran et se jette dans la fosse du Gavkhuni située au sein du désert central, Pl. 60 .

En raison de l'importance de cette rivière dans la vie économique de la plaine d'Isfahan, de nombreuses études existent sur l'hydrologie de cette rivière.

Le bassin du Zayandeh Roud se divise en trois grandes parties:

- Le bassin montagneux dans le Zagros constitue la zone d'alimentation de la rivière. Localement la rivière s'encaisse dans des gorges profondes;
- Le bassin moyen est formé d'une série de plaines alluviales entourées de montagnes. Le Zayandeh Roud alimente un grand nombre de canaux d'irrigation;
- Dans le bassin inférieur, la rivière, fortement appauvrie par les prélèvements à l'amont, n'est plus pérenne, et les cultures qu'elle permet dans la plaine sont de faible rendement.

VII.2. GEOLOGIE

Au cours de multiples phases tectoniques s'est créé dans la région d'Isfahan un système complexe de cuvettes entre les deux hautes chaînes montagneuses du Zagros à l'Ouest et du Karkas à l'Est. L'érosion intense de ces montagnes a alimenté une sédimentation alluviale argilo-graveleuse épaisse de plusieurs centaines de mètres. Les séries du substratum dans lesquelles sont creusées les cuvettes ne participent que très peu aux écoulements souterrains car elles sont soit imperméables, soit situées trop haut pour être en communication avec la plaine.

Les alluvions constituent de fait les seules formations aquifères.

VII.2.1. Stratigraphie

Les formations antérieures au Jurassique n'apparaissent dans la région d'Isfahan que sous forme de petits lambeaux mal délimités et mal datés.

Le Jurassique se compose d'une série de schistes noirs localement gréseux. Au Nord-Est de la plaine, ces schistes renferment des couches de charbon.

Ces schistes sont datés du Jurassique inférieur et moyen et la série forme le substratum de toute la région d'Isfahan. Les schistes affleurent essentiellement sur les bordures de la plaine d'Isfahan, et le Zayandeh Roud recoupe ces schistes, depuis Shah Abbas Kabir jusqu'à Polè Kalleh. Le Crétacé est formé de calcaires et de marnes; il constitue en effet tous les reliefs, souvent tabulaires, de la région. A la fin du Jurassique la série schisto-gréseuse a été fortement plissée et la transgression marine commence au Barrémien avec une forte discordance angulaire sur le Jurassique.

Les séries tertiaires, contrairement aux séries secondaires sont extrêmement discrètes dans la région d'Isfahan. On les rencontre en petits affleurements sur les bordures de la plaine et dans quelques hautes vallées.

Les séries de l'Eocène-Oligocène inférieur affleurent principalement aux environs de Nadjaf Abad et se composent de marnes et de calcaires.

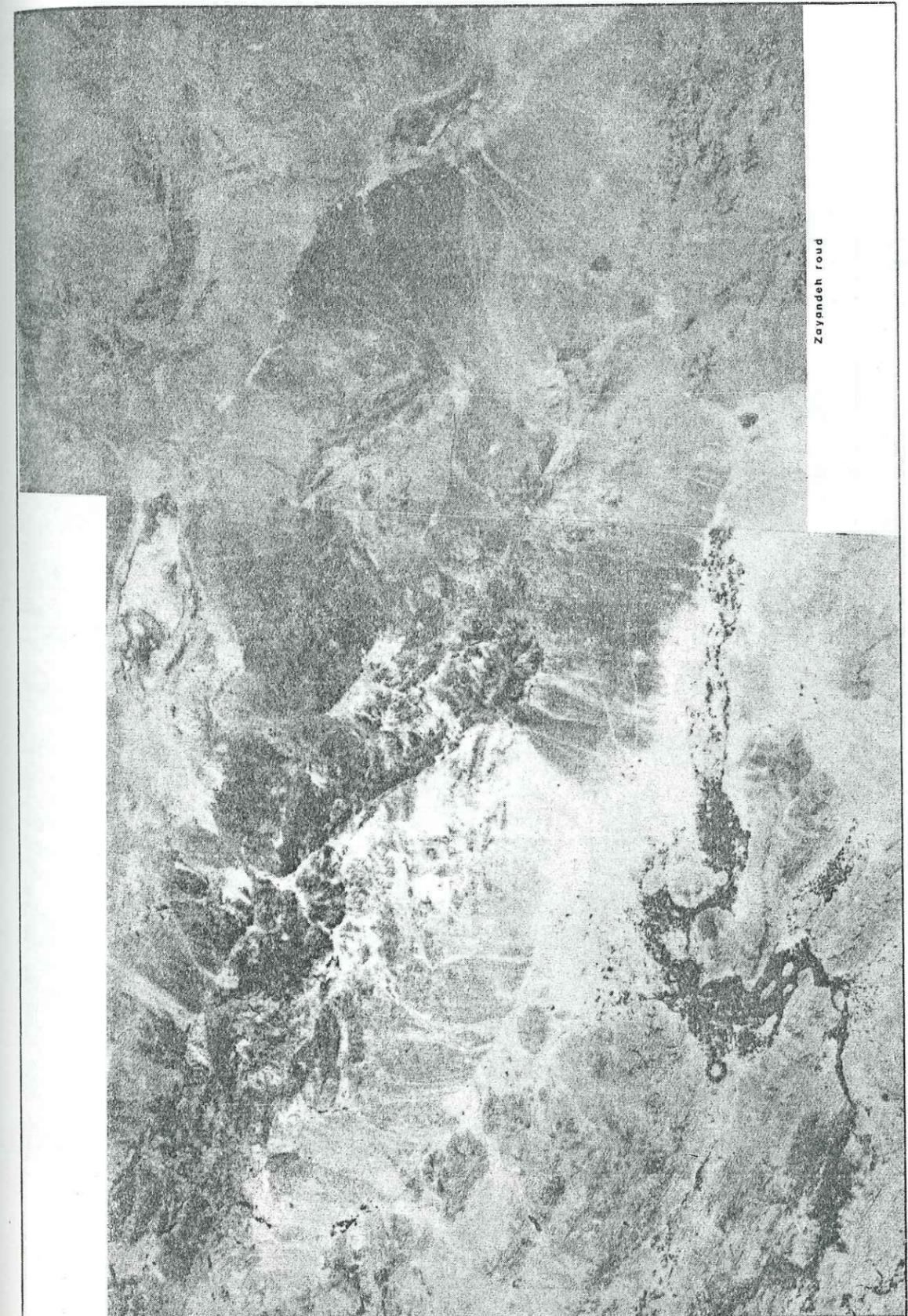
L'Oligocène supérieur - Miocène est très peu représenté et est formé plutôt de calcaires en bancs massifs ou de marnes vertes.

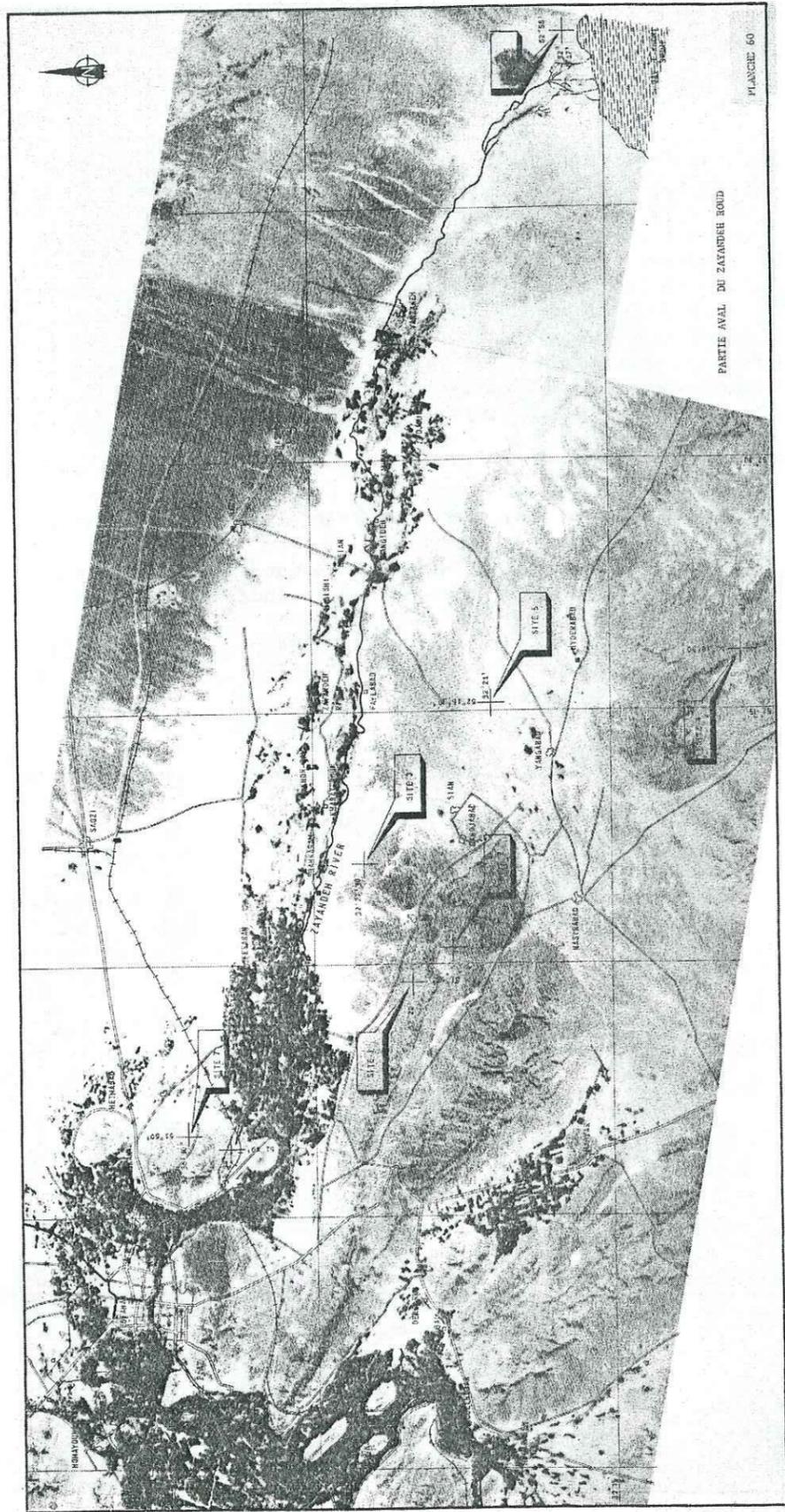
Les séries plio-quadernaires sont des séries, souvent très épaisses, d'accumulation de déblais provenant de l'érosion des massifs montagneux. Elles se sont déposées dans un vaste bassin intra-montagneux et elles comprennent:

Les alluvions anciennes. Ce sont des graviers cimentés dans des argiles beige. Ces alluvions affleurent en amont de Nekouabad. Plus à l'aval, les alluvions sont beaucoup plus fines. Il s'agit essentiellement d'argile jaune beige à bancs de graviers dans la plaine d'Isfahan. Encore plus à l'aval dans la région de Roudasht les graviers sont extrêmement rares et les argiles sont gypso-salifères. Elles sont très épaisses, 200 à 250 m au nord d'Isfahan, beaucoup plus à Roudasht, et il s'agit bien d'une sédimentation terrigène.

Les alluvions récentes sont en général des argiles plus ou moins graveleuses. Au cours de ses divagations durant le Quaternaire, le Zayandeh Roud a constitué un vaste champ d'épandage de graviers. Leur épaisseur maximale ne dépasse pas 25m. Ces alluvions sont extrêmement importantes pour les ressources en eau souterraine. Généralement ces graviers n'affleurent pas, ils sont recouverts par des argiles beiges sableuses dont l'épaisseur est comprise entre 3 à 10 mètres.

Les graviers sont calcaires. Ils proviennent de l'érosion et du transport des calcaires à orbitolines. Il est très vraisemblable qu'une grande partie des graviers provient de la reprise des alluvions anciennes qui affleurent dans la plaine d'Ochian. Les graviers sont assez souvent mélangés à du sable et à des lentilles d'argile; ils sont quelquefois bien classés et il est possible de rencontrer des bancs de gros graviers associés à des bancs de petits graviers. Ils sont assez souvent cimentés en conglomérats.





Karoun E - Zayandeh roud W



VII.2.2. Structure géologique

La région d'Isfahan se décompose en cinq grandes zones structurales orientées Nord-Ouest-Sud-Est qui sont du Nord-Est vers le Sud-Est:

- La grande chaîne volcanique du Karkas séparant la région d'Isfahan du grand kavir central. Cette chaîne fait partie de la grande cicatrice traversant tout l'Iran,
- La dépression du Gavkhuni s'étendant depuis Meimeh au Nord-Ouest jusqu'au lac du même nom à l'aval de Roudash,
- La zone des tables calcaires au voisinage de la ville d'Isfahan,
- La zone de la vallée moyenne du Zayandeh Roud formée de collines à faibles reliefs où affleurent les schistes,
- La chaîne du Zagros.

La tectonique de la région est profondément marquée par l'opposition entre les schistes déformables et les séries crétacées formées d'alternances d'épaisses séries calcaires sans aucune souplesse et de séries de marnes très déformables.

VII.2.3. Importance hydrogéologique des formations

Les schistes gréseux jurassiques sont imperméables. Ils constituent le substratum de tous les écoulements souterrains.

Au-dessus on peut distinguer: les calcaires crétacés, qui sont souvent fracturés et karstifiés. Au voisinage d'Isfahan, leur position fréquente est en massifs tabulaires de faible superficie posés sur les schistes jurassiques qui les isolent complètement de la plaine. L'eau emmagasinée apparaît sous forme de sources de contact et ne gagne généralement pas la plaine. Le débit total de ces sources est de l'ordre de 180 l/s totalement consommés avant d'arriver dans le périmètre du Zayandeh Roud. Les débits apportés par ces calcaires sont généralement faibles.

Le remplissage tertiaire et quaternaire est essentiellement argileux mais localement des couches graveleuses constituent d'excellents aquifères.

La cuvette et son remplissage sont connus: par les mesures géophysiques réalisées dans la plaine depuis une vingtaine d'années. Toutes ces mesures ont été réalisées par méthodes électriques. La nature du substratum est connue essentiellement par les quelques forages ayant traversé toute l'épaisseur du recouvrement.

Dans la montagne, le Zayandeh-Roud a eu une histoire compliquée avec des phases de dépôt et des phases de reprise du creusement. Certains éléments de son cours sont demeurés constants. En particulier, au cours du temps, le Zayandeh-Roud est toujours passé par le seuil de Nékouabad pour atteindre la plaine. L'histoire de la plaine se schématise par les différentes solutions utilisées au cours des temps pour que l'écoulement gagne la fosse du Gavkhuni depuis le seuil de Nékouabad.

La plaine centrale d'Isfahan apparaît comme un vaste talus s'enfonçant du sud vers le nord. Au nord d'Isfahan la profondeur maximum du toit du substratum doit se situer aux environs de 300 mètres. L'épaisseur du recouvrement dépasse 500 mètres à la fosse du Gavkhuni.

VII.3. LES AQUIFERES

Les graviers que la rivière a déposés dans la plaine au cours de ses divagations durant une période récente, forment la nappe superficielle de la plaine d'Isfahan. Dans cette plaine, à l'aval d'Ateshgah, on trouve les plus grandes épaisseurs de graviers: 25 mètres. La ligne de plus grande épaisseur se dirige en droite ligne de Ateshgah à Ghadjavalarestan. La rivière actuelle occupe la limite sud de cet éventail. Les graviers sont épais sous la ville (24 mètres) et à l'est de la ville, la rivière coule directement sur les schistes.

La rivière quitte la plaine d'Isfahan, après avoir tourné de 90°, par un seuil où les graviers sont minces (7 mètres). Quand les graviers sont très loin du Zayandeh Roud, ils sont soit totalement secs (à l'est du Gavarat en raison de la faiblesse des apports par un seuil étroit), soit en partie secs ou contenant de l'eau salée. Là où il est largement rechargé, cet aquifère de graviers constitue une richesse.

Il existe un deuxième système aquifère dans la plaine d'Isfahan qui s'oppose aux graviers superficiels par plusieurs caractères:

- plus grande profondeur et plus grande épaisseur,
- importante quantité d'argile, donc une perméabilité souvent faible,
- mauvaise réalimentation des aquifères si bien que ces aquifères ont des possibilités d'exploitation limitées.

Dans la plaine, il est assez rare que graviers superficiels et graviers profonds se rencontrent sur une même verticale.

VII.3.1. Propriétés hydrodynamiques du milieu

La nature géologique des formations aquifères de la plaine est rarement homogène et la granulométrie est variable. Dans ce milieu hétérogène, la perméabilité varie beaucoup latéralement et verticalement.

La transmissivité varie, à l'intérieur de la plaine, dans un intervalle très large.

Pour les graviers du Zayandeh-Roud la transmissivité est toujours supérieure à 10^{-2} m²/s. Dans la partie la plus transmissive, la transmissivité est assez souvent comprise entre 3 et 6×10^{-2} m²/s, mais des valeurs plus grandes, 1 à 3×10^{-1} m²/s, se rencontrent, en particulier dans la partie de la plaine comprise entre Ateshgah et Isfahan.

Les graviers profonds, associés à l'argile, sont moins perméables et malgré une plus grande épaisseur que les graviers superficiels, leur transmissivité est plus faible; elle est assez généralement comprise entre 3×10^{-3} m²/s et 2×10^{-2} m²/s.

Le coefficient d'emménagement est de 6 à 20×10^{-2} pour l'aquifère des graviers superficiels; les plus forts coefficients d'emménagement se rencontrent dans la région entre Ateshgah et Isfahan. Les coefficients les plus faibles appartiennent aux bordures des zones à graviers.

Les coefficients d'emménagement pour les aquifères profonds varient de 5×10^{-3} à 7×10^{-2} .

VII.3.2. La piézométrie

La surface piézométrique traduit le double apport aux nappes, au sud, dans les zones cultivées par irrigation depuis le Zayandeh-Roud et, au nord, par la vallée du Murcheh Khort. Dans la plaine d'Isfahan, au sud, la nappe des graviers est fortement réalimentée depuis Ateshgah jusqu'à Isfahan et la piézométrie est très haute. A l'aval d'Isfahan, sous l'influence simultanée de la diminution des irrigations par les eaux de surface et de l'augmentation des prélèvements par pompage, la nappe est basse vers le nord et vers le nord-est.

Il est possible de distinguer trois zones des variations piézométriques dans la plaine d'Isfahan. Depuis Ateshgah jusqu'à Isfahan, la plaine est irriguée et au cours des années les niveaux sont restés sensiblement les mêmes d'une année à l'autre. Les variations saisonnières sont assez faibles et ne dépassent pas 3 mètres entre le printemps et l'automne. Sur la bordure nord de la zone irriguée par madis les niveaux de l'été, plus ou moins bas suivant les conditions hydroclimatologiques, se situent 4 à 7 mètres au-dessous des niveaux du printemps. Enfin, à l'extrémité orientale de la plaine, on retrouve une stabilité des niveaux jusqu'en 1966, puis une baisse régulière jusqu'en 1970 et une baisse rapide à partir cette date.

VII.4. L'AMENAGEMENT DE LA RIVIERE ZAYANDEH ROUD

L'aménagement de cette rivière s'est fait par la construction de 8 barrages dont le barrage Shah-Abbas qui est un barrage retenue, les autres étant de petits barrages de déversement. L'effet des barrages sur cette rivière se limite à la période d'étiage pendant l'été, sans avoir une grande influence régulatrice sur les crues.

Les caractéristiques d'écoulement de la rivière ont certainement changé depuis la mise en opération du barrage Shah-Abbas en 1970. A titre d'exemple les chiffres suivants de la station Varzaneh qui se trouve à l'extrême aval de cette rivière sont représentatifs de cette régularisation, ou du point de vue de l'hydrologie, de cette perturbation.

Avant la mise en eau de la retenue du barrage (période 1952 - 1970) l'écoulement moyen annuel est de $5,9 \text{ m}^3/\text{s}$. Le minimum des moyennes annuelles est de $0,28 \text{ m}^3/\text{s}$ en 1967-68 et le maximum des moyennes annuelles de $29,6 \text{ m}^3/\text{s}$ en 1954-55. Le minimum des moyennes mensuelles a été de $0,05 \text{ m}^3/\text{s}$ et le minimum instantané de $0,01 \text{ m}^3/\text{s}$.

Après la mise en opération du barrage le débit moyen annuel a été de $2,15 \text{ m}^3/\text{s}$ et les moyennes annuelles se trouvent entre $0,30 \text{ m}^3/\text{s}$ (1970 - 71) et $5,90 \text{ m}^3/\text{s}$ (1975 - 76) et le minimum des moyennes mensuelles est de $0,15 \text{ m}^3/\text{s}$.

L'importance de la régularisation du débit pendant la période d'étiage est due à la nature de l'utilisation des eaux de Zayandeh Roud.

Les trois principaux consommateurs sont l'agriculture, l'industrie et la consommation en eau potable.

Consommation en eau en 1983	millions m^3
Industrie	240
Eau potable	70
Agriculture	1000
Protection de l'environnement du marais de Gavkhuni	45
Evaporation à partir de la surface du lac de barrage	45
Total	1400

Ainsi l'agriculture, la plus grande consommatrice d'eau du Zayandeh Roud, n'a besoin d'environ un milliard de m^3 d'eau que pendant la période d'étiage d'où l'utilité de la construction de barrages réservoirs.

Barrages sur la rivière Zayandeh Roud

Avant l'année 1967 sur la rivière Zayandeh Roud, il existait 5 petits barrages de dérivation qui avaient été utilisés pendant plus de 100 ans pour l'irrigation de la région. Le barrage Shah Abbas est un barrage de retenue complété par un barrage auxiliaire de régulation et deux barrages de dérivation.

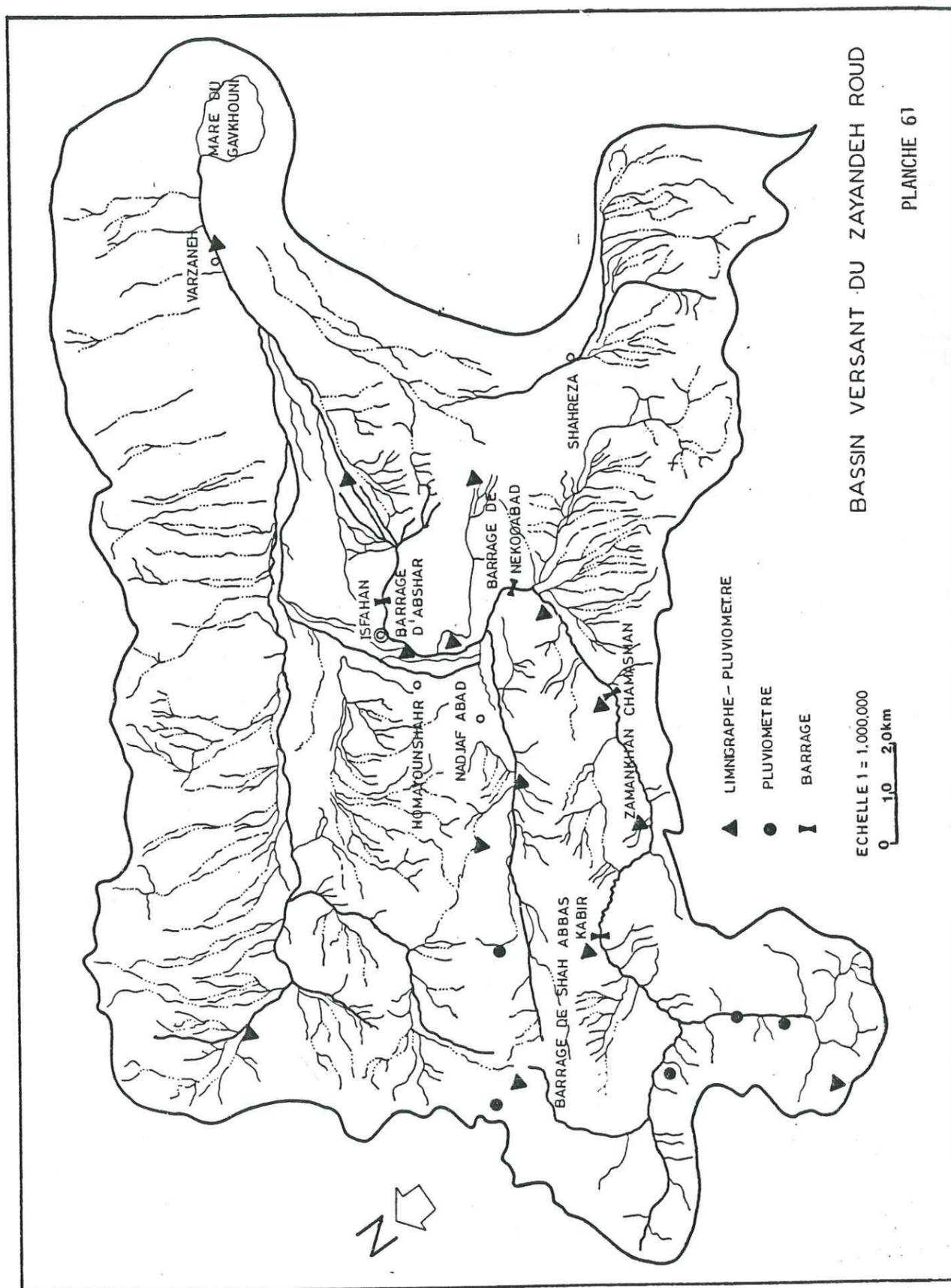
Avec ces dernières réalisations, 8 barrages contrôlent désormais l'écoulement d'eau de la rivière Zayandeh Roud.

Le barrage et la centrale Shah Abbas ont un objectif triple:

- régulariser les débits du Zayandeh Roud et créer une réserve interannuelle permettant le développement des irrigations de la plaine d'Isfahan sur 95000 ha;
- assurer la production d'énergie en pointe pour satisfaire les besoins de la région;
- protéger la ville d'Isfahan et la plaine contre les inondations.

L'aménagement de Shah Abbas, sur la rivière Zayandeh Roud, est situé à 60 km environ à l'ouest d'Isfahan et comprend;

- un barrage d'accumulation en béton du type à voûte épaisse parabolique à double courbure, permettant une retenue de $1250 \times 10^6 \text{ m}^3$;
- une centrale hydro-électrique d'une puissance installée de 55 MW;
- un barrage de compensation (Ganjgah) de $1,450,000 \text{ m}^3$ de capacité utile;



- deux barrages de dérivation : celui de Nekouabad en amont d'Isfahan et celui d'Abshar, immédiatement à l'aval de cette ville.

VII.4.1 Influence de la retenue du barrage de Shah Abbas sur le régime du Zayandeh Roud à Isfahan

La fermeture des vannes de fond du barrage ayant eu lieu au printemps 1970, jusqu'à cette date le régime du Zayandeh-Roud à l'entrée de la plaine d'Isfahan est essentiellement influencé par le régime des précipitations sur le bassin versant. Les valeurs des débits aux diverses stations montrent qu'il y a eu de forts débits en 1968 et 1969 qui sont liés aux fortes précipitations de ces deux années : à Kouhrang, le total annuel des précipitations est de 2030 mm pour 1968 et 1470 mm pour 1969. Pendant ces deux années le débit moyen annuel du Zayandeh Roud a été de $50 \text{ m}^3/\text{s}$ à Pol-e-Kalleh et de $30 \text{ m}^3/\text{s}$ à Pol-e-Khajou. Un tel débit n'est atteint, en moyenne, qu'une année sur 100.

Au printemps 1970, la retenue du barrage a été mise en eau, mais ni pendant l'année 1970, ni pendant l'année 1971, le débit du remplissage n'a eu d'effet très sensible sur le débit du Zayandeh-Roud à Isfahan.

Depuis la mise en service du barrage, les lâchers sont en principe modulés suivant les besoins agricoles, dont le caractère principal est une forte demande pendant la période d'irrigation (Mars à Novembre) et une demande faible en hiver.

Ceci est particulièrement net en 1973 et 1974, l'année 1972 ayant permis de mettre à profit les fortes précipitations du début d'année pour porter les réserves emmagasinées de 242 Mm^3 à 1082 Mm^3 .

Le débit moyen à Pol-e-Kalleh pour ces deux années durant les 9 premiers mois de l'année iranienne est de l'ordre de $35 \text{ m}^3/\text{s}$ avec une pointe pendant le mois de Juin, mois de forts besoins. En hiver, il s'établit aux environs de $25 \text{ m}^3/\text{s}$, soit environ 67% du débit moyen de la période d'irrigation.

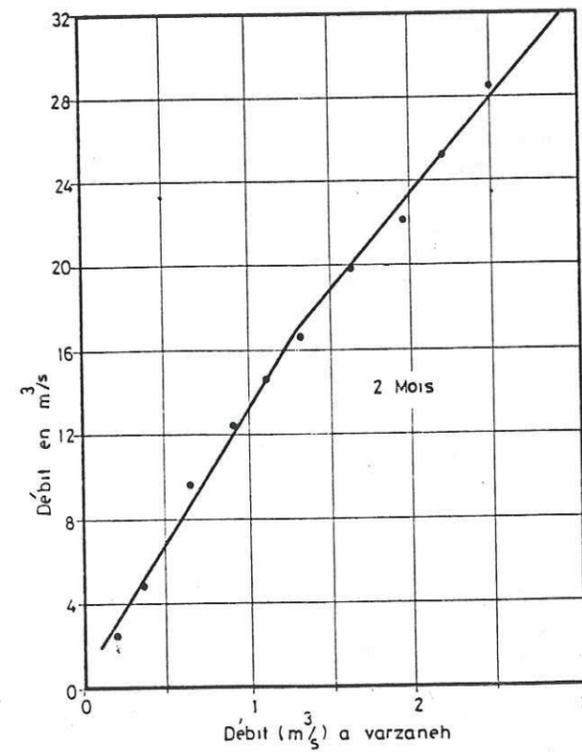
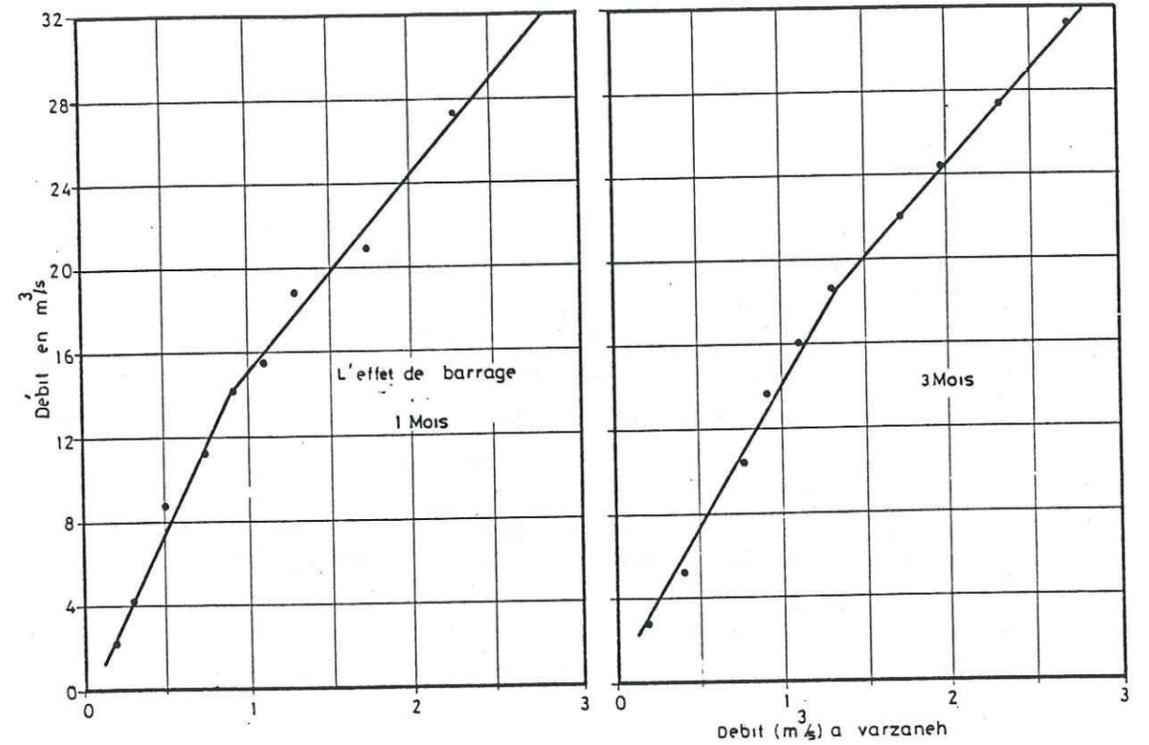
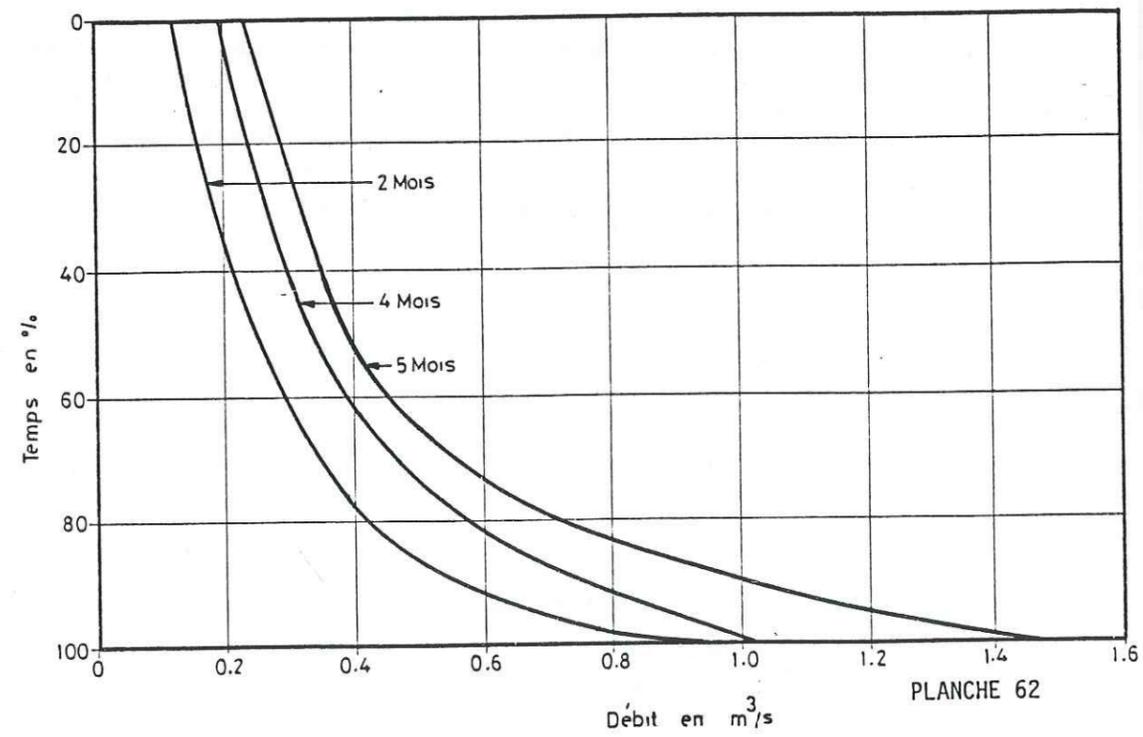
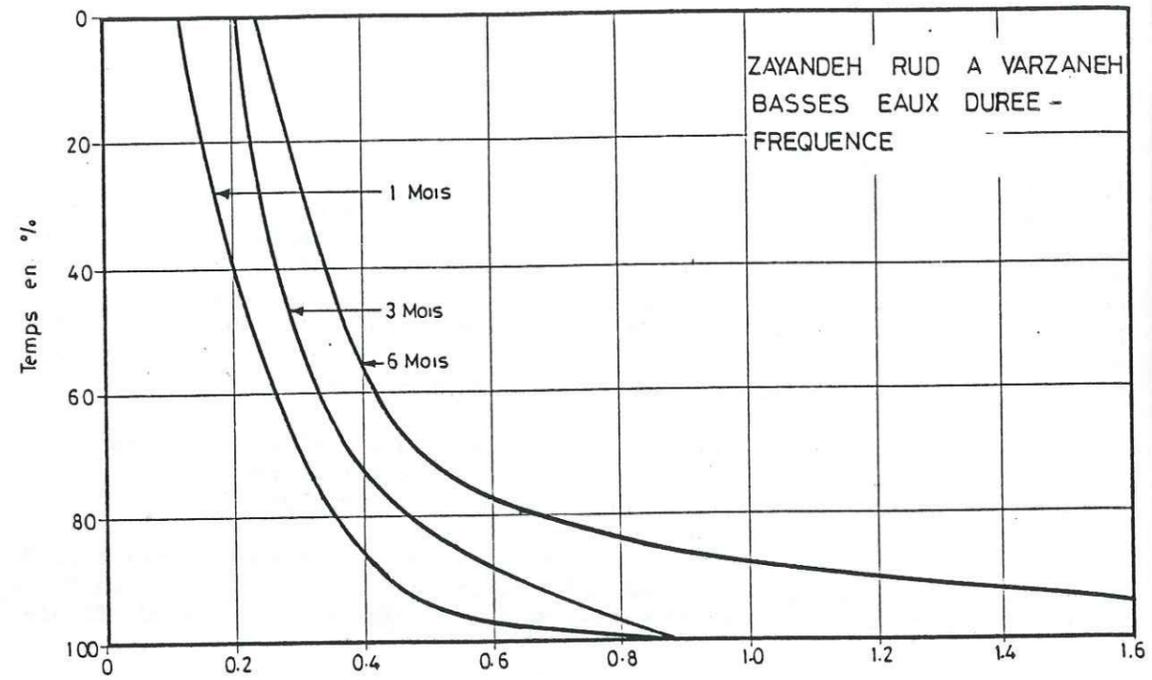
VII.4.1. Influence des barrages sur le débit d'étiage de la rivière Zayandeh Roud

Dans cette analyse on a utilisé les données limnimétriques des stations de Varzaneh et Kouhrang qui se situent respectivement aux extrêmes aval et amont de la rivière Zayandeh Roud.

L'analyse met en évidence l'influence du barrage Shah Abbas sur le régime des débits de la rivière. Pour ce faire, l'analyse de la courbe "double masse" a été appliquée.

Les courbes double masse des débits à la sortie du tunnel Kouhrang (à l'amont des barrages) ont été développées de la façon suivante :

1. les moyennes des débits d'étiage cumulés pendant 1 mois depuis 1966 à 1976 ont été déterminés pour chaque station;
2. Cela a été répété pour des durées de 2, 3, 4, 5 et 6 mois.



ZAYANDEH RUD
CORRELATION
DES DEBITS MOYENS DE BASSES EAUX
VARZANEH KUHRANG

3. Les valeurs ainsi obtenues donnent les coordonnées des points par lesquels on fait passer les droites des diagrammes souhaités. (Pl. 62, et 63)

L'influence du barrage Shah Abbas sur l'écoulement de la rivière, d'après ces diagrammes, est bien claire. Le changement des pentes des droites représente un accroissement de débit pendant la période d'étiage.

VII.4.1.1. Relations étiage - fréquence - durée

Le deuxième objectif de l'étude d'étiage de la rivière Zayandeh Roud a été de trouver les relations étiage - fréquence - durée. Cela s'est fait de la façon suivante:

1. Les valeurs moyennes des débits minimaux (par exemple 1 mois) ont été rangées par l'ordre de grandeurs croissantes, (plus petite valeur n°1);
2. l'intervalle de récurrence (R) égal ou inférieur à chaque valeur a été déterminé par

$$R = \frac{n + 1}{m}$$

n = nombres des années dont les données sont utilisées
m = nombre du rang dans la série classée par ordre croissant.

3. Chaque valeur de débit a été portée sur le diagramme de probabilité contre son intervalle de recurrence.
4. Aux points ainsi obtenus on ajuste les courbes d'étiage - périodes de retour (Pl. 64).

A partir de ces courbes pour une période de retour de 100 ans les débits moyens d'étiage de 1, 2, 3, 4, 5 et 6 mois seront respectivement de 0,058, 0,060, 0,140, 0,142, 0,178, et 0,186 m³/sec.

Ces résultats ainsi que les données obtenues à partir de 24 ans de mesures limnimétriques journalières à la station de Varzaneh montrent que les barrages actuellement existants sur la rivière Zayandeh Roud n'ont pas la capacité suffisante pour contrôler l'écoulement de la rivière. Pendant ces dernières années l'eau excédentaire de la retenue du barrage Shah Abbas a été évacuée plusieurs fois par ses évacuateurs de crues. Pendant des visites que nous avons faites au marais Gavkhuni les observations de tracés d'eau du marais nous ont montré ce fait.

Cet aspect est aussi illustré par les courbes des pl. 62 et 63. Elles montrent le pourcentage du temps pendant lequel le débit moyen par exemple d'un mois sera égal ou inférieur à celui obtenu à partir de la courbe correspondante (dans cet exemple la courbe de la durée d'un mois).

Ces diagrammes ont été préparés en utilisant les valeurs moyennes sur 24 ans des faibles débits de la station de jaugeage de Varzaneh (tableau). Par exemple la courbe de durée d'un mois montre que pendant 70% du temps le débit moyen sera inférieur à 0,3 m³/s et celle de durée de 6 mois montre que pendant 25 % du temps le débit moyen sera inférieur à 0,3 m³/sec.

Les besoins en eau à Isfahan ont une forme croissante d'un jour à l'autre. Ce fait est dû à l'accroissement démographique de 4 % par an) à l'expansion industrielle, et au développement agricole nécessaire. Ces réalités exigent des programmations appropriées c'est à dire:

ZAYANDEH RUD A VARZANEH BASSES EAUX

DURÉE - FREQUENCE

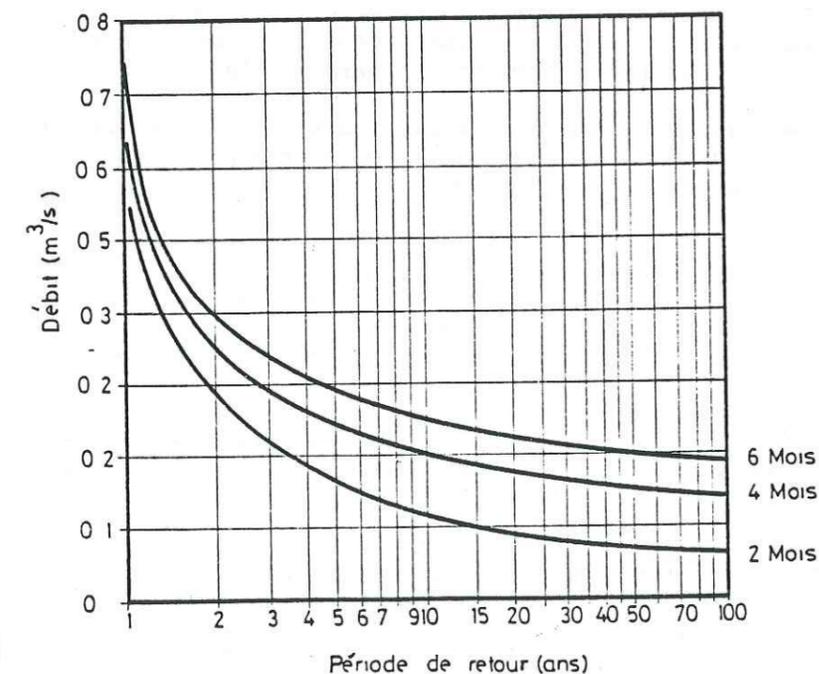
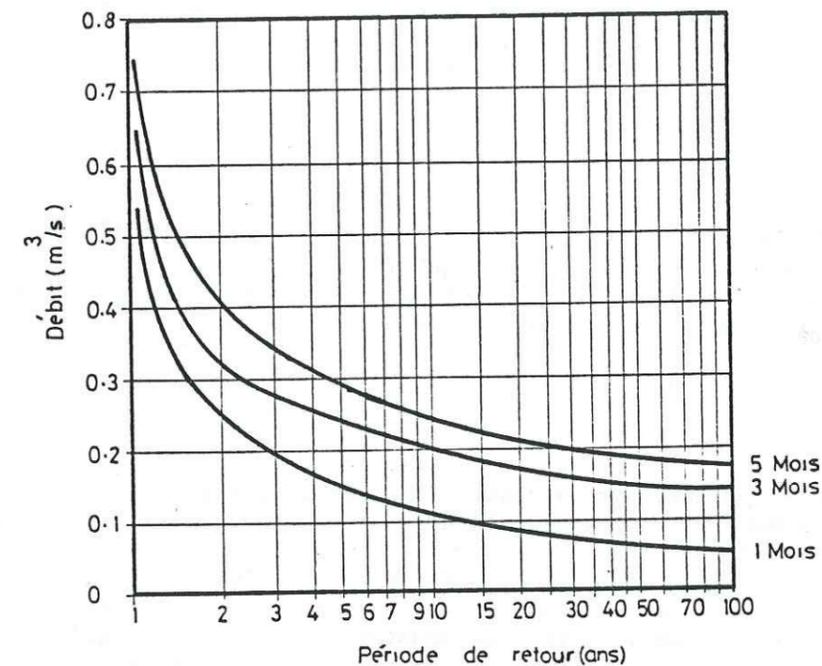


PLANCHE 64

La réalisation du projet de trans-bassin par le deuxième tunnel de Kuhrang et l'emmagasinement des crues à faible période de retour du bassin de Zayandeh-Roud par un deuxième barrage réservoir.

L'aménagement actuel n'a en effet pas une grande influence sur le débit d'étiage de la rivière d'une part et d'autre part il ne peut pas contrôler les débits des crues. Nous allons voir quelles sont l'ampleur des crues dans ce bassin versant.

VII.5. PRECIPITATIONS

Le modèle des précipitations à Isfahan se résume en disant que les étés sont presque toujours secs et 94% des précipitations se produisent pendant la période de Novembre à Mai. Septembre étant le mois le plus sec pendant 12 années consécutives n'a pas eu de précipitations.

Il y a deux maximums pendant la saison de pluie : le premier est associé avec la saison convective du printemps et le second correspond à des cyclones extra-tropicaux du sud.

Les courbes montrent aussi une faible montée au sein de la saison sèche (en juillet) cela est dû à l'effet de mousson du Sud-Est de l'Asie. Cet effet se termine dans la région d'Isfahan et ne s'étend pas vers le nord-ouest.

La distribution spatiale des précipitations dans la région d'Isfahan est montrée par la pl. , (les isohyètes et les courbes présentant les nombres de jours avec des précipitations pendant l'année).

On peut voir clairement l'effet orographique. La hauteur des précipitations, dans les altitudes de seulement 500 mètres plus hautes qu'Isfahan, est 3 fois plus élevée que celle d'Isfahan.

Pendant la période de novembre à avril où les hautes pressions sibériennes sont suffisamment puissantes pour pousser l'air très froid de surface ($< 0^{\circ}\text{C}$) vers le sud, les précipitations se font sous forme de neige. La moyenne des nombres de jours où la neige tombe est de 4 à 5 jours dans les montagnes, de 3 jours à Isfahan, et 1 ou 2 jours dans les basses zones de la région.

En altitude les précipitations peuvent atteindre des valeurs relativement élevées, pendant l'hiver et au printemps. Les probabilités annuelles des diverses hauteurs des précipitations ont été obtenues par la distribution des valeurs extrêmes de Log Pearson type 3 :

Probabilité annuelle	hauteur des précipitations -24 heures (mm)
0.5	21
0.2	30
0.1	37
0.04	45
0.02	54
0.01	60

Si l'on compare la hauteur des précipitations centenaire de 24 heures (60 mm) à celle des précipitations maximales probables (490 mm) on trouve que la différence est énorme. Tandis que dans le cas du bassin de Sisingan au nord de l'Alborz nous avons obtenu des valeurs logiques:

- hauteur des précipitations centennaires de 24 heures = 288 mm
- hauteur des précipitations maximales probables = 611 mm

Dans la plaine d'Isfahan la différence mentionnée s'explique d'une part par l'insuffisance des données statistiques et d'autre part par la conception de la méthode appliquée (climatologie dynamique) ainsi que par la nature imprévisible des climats variés des zones désertiques.

VII.5.1. Précipitation maximale probable (PMP)

La PMP en chaque lieu doit représenter la hauteur, la distribution temporelle et spatiale des précipitations qui s'approchent d'une limite que l'atmosphère et la topographie régionale pourraient déterminer.

L'analyse de PMP effectuée dans cette étude est en conformité avec la définition de la PMP établie par l'Organisation Météorologique Mondiale. L'estimation de la PMP pour le bassin du Zayandeh Roud a été obtenue en généralisant la valeur de la PMP d'un de ses affluents à l'ensemble du bassin.

Le calcul a été effectué sur la base d'optimisation des phénomènes atmosphériques paroxysmaux considérés comme représentatifs du Plateau central de l'Iran. Une comparaison des caractéristiques climatologiques et de leurs variations associées avec le mécanisme des précipitations et les analyses météorologiques de la région a servi de base pour établir le plafond des conditions orageuses maximales dans le bassin de Porzu.

Les conditions critiques produisant la PMP ont été déterminées pour:

- les chroniques climatologiques disponibles;
- les caractéristiques des masses d'air (eau précipitable effective, températures, vents);
- les situations synoptiques persistantes pendant l'orage dans la région;
- la saison d'occurrence;
- la topographie de la région;
- la localisation géographique;

La précipitation totale a été déterminée en ajoutant deux composants : les précipitations de convergence et les précipitations orographiques.

Les précipitations de convergence sont associées aux surfaces de contact (Fronts) entre des masses d'air de température et d'humidité différentes. Les grands cyclones extra-tropicaux se produisent comme de gigantesques tourbillons au sein de l'atmosphère dans les régions dites de "convergence" où se rencontrent deux ou plusieurs "masses d'air". Quelle que soit l'origine de ces phénomènes, dans ces zones de convergence, les masses d'air les plus chaudes et les plus humides - donc les plus légères - sont énergiquement poussées vers les hautes altitudes. Il en résulte un refroidissement énergétique et une condensation active qui peuvent être suffisants pour produire des précipitations.

Le modèle de convergence implique que: l'air humide converge en général horizontalement vers la zone d'orage; il monte, et ensuite se refroidit en raison de son expansion adiabatique. La PMP se produira lorsque la vapeur d'eau atteindra une quantité maximale dans l'air.

Pour estimer la valeur de la "précipitation maximale probable" deux méthodes peuvent être employées: méthode statistique et méthode de météorologie dynamique. Dans l'étude présente c'est la deuxième méthode qui nous intéresse. De ce fait, avant de commencer l'étude de la "PMP", il sera utile de développer une méthode pour la prévision des précipitations par le modèle numérique de météorologie dynamique. Mais avant tout il faut définir certains termes utilisés dans cette étude.

VII.5.1.1. Définitions.

- Teneur en vapeur d'eau de l'atmosphère

Le poids de vapeur d'eau par m^3 d'air atmosphérique (l'humidité spécifique) varie beaucoup dans le temps et dans l'espace, principalement suivant la température; celle-ci diminue en fonction de l'altitude et la densité de l'air. L'humidité spécifique atteint la valeur de 25 gr par kg d'air dans les zones tropicales maritimes et descend au-dessous de 0,5 gr par kg dans l'air arctique continental.

En sachant que les 9/10 de la vapeur d'eau de l'atmosphère se trouvent contenus dans les 5 premiers kilomètres de la couche inférieure de celle-ci, on peut se demander comment les précipitations peuvent dépasser des centaines de millimètres sur le Plateau central de l'Iran, qui est une zone si sèche. Mais, si les précipitations peuvent atteindre en quelques heures sur certaines zones des hauteurs beaucoup plus élevées c'est que d'une part, celles-ci constituent généralement des aires de basses pressions sur lesquelles des vents convergents transportent l'humidité de vastes régions adjacentes et que, d'autre part, la "relation du stock" d'humidité atmosphérique est relativement rapide.

- Tension de vapeur

Dans un mélange de gaz (ou de vapeurs assimilables à des gaz parfaits) chacun d'eux exerce une pression partielle indépendante de celle des autres gaz. La pression partielle ainsi engendrée par la vapeur d'eau s'appelle sa "tension de vapeur". Si la pression totale de l'air humide contenue dans une enceinte est P et si, toute cette vapeur ayant été enlevée, la pression totale, due alors uniquement à l'air sec, tombe à P' , la différence:

$$e = P - P'$$

est la tension de vapeur.

- Point de rosée

"Le point de rosée" d'une masse d'air humide à la température T , à la pression P et ayant un rapport de mélange (taux d'humidité) r , est la température T_r à laquelle cet air devrait être refroidi pour devenir saturé, la pression et le rapport de mélange gardant leurs valeurs initiales P et r .

- Le rapport de mélange

Le rapport de mélange r est le rapport de la vapeur d'eau à la masse d'air sec.

VII.5.1.2. Hauteur d'eau condensable

On désigne ainsi la hauteur de la lame d'eau qui, uniformément répartie sur une surface horizontale, correspondrait au poids de vapeur d'eau contenu dans l'atmosphère surmontant la dite surface.

Si l'on connaît, la répartition de la vapeur d'eau sur une verticale, il est facile de calculer pour chaque altitude z la masse dm de vapeur d'eau contenue dans une tranche de $1 m^2$ de surface et d'épaisseur dz .

Si h_a est l'humidité absolue relevée dans cette tranche:

$$dm = h_a dz$$

et en remarquant que $h_a = 217 \frac{e}{T}$

$$dm = 217 \frac{e}{T} dz$$

Par intégration graphique le long de la verticale, on calculera la masse totale d'eau contenue au-dessus de chaque m^2 du lieu considéré:

$$m = 217 \int_0^{\infty} \frac{e}{T} dz$$

On en déduit aisément la "hauteur d'eau condensable" en remarquant qu'un kilogramme d'eau réparti uniformément sur une surface d'un m^2 forme une couche de 1 mm d'épaisseur.

On peut simplifier ce calcul en se donnant à priori la loi de variation de e et de T avec l'altitude z ; la formule ci-dessus permet de calculer "m" à partir de la tension de vapeur e_0 et de la température T_0 observées au sol (c'est à dire pour $z = 0$). On peut utiliser cette méthode simplifiée dans le cas où l'atmosphère au sol n'est pas saturée en subsistant à la température au sol celle du point de rosée.

Cependant une prévision précise de la hauteur des précipitations nécessite de résoudre les équations d'évolution des différentes variables caractérisant l'atmosphère: les champs de vent, la pression, la température et le rapport de mélange de vapeur d'eau.

Si r est le rapport de mélange on a:

$$r = 622 \frac{e}{P_a - e}$$

e , étant la tension (ou pression partielle) de la vapeur d'eau dans l'atmosphère en millibars et

P_a , la pression exprimée en millibars, de l'air considéré
 r , est exprimé en gr par kilogrammes d'air sec.

La condensation se produit quand r atteint le rapport de mélange saturant r_w ; dans l'intégration, on suppose que la vapeur d'eau se conserve donc:

$$\frac{dr}{dt} = 0$$

Par la condensation des gouttes des pluies se forment dans les hautes couches de l'atmosphère; elles peuvent s'évaporer en passant aux couches inférieures si la valeur de r dans ces couches n'atteint pas celle de r_w . On suppose que le taux d'évaporation d'une goutte est directement proportionnel à sa masse, m, alors:

$$\frac{dm}{dt} = -km$$

où k est une constante ($k > 0$)

on a :

$$\int \frac{dm}{m} = - \int k dt$$

$$\ln m = -kt - \ln C$$

$$m = C e^{-kt}$$

à $t = 0$ $m = m_0$
 donc $m = m_0 e^{-kt}$

Le coefficient k dépend de $\frac{e_w - e}{p}$ (Dalton)

(e_w = la tension de vapeur saturante), et de la vitesse de chute qui, celle-ci à son tour, dépend du diamètre.

Le taux de variation de la masse m d'une goutte d'eau en chute libre peut, selon Kessler s'écrire:

$$\frac{dm}{dt} = - 2,24 \times 10^{-2} D^{8/5} \rho_w (r_w - r)$$

ρ_w = la densité de l'eau

D = le diamètre de la goutte

$$D = \left(\frac{6m}{\rho_w \pi} \right)^{1/3}$$

$$\frac{dm}{dt} = -2,24 \times 10^{-2} m^{8/15} \times \left(\frac{6}{\pi} \right)^{8/15} \rho_w^{7/15} (r_w - r)$$

$$\frac{dm}{m^{8/15}} = \int -0,031631 \rho_w^{7/15} (r_w - r) dt$$

A l'instant $t = 0$ $m = m_0$ donc C constante d'intégration sera:

$$C = m_0^{7/15}$$

$$m^{7/15} = -0,01476 \rho_w^{7/15} \left[(r_w - r) t + m_0^{7/15} \right]$$

$$m^{7/15} = 0,01476 \rho_w^{7/15} \left[(r_w - r) t + 50 D^{7/5} \right]$$

$$m = 0,00012 \rho_w \left[- (r_w - r) t + 50 D^{1,4} \right]^{15/7}$$

m est la masse d'une goutte à l'instant t et le taux d'évaporation d'une goutte sera : $\Delta m = m_0 - m$.

L'énergie nécessaire pour l'évaporation, Qh provient de l'air ambiant, qui cause le refroidissement de l'air de T_1 °C à T_2 °C.

$$Qh = 594,9 - 0,51 T$$

Qh = la chaleur la tente en cal/gr

T = la température

$$C (T_2 - T_1) = L (r_2 - r_1)$$

L et C sont des constantes.

Si $r_2 > r_w(T_2)$ il y a condensation; on cherche alors de nouvelles valeurs r_3 en T_3 satisfaisant

$$r_3 = r_w(T_3)$$

$$C(T_3 - T_2) = L(r_2 - r_3)$$

La première équation indique la saturation et la deuxième rend compte de l'échauffement de l'air correspondant au dégagement de la quantité de chaleur L ($r_2 - r_3$) par transformation en liquide de la quantité ($r_2 - r_3$).

Supposons qu'une masse humide dont le rapport de mélange est r_1 et la composante normale de la vitesse est Vn, par une ascension adiabatique atteint une altitude H_1 , la condensation produira N° gouttes de diamètres variables et on obtient l'évaporation de N° gouttes par l'équation :

$$E = \frac{\Delta m}{m_0} M_p$$

$$M_p = \sum m$$

L'évaporation de cette quantité d'eau accroît le rapport de vapeur d'eau "r", et diminue la température de l'air ambiant de dt degrés centigrades,

$$\Delta T = \frac{600E}{V_p \cdot t \cdot \rho \cdot 0,3} = \frac{2000}{\rho \cdot V_p \cdot t}$$

$$\Delta T = \frac{2000 \left[(r_1 - r_w(T_1)) Vn \right]}{\rho \cdot m_0 \cdot V_p} \left\{ m_0 - 0,00012 \rho_w \left[(r_w - r) t + 50 D^{1,4} \right]^{15,7} \right\}$$

V = la vitesse limite de chute d'une goutte de diamètre D dans l'air calme en m/s

ρ = la densité de l'air humide;

0,3 = la chaleur spécifique (approximative) de l'air humide par gramme et par degré, C_s , la chaleur spécifique d'un mélange peut se calculer par la formule $C_s = M_1 C_1 + M_2 C_2 +$

$K_1 = \frac{m_1}{m_s}$ = la fraction de masse; la chaleur spécifique (C_p) de l'air à

pression constante et à 0°C est de 0,2397 et celle de la vapeur d'eau de 0,444 cal/gr à 0°C et 760 mm Hg.

600 = la chaleur latente (approximative).

Pour obtenir la densité de l'air à une altitude h , on calcule de la façon suivante :

$$\rho = \frac{m}{RT} \cdot P$$

$$P = P_0 \cdot e^{-\frac{mg}{RT}(h - h_0)}$$

$$\rho = \frac{29}{8.3146 \times 10^7 \left(273.2 + T - \frac{dh \cdot 0,53}{100} \right)} P_0 \cdot e^{-\frac{mg}{RT} dh}$$

Pour simplifier l'équation on a

$$\rho = \frac{M}{v}$$

donc

$$\frac{\rho_1}{\rho_2} = \frac{T_2 P_1}{T_1 P_2}$$

Par approximation $T_1 = T_2 = 273.2 \text{ } ^\circ\text{K}$
on a donc :

$$\rho = \rho_0 \cdot e^{-\frac{Mg}{RT}(h_0 - h)}$$

$\rho_0 = 1,2928$ la densité de l'air à 0°C à h_0

(760 mm Hg) ;

R = constante des gaz parfaits égale à

$$8,3141 \times 10^7 \text{ C.G.S. pour une mole d'air}$$

$M = 29 \text{ gr.}$

$h =$ l'altitude considérée.

A l'instant t_2 les nouvelles conditions sont :

$$t = t_2$$

$$r = r_1 + \Delta r$$

$$T_2 = T_1 + dT$$

Ces paramètres sont préalablement définis et pour $r_w(T_2)$ il faut mettre le rapport de mélange saturé correspondant à la température T_2 . Ainsi l'on continue le calcul en ajoutant l'intervalle du temps dt à la valeur t_2 pour calculer r_3 , T_3 et $r_w(T_3)$ à l'instant t_3 .

Dans chaque intervalle de temps si la couche d'air correspondante est saturée et donc qu'une quantité d'eau s'y trouve également condensée, on l'ajoute à la quantité de précipitation "MP", par contre si la couche n'est pas saturée la quantité de précipitation sera égale à $M_p - E$ qui peut aussi prendre la valeur Zéro.

En intégrant ce schéma de haut en bas, on obtient dans chaque couche les modifications au rapport de mélange de vapeur d'eau et de la température dues aux condensations et évaporations et finalement les précipitations atteignant le sol.

Les valeurs de $r_w(T)$ et la vitesse limite de chute sont obtenues dans les tableaux suivants:

température en °C	-25°	-20	-15	-10	-5	0°	5°	10	15	20	25
Tension de vapeur mm (Hg)	0,48	0,76	1,25	1,96	3,02	4,58	6,54	9,21	12,79	17,54	23,76
pois de la vapeur (gr/m ³)	0,56	0,89	1,40	2,16	3,26	4,85	6,81	9,42	12,85	12,32	23,07

Tableau 52

Diametre des gouttes en (mm)	0,5	1	2	3	4	5	5,5
vitesse limite de chute en air calme (m/s)	2.3	4.4	5,9	7,0	7,7	7,9	8,0

Tableau 53

S'il s'agit de la prévision des précipitations maximales probables, dans les formules ci-dessus, il faut introduire la vapeur d'eau maximale correspondant à un point de rosée maximal persistant pendant 12 heures au niveau de la mer. Dans les résultats de calcul ainsi obtenus, il va falloir introduire également l'effet orographique pour les altitudes de 1200 à 3200 mètres de la région.

VII.5.1.3. Effet orographique sur les précipitations de convergence

Il se traduit en général par 1) la diminution des précipitations avec l'accroissement altimétrique 2) l'accroissement du taux de convergence d'air proportionnellement à l'augmentation de la pente du terrain (les pentes s'opposent aux vents d'orage).

Pour générer les averses de courte durée, les processus atmosphériques sont plus importants que les effets orographiques.

Le tableau ci-dessous résume l'accroissement du taux de précipitation de convergence en fonction du pourcentage des flancs des montagnes qui sont face aux vents.

Pourcentage des flancs face aux vents	4	5	6	7	8	10	12	14	16	18	20	22	24	24
Accroissement des précipitations %	2	5	7	10	14	20	26	29	31	32	33	34	35	35

Tableau 54

VII.5.1.4. Relations "hauteur - durée" des précipitations

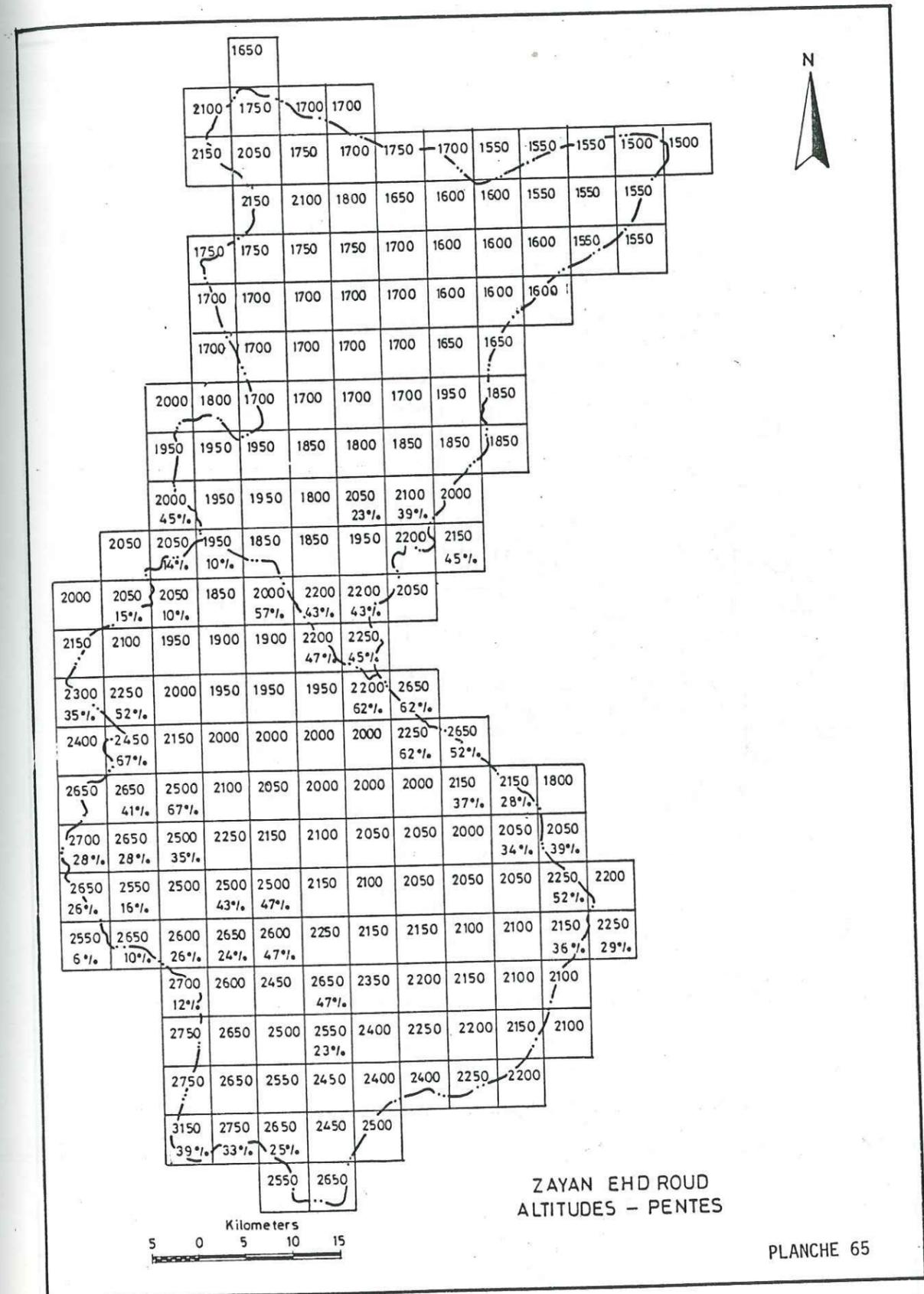
Relations "hauteur- superficie -durée " des précipitations

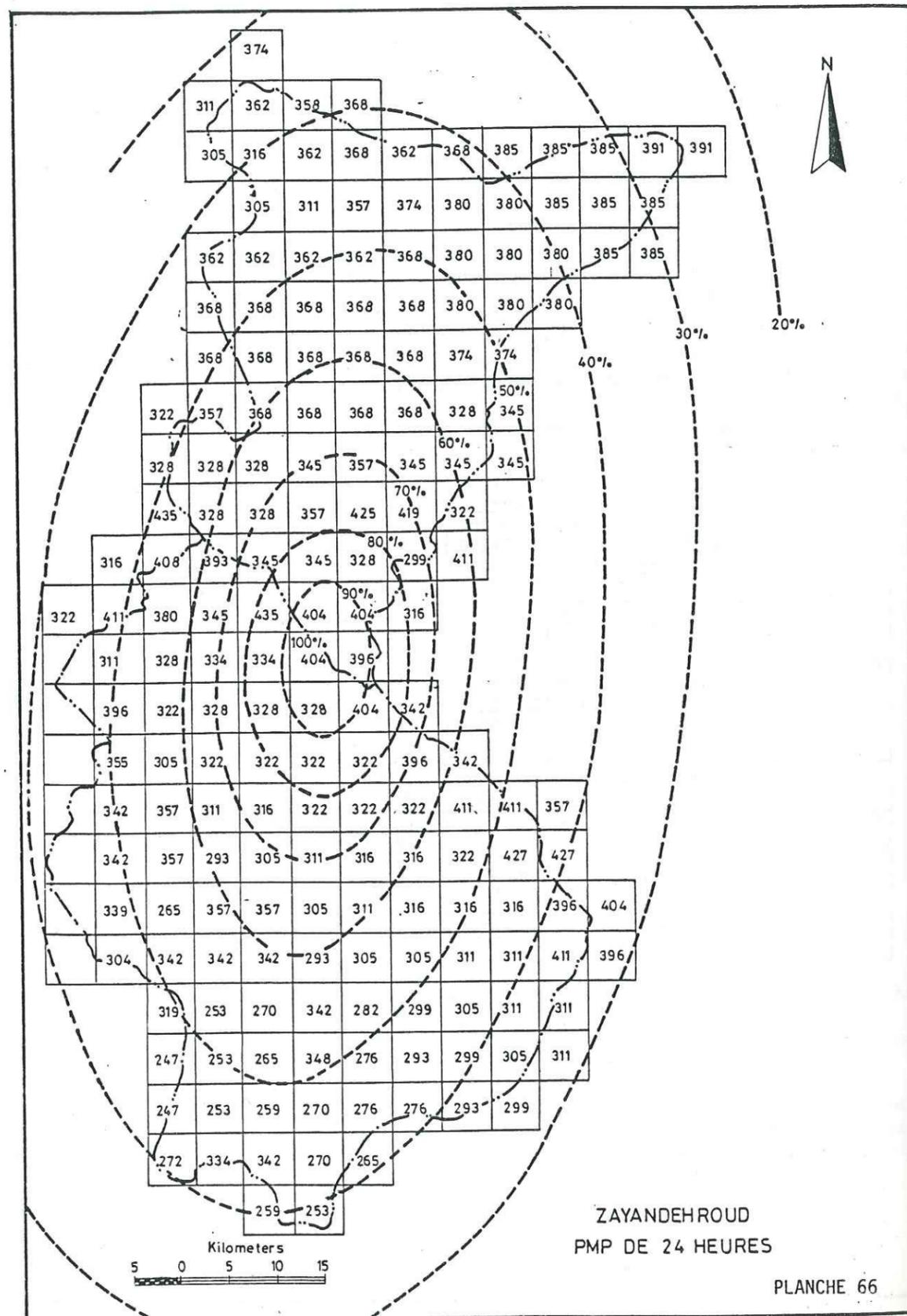
Pour estimer les précipitations produisant l'écoulement de surface critique il est nécessaire de déterminer les relations "hauteur-superficie" et de les combiner avec les relations "hauteur-durée"

Le schéma des isohyètes des fortes précipitations a le plus souvent une forme elliptique, sauf si une influence orographique importante se manifeste et guide la forme du schéma type. Donc le modèle d'isohyètes elliptique (pl. 66) a été développé pour estimer la distribution spatiale de la PMP sur ce bassin.

La position du centre de l'orage susceptible de produire une crue maximale à l'aval du bassin a été déterminée après analyse de 3 positions supposées de ce centre. Le modèle des isohyètes a été centré successivement des façons suivantes:

- a) le centre de l'orage concorde avec celui du bassin;
- b) le centre de l'orage se situe sur le sous-bassin aval;
- c) le centre de l'orage se situe sur le sous-bassin amont.





La pl. 66 illustre l'exemple dans lequel les deux centres concordent. Les processus pour obtenir les valeurs estimées pour la PMP sont:

1. l'utilisation de cartes topographiques au 1/250,000, le bassin a été quadrillé par unité de 25 km². Dans chaque maille ont été déterminées l'altitude moyenne et les pentes face aux directions des vents (sud ouest-ouest) pl. 65.
2. La PMP a été calculée pour chaque maille de 25 km² en employant les résultats de nos calculs (p.6.3.1.3.) et en utilisant les coefficients correspondants de la pente p₁.
A partir des valeurs ainsi obtenues la moyenne de PMP en 24 heures a été calculée pour l'ensemble du bassin versant:
3. Les courbes "hauteur de précipitations - surface - durée" ont été utilisées pour obtenir les valeurs cumulatives de la PMP, et celles de "hauteur de précipitations - durée" pour trouver ces éléments composants.
Les résultats sont

- (197mm) - le centre de l'orage concorde avec celui du bassin;
- (238mm) - le centre de l'orage se situe sur le sous-bassin aval;
- (238mm) - le centre de l'orage se situe sur le sous-bassin amont.

La hauteur moyenne de PMP en 24 heures pour l'ensemble du bassin de Porzu selon les positions d'orage, a, b et c sont respectivement de 197, 238 et 238 mm.

VII.5.1.5. Modèle statistique pour l'estimation de la "PMP"

Le processus statistique utilisé ici pour estimer la PMP est basé sur la description de l'Organisation Météorologique Mondiale (1973).

PMP, précipitation maximale probable, est donnée par l'équation :

$$PMP = \bar{P} + K S_p$$

dans laquelle \bar{P} est la moyenne des précipitations maximales annuelles en 24 heures, k un coefficient empirique et S_p l'écart type des précipitations 24-heures maximales annuelles.

K dépend de \bar{P} et de la durée des précipitations. Les relations empiriques basées sur l'analyse des données de 2600 stations pluviométriques ont été établies par l'Organisation Météorologique Mondiale. Bien que 90% de ces stations soient aux Etats-Unis, grâce aux variations des climats les relations de k présentées peuvent être satisfaisantes pour les autres régions du Monde.

Dans ce calcul, les données de la station météorologique de Shah Réza nous ont servi. Cette station se situe au milieu du bassin du Porzu et possède une série de 13 ans d'observations dont l'analyse pourrait fournir une estimation représentative.

Les résultats de ce calcul sont:

$$\begin{aligned}\bar{p} &= 20,2 \text{ mm} \\ S_p &= 12,7 \text{ mm} \\ k &= 19\end{aligned}$$

Donc

$$\text{PMP} = 261.5 \text{ mm}$$

Si l'on applique l'ajustement "hauteurs de précipitations - surface" ce qui va réduire la valeur obtenue d'environ 25 pourcent, on observe que les résultats obtenus à partir des deux méthodes; dynamique et statistique, sont très proches l'un de l'autre. La comparaison se fait pour le cas de la concordance du centre d'orage à celui du bassin (la hauteur des précipitations est égale à 197 mm).

VII.6. CRUE MAXIMALE PROBABLE (DEFINITION)

La crue maximale probable est par définition la crue hypothétique caractéristique (débit de pointe, volume, et forme de l'hydrogramme qui est considérée comme la plus sévère dans une situation particulière, évaluation basée sur l'analyse hydrométéorologique, sur les précipitations maximales produisant l'écoulement et les facteurs hydrologiques favorisant la formation d'une crue maximale.

On peut déterminer la crue maximale probable à partir de l'estimation des "précipitations maximales probables" sur un bassin versant pendant une période critique, et par le calcul de la pluie excédentaire dans des conditions aussi critiques (l'humidité du terrain et les facteurs correspondants). L'estimation de la crue maximale probable peut être aussi fondée sur une étude statistique des crues historiques observées.

La précipitation maximale probable est définie théoriquement comme la hauteur la plus grande de précipitations pour une durée donnée qui est raisonnablement possible sur un bassin versant et qui produit une crue ayant peu de chances d'être dépassée.

L'estimation de "PMP" se fait couramment à partir de l'analyse détaillée des averses produisant des crues historiques et de l'extrapolation des données historiques.

VII.6.1. Le modèle d'écoulement

Le modèle d'écoulement représente les caractéristiques hydrologiques d'un bassin et sa réponse à des précipitations. L'hydrogramme unitaire est l'un des modèles d'écoulement qui est très employé. Nous avons précédemment appliqué cette méthode de l'hydrogramme unitaire pour la rivière Kan; donc dans ce chapitre afin d'éviter la répétition, seuls les résultats et les méthodes qui sont dissemblables seront expliquées.

Un hydrogramme unitaire synthétique a été développé pour chaque sous-bassin. Pour vérifier cette technique, l'hydrogramme unitaire synthétique a été aussi développé par la méthode de Snyder.

VII.6.1.1. Méthode du "U.S. Soil Conservation Service"

Les caractéristiques de l'hydrogramme unitaire sont définies par les équations suivantes:

$$t_p = t_r/2 + 9,6 t_c$$

$$q_p = \frac{0,21 A.R}{t_p}$$

où

t_r = durée de l'averse unitaire, en heures

t_c = temps de concentration, en heures ;

t_p = temps en heures du début de l'averse jusqu'au débit de pointe;

A = superficie du bassin en km^2 ;

R = volume unitaire de pluie excédentaire (10 mm)

q_p = débit de pointe, m^3/s

Le temps de concentration calculé pour les sous-bassins amont et aval est respectivement de 11,8 et 17,4 heures. Ces résultats sont obtenus par la formule suivante (U.S. Bureau of Reclamation, 1973):

$$t_c = \frac{L^{1,15}}{3020 H^{0,38}}$$

où

L = le plus long cheminement hydraulique d'affluent en km,

H = la différence d'altitude entre la ligne de partage des eaux et l'exutoire,

ces temps de concentration correspondent à la vitesse moyenne d'écoulement de 2,4 m/sec, et 1,3 m/sec, pour les sous-bassins amont et aval.

Avec $t_r = 3$ heures on obtient :
pour le sous bassin amont

$$t_p = 8,6 \text{ heures}$$

$$q_p = 530 \text{ m}^3/\text{s}$$

et pour le sous-bassin aval

$$t_p = 12,0 \text{ heures}$$

$$q_p = 260 \text{ m}^3/\text{s}$$

Le calcul des coordonnées des hydrogrammes unitaires s'est fait en utilisant des proportions de t/t_p et q/q_p (tableau ci-après).

q représente le volume d'écoulement en m^3/s à l'instant t.

t/tp	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	1,0	1,2	1,4	1,6	1,8	2,0	2,4	2,8	3,4	4,0	5,0
q/q _p	0,03	0,10	0,19	0,31	0,47	0,66	0,82	0,93	1,0	0,93	0,78	0,56	0,39	0,28	,147	,077	,029	,011	0,00

Tableau 55

VII.6.1.2. Méthode de Snyder

Le paramètre de base choisi par cette méthode est le "lag" ou "temps de réponse" t_L que Snyder définit comme l'intervalle de temps compris entre l'instant correspondant au centre de gravité du hydrogramme et celui afférent à la pointe de l'hydrogramme unitaire correspondant; il est donné en heures par la formule:

$$t_L = 0,75 c (L.L_g)^{0.3}$$

$$q_p = \frac{0,28 A.R.C}{t_L + \frac{(T - t_L/5,5)}{4}}$$

où

q_p = débit de pointe de l'hydrogramme

L = longueur de l'affluent principal en km

L_g = la distance en km, (mesurée le long du cours d'eau principal) entre la station de jaugeage considérée et le centre de gravité du bassin versant,

A = superficie du bassin en km²

T = durée de l'averse unitaire (ici 3 heures)

c = coefficient d'écoulement (sans dimension)

R = volume unitaire de pluie excédentaire (ici 10 mm)

L'estimation de C est faite à partir de la connaissance du bassin versant et les valeurs de L et L_g ont été déterminées à partir des cartes topographiques au 1:50,000. Les résultats de l'hydrogramme unitaire (3 - heures) ont été résumés dans le tableau suivant.

Bassin versant	Sous bassins	
	amont	aval
superficie (A)(km ²)	2200	1,470
pente (%)	1,1	0,36
L (km)	74,0	83,2
L_g (km)	35	40
C (sans dimension)	0,93	0,66
temps de concentration (t_c) (heures)	11	17
t_L (heures)	10,2	10,9
q_p (m ³ /s)	550	224

Tableau 56

Ces résultats montrent que les valeurs obtenues par les méthodes de Snyder et "U.S. soil conservation service" sont très proches les uns des autres.

VII.6.2. Construction de l'hydrogramme de la crue maximale probable

L'hydrogramme de PMF pour ce tributaire du bassin versant du Zayandeh-Roud a été établi à partir des résultats d'étude de PMP et le modèle d'écoulement de surface (hydrogramme unitaire). On a ajouté l'écoulement de base de 20 m³/s à celui obtenu par les calculs (pl. 67).

La technique de construction de l'hydrogramme de PMF que l'on a appliquée ici est exactement la même que pour l'hydrogramme de la rivière Kan, et la seule différence correspond à la valeur de T (la durée de l'averse unitaire) qui est respectivement d'une heure pour le bassin de Kan et de 3 heures pour celui-ci.

Le débit de pointe ainsi obtenu dans le cas d'un orage centré sur le milieu du bassin est de 10,350 m³/s, et t_p le temps écoulé depuis le début des précipitations jusqu'au débit de pointe est de 56 heures, le volume total d'eau écoulé correspond à un débit spécifique de 228,9 mm soit 86% de la PMP.

Deuxième position - le centre d'orage se situe sur le sous-bassin aval:

débit de pointe = 7 910 m³/s

t_p = 54 heures

débit spécifique = 201,3 mm

V/P = 85%

Troisième position - le centre d'orage se situe sur le sous-bassin amont:

q_p = 9 820 m³/sec

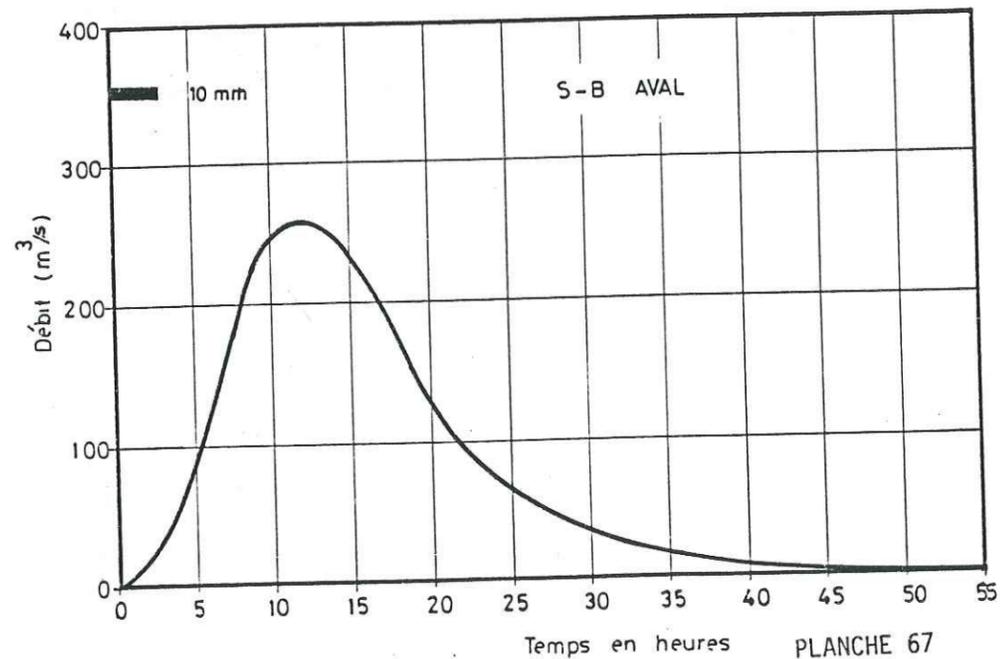
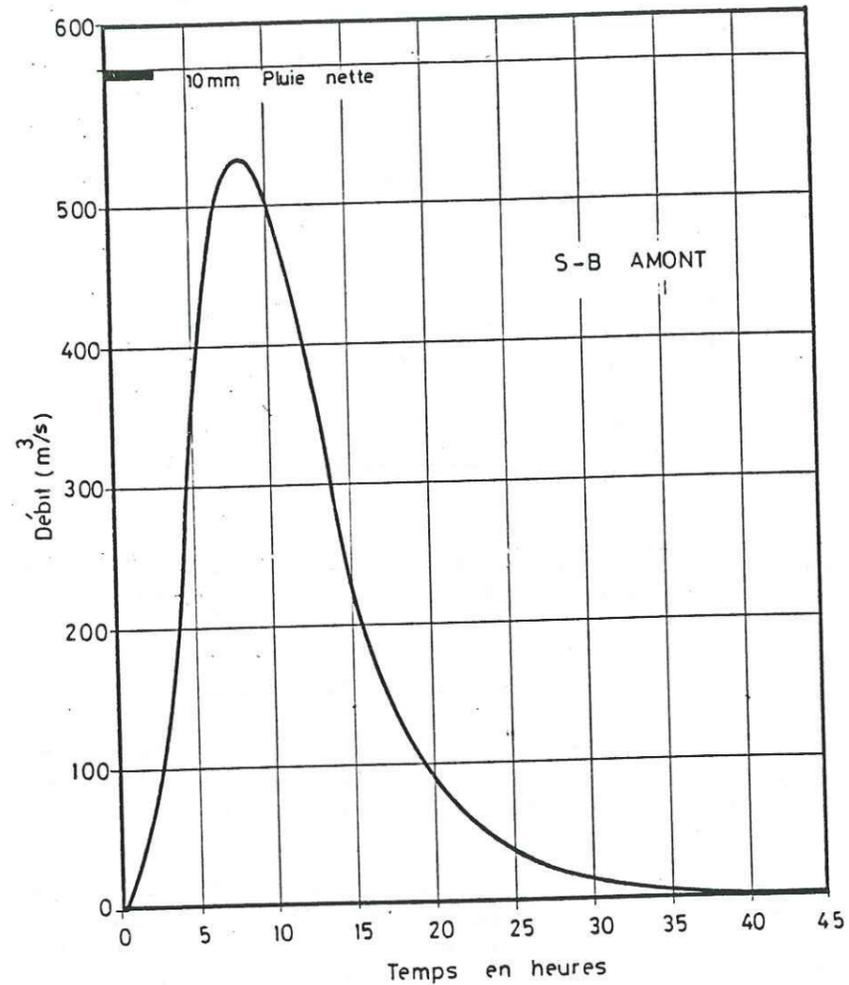
t_p = 57 heures

débit spécifique = 201,1 mm.

V/P = 84%

Donc, la position la plus critique de crue est lorsque l'orage est centré sur le milieu du bassin de Porzu

B.V. PORZU
HYDROGRAMMES UNITAIRES (3 HEURES)



VII.7. CONCLUSION

Par l'approximation et la généralisation des résultats de cette étude sur l'ensemble du bassin du Zayandeh-Roud on constate que:

Le volume total d'eau écoulé durant une crue maximale probable du Zayandeh Roud, à sa limite extrême aval, peut atteindre approximativement 5 milliards de mètres cubes. Ce volume est 4 fois plus élevé que la capacité totale de la retenue du barrage Shah-Abbas. Certainement on n'exige pas une capacité du réservoir pour une crue maximale probable. Mais les conditions hydro-climatologiques de la plaine d'Isfahan d'une part et le rythme d'évolution de sa situation socio-économique d'autre part, justifient surtout dans les conditions d'aujourd'hui un investissement supplémentaire pour emmagasiner les crues ayant relativement une faible période de retour de la rivière.

La hauteur initialement définie pour le barrage a été réduite par la commission des grands barrages suite à l'accident de Malpasset. Par contre, lors de l'étude et la réalisation du barrage, la possibilité de surélévation de sa hauteur a été prévue. Il reste d'une part à contrôler le vieillissement du barrage et à définir la hauteur économique de surélévation et d'autre part un deuxième barrage est nécessaire à la création de la nouvelle retenue.

En ce qui concerne l'impact de l'aménagement trans-bassins sur l'hydrologie du Zayandeh Roud, il convient de noter l'insuffisance de notre étude. Bien que les courbes "double masse" montrent l'influence du débit de Kuhrang à son extrême aval, en raison des perturbations, du régime hydrologique par des prélèvements des eaux au long de la rivière, cette étude n'est pas très précise. Par contre, l'alimentation supplémentaire du Zandeh Roud par le tunnel Kuhrang a un impact évident sur la vie économique de la plaine d'Isfahan.

L'aménagement actuel a conduit à l'augmentation importante des débits d'étiage et à la régularisation des débits disponibles pour le périmètre d'irrigation actuel. Depuis la mise en service du barrage, tous les besoins en eau des périmètres d'irrigation ont été satisfait. Les améliorations conduisant à une meilleure protection contre les plus fortes crues et à l'augmentation des besoins en eau liés à l'augmentation de la population.

CHAPITRE VIII
 LA RUPTURE POTENTIELLE DES BARRAGES
 ET LES CRUES DU FLEUVE KAROUN

Le fleuve Karoun est non seulement la plus grande rivière de cette région mais c'est aussi la plus grande de l'Iran.

La superficie du bassin versant de Karoun est de 61000 km², la rivière se jette dans l'Arvand Roud à Khorramshahr (Pl. 68).

Le Karoun débute dans les hautes altitudes du Zagros à 75 kilomètres au sud-ouest d'Isfahan, coule 400 km dans la direction générale de l'ouest en descendant une série de reliefs anticlinaux et de vallées synclinales, avant son arrivée dans la plaine de Khusestan à Gotvand. Le bassin versant de la rivière à l'amont de Gotvand a une superficie de 31,400 km² et s'étend entre les altitudes de 100 à 3500 mètres.

Le débit moyen interannuel à Gotvand est de 410 m³/sec, qui est produit par l'écoulement de 4 affluents principaux de la rivière à l'amont de Gotvand:

La rivière Khersan		
" "	Bazuft	
" "	Vanak	
" "	Shur	

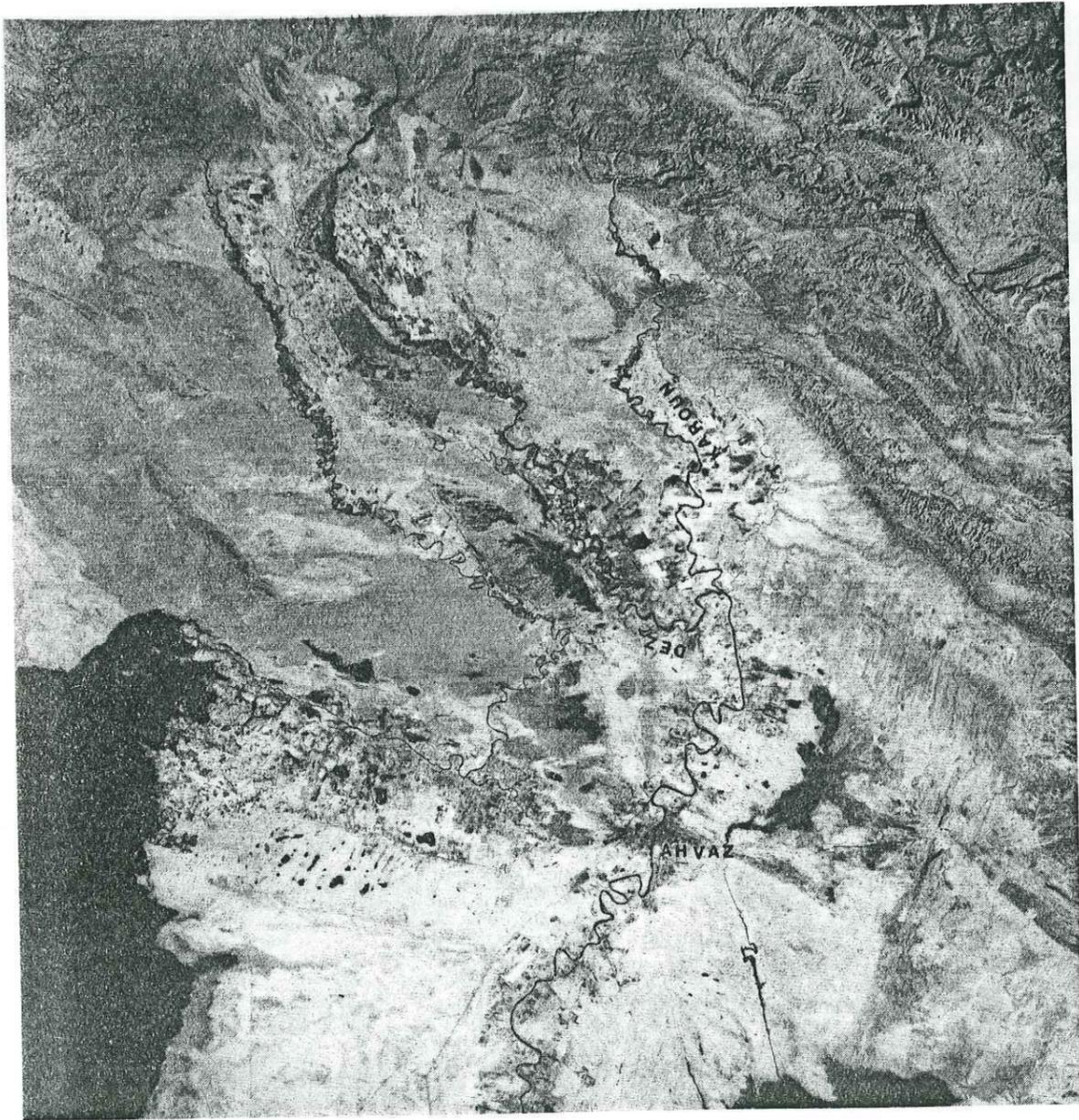
La rivière Dez étant la seule rivière considérable qui rejoint le Karoun à l'aval de Gotvand, draine en moyenne 230 m³/sec de son bassin versant dans la superficie est de 22,500 km². L'aménagement de cette rivière s'est fait en 1963 par la construction du réservoir de Pahlavi et d'un barrage de diversion (pour l'irrigation) à son aval.

nord

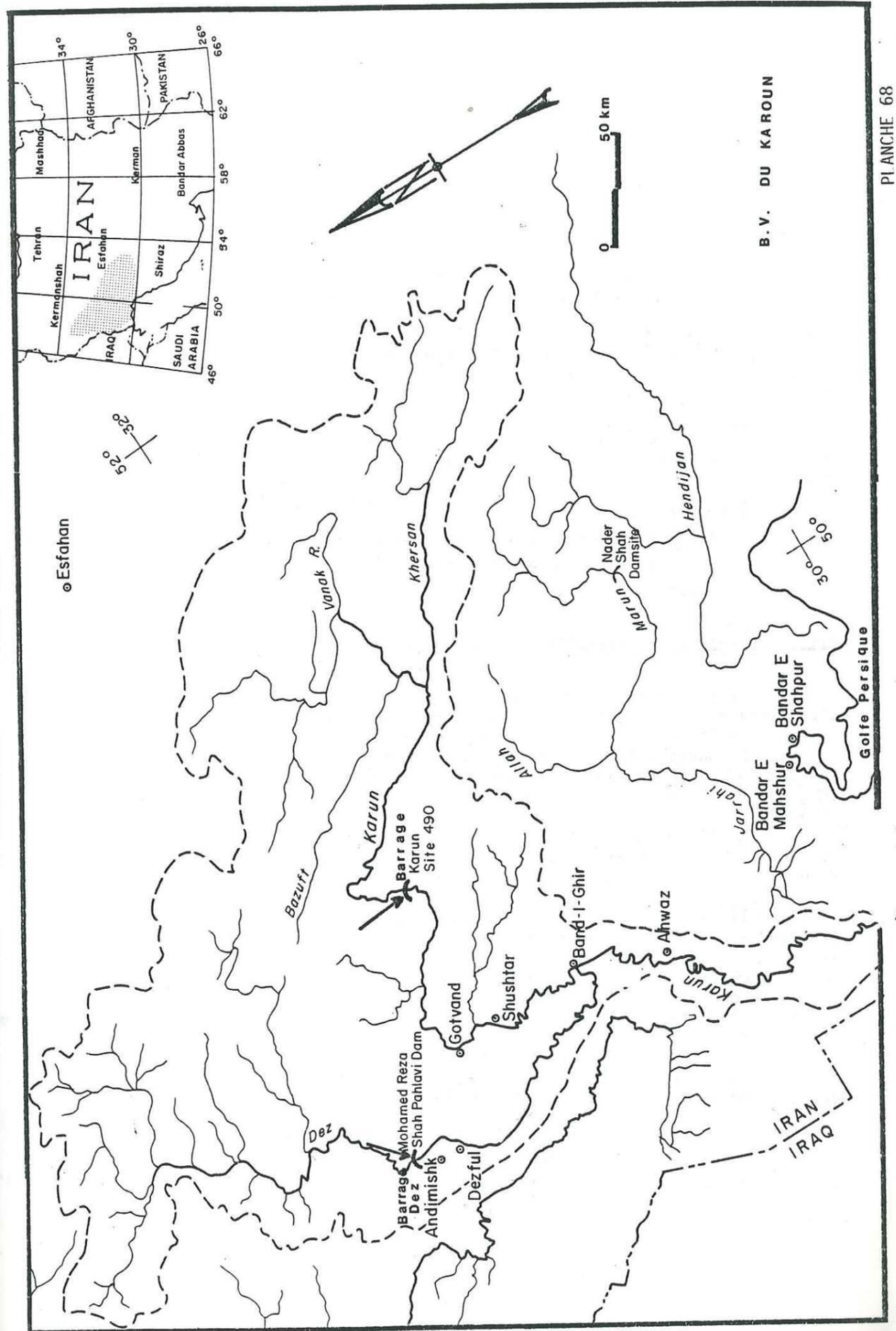


Le Fleuve DEZ à son amont et le lac du barrage

Karoun sud



Le fleuve Karoun à son aval, la plaine de Khovzestan



B. V. DU KAROUN

La pente de la rivière Karoun est de 5 mètres par kilomètre à son amont, de 1,3 m/km près de Gotvand et de 0,3 m/km dans la plaine. Dans la plaine la rivière au long de son lit forme des méandres avant de rejoindre l'Arvand Roud, et celle-ci se jette dans le Golfe Persique.

Une portion majeure de l'écoulement d'été provient de la fonte des neiges des hautes altitudes.

Les débits extrêmes retenus depuis 1952 sont:

La rivière Karoun

maximum	6 241 m ³ /s	, janvier, à Gotvand
minimum	100 m ³ /s	septembre, novembre et décembre à Gotvan

La rivière Dez

maximum,	1 646 m ³ /s	, avril à Bamdej
minimum,	41 m ³ /s	, juillet "

Karoun + Dez

maximum,	6707 m ³ /s	, janvier à Ahvaz
minimum,	133 m ³ /s	, octobre "
moyen	720 m ³ /s	, à Ahvaz

VIII.1. BARRAGES ET RESERVOIRS

Le plan d'aménagement de la rivière Karoun avait prévu la construction d'un certain nombre de barrages, dont le barrage Karoun 1 (490) qui a été achevé (Annexe 9).

Le barrage Karoun 1 (Réza Shah Kabir) est un barrage en béton, voûte à double courbure d'une hauteur de 200 mètres; la capacité totale de réservoir est de 2,900 millions de mètres cubes et la puissance installée dans son usine est de 1000 MW.

A l'amont du barrage Karoun 1 il y avait dans le projet 5 barrages d'accumulation, et à son aval 6 barrages au fil de l'eau pour la production hydroélectrique.

Il existe aussi un barrage de diversion à Gotvand, avec 710 mètres de longueur et 22 mètres de hauteur.

Le barrage Dez (Pahlavi) construit sur la rivière Dez, 25 km à l'amont de la ville Dezful est un barrage d'accumulation en béton du type voûte à double courbure, permettant une retenue de 3,340 millions de mètres cubes et d'une capacité efficace de 2480 Mm³.

La hauteur maximale au-dessus des fondations est de 203 mètres et le développement en crête de 212 mètres.

Il régularise 6938 Mm³ d'eau par an, la puissance installée de son usine est de 520 MW qui pourra produire de 2200 giga Watt heures d'électricité par an. Ainsi 3300 Mm³ d'eau sont fournis pour le barrage de compensation et de diversion d'irrigation de Dez.

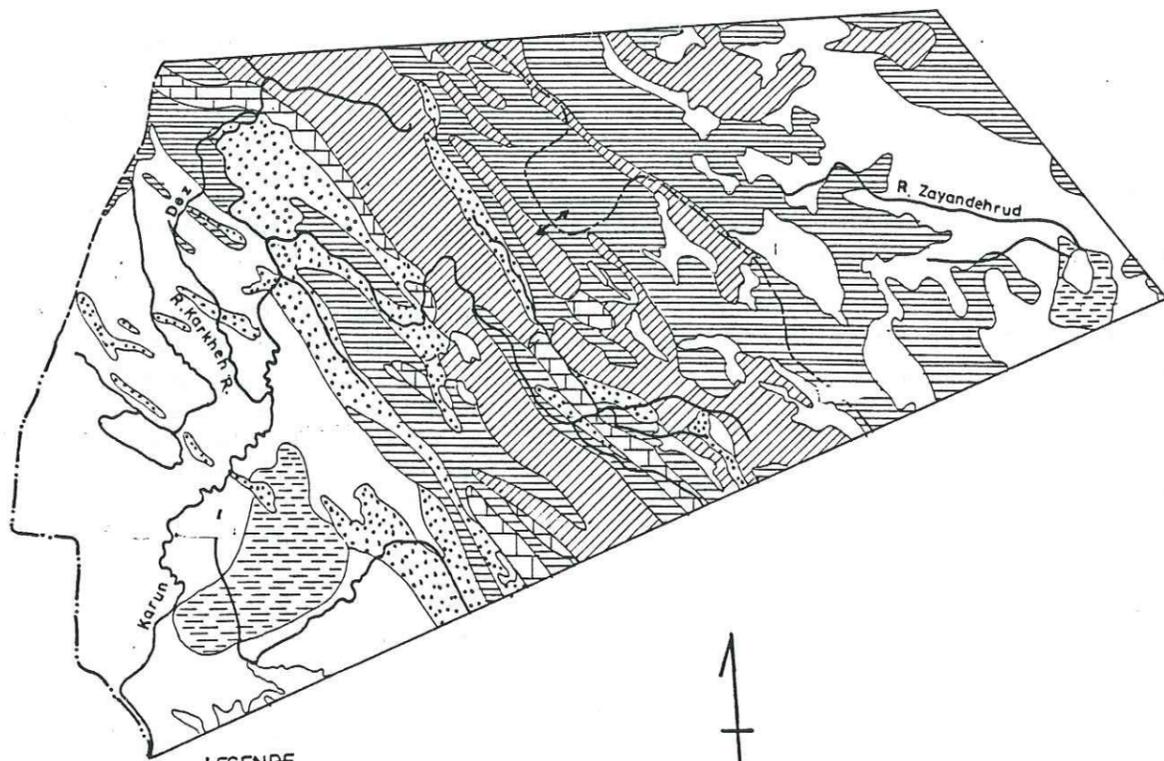
Le barrage Dez contrôle 35% de la superficie du bassin versant du Karoun à l'amont de la ville d'Ahwaz.

Il est difficile d'analyser l'effet de ce barrage sur les périodes de basses eaux, car pendant ces dernières années la guerre a continué dans cette région, et on ne sait pas les besoins en eau de la région pour l'irrigation.

Cependant on estime que le barrage Karoun 1 pourra fournir 127 m³/s d'eau pendant un mois sec d'une année critique avec 2 mètres de chute dans son réservoir et le barrage Dez 50 m³/s.

Ce débit minimum pourrait atteindre 270 m³/s, si l'aménagement de la rivière Karoun se faisait entièrement.

Le débit dérivable pour l'irrigation a été calculé à 100 m³/s; ce calcul s'est fait sur la base du débit minimal historique qui est de 100 m³/s. Dans ce calcul on a certainement tenu compte de la nécessité d'assurer la navigation sur le Arvand Roud, ainsi que de maintenir une barrière contre les eaux salées venant du Golfe Persique, sous l'effet des marées, et d'empêcher la détérioration des palmiers de l'Ile d'Abadan. Enfin il faut fournir de l'eau potable pour les villes d'Ahwaz, Khorramshahr et Abadan.



LEGENDE

-  Formations perméables
-  Formations semi perméables
-  Formations imperméables
-  Dépôts évaporitiques
-  Plaines salées
-  Plaines

Echelle: 1:3000,000

PLANCHE 69

LES BASSINS VERSANTS DU KAROUN ET ZAYANDEH ROUD
DIVISIONS HYDROGEOLOGIQUES

VIII.2. CALCUL DU NIVEAU DE LA SURFACE D'EAU DUE A DES CRUES DE LA RIVIERE OU LA RUPTURE DES BARRAGES

Estuaire et embouchure du Karoun

Pour le calcul du niveau des crues du Karoun dans la plaine, la connaissance du niveau et des fluctuations de la surface d'eau du golfe Persique à l'embouchure du Karoun est indispensable. De ce fait nous allons étudier les houles et marées du Golfe Persique à l'estuaire du Karoun.

VIII.2.1 Les Houles

Hauteur de houle significative

Elle est la hauteur moyenne d'un tiers des vagues les plus élevées.

Selon Reyleigh:

$$P(H > \hat{H}) = e^{-\left(\frac{\hat{H}}{H_{rms}}\right)^2}$$

où $P(H > \hat{H})$ = la probabilité de dépassement de H hauteur de vagues d'une valeur arbitraire " \hat{H} "

H_{rms} = le paramètre de la distribution

$$H_{rms} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N H_j^2}$$

N = le nombre d'observations

$$P(H > \hat{H}) = \frac{n}{N}$$

n = le nombre des vagues d'une hauteur supérieure à \hat{H}

donc:

$$\ln(n) = \ln(N) - \left(\frac{\hat{H}}{H_{rms}}\right)^2$$

En substituant :

$$\begin{aligned} Y(n) &= \ln(n) \\ a &= \ln(N) \\ b &= -H^{-2} \end{aligned}$$

$$-x_n = \hat{H}^2(n)$$

on a :

$$Y(n) = a + bx(n)$$

Les constantes a et b peuvent être déterminées par méthode graphique ou par la droite de distribution des moindres carrés. Les paramètres N et H_{rms} peuvent être calculés à partir des valeurs a et b.

En divisant les hauteurs des vagues observées par H_{rms} , on obtient des valeurs sans dimensions qu'on pourra combiner sur un seul diagramme.

On peut aussi calculer la hauteur de vague ayant une probabilité de n/N par la relation:

$$\left(\frac{\hat{H}}{H_{rms}}\right) = \left[-L_n\left(\frac{n}{N}\right)\right]^{1/2}$$

et la moyenne des hauteurs supérieures à \hat{H} (H) sera:

$$\bar{H}(\hat{H}) = \frac{\int_{\hat{H}}^{\infty} H^2 e^{-\left(\frac{H}{H_{rms}}\right)^2} dh}{\int_{\hat{H}}^{\infty} H e^{-\left(\frac{H}{H_{rms}}\right)^2} dh}$$

L'analyse de 768 mesures des hauteurs de vagues effectuée à Halileh montre que la hauteur de vague significative = 0,51 mètres. Maintenant nous pouvons déterminer (H_{10}) la hauteur moyenne de 10% des vagues les plus élevées et aussi $H_{(1)}$.

Par une solution graphique pour $\hat{H} = 0$ (toutes les vagues sont considérées) on a:

$$\bar{H} = 0,886 H_{rms}$$

$$H_s = 1,416 H_{rms}$$

$$\hat{H} = H_s = 0,51 \text{ m}$$

$$H_{rms} = 0,36$$

pour $P = 0,1$ (10%)

$$\frac{H_{10}}{H_{rms}} = 1,80$$

$$H_{10} = 0,65$$

pour $P = 0,01$ (1%)

$$\frac{H_1}{H_{rms}} = 2,36$$

$$H_1 = 0,85 \text{ m}$$

La période de mesure étant très courte (192 heures) les valeurs obtenues sont très faibles. La hauteur maximale observée pendant cette période est de 1.69 m.

Le résultat de ce calcul sera utilisé dans le paragraphe suivant qui est la prévision de hauteur des houles.

Modèle de prédiction de la hauteur des Houles.

Pour la prédiction des caractéristiques des houles à partir des données météorologiques il faut avoir :

- l'estimation de la vitesse moyenne du vent en surface et sa direction;
- la détermination d'une région où la vitesse et la direction du vent sont raisonnablement constants (tracer un "Fetch");
- l'estimation de la durée du vent sur le "Fetch" permet une estimation raisonnable de la vitesse moyenne du vent pendant 3 heures ayant une période de retour de 100 ans. Elle est de 24,9 m/s (48,3 noeuds).

Le gradient de pression est presque toujours approximativement en équilibre avec l'accélération produite par la rotation de la terre. Sous l'action du gradient barométrique $\frac{dp}{dn}$ chaque unité de masse d'air atmosphérique est soumise à une force de gradient horizontal égale à $\frac{dp}{dn} \times \frac{1}{\rho_a}$ (ρ_a étant la masse spécifique de l'air), dirigée des hautes vers les basses pressions et par la force de Coriolis (F) qui est perpendiculaire à la vitesse du vent:

$$F = 2 \omega v_g \sin \varphi$$

$$F = \frac{dp}{dn} \times \frac{1}{\rho_a}$$

$$v_g = \frac{1}{p} \frac{dp}{dn} \sin \varphi$$

où

$$\omega = 7.29 \times 10^{-5} \text{ radians/seconde}$$

$$\varphi = 29^\circ \text{ N à Bushehr}$$

Le vent géostrophique souffle parallèlement aux lignes d'isobares avec sur le flanc droit de basses pressions.

Pour une vitesse de 24,3 m/s à une température de 20° c on a:

$$24,3 = \frac{1}{1.2038 \times 7,29 \times 10^{-5} \sin 29^\circ} \frac{dp}{dn}$$

A partir de ce calcul on obtient 1,03 mb pour 100 km. Cette valeur nous aide à déterminer, à partir des cartes isobares de la région, la longueur de "Fetch" égale à 200 km.

La méthode de SMB (Sverdrup - Munk - Bretschneider) permet la prévision de la hauteur des houles du Golfe Persique à Halileh:

Selon cette méthode pour les eaux profondes on a :

$$\frac{gH}{U^2} = 0,283 \tanh \left[0,0125 \left(\frac{gF}{U^2} \right)^{0,42} \right]$$

$$\frac{gT}{2\pi U} = 1,20 \tanh \left[0,077 \left(\frac{gF}{U^2} \right)^{0,25} \right]$$

$$\frac{g \cdot t}{U} = k \exp \left\{ \left[A \left(\ln \left(\frac{gF}{U^2} \right) \right)^2 - B \ln \left(\frac{gF}{U^2} \right) + C \right]^{1/2} + D \ln \left(\frac{gF}{U^2} \right) \right\}$$

où

$$\exp \{ x \} = e^{\{ x \}}$$

$$k = 6,5882$$

$$A = 9,0161$$

$$B = 0,3692$$

$$C = 2,2024$$

$$D = 0,8798$$

et

U = vitesse du vent

F = la longueur de "Fetch"

H = la hauteur de vague significative

t = la durée du vent

T = la période de vague

Nous avons préalablement déterminé les caractéristiques des vents dans la région de Bushehr :

$$U = 24,9 \text{ (m/s) ou } 48,3 \text{ (noeuds);}$$

$$t = 3 \text{ heures}$$

$$F = 200 \text{ km, ou } 124,28 \text{ mile statue, } 107,933 \text{ mile nautique}$$

Donc on trouve

$$H = 3,23 \text{ m}$$

$$T = 7,15 \text{ s}$$

$$F_m = (\text{"Fetch" minimum correspondant à ce vent}) = 45 \text{ km.}$$

Près de la ligne côtière du Golfe Persique les vagues des eaux profondes (ce que l'on vient de calculer) arrivent à une zone non-profonde. Les formules appropriées pour les eaux non profondes sont:

$$\frac{gH}{U^2} = 0,283 \tanh \left[0,530 \left(\frac{gd}{U^2} \right)^{0,75} \right] \tanh \left\{ \frac{0,0125 \left(\frac{gF}{U^2} \right)^{0,42}}{\tanh \left[0,530 \left(\frac{gd}{U^2} \right)^{0,75} \right]} \right\}$$

et

$$\frac{gT}{2\pi U} = 1,20 \tanh \left[0,833 \left(\frac{gd}{U^2} \right)^{0,375} \right] \tanh \left\{ \frac{0,077 \left(\frac{gF}{U^2} \right)^{0,25}}{\tanh \left[0,833 \left(\frac{gd}{U^2} \right)^{0,375} \right]} \right\}$$

d = la profondeur moyenne de l'eau
les autres symboles sont les memes que pour les formules des eaux profondes;

Avec d = 6,5 metres (la profondeur moyenne d'une bande de largeur 2 km pres de la ligne côtière) et un facteur de la friction du fond égal à 0,01 on a :

$$u = 24,9 \text{ m/s}$$

$$F = 20 \text{ km}$$

d'ou

$$H = 2,13 \text{ m}$$

$$T = 4,2 \text{ s.}$$

de la même façon pour différentes valeurs de d, nous avons

$$d = 1,5 \text{ m}$$

$$H = 0,8 \text{ m}$$

$$T = 2,6 \text{ s}$$

$$d = 3 \text{ m}$$

$$H = 1,35 \text{ m}$$

$$T = 3,5 \text{ s}$$

$$d = 4,5 \text{ m}$$

$$H = 1,75 \text{ m}$$

$$T = 4,0 \text{ s.}$$

$$d = 7,5 \text{ m}$$

$$H = 2,4 \text{ m}$$

$$T = 4,6 \text{ s}$$

Ces résultats combinés avec les amplitudes des marées fourniront une base pour estimer le niveau critique de la surface d'eau à l'estuaire du Karoun.

VIII.2.2. Niveau maximal des marées dans le Golfe Persique

L'étude ci-dessous permettra de connaître le niveau maximal de la surface d'eau du Golfe Persique à l'embouchure d'Arvand Roud, paramètre nécessaire pour calculer les vitesses du courant en crue dans la plaine de Khuzestan. Ici nous ne considérons que la marée astronomique océanique qui est la déformation de l'océan placé dans le champ évolutif de la force génératrice de la marée lunaire et solaire. Les niveaux de marées utilisés dans cette analyse sont obtenus à partir des mesures effectuées à Halileh (près de la ville Bushehr) du 10 au 25 Juin 1975

La prévision de ce phénomène marin évolutif constitue la prédiction de la hauteur d'eau, hauteur évolutive de la surface marine par rapport à un niveau de référence fixe. Pour ce faire il faut calculer les amplitudes et les angles de phase des parties majeures des marées. La méthode choisie est l'analyse harmonique (Dronkers 1964). La formule harmonique la plus répandue construite à partir d'un potentiel générateur exprimé en fonction du temps comme une somme de termes isochrones, donne de bons résultats lorsque la dénivellation n'est pas trop grande.

Les séries harmoniques pour k parties s'écrivent:

$$y_t = A_0 + \sum A_k \sin \left(\frac{2\pi}{T_k} t + B_k \right)$$

où

y_t = Altitude observée de la marée à l'instant t

A_0 = Niveau de référence

A_k = Amplitude harmonique de la partie k

T_k = période de la partie k

B_k = Différence de phase de la partie k

A_0 représente le niveau moyen de la surface du Golfe Persique à l'embouchure d'Arvand Roud au confluent du Karoun.

Les altitudes des marées observées ont été analysées pour calculer les amplitudes et les angles de phase des parties majeures des marées.

Symboles	Définition	Périodes T_k (heures)	Vitesse (o/h)	Angle de phase _(o)	Amplitudes (m)
S_2	Solaire principale semi-diurne	12,00	30,000	16,90	0,142
M_2	Lunaire " " "	12,42	28,98	38,92	0,328
N_2	Elliptique majeure lunaire	12,66	28,44	276,0	0,016
K_1	Declinationelle luni-solaire	23,93	15,04	264,7	0,500
P_1	Solaire principale diurne	24,07	14,96	96,47	0,056
O_1	Lunaire " " "	25,82	13,94	265,6	0,172

Tableau 57

L'aspect de la courbe de hauteur d'eau en fonction du temps conduit à classer les marées en quatre types, suivant l'importance relative de ses parties diurne et semi-diurne. La classification des marées est basée sur la relation:

$$R = \frac{K_1 + O_1}{M_2 + S_2}$$

où R est le rapport entre les amplitudes des parties principale et semi-diurne. Les marées à Halileh se classent comme luni-solaire principale semi-diurne, où l'on observe deux pleines mers et deux basses mers par jour lunaire (24 h 50 min). Il y a également un inégalité diurne dans les deux pleines mers consécutives d'une part et les deux basses mers consécutives d'autre part. L'heure des pleines mers et des basses mers retarde en moyenne de 50 minutes par jour. Cette analyse aboutit à la prédiction de la hauteur d'eau du Golfe Persique à Halileh:

Hauteur maximale de pleine mer (calculée) = + 1,15 m
 " " " (observée) = + 1,18 m.
 Pendant 15 jours d'observation = + 1,18 m.

Résultat

Les incertitudes sur les calculs conduisent à prendre une marge de sécurité égale à 0,25 mètres. D'autre part, si l'on effectue la correction correspondant à la dénivellation des niveaux moyens des surfaces d'eau à Halileh et à l'embouchure d'Arvand Roud (de + 0,07 mètres), en admettant une approximation on obtient la hauteur maximale de pleine mer à l'embouchure d'Arvand Roud égale à 1,47 mètres. Cette valeur sera utilisée pour calculer le niveau d'inondation, due à des crues du Karoun ou la rupture des barrages, dans la plaine de Kouzestan.

VIII.2.3 Rupture potentielle des barrages Karoun et Dez

Généralité

Le site des centrales nucléaires Iran 3 et 4 se trouve sur la rive Gauche de la rivière Karoun et à 35 kilomètres au nord de la ville de Khoramshahr. Donc la rupture potentielle des barrages Karoun et Dez qui se situent à l'amont de cette agglomération pourrait les affecter et créer une situation catastrophique. Cette étude a été nécessaire 1. pour déterminer la cote de la plateforme des centrales et 2. pour estimer la hauteur de la digue de protection qui devrait être construite autour des centrales (Planches 70-71, Annexe 10).

Une première étude a été effectuée par les ingénieurs conseils "Tehran Berkley" avec notre participation. La méthode employée est basée sur les équations unidimensionnelles de Saint Venant, où l'écoulement est considéré comme variant graduellement.

Le Laboratoire National d'Hydraulique de l'E.D.F. a fait la deuxième étude et analyse sur les données que nous lui avons fournies. Ils ont employé un modèle bidimensionnel pour la plaine.

Dans le cadre de cette thèse nous avons fait une autre analyse ayant pour base les équations de la ligne d'énergie, car les deux études précédentes ont abouti à des résultats bien divergents. Cette étude de ce fait, nous a paru intéressante pour compléter les deux méthodes. Notre méthode examine la ligne d'eau maximum liée à une crue exceptionnelle.

Hydrogramme de rupture des barrages

Le débit de pointe de l'hydrogramme de la rupture des barrages selon la méthode de "US Army Corps of Engineers" peut se calculer par la formule :

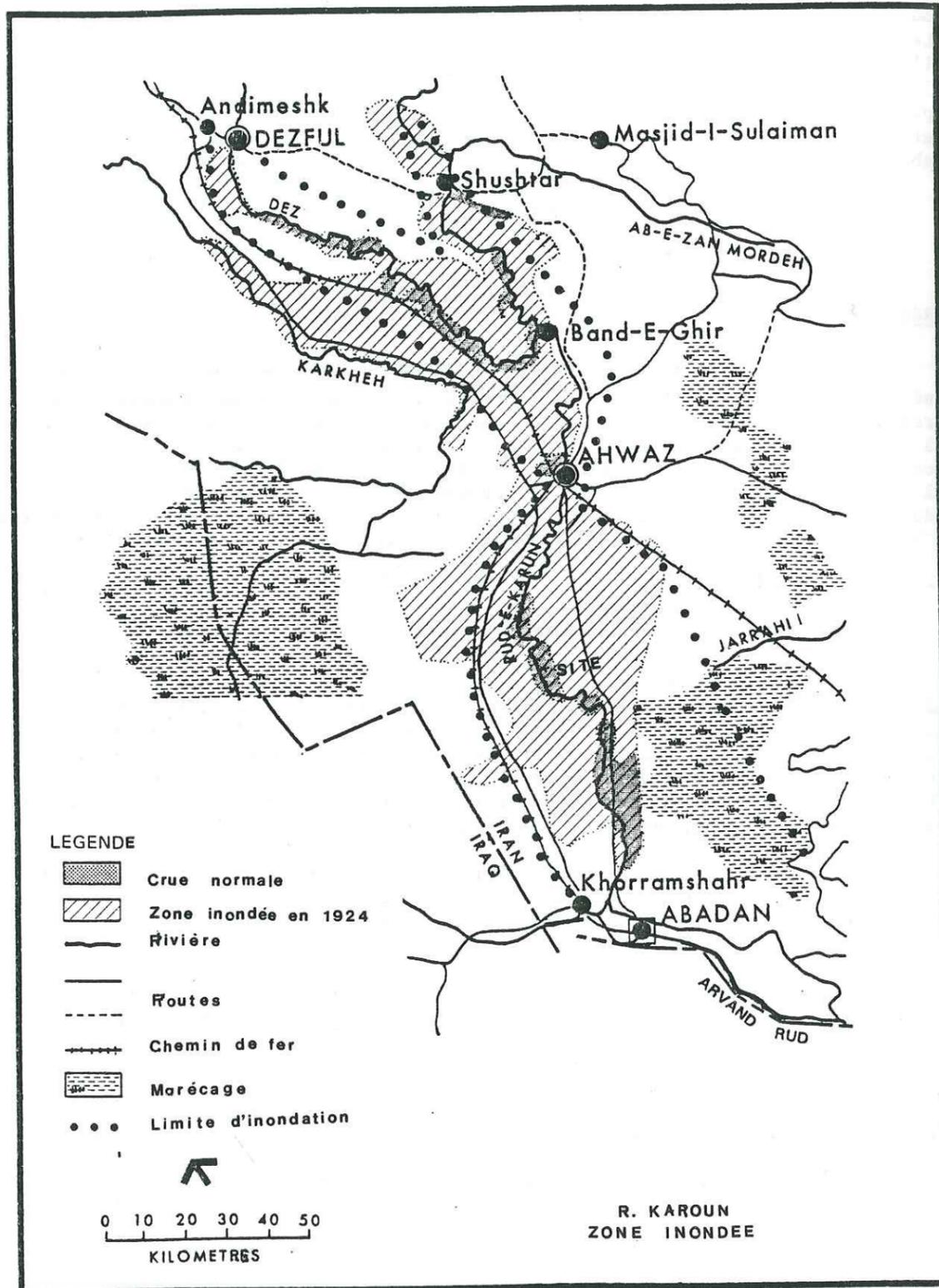
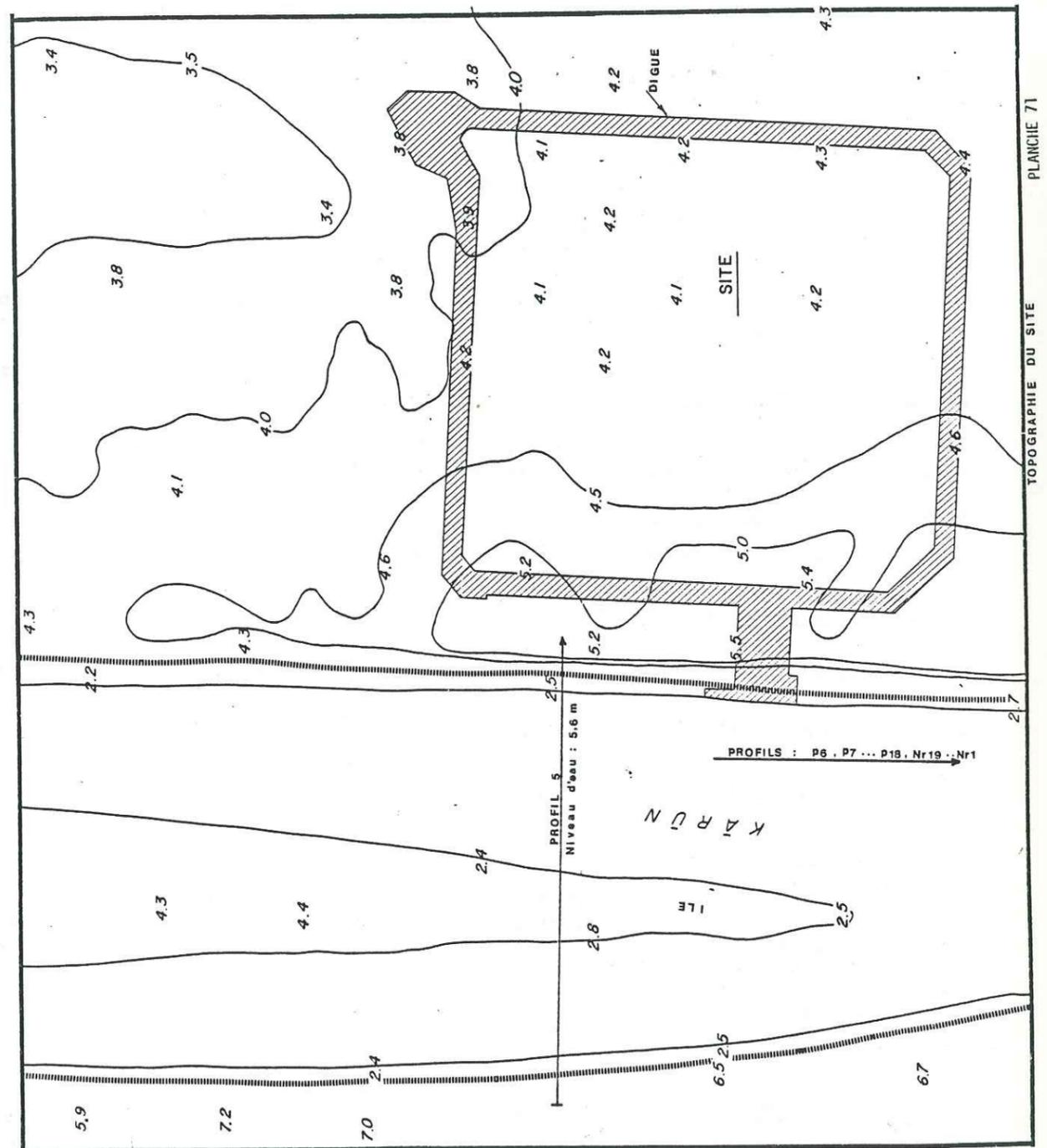


PLANCHE 70



TOPOGRAPHIE DU SITE
PLANCHE 71

$$Q_p = \frac{8}{27} B \sqrt{g} h_o^{3/2}$$

et

$$y_o = \frac{4}{9} h_o$$

où

Q_p = débit de pointe de la houle créée par la rupture du barrage
 B = largeur du barrage
 h_o = profondeur initiale de l'eau à l'amont du barrage
 y_o = profondeur d'écoulement au barrage brisé
 g = accélération de la gravité

L'hydrogramme complet est déterminé après avoir calculé le débit de pointe et par des données expérimentales

Le barrage Karoun a une hauteur de 175 mètres, le niveau de son réservoir est de 545 mètres et sa capacité à plein réservoir de 6.800 Mm³.

La hauteur, le niveau et la capacité du réservoir du barrage Dez sont respectivement : 203 mètres, 3355 mètres et 3,200 Mm³.

Ainsi Q_p Barrage Karoun = 630 000 m³/s
 Q_p Barrage Dez = 480 000 m³/s

VIII.2.3.1 Les équations d'écoulement

Les équations différentielles de base, désignées sous le terme d'équations de Barré de Saint Venant sont:

- l'équation de continuité qui exprime la conservation du volume d'eau.
- l'équation du mouvement exprimant l'équilibre entre les forces de pesanteur, de frottement et d'inertie appliquées à la masse d'eau en mouvement.

a - Equation de continuité

Si, comme c'est fréquemment le cas, le mouvement du liquide s'effectue de telle façon que, dans une section transversale plane, toutes les vitesses soient normales à ce plan et égales entre elles, l'équation de continuité peut se mettre sous la forme suivante :

Soit \vec{V} la vitesse commune des molécules traversant, au temps t , la section plane dont l'aire, à cet instant, a pour valeur A .

Introduisons le débit Q à travers la section A , c'est-à-dire le volume de liquide qui traverse cette section dans l'unité de temps:

$$Q = VA \quad (1)$$

Le volume qui entre dans la section A pendant le temps dt est donc égal à $Q dt$.

Celui qui, pendant le même temps, sort par la section infiniment voisine et distante de la première de " dx " est :

$$Q dt + \frac{\partial Q}{\partial x} dx dt \quad (2)$$

la différence de ces deux expressions soit:

$$- \frac{\partial Q}{\partial x} dx dt \quad (3)$$

représente l'accroissement de volume entre les deux sections.

Puisque la masse volumique est supposée constante, cet accroissement de volume ne peut être égal qu'au produit de " dx " par l'accroissement de section pendant le temps dt , ce qui donne la relation:

$$- \frac{\partial Q}{\partial x} dx dt = \frac{\partial A}{\partial t} dt dx \quad (4)$$

Autrement dit le débit varie dans l'espace (le long de x) pendant que la section varie dans le temps :

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (5)$$

b- Equation de mouvement

L'équation de mouvement se traduit par la formule

$$\frac{\partial V}{\partial t} + V \frac{\partial V}{\partial x} + g \frac{\partial h}{\partial y} = g (I - J) \quad (6)$$

avec

$V(x, t)$ = vitesse moyenne,
 $h(x, t)$ = profondeur,
 I = pente du fond
 J = pente de la ligne d'énergie (perte de charge unitaire)

c- Modèle mathématique du régime transitoire

Le modèle mathématique des régimes transitoires non permanents, résultant de ces équations constitue un système d'équations aux dérivées partielles du type hyperbolique résolu à l'aide de la théorie des caractéristiques. Il peut également être étudié par des méthodes explicites et implicites utilisant la transcription en "différences finies" des variables spatiales et temporelles figurant sous forme différentielle dans les équations de St. Venant.

L'équation du mouvement peut s'écrire aussi sous les formes:

$$\frac{\partial h}{\partial x} + S + \frac{1}{g} \left(\frac{\partial Q/A}{\partial t} + \frac{Q}{A} \frac{\partial Q/A}{\partial x} \right) = 0$$

et

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial (VQ)}{\partial x} + gA \left(\frac{\partial h}{\partial x} + S \right) = 0$$

Dans laquelle

X = abscisse d'écoulement
 t = temps
 Q = débit qui traverse la section A
 A = aire de la ligne de perte de charge
 h = niveau de surface de l'eau

$$S = \frac{n^2 v |v|}{\alpha R^{4/3}} = \frac{Q |Q|}{k^2} \quad (9)$$

avec

n = coefficient de Manning
 R = rayon hydraulique
 α = Constante (1.0 et 1,49 pour respectivement les unités métrique et anglaise)
 K = débitance ($\alpha A R^{2/3}/n$)

1. Méthodes des différences finies

Il s'agit de résoudre les équations en remplaçant directement les dérivées partielles par les quotients des "différences finies". Ainsi les équations différentielles partielles se transforment en un système algébrique.

Il est évident qu'en adoptant des approximations différentes pour les dérivées partielles et les coefficients, on obtient différents systèmes numériques.

Alors on peut écrire:

$$Q \approx P_s P_t^{k+1} Q_{i+1}^{k+1} + (1 - P_s) P_t Q_i^{k+1} + P_s (1 - P_t) Q_{i+1}^k + (1 - P_s) (1 - P_t) Q_i^k$$

où l'index "k" se réfère au temps et l'index "i" se réfère à l'espace. "P_s" et "P_t" sont les coefficients convenables entre 0 et 1 avec lesquels les différentes variables et leurs dérivées donnent des moyennes en relation avec l'espace (P_s) et le temps (P_t).

Les dérivées partielles de "Q" par rapport à "x" et "t" sont donc:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} \approx \frac{P_t}{\Delta x} (Q_{i+1}^{K+1} - Q_i^{K+1}) + \frac{1 - P_t}{\Delta x} (Q_{i+1}^k - Q_i^k) \quad (11)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} \approx \frac{P_s}{\Delta t} (Q_{i+1}^{K+1} - Q_{i+1}^k) + \frac{1 - P_s}{\Delta t} (Q_i^{K+1} - Q_i^k) \quad (12)$$

La substitution des expressions précédentes dans les équations de Saint Venant les transforme en un système algébrique, dans lequel en supposant que l'état de la rivière est connu à l'instant "k Δt", les inconnues sont "h" et Q à l'instant "(K+1) Δt".

La solution de ce système nous fait connaître les valeurs des inconnues en même temps sur tout le long de la rivière.

Pour une solution entière du problème il va falloir que l'on répète les calculs pour chaque étape de temps dans lequel la durée du phénomène a été subdivisée.

Dans le système algébrique la valeur de P_t a surtout de l'importance. En effet en choisissant P_t = 0, il est possible pour un choix quelconque de P_s, de déterminer les inconnues à l'instant (K+1) Δt dans les termes des quantités connues seulement à l'instant k Δt; un tel schéma est appelé méthode explicite. Pour les valeurs de P_t autres que zéro seules les expressions implicites peuvent être obtenues.

Dans le choix d'un schéma de différences finies, il est nécessaire de faire attention aux concepts : précision, efficacité et stabilité.

La précision d'un schéma numérique est améliorée en réduisant l'intervalle de temps et d'espace.

L'efficacité est liée au nombre total des opérations arithmétiques et logiques nécessaires pour obtenir la solution. Contrairement à la précision, l'efficacité est améliorée par un accroissement des intervalles.

La stabilité est obtenue lorsque les petites erreurs deviennent encore plus petites dans les étapes successives.

Les critères pour la stabilité sont P_t ≥ 1/2 pour la méthode implicite et

$$\Delta x / \Delta t \geq Q/A + \sqrt{g A/B} \quad \text{pour la méthode explicite}$$

Donc pour les raisons des restrictions, une méthode implicite a été choisie pour l'étude de la propagation des vagues des crues de la rivière Karoun.

2. Méthode implicite

Les équations 5 et 8 en remplaçant les dérivées partielles par les quotients des "différences finies" avec la notation de "temps-espace" comme

$h_j^n = h(j \Delta x, n \Delta t)$ se transforment en :

$$\frac{A_j^{n+1} - A_j^n}{\Delta t} + \frac{1}{2 \Delta x} \left[\theta (Q_{j+1}^{n+1} - Q_{j-1}^{n+1}) + (1 - \theta) (Q_{j+1}^n - Q_{j-1}^n) \right] = q_j^{n+1/2}$$

qui représente l'équation de continuité avec un écoulement latéral égal à "q"

et l'équation de mouvement:

$$\frac{Q_j^{n+1} - Q_j^n}{\Delta t} + \frac{1}{2\Delta x} \left\{ \theta \left[(VQ)_{j+1}^{n+1} - (VQ)_{j-1}^{n+1} \right] + (1-\theta) \left[(VQ)_{j+1}^n - (VQ)_{j-1}^n \right] \right\} + \frac{g A_j^{n+1}}{2\Delta x} \left[\theta (h_{j+1}^{n+1} - h_{j-1}^{n+1}) + (1-\theta) (h_{j+1}^n - h_{j-1}^n) + 2\Delta x S_j^{n+1} \right] = 0 \quad (14)$$

ou

$$q_j^{n+1/2} = (q_j^n + q_j^{n+1})/2$$

et θ est une constante positive $\frac{1}{2} \leq \theta \leq 1$.

Les équations 13 et 14 sont implicites en A_j^{n+1} et Q_j^{n+1} , et non linéaires

Pour éviter de résoudre un système non linéaire à chaque étape de temps pour les inconnues, A_j^{n+1} et Q_j^{n+1} , les équations sont linéarisées par l'expansion de premier ordre de la suite de Taylor.

Donc avec $\theta = 1$ on a :

$$\frac{A_j^{n+1} - A_j^n}{\Delta t} + \frac{Q_{j+1}^{n+1} - Q_{j-1}^{n+1}}{2\Delta x} = q_j^{n+1/2} \quad (15)$$

$$\frac{Q_j^{n+1} - Q_j^n}{\Delta t} + \frac{1}{2\Delta x} \left[(Q_{j+1}^{-n} V_{j+1}^{-n} - Q_{j-1}^{-n} V_{j-1}^{-n}) + (Q_{j-1}^{n+1} - Q_{j-1}^{-n}) (-2V_{j-1}^{-n}) + (Q_{j+1}^{n+1} - Q_{j+1}^{-n}) (2V_{j+1}^{-n}) + (A_{j+1}^{n+1} - A_{j+1}^{-n}) (V_{j+1}^{-n}) + (A_{j+1}^{n+1} - A_{j+1}^{-n}) (-V_{j+1}^{-n}) \right] + \frac{g}{2\Delta x} \left[A_j^{-n} (h_{j+1}^{-n} - h_{j-1}^{-n}) + (A_{j-1}^{n+1} - A_{j-1}^{-n}) (-A_j^{-n} / B_{j-1}^{-n}) + (A_j^{n+1} - A_j^{-n}) (h_{j+1}^{-n} - h_{j-1}^{-n}) + (A_{j+1}^{n+1} - A_{j+1}^{-n}) (A_j^{-n} / B_{j+1}^{-n}) \right] + g \left[A_j^{-n} S_j^{-n} + (Q_j^{n+1} - Q_j^{-n}) (A_j^{-n} S_j^{-n}) + (A_{j+1}^{n+1} - A_{j+1}^{-n}) (S_j^{-n} + A_j^{-n} S_{A_j}^{-n}) \right] = 0 \quad (16)$$

Dans laquelle

$$S_Q = \frac{\partial S}{\partial Q} = \frac{2|Q|}{K^2} \quad (17)$$

$$S_A = \frac{\partial S}{\partial A} = -\frac{2Q|Q|}{k^3} \frac{\partial K}{\partial A} \quad (18)$$

A_j^{-n} et Q_j^{-n} sont des approximations à A_j^{n+1} et Q_j^{n+1} .

A_j^{-n} et Q_j^{-n} normalement sont prises égales à A_j^{-n} et Q_j^{-n} , et dans cette solution

A_j^{-n} et Q_j^{-n} sont remplacées par:

$$\left. \begin{aligned} A_j^{-n} &= A_j^n \\ Q_j^{-n} &= Q_j^n \end{aligned} \right\} \text{aux limites de la confluence}$$

$$\left. \begin{aligned} A_j &= \frac{A_{j-1}^n + 2A_j^n + A_{j+1}^n}{4} \\ Q_j &= \frac{Q_{j-1}^n + 2Q_j^n + Q_{j+1}^n}{4} \end{aligned} \right\} \text{aux noeuds intérieurs}$$

Pour compléter le système des équations des différences finies, une autre équation à la limite de chaque profil est nécessaire.

La forme caractéristique des équations 5 et 8 peut s'écrire comme

$$\left[\frac{\partial Q}{\partial t} + (V \pm C) \frac{\partial Q}{\partial x} \right] - (V \mp C) \left[\frac{\partial A}{\partial t} + (V \pm C) \frac{\partial A}{\partial x} \right] = -q (V \mp C) - gA \left[S + \frac{1}{B} \left(\frac{\partial A}{\partial x} \right)_h \right]$$

où

$$C = (gA/B)^{1/2} \text{ et}$$

$$\left(\frac{\partial A}{\partial x} \right)_h = \frac{\partial A}{\partial x} - B \frac{\partial h}{\partial x}$$

Les rivières Dez et Karoun se rejoignent à Mulla Sani, les conditions de confluence sont:

$$Q_1^{n+1} + Q_2^{n+1} = Q_3^{n+1} \quad (19)$$

$$h_1^{n+1} \pm h_2^{n+1} = h_3^{n+1} \quad (20)$$

L'indice 1 se rapporte à la rivière Dez et 2 et 3 respectivement à l'amont et à l'aval du lieu de confluence de la rivière Karoun.

Il est nécessaire de présenter cette dernière équation en terme de "A":

$$h_1^n + \frac{1}{B_1^n} (A_1^{n+1} - A_1^n) = h_2^n + \frac{1}{B_2^n} (A_2^{n+1} - A_2^n) = h_3^n + \frac{1}{B_3^n} (A_3^{n+1} - A_3^n)$$

La condition à la limite amont a est déterminée par les hydrogrammes des ruptures des barrages, plus (9640 m³/s pour le barrage de Karoun et 5 640 m³/s pour le barrage de Dez. La condition à la limite aval correspond à une marée constante de 2 mètre dans le Golfe Persique.

En ce qui concerne les éléments géométrique 45 profils dont 5 couvrent ensemble de la plaine inondée, ont été introduits dans le modèle. Il semble que l'insuffisance des éléments géométriques surtout dans la plaine a causé l'imprécision des résultats obtenus.

Par le programme HEC 1, l'altitude, l'aire le rayon hydraulique, la largeur, et la "convergence", la transmission, ont été calculés pour les profils donnés.

Résultats

Ainsi le niveau d'eau due à la rupture des barrages Karoun et Dez a été déterminé dans la plaine ainsi que dans le site, des centrales nucléaires Iran 3 et 4 qui se trouvent à 35 kilomètres au nord de la ville de Khoramshahr et sur la rive gauche de fleuve Karoun. La distance du barrage Karoun jusqu'au Golfe Persique est de 320 kilomètres, et le barrage de Dez se trouve à 120 kilomètres à l'amont de la confluence de la rivière Dez.

Au départ la largeur de la plaine inondée, a été supposée comme variant linéairement depuis la ville de Gotvand pour le fleuve Karoun et la ville de Dezfoul pour la rivière Dez.

La largeur de la zone inondée, dans le site, serait de 33 kilomètres provenant d'une dispersion latérale de la crue égale à 7.8 degrés depuis la ville d'Ahvaz. (pl. 70).

Cette valeur nous paraît faible, car la crue de 1924 ayant eu un débit de pointe de 12,000 m³/s a inondé une zone a déjà cette largeur au voisinage du site et dans sa partie la plus vaste une zone de 55 kilomètres. Le débit crée par la rupture des barrages serait beaucoup plus grand. Ainsi l'on a admis une largeur égale à 55 kilomètres pour la zone inondée de la plaine.

L'intervalle de distance (Δx) appliqué pour simuler le modèle est de 15 kilomètres, et celui de temps étant de 15 minutes pour les premières 12 heures et ensuite de 30 minutes.

Les calculs sont faits pour deux valeurs différentes du coefficient de Manning 0,03 et 0,05.

Les résultats de cette étude sont présentée par les planches.72, 73

Les caractéristiques de la crue dans le site des centrales nucléaires due à la rupture simultanée des barrages Karoun et Dez sont:

- Débit de pointe = 123,100 m³/s
- Niveau maximal de la surface d'eau = 6.7 mètres
- Vitesse maximale de l'écoulement = 0,74 m/s

Le coefficient de Manning dans ces calculs a été égal à 0,03.

Résultats d'études par le modèle bidimensionnel (EDF)

Avec les hypothèses suivantes:

- la largeur de la plaine inondée = 80 km,
- le coefficient de rugosité de Manning, pour le lit de la rivière égal à 0,027 et pour la plaine égal à 0,038;
- La hauteur constante de la surface de l'eau à Khoramshahr = 3.5 mètres (condition à la limite aval)
- l'écoulement initial et les autres éléments sont presque les mêmes que ceux que nous avons utilisés pour le modèle précédent.

Les résultats sont:

- Débit de pointe dans le site = 35000 m³/s
- niveau maximal de la surface d'eau = 8,4 m
- vitesse maximale de l'écoulement = 0,39 m/s
- temps d'arrivée du front = 45 heures
- temps d'atteinte du niveau maximal = 62 heures

3. Conclusion

La comparaison entre les résultats de deux méthodes n'est pas possible car la première méthode envisage la rupture simultanée de deux barrages Karoun et Dez et dans la méthode du modèle bidimensionnel le calcul a été effectué uniquement pour la rupture du barrage Karoun.

Il est évident, même si les deux méthodes avaient considéré un cas unique, qu'il y aurait des écarts entre les résultats. On peut citer comme causes des écarts :

- les largeurs différentes de la zone inondée ;
- les différences entre les coefficients de rugosité ;
- les différences entre les deux conditions à la limite aval.

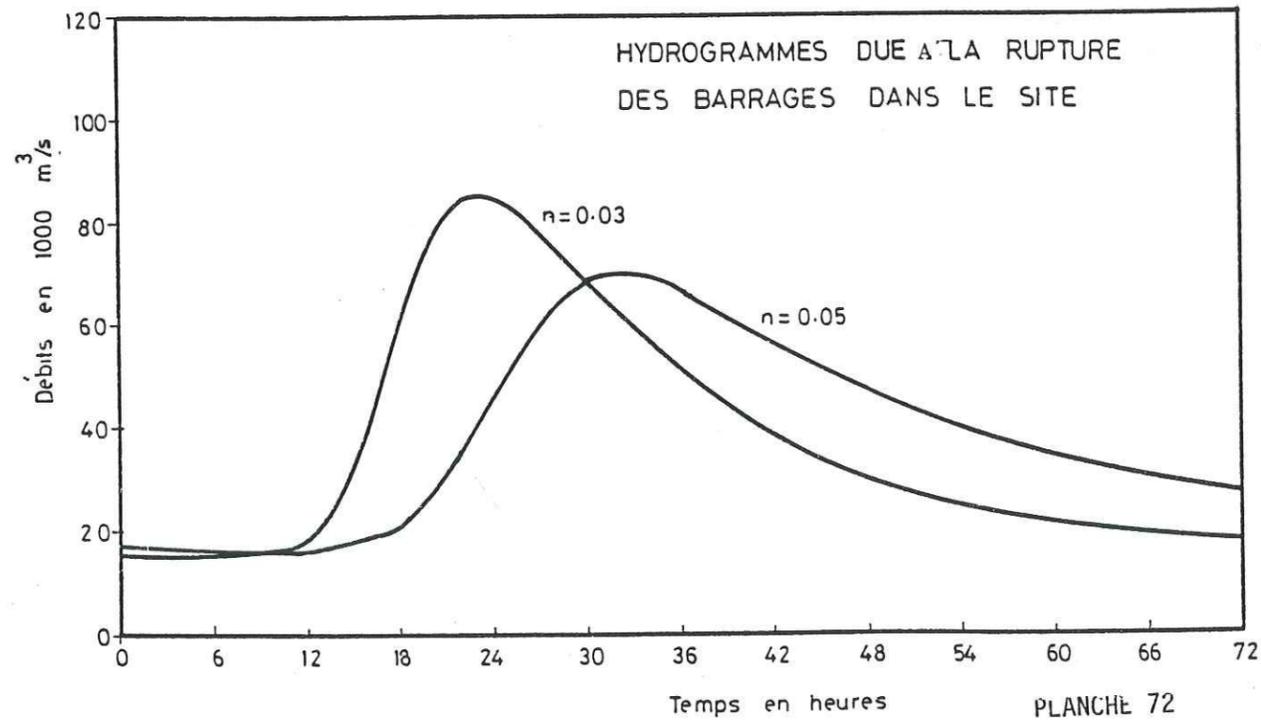
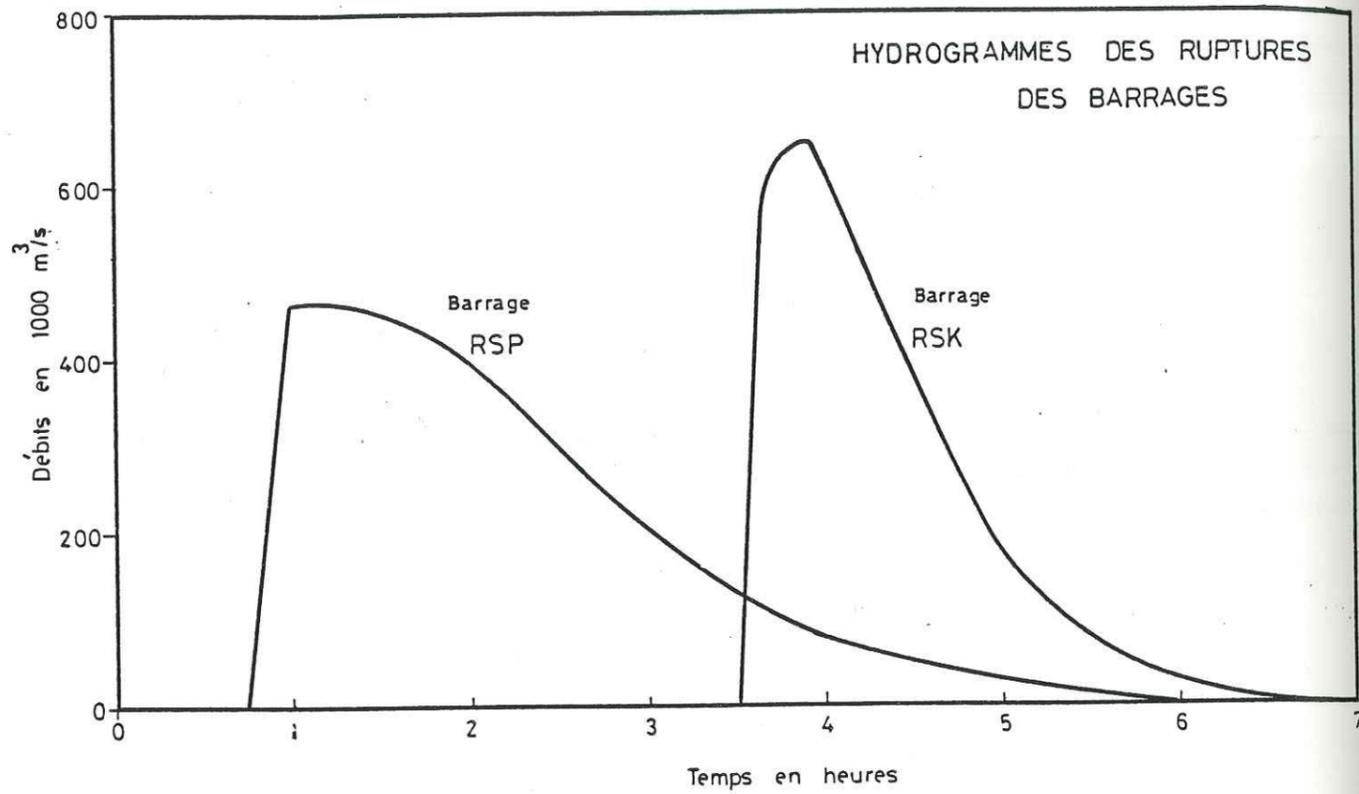


PLANCHE 72

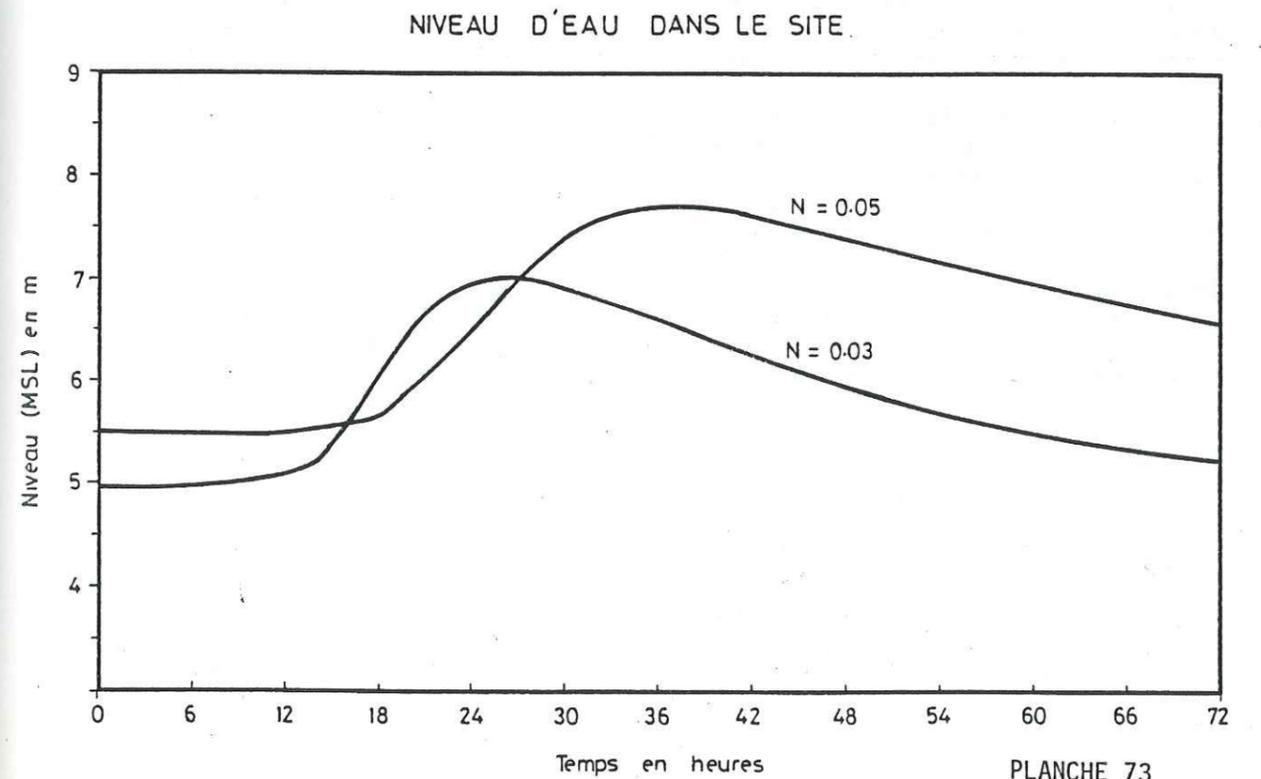
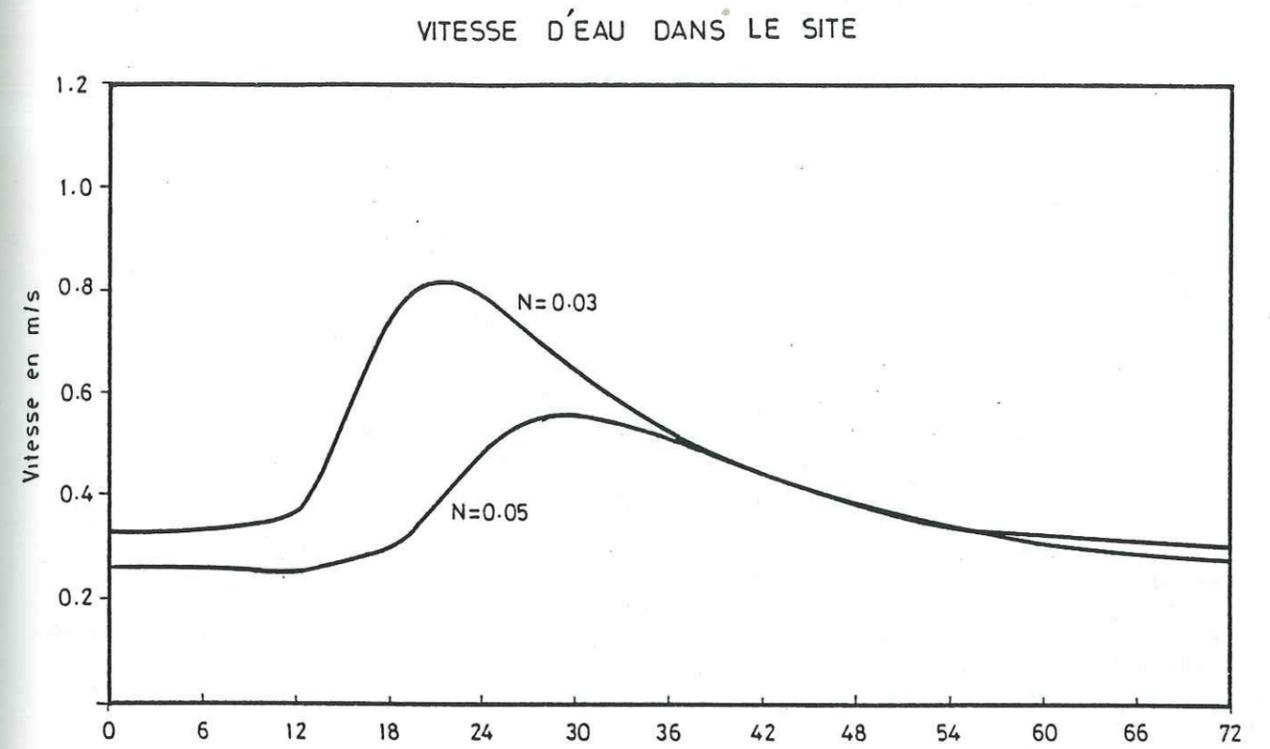


PLANCHE 73

En outre, la nature de deux méthodes introduit elle-même des écarts dans les résultats. Les équations d'écoulement uni-dimensionnel non permanent établies à partir de l'hypothèse de St-Venant ne tiennent pas compte de la courbure de surface d'écoulement. Or, tout changement dans la largeur du lit de la rivière, de la surface topographique de la plaine et de l'étendue de la zone inondée écarte la surface d'écoulement de son état linéaire.

Dans le modèle bidimensionnel, la plaine inondée est divisée en un certain nombre de mailles de cellules, ou des bassins de stockage, où dans chacun la surface d'eau est considérée horizontale. Pour l'écoulement entre les mailles voisines, en choisissant la formule de Manning, on a négligé les forces d'inertie. En principe, si on avait introduit dans le modèle bidimensionnel des données topographiques nécessaires, il pourrait donner des résultats beaucoup plus précis par rapport à celui du précédent.

Dans l'étude de la rupture des barrages Karoun et Dez, les données topographiques utilisées pour les deux méthodes sont les mêmes et insuffisantes. Ce fait rend les résultats obtenus par les deux méthodes imprécis. L'ordre de grandeur de l'imprécision sur les niveaux est de 1 m.

Actuellement, il n'existe pas au monde, de code calcul permettant de résoudre avec précision le problème de rupture de barrage. Seuls des modèles réduits physiques peuvent fournir des résultats fiables. Le coût de mise en oeuvre de tels modèles est sans doute démesuré par rapport au coût de l'aménagement à réaliser.

VIII.2.4. PROPAGATION DES CRUES

Les règlements de sécurité des centrales nucléaires du Karoun nous a imposé de surélever le niveau zéro (niveau de la plate-forme) des centrales jusqu'au niveau de surface libre des eaux de crue millénaire du fleuve Karoun dans le site des centrales. D'autre part, il faut protéger le site contre les crues maximales probables (PMF) par une digue de protection.

Pour cette raison, nous avons calculé les débits de pointe de ces deux crues et étudié la propagation de la "PMF" dans la plaine de Khouzestan. Un modèle précis de simulation des crues nécessite un travail volumineux et complexe et un ordinateur puissant. Dans la prédiction du niveau de la surface d'eau due à une crue millénaire, nous avons cherché à éviter la complexité d'une étude étendue et soignée et nous avons appliqué la méthode simplifiée de l'équation d'énergie unidimensionnelle.

La lenteur de la montée de la crue justifie ici l'utilisation du régime permanent. Le calcul de l'écoulement en crue en régime permanent apporte de plus, un élément de sécurité complémentaire par rapport au régime transitoire.

L'équation d'énergie est fondée sur le théorème de Bernoulli:

$$Z + \frac{P}{\rho} + \frac{V^2}{2g} + S_f = \text{cte} = H$$

Dans le cas d'un écoulement à surface libre en régime permanent varié, on généralise cette équation à toute la section transversale du courant, ce qui nécessite donc l'introduction du coefficient de Coriolis α pour tenir compte de l'inégale répartition des vitesses dans la section transversale considérée.

Entre deux sections transversales SA_1 et S_2 on écrira donc:

$$Ws_1 + \alpha_1 \frac{U_1^2}{2g} = Ws_2 + \alpha_2 \frac{U_2^2}{2g} + \int_{x_1}^{x_2} S_f dx$$

expression dans laquelle:

Ws_1 et Ws_2 sont les côtes de la surface libre dans chaque section.

U_1 et U_2 sont les vitesses moyennes correspondant au frottement et x la distance. Dans beaucoup d'ouvrages la valeur de α est considérée très voisine de l'unité. Les valeurs typiques se rangent entre 1,03 et 1,36 pour les canaux prismatiques. Nos calculs ont montré qu'elle peut atteindre la valeur de 5 et même encore plus.

En mettant en évidence l'énergie H_1 et H_2 dans chacune des deux sections, l'équation de Bernoulli peut encore s'écrire:

$$H_1 = H_2 + \int_{x_1}^{x_2} S_f dx \quad (3)$$

Enfin l'équation d'énergie est souvent utilisée sous sa forme différentielle:

$$d_{ws} + d \left(\alpha \frac{U^2}{2g} \right) + S_f dx = 0 \quad (4)$$

Dans cette équation différentielle Ws est mesuré sur un axe vertical ascendant, S_f est positif quand dx a le même sens que la vitesse.

En régime uniforme, la ligne des niveaux est pratiquement confondue avec la surface libre, et la ligne d'énergie, lieu des points obtenus en portant la hauteur $\frac{\alpha U^2}{2g}$ au-dessus de la surface libre, est toujours descendante dans le sens de l'écoulement. A la limite elle est horizontale lorsqu'entre les deux sections considérées la perte de charge est négligeable. La pente de la ligne d'énergie est pratiquement égale à S_f pour de faibles pentes du fond.

En régime uniforme U et S_f sont constants tout le long du canal et l'équation 2 devient:

$$WS_1 - WS_2 = S_f (X_2 - X_1)$$

$$S_f = \frac{WS_1 - WS_2}{X_2 - X_1} = \sin i \approx \text{tgi} = I = I'$$

avec

I = pente du fond
 I' = pente de la surface libre

S_f peut donc être calculé à partir des formules usuelles de l'écoulement:

$$u = c \sqrt{RI} = c \sqrt{RS_f}$$

Comme par ailleurs J est nécessairement positif (énergie absorbée par les frottements) la relation $S_f = I = I'$ montre que le régime uniforme ne peut se produire qu'en canal descendant ($I < 0$).

En régime graduellement varié, on peut encore calculer la perte de charge unitaire J dans une section transversale donnée en admettant qu'elle est identique à celle d'un courant uniforme de même vitesse et de même profondeur circulant dans la section considérée. Dans ces conditions, J varie d'une section à l'autre et ne peut plus être confondu avec I ou I' .

Ainsi la formule de Manning en régime graduellement varié peut s'écrire en remplaçant I (la pente du fond) par S_f (la pente du frottement):

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

Le calcul des profils de surface d'eau nécessite la résolution de l'équation unidimensionnelle d'énergie (2) qui est présentée sous la forme

$$WS_2 + \frac{\alpha_2 Q^2}{2g A_2^2} = WS_1 + \frac{\alpha_1 Q^2}{2g A_1^2} + H_L$$

$$A_1 = F(WS_1 \text{ et la géométrie de profil}) \quad (6)$$

$$A_2 = F(WS_2 \text{ " " " "}) \quad (7)$$

$$H_L = \text{perte de charge} \quad (8)$$

$$Q = \text{variable indépendante} \quad (9)$$

$$WS_1 = f(Q) \quad (10)$$

$$WS_2 = \text{variable dépendante} \quad (11)$$

$$\alpha_1 = f(WS_1, \text{ géométrie et rugosité hydraulique}) \quad (12)$$

$$\alpha_2 = f(WS_2, \text{ " " " "}) \quad (13)$$

Les variables $A_i k$ et α ne sont pas linéaires, le concept de "transmission" "K" est associé avec la géométrie et les terms de rugosité hydraulique dans l'équation de Manning:

$$Q = \frac{C_m}{n} \cdot AR^{2/3} \cdot S_f^{1/2}$$

ou

$$Q = K_t S_f^{1/2}$$

dans laquelle

$$K_t = C_m \cdot \sum_{i=1}^I \frac{A_i R_i^{2/3}}{n_i}$$

I = nombre total des subdivisions d'un profil
 i = une subdivision individuelle.

le facteur de α distribution horizontale de la vitesse peut se calculer par la formule:

$$\alpha = \frac{\int V^2 dQ}{U^2 Q}$$

où

dQ = débit associé avec la vitesse V

Q = débit total

U = vitesse moyenne dans la section

V = vitesse en un point

$$\alpha = \frac{\sum_{i=1}^I k_i (k_i/A_i)^2}{K_t (K_t/A_t)^2}$$

k_i = transmission de la subdivision i

K_t = transmission totale

A_i = aire de la subdivision i

A_t = aire totale de la section

I = nombre total des subdivisions de la section

$$h_f = \int_0^L S_f dx$$

$$S_f = \left[\frac{Q}{\frac{C_m}{n} AR^{2/3}} \right]^2$$

où

L = distance entre deux sections

dx = dans la direction de l'écoulement

par approximation

$$h_f = 0.5 \cdot L \cdot (S_{f1} + S_{f2})$$

$$h_f = L \sqrt{S_{f1} \times S_{f2}}$$

$$h_f = L \cdot \left[\frac{Q \cdot n}{C_m \cdot 0.5 \cdot (A_1 + A_2) \cdot (R_1 + R_2)^{2/3}} \right]^2$$

et

$$h_f = L \cdot \left[\frac{2 \cdot Q}{K_1 + K_2} \right]^2$$

où les indices 1 et 2 correspondent aux sections aval et amont.

La dernière équation à considérer est celle pour calculer la perte de charge due à l'expansion et à la contraction de la rivière:

$$h_o = c' \left| \frac{\alpha_1 V_1}{2g} - \frac{\alpha_2 V_2}{2g} \right|$$

Les indices 1 et 2 indiquent toujours les sections respectivement aval et amont et h_o représente la perte de charge due au changement de la forme.

c' = coefficient de l'expansion si $V_1 < V_2$ ou
coefficient de la contraction si $V_1 > V_2$

Les valeurs typiques de c' pour les rivières sont 0.3 pour l'expansion et 0.1 pour la contraction.

La solution des équations 5 à 13 qui ne sont pas linéaires nécessite des approximations successives. Une valeur est supposée pour WS_2 et les valeurs de H_L et le charge de la vitesse, donc WS sont calculées. Cette valeur est ajoutée à celle du niveau de la surface d'eau en section aval pour obtenir WS_2 . Par la méthode "trial error" on pourra approcher la valeur supposée de celle calculée jusqu'à une limite acceptable.

La solution ainsi obtenue de ces équations pour calculer le niveau d'eau dans le site des centrales nucléaire Iran 3 et 4 due à un débit dans le fleuve Karoun égal à $35000 \text{ m}^3/\text{s}$ est représentée dans le tableau 58.

La valeur de $35000 \text{ m}^3/\text{s}$ tient compte d'une marge de sécurité pour la crue maximale probable que nous avons calculée de $30460 \text{ m}^3/\text{s}$. Ce calcul a été fait à partir de :

1. la valeur des précipitations maximales probables du bassin versant de Karon obtenue par la méthode de Snyder (voir VII.6.1.2.) de 655 mm (Planche 74, Annexe 8).

2. l'application de la méthode de l'hydrogramme unitaire (pour les détails de la méthode, voir V.5.3.)

Pour déterminer le débit pointe de crue à 6 km à l'amont du site des centrales (Planche 75).

BASSIN VERSANT DE KAROUN-COURBES
"HAUTEUR - SURFACE - DUREE" POUR LA
PMP= 655mm

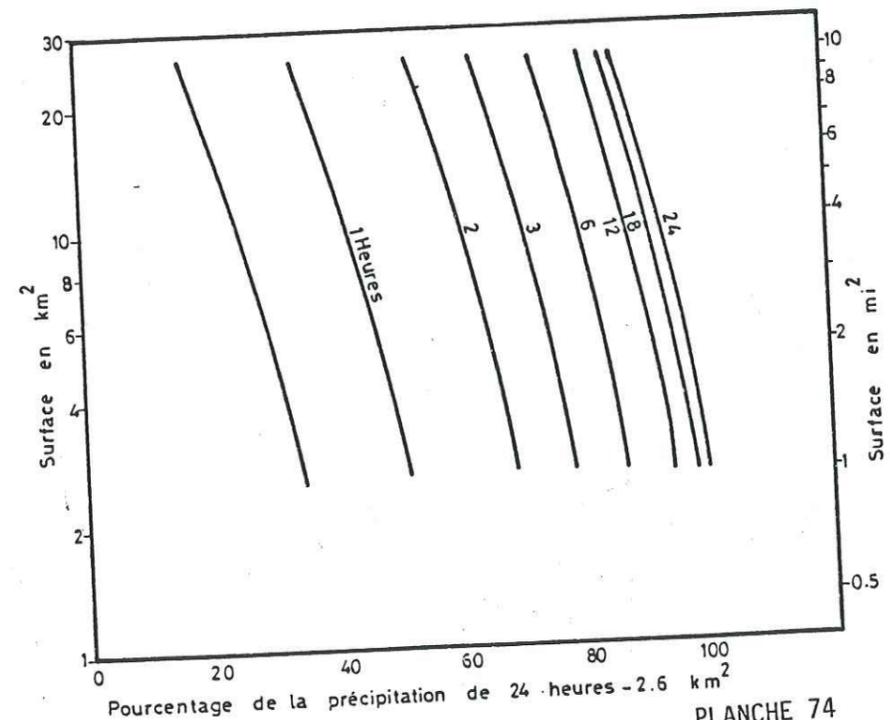
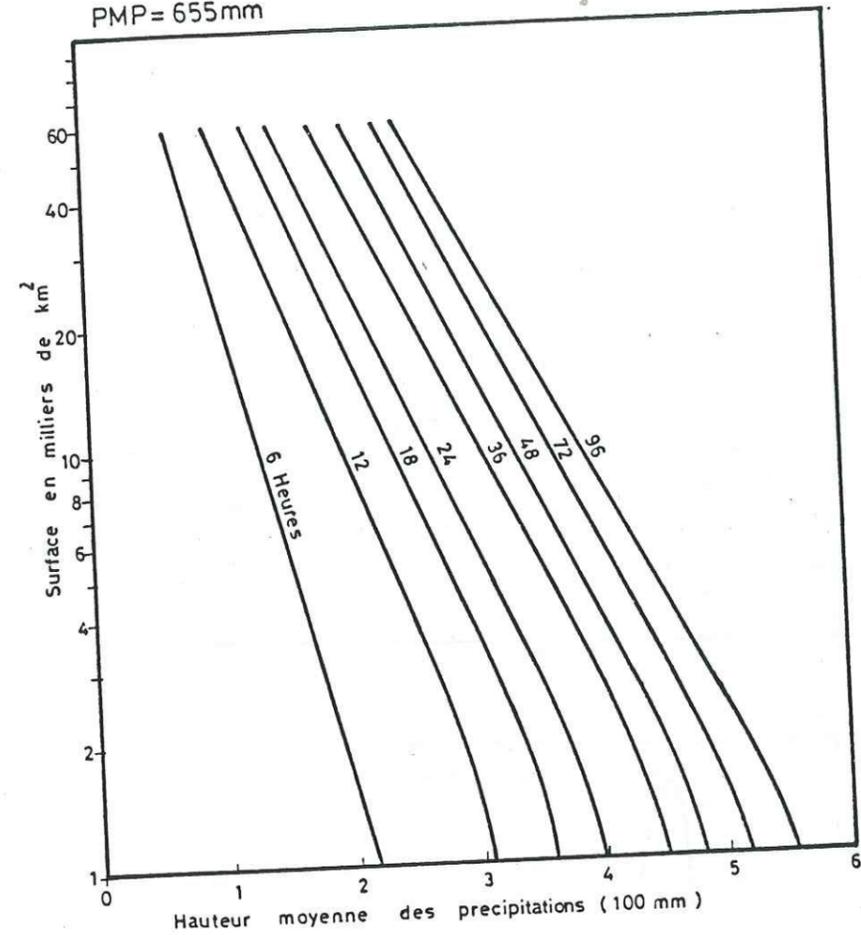


PLANCHE 74

A partir de cette étude et en utilisant 35 profils topographiques, nous avons obtenu les résultats suivants (Planche 71, Annexe 1) :

- le niveau de la surface d'eau dans le site : 5,6 m (msl) ;
- la vitesse moyenne de l'écoulement dans le site : 0,24 cm/s.

VIII.3. CONCLUSION

Puisque la valeur du niveau de la surface d'eau due à la crue maximale probable est inférieure à celle due à la rupture du barrage Karoun, pour déterminer la hauteur de la digue de protection il faut tenir compte de celle de la rupture simultanée des barrages Karoun et Dez.

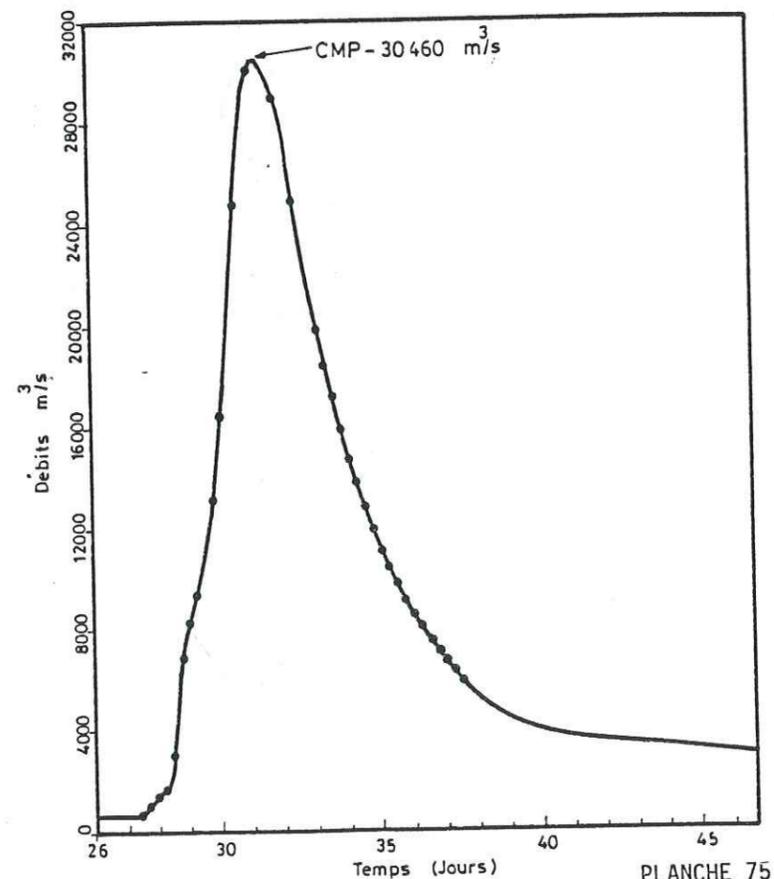
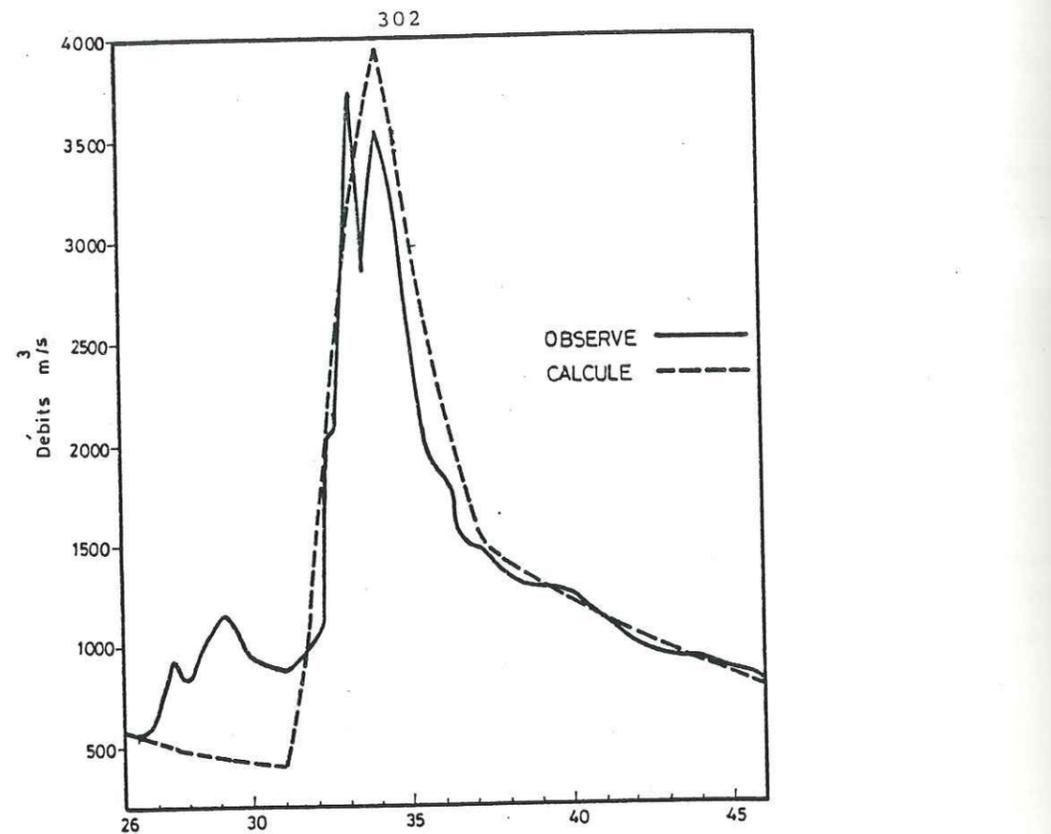
En outre, il est nécessaire de prendre en considération des fluctuations de la surface des eaux de la crue sous l'effet du vent qui peut atteindre 0.4 m (le calcul du paragraphe VIII.2.1. peut être utilisé pour cette estimation).

Si nous oublions le cas des centrales, l'ensemble de cette étude peut nous aider à mieux connaître l'hydrologie du fleuve Karoun.

Par les méthodes d'analyse des averses et l'hydrogramme unitaire, les débits de pointe des crues correspondant à des intervalles de récurrence de 2, 5, 10, 50, 100 et 1000 ans ont été obtenus respectivement de 2860, 4130, 4975, 6840, 7630 et 10300 m³/s.

Nous estimons qu'un débit de 4100 m³/s qui correspond à une crue de la période de retour de cinq ans peut inonder une zone considérable de la plaine. Il faut ajouter à cela que des centaines de villages se trouvent à l'amont du fleuve et des dizaines à l'aval où il y a risque de crues. Dans les zones inondées, sous la température intense de la région, les eaux s'évaporent rapidement et laissent des terrains salés et non cultivables très étendus.

Pour améliorer cette situation ainsi que pour emmagasiner les eaux, il est indispensable de compléter le projet d'aménagement du Karoun.



HYDROGRAMMES DE LA
RIVIERE KAROUN

PLANCHE 75

SYNTHESE, CONFRONTATION DES DONNEES ET

CONCLUSION

L'un des problèmes essentiels de l'Iran est de développer la production agricole au rythme des besoins toujours croissants de la population du pays. Il y a près de 30 ans notre pays comptait 20 millions d'habitants, nous sommes déjà deux fois plus nombreux et serons peut-être 60 millions en l'an 2000.

La réponse aux besoins agricoles de la population passe par l'amélioration du rendement des terrains de cultures et par l'aménagement de terres nouvelles. Le schéma général des ressources en terres de l'Iran est:

Superficie du pays :	1 648 000 km ²
- villes- villages - routes forêts:	325 000 km ²
- Terres non cultivables - déserts, montagnes lacs, rivières	: 825 000 km ²
- Terres cultivables	: 495 000 km ²
- Terrains irrigués	: 40 953 "
- cultures arrosées uniquement par la pluie	: 139 044 "
- Terres susceptibles d'être mise en culture	: 315 000 "

Ainsi un tiers des 495,000 km² de terres cultivables est en culture et moins du dixième seulement est irrigué soit respectivement 0,4 et 0,1 hectare par habitant. Ces chiffres sont comparables à ceux de la moyenne mondiale, car le dixième des 145 millions de kilomètres carrés des terres émergées du globe est en culture ce qui représente 0,4 hectare par habitant du globe. L'ensemble des récoltes des produits agricoles du territoire est d'environ 16 millions de tonnes par an, qui apporte un revenu brut approximatif de 20000 rials.

Si le sol constitue un support plus ou moins riche pour la production agricole, l'eau en est l'élément indispensable. Dans un pays comme l'Iran il faut disposer de 2 millions de litres d'eau par an pour produire la nourriture d'un seul homme, soit 80 milliards de mètres cubes pour 40 millions d'Iraniens. Trois phénomènes naturels se manifestent devant l'exploitation de cette quantité d'eau:

1. Les ressources en eau limitées

L'évolution des cyclones et anticyclones, les champs des pressions atmosphériques méditerranéen et de l'Asie centrale caractérisent le climat fortement continental iranien. La moyenne des précipitations annuelles sur l'ensemble du pays ne dépasse pas 250 mm, soit un volume total de 400 milliards de mètres cubes.

La totalité des bassins versants des rivières ayant une superficie de 870,000 km² reçoit 320 milliards m³ des précipitations annuelles et les plaines et les déserts qui occupent une superficie totale de 778,000 km² n'en reçoivent que 80 milliards m³. Ces volumes représentent respectivement des hauteurs moyennes des précipitations annuelles de 365 et 95 mm.

L'évaporation moyenne annuelle à partir des bassins versants est de 192 milliards m³ et à partir de la surface des plaines et des déserts de 64 milliards mètres cubes. La part d'écoulement de surface est de 108 milliards de mètres cubes, dont 40 milliards m³ est l'écoulement permanent des rivières et 68 milliards m³ l'écoulement saisonnier et irrégulier torrentiel des cours d'eau. L'infiltration dans le sous sol dans les bassins versants est de 20 milliards de mètres cubes. Dans les plaines et les déserts, le ruissellement de surface et l'infiltration dans le sous sol sont respectivement de 14 et 2 milliards mètres cubes. Pour résumer, la quantité d'eau qui échappe à l'évaporation est de 144 milliards de mètres cubes dont 122 milliards de m³ d'écoulement de surface.

2. L'inégalité de la répartition spatiale des ressources en eau - sous l'action des mouvements atmosphériques, les contrastes du relief, l'effet orographique et l'influence de la localisation des terres et des mers. Une répartition spatiale complexe et très variée des précipitations atmosphériques s'interpose dans le pays. Ainsi les ressources limitées en eau, sont mal distribuées. Les précipitations moyennes annuelles varient de quelques millimètres dans le désert central à plus de deux mètres sur le littoral sud de la Caspienne. Onze pourcent du territoire (le littoral de la Caspienne) en reçoivent à eux seuls plus du tiers, tandis que le Plateau central ayant plus de 50 pourcent de la superficie du pays ne reçoit qu'un tiers. Alors qu'au sud-ouest de la Caspienne (Astara à Ramsar) la moyenne interannuelle des précipitations atteint 1700 millimètres, au centre du pays, vers les dépressions du Kavir-e-Lut et du Jazmurian (les zones les plus sèches), elle est inférieure à 100 millimètres.

Ainsi dans plus d'une moitié du territoire (l'Iran central), l'eau, facteur essentiel de la vie humaine est absente ou très rare. L'histoire de cette zone désertique est écrite par des sables, ce désert avance et envahit ses alentours.

De nos jours de nouveaux problèmes se posent, liés au développement démographique nécessitant des quantités d'eau de plus en plus importantes dans les zones sèches et entraînant l'épuisement des ressources de bonne qualité et limitées souterraines. Dans cette vaste région, surtout, l'eau impose ses caprices aux hommes. Il faut intervenir pour améliorer des défaillances de la répartition spatiale inéquitable des ressources en eau du pays. La solution est la réalisation des projets trans-bassins pour transférer des eaux des zones à surplus (versant nord de l'Alborz et hautes montagnes du Zagros) aux zones déficitaires des terres cultivables de l'Iran central.

3. L'inégalité de la répartition temporelle des ressources en eau

Il existe une grande inégalité dans la répartition de la hauteur des précipitations annuelles entre les diverses périodes de l'année. Autrement dit le régime des pluies, en Iran, ne bénéficie pas d'une distribution convenable. Plus encore, dans les zones désertiques et semi-désertiques du pays, la répartition des pluies entre les divers mois varie largement d'une année à l'autre.

Le littoral de la Caspienne est soumis dans l'ensemble au régime pluviométrique de la zone tempérée; les pluies sont relativement abondantes et plus ou moins également réparties dans l'année. Un exemple est le bassin versant du Tadjan, où la répartition saisonnière des précipitations varie d'un minimum de 21 % en été à un maximum de 29% en automne.

La chaîne de Zagros est une région au régime méditerranéen qui est caractérisé par un hiver accentué durant lequel des perturbations cycloniques apportent des pluies souvent substantielles - surtout sur les reliefs - suivie d'une période chaude, sèche et à atmosphère calme.

Plus d'une moitié du territoire qui se trouve dans l'ombre pluviométrique des grandes chaînes de l'Alborz et du Zagros est une zone peu pluvieuse à très peu pluvieuse recevant moins de 300 mm de pluie, répartie très inégalement entre les diverses saisons d'une année ainsi que d'une année à l'autre. Les précipitations suivent les caractéristiques du régime des zones désertiques dans les déserts subtropicaux iraniens.

Exemples : à Téhéran, le module annuel moyen est de 204 mm, le maximum des précipitations se place en automne (64%) et le minimum en été (2%); à Isfahan, par un module annuel moyen de 110 mm la répartition saisonnière est de 3% l'été, de 40% l'hiver. Les périodes pluvieuses dans cette zone ne correspondent pas aux besoins en eau des cultures. Si l'on exprime les besoins en eau mensuels qui résultent des exigences agricoles en pourcentage du volume moyen annuel des besoins en eau pour différents plans de cultures, sur l'ensemble du territoire, on obtient:

Mois	%	Mois	%
Janvier	1	Juillet	17
Février	3	Août	13
Mars	6	Septembre	9
Avril	9	Octobre	6
Mai	13	Novembre	3
Juin	17	Decembre	1

La comparaison de cette distribution avec celle de la répartition mensuelle des précipitations met en évidence qu'environ 46 pourcent des précipitations ont lieu pendant les périodes où les cultures ne peuvent pas s'en servir. De ce fait la régularisation de la distribution temporelle des ressources en eau pour répondre aux besoins en eau d'irrigation est d'une importance vitale pour la vie économique du pays. Les responsables du développement économique et social et de l'aménagement du territoire sont ainsi appelés à prendre sérieusement des décisions qui impliquent l'utilisation de la totalité des ressources en eau et l'utilisation de moyens techniques et financiers importants.

Solution

a. Les études effectuées

Avant de programmer l'utilisation de l'eau il faut en évaluer le plus exactement possible les ressources, à la fois du point de vue quantitatif et de répartition spatio temporelle.

Dans le cadre de la répartition spatiale nous avons mis en évidence des surplus en eau dans le littoral sud de la Caspienne. L'étude détaillée hydrologique et hydrogéologique de la région Tadjan-Néka nous a permis de mieux comprendre les paramètres et les comportements hydrologiques de la région, et cela a été utile pour nous éviter des erreurs probables lors d'estimations des éléments du bilan hydrologique du littoral sud de la Caspienne. Nous avons

rassemblé une vaste documentation et mis au point une méthode appropriée pour le calcul du bilan;

Le bilan d'eau a été établi par une comparaison entre les éléments essentiels hydrologiques de la dite région et tous les autres bassins versants du littoral sud de la Caspienne. En outre nous avons calculé les facteurs importants du bilan pour deux scénarios des besoins en eau actuel et futurs.

Les documents agronomiques ont défini les besoins en eau annuels nécessaires à l'ensemble des cultures et leur répartition mensuelle rapportée à l'hectare moyen. On peut soustraire des précipitations efficaces mensuelles, les besoins mensuels des cultures pour obtenir la consommation nette de l'agriculture. Les autres paramètres pris en considération dans ce bilan sont les suivants:

P	le module pluviométrique d'un bassin
P _e	précipitations efficaces pour les cultures
P _d	consommation directe, à partir des précipitations des forêts et des cultures.
E	l'évaporation à partir des eaux précipitées
E _a	l'évaporation à partir des nappes souterraines
Q	l'écoulement de surface
A _n	alimentation naturelle des aquifères
R	recharge des eaux souterraines
I	l'eau délivrée pour l'irrigation
I _t	les besoins d'irrigation traditionnelle
I _m	les besoins d'irrigation moderne
C	l'eau consommée par les cultures
C _n	consommation nette des cultures
C _u	consommation urbaine
C _i	consommation de l'industrie
F _n	flot du retour vers les nappes
F _s	" " " " " eaux de surface
B _a	les besoins en eaux souterraines
B _s	" " " " de surface
D _a	disponibilité des eaux souterraines
D _s	disponibilité des eaux de surface
C _a	captage des aquifères
F _a	fuite des aquifères vers la mer
S _n	surplus en eau dans chacun des bassins
S	surplus en eau dans le littoral sud de la Caspienne.

On a donc:

$$P - E = P_d + Q + A_a$$

$$C - P_e = C_n$$

$$I = C_n + F_n + F_s$$

$$D_a = A_n + f_n$$

$$B_a = I_t + I_m + C_u + C_i$$

$$F_a = D - (E + C)$$

$$B_s = I_t + I_m + C_u + C_i$$

$$D_s = Q - B_s + F_s$$

$$S_n = F_a + D_s$$

$$S = \frac{8}{n-1} sn$$

Par les relations ci-dessus nous avons obtenu la valeur des surplus en eau dans la région étudiée, soit 4,3 milliards mètres cubes par an. (cela met fin à toutes opinions contraires qui insistent sur l'idée de l'insuffisance des eaux du versant nord de l'Alborz.) Le contrôle la régularisation et le transfert de la totalité de cette quantité d'eau, au moins, du point de vue économique ne sont ni raisonnables, ni possibles pratiquement. En revanche le transfert de 2,5 milliards de mètres cubes par an vers le versant sud de l'Alborz peut être raisonnablement soutenu.

Les eaux transférées à partir des rivières du versant nord de l'Alborz, ajoutées aux apports des crues des petites rivières torrentielles du versant sud de l'Alborz représenteraient un volume remarquable pour résoudre partiellement les problèmes de cette région. La question "faut-il emmagasiner les apports des crues du versant sud" peut paraître saugrénue au premier abord. Elle se pose plus sérieusement lorsqu'on observe l'immigration parfois catastrophique des villageois vers les villes et surtout à Téhéran, et lorsqu'on est conscient de l'action menaçante du désert contre les plaines de la région.

Ces réalités, sans tenir compte des critères économiques pour les aménagements nécessaires, suggèrent l'emmagasinement des apports des crues. Ainsi l'étude des crues des rivières a retrouvé sa propre place dans cette étude.

On définit une crue comme "un épisode de débits à probabilité faible". Ceci suggère que le débit maximal atteint ne satisfait pas totalement à nos points de vues; nous nous sommes intéressés ainsi à la forme de l'hydrogramme de crue et au volume d'eau écoulee. Le choix de la crue pour emmagasiner ses apports implique une mise en balance du coût de l'aménagement et des valeurs équivalentes des grands effets socio-économiques à longue échéance des aménagements. Nous estimons qu'un choix rationnel dans les conditions de l'Iran n'est pas le même que dans un pays riche du point de vue des ressources en eau, et un surinvestissement apparent est alors permis. Normalement la définition d'un optimum économique définissant les crues emmagasinables et leurs périodes de retour correspondantes dépend de l'état économique présent tandis que nous insistons sur les perspectives d'évolution des besoins socio-économiques.

Toutefois sans définir un optimum économique nous avons essayé de montrer l'ampleur relative des débits extrêmes des rivières par rapport à leurs débits disponibles en moyenne.

L'étude des crues des rivières du versant nord de l'Alborz a été effectuée par les méthodes statistiques basées sur l'analyse des fréquences des crues. On a défini à partir des débits observés (moyenne journalière ou maximum instantané), le débit de la crue annuelle comme le plus fort débit observé dans l'année hydrologique. La distribution statistique de ces débits annuels a été ensuite extrapolée sur une distribution théorique ajustée à l'échantillon disponible. L'étude de la corrélation a permis de choisir une des lois théoriques.

Il convient de remarquer que ces analyses statistiques conduisent à déterminer la crue en terme de débit maximal, l'autre caractéristique principale, le volume des apports de crue, a fait l'objet d'étude de l'hydrogramme pour 4 rivières coulant dans les 4 divisions hydrologiques majeures du pays:

- Bassin de la Caspienne - versant nord de l'Alborz - la rivière Sisangan;
- Bassin endoréique de l'Iran central
 - Versant sud de l'Alborz - la rivière Kan;
 - Versant est du Zagros - la rivière Zayandeh Roud;
- Bassin du Golfe persique
 - La chaîne du Zagros - le fleuve Karoun.

L'hydrogramme qui est la courbe des débits en fonction du temps dans une section d'un cours d'eau, a été déterminé à partir des intensités des précipitations relevées en divers points des bassins. Le passage de la courbe de l'intensité en fonction du temps des précipitations ou d'une série d'hydrogrammes à l'hydrogramme correspondant (transfert pluie - débit) a été obtenu par la méthode de l'hydrogramme unitaire; la nous disposions des données pluviométriques une analyse statistique de la répartition dans le temps et dans l'espace des précipitations a été effectuée par des méthodes diverses.

- intensité fréquence;
- hauteur de précipitations - surface - durée;
- intensité - durée
- intensité - durée - fréquence.

On a compensé le manque de données pluviométriques par la prédétermination des précipitations par les moyens de la météorologie dynamique. Nous avons porté également l'attention au calcul du débit maximal probable des crues (l'un des phénomènes de cataclysme d'un tributaire de Zayandeh Roud et du fleuve Karoun. A partir des précipitations maximales probables, celles-ci ont été déterminées par les méthodes dynamiques et les analyses statistiques. Notre étude s'est poursuivie par l'analyse de la rupture des barrages du Karoun, en tant que cause accessoire de crue pour montrer l'ampleur de l'inondation dans la vaste plaine du Khouzestan.

Orienté par les résultats acquis au cours de cette étude hydrologique, nous nous permettons de présenter les traits essentiels de nos points de vue à propos de l'industrie de l'eau du territoire de la façon suivante:

b. L'aménagement proposé

On estime le potentiel des ressources en eau du territoire de 90 à 110 milliards de mètres cubes par an. Si ce potentiel était totalement utilisé, environ 14 millions d'hectares de terres agricoles seraient irriguées et 40 milliards de kilowat - heures d'hydro-électricité produits.

Aujourd'hui en raison d'exigences économiques plus contraignantes que jamais, nous croyons qu'il faut modifier la répartition spatiale peu équilibrée des ressources en eau dans l'Alborz ainsi que dans le Zagros.

Vu la morphologie et la localisation des rivières du flanc nord de l'Alborz, ainsi que les faibles débits des rivières, tous les projets de trans-bassin, peuvent y être rejetés pour des raisons économiques à première vue. Ces contraintes économiques nous ont amené à penser à l'aménagement mixte de développement régional à fins multiples de "Trans-bassin-station de pompage".

Dans le chapitre VI du présent mémoire nous avons décrit un tel aménagement par un exemple dans l'Alborz central. Les résultats de cette étude technico-économique montrent : pour contrôler les 1,195 milliards de mètres cubes des apports moyens annuels de 5 rivières dans l'Alborz central, il faut investir 8,350 milliards de francs. On obtient un coût total de l'investissement comprenant coûts des barrages, coût des conduites, coût de l'aménagement hydroagricole et coût de l'installation électro-mécanique égal à 26,760 milliards de francs. Cet aménagement permettrait d'irriguer 220,000 hectares dont le revenu brut total serait de 18,60 milliards de francs. Pour un taux d'intérêt de 7% et un amortissement moyen en 30 ans on obtient la somme des revenus annuels, moins les frais hydroagricoles, égal à 14 milliards de francs. Ainsi l'investissement est très rentable.

Il existe plusieurs exemples comparables tant dans l'Alborz que dans le Zagros. On peut améliorer le système hydro-agricole et hydro-électrique du pays afin de diminuer les problèmes socio-économiques actuels et les phénomènes de la dégradation en progrès de la nature.

Aujourd'hui le désert avance, les nappes souterraines s'épuisent et l'interface des eaux douces et des eaux salées de la mer se déplace vers les plaines ; les qualités des eaux souterraines baissent parfois elles deviennent entièrement contaminées ; les zones des cultures s'assèchent les agriculteurs quittent leurs terrains pour immigrer dans des villes où ils construisent leurs petites cabanes et souvent dans des périmètres des rivières et où parfois ils perdent leurs vies lors des crues.

Ces évolutions sont rapides, elles sont remarquables même à l'échelle de durée de cette étude.

Les ressources naturelles ainsi que celles financières et humaines de l'intérieur du pays, sont suffisantes pour résoudre ces problèmes.

ANNEXES

1	Crues du fleuve Karoun. Calcul des profils de surface d'eau	312
2	Carte climatologique	315
3	Comparaison de l'investissement de la Compagnie Nationale du " Rhône et celui de l'industrie de l'eau iranienne	316
4	Fréquence des crues des rivières de l'Alborz central	317
5	Fréquence des étiages des rivières de l'Alborz Central	319
6	Impact de l'aménagement du Zayandeh Roud sur les nappes phréatiques	321
7	Zayandeh Roud - Débits d'étiage	323
8	Averse du 11 à 13 décembre 1964	324
9	Projet des barrages du Karoun	325
10	Site des centrales nucléaires du Karoun Digue de protection contre l'inondation	326
11	Schema morphologique du massif du Zardeh Kouh	327
12	Hydrogéologie de la vallée de Kouhrang	328
13	Tunnel de Lar-Latyan	329
14	Tunnel trans-bassin Lar Latyan (coupe géologique)	330
15	Aménagement de Lar. Profil suivant l'axe du barrage	334
16	Carte géologique de la vallée de Lar	335
	BIBLIOGRAPHIE	336

Annexe 1 : Crues du fleuve Karoun
Calcul des profils de surface d'eau.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Profil	Altitude de la plaine (m)	Niveau d'eau (en pieds)		A x10 ⁴	R (Feet)	K x10 ⁴	K _t x10 ⁴	L (Feet)	h _f (Feet)	α	V Foot/sec	α $\frac{V^2}{2g}$	Δ (α $\frac{V^2}{2g}$)	h _o (Feet)q	Δ h (Feet)
		assume	calcule												
Nr1	0,83		11,48	235,4	8,78	39088				1,01	0,52	0,0042			
Nr2	1,23	12,0		214,2	7,96	33405	36246	3280	0,038	1,02	0,58	0,0053	-0,0011	0,0003	0,037
		11,6		203,6	7,57	30695	34891		0,041						0,041
		11,56	11,48	202,3	7,52	30662	34675		0,042						0,09
Nr3	0,73	11,6	11,6	247,6	9,20	42368	36315	7874	0,09						0,25
Nr4	2,40	11,9	11,9	108,1	4,02	10687	26527	15090	0,32	5,58	1,14	0,11	-0,10	0,035	0,25
Nr5	1,08	12,07		229,3	8,52	37400	24043	8530	0,22						
		12,1	12,1	230,2	8,55	37634	24160		0,22						
Nr6	1,03	12,2	12,2	237,3	8,8	39547	38590	7870	0,08	1,19	0,52	0,005	+0,105	0,01	0,19
Nr7	2,39	12,4	12,4	119,6	4,55	12840	26193	7546	0,17	3,13	1,03	0,051	-0,04	0,01	0,14
Nr8	3,07	12,6		66,3	2,52	4800	8820	4593	0,090						
		13,0		76,8	2,92	6134	9487		0,78						
		13,13	13,13	80,2	3,05	6595	9717		0,74	2,5	1,54	0,092	-0,04	0,01	0,71
Nr9	2,38	13,8		157,2	6,0	20295	1345	5900	0,50						
		13,7	13,7	154,5	5,9	19724	13159		0,52						0,55
Nr10	1,42	13,77	13,77	239,1	9,11	40778	30251	5900	0,098						0,10
Nr11	1,68	13,85	13,85	218,8	8,33	35154	37966	6562	0,07						0,07
Nr12	2,76	14,1		130,7	5,04	15022	25088	4265	0,10						
		14,0	14,0	128,1	4,94	14528	24841		0,11						0,11
Nr13	2,28	14,4		179,3	6,92	25457	19992	4590	0,17						
		14,25		175,4	6,77	24542	19535		0,18						0,19
		14,20		174,1	6,72	24240	19384		0,18						
Nr16	1,98	14,25	14,25	200,9	7,75	39762	27501	3937	0,08						0,08

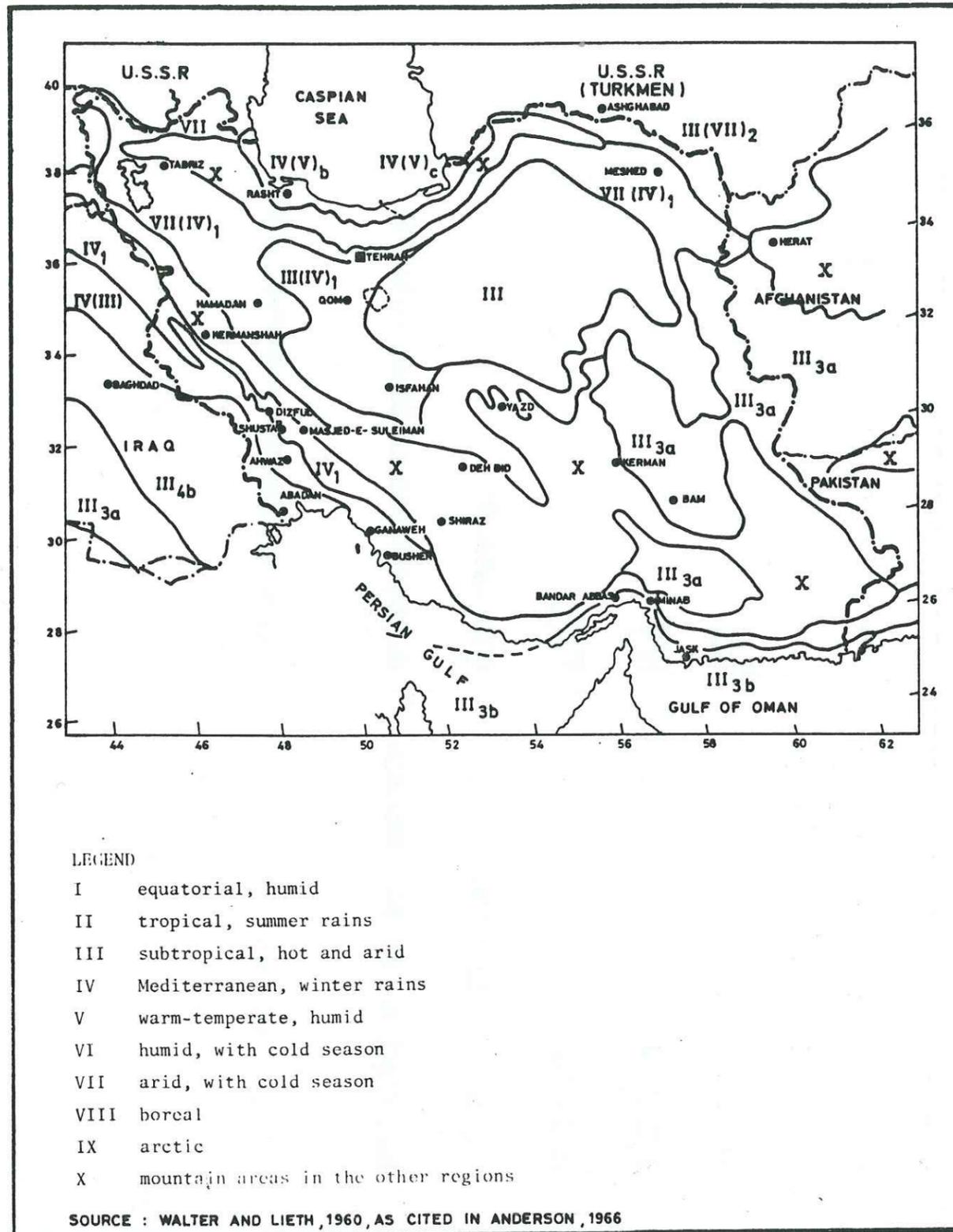
312

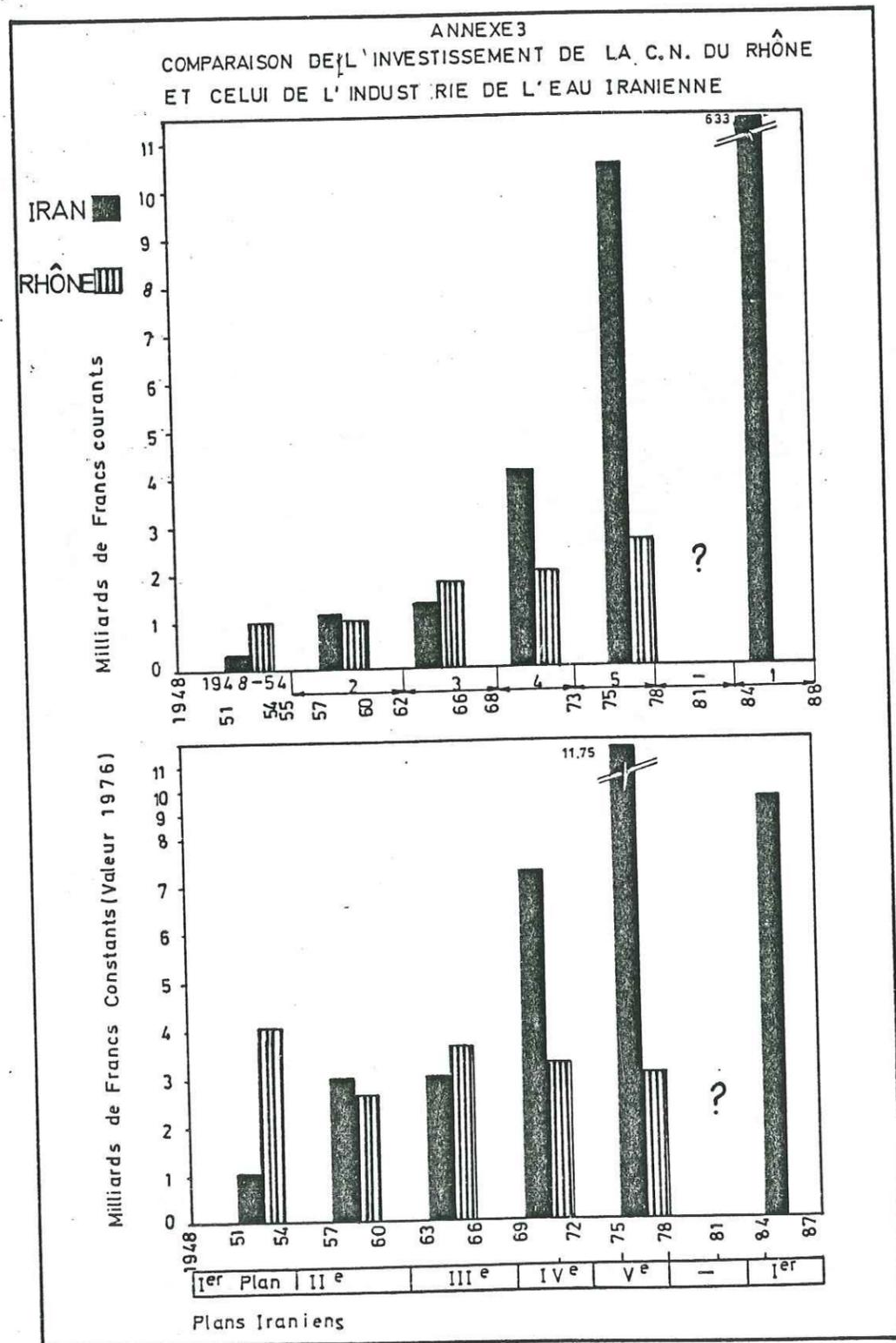
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Nr17	3,05	14,45		115,1	4,44	12157	21459	4265	0,14						0,14
		14,42		114,3	4,41	12018	21390		0,14						
Nr18	1,40	14,5	14,5	253,5	9,90	45698	28958	3280	0,60	1,02	0,48	0,003	0,006	0,0006	0,07
Nr19	2,44	14,6		168,7	6,59	23185	34441	4593	0,06						
		14,56	14,56	167,6	6,55	22940	34319		0,06						0,06
Nr20	3,55	14,80		80,6	3,15	671	14855	7218	0,50						
		14,93		83,1	3,25	7129	15034		0,48						0,47
		15,0	15,0	84,9	3,32	7387	15163		0,48	2,56	1,42	0,043	-0,04	0,012	0,44
p18	3,80	15,20		69,9	2,73	5338	6362	1800	0,68						
		15,55	15,55	78,8	3,08	6522	6954		0,568	1,3	1,57	0,05	-0,007	0,002	0,56
p17	4,10	16,35		74,1	2,9	5891	6639	1800	0,62						
		16,25	16,25	71,5	2,8	5553	6037		0,75	2,2	1,73	0,10	-0,05	0,015	0,72
p15	3,70	16,35		107,7	4,21	10979	8266	2460	0,55						
		16,68	16,68	116,1	4,54	12446	4999		0,46						0,46
p13	3,99	16,95		98,5	3,85	9463	10954	3116	0,39						
		17,0	17,0	99,7	3,9	9658	11052		0,38						0,38
p11	3,92	17,37	17,37	115,1	4,5	12266	10962	3210	0,40						0,40
p10	4,25	17,60	17,60	93,5	3,65	8666	10466	1600	0,22						0,22
p8	4,05	17,97		119,8	4,68	13105	10885	3600	2,46						
		18,02	18,02	121,0	4,73	13331	10998		0,45						0,45
p7	4,37	18,25	18,25	100,1	3,91	9713	11522	1800	0,20						0,20
p6	4,17	18,42	18,42	121,0	4,73	13331	11522	1800	0,20	1,6	1,02	0,026	+0,074	0,007	0,28
		18,5	18,5	123	4,81	13703	11708		0,20	1,5	1,0	0,023	+0,076	0,007	0,28
p5	3,87	18,7	18,7	153,6	6,0	19830	16766	3210	0,17						
			18,37		Fts									Erreurs	-0,33
site			5,6		m.										

313

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Nr20	3,55	15	15	84,9	3,32	7387	15163	7218	0,48	2,56	1,45	0,043	-0,04	0,012	0,44
		+7												Erreurs	-0,25
Nr20		14,75	14,75	81,4	3,1	7000	16388	24607	0,200						
site	3,20	16,60	16,60	156,1	6,1	20376	13964		1,93				+0,02		1,95
		16,70		158,6	6,2	20928									
		5,09m									0,78				
											0,24m				

Tableau 58





Fréquences des crues des
rivières de l'Alborz Central

Rivière-Station	Période de retour T=					
	5	10	20	50	100	1000
1. Lar à Polur						
1 jour	98	120	145	180	210	350
3 jours	86	102	120	145	165	250
10 jours	76	92	105	125	140	200
30 jours	66	80	90	105	117	160
90 "	47	56	64	75	80	110
2. Haraz à karehsang						
1 jour	190	235	270	330	380	600
3 jours	170	207	240	290	330	500
10 "	152	158	210	250	280	400
30 "	130	155	180	210	230	300
90 "	98	115	130	150	160	215
3. Babol à Gharan Talar						
1 jour	150	210	270	370	460	850
3 jours	86	115	140	180	220	400
10 "	43	51	60	75	86	135
30 "	22	25	28	32	35	45
90 "	13	15	16	17	18	21
4. Babol à Babol						
1 jour	330	450	560	740	900	1700
3 jours	180	230	290	360	420	630
10 "	88	103	120	140	160	220
30 "	50	56	64	70	78	98
90 "	35	40	44	48	51	62
5. Talar à Shirgah						
1 jour	100	128	158	200	250	420
3 jours	64	80	98	125	150	250
10 "	38	45	52	64	72	103
30 "	27	32	37	45	50	68
90 "	19	21	24	28	31	42
6. Talar à Kiakola						
1 jour	198	260	330	450	560	1050
3 jours	110	135	162	200	240	350
10 "	60	70	80	94	105	140
30 "	40	47	54	62	68	90
90 "	28	34	38	45	49	64

7. Kasilian à Shirgah	85	115	150	205	260	500
1 jour	48	62	80	105	130	230
3 jours	25	30	36	45	51	80
10 "	13	15	17	20	22	28
30 "	9	10	11	12	13	16
90 "						
8. Sardabrud à KALARDASHT	18	21	25	30	34	54
1 jour	17	20	23	27	30	44
3 jours	15	18	21	24	27	36
10 "	13	15	17	20	22	27
30 "	11	12	14	15	17	22
90 "						
9. Chalus à Pol-e-Zoghal	76	98	120	150	180	300
1 jour	56	68	80	96	110	160
3 jours	47	54	60	68	74	96
10 "	39	44	48	54	60	74
30 "	32	37	41	45	48	60
90 "						
10. Lavij à Tangeh-Lavij	10	14	19	30	40	100
1 jour	5	7	10	13	17	33
3 jours	3	4	5	7	8	13
10 "	2	3	3	4	5	7
30 "	2	2	2	3	3	4
90 "						
11. Karaj à Bileghan	112	145	175	220	260	480
1 jour	98	125	150	190	220	380
3 jours	80	100	125	150	178	280
10 "	70	86	100	125	145	220
30 "	52	63	74	90	100	150
90 "						
12. Jaj-e-rud à Rudak	70	96	125	175	220	470
1 jour	56	74	95	130	155	300
3 jours	40	50	60	76	86	140
10 "	33	40	47	56	65	100
30 "	24	30	35	43	48	70
90 "						
13. Jaj-e-rud à Latian	85	110	140	190	225	400
1 jour	64	82	100	130	150	250
3 jours	52	66	80	100	120	180
10 "	43	54	64	80	90	130
30 "	31	38	45	54	62	90
90 "						
14. Hableh-rud à Bonekuh	50	68	85	110	130	230
1 jour	40	53	66	84	100	170
3 jours	34	40	50	63	73	120
10 "	27	34	40	50	58	98
30 "	20	25	30	36	40	60
90 "						

ANNEXES 5

Fréquences des étiages des
rivières de l'Alborz central

Rivière - Station	Période de retour	Débit des étiages en m ³ /s			
		T= 5 années	T= 10	T= 20	T= 50
1. Lar à Polur					
3 jours		1.85	1.65	1.40	1.15
7 "		2.10	1.90	1.70	1.40
15 "		2.40	2.15	1.90	1.60
30 "		2.55	2.30	2.10	1.75
60 "		2.90	2.75	2.55	2.30
90 "		3.20	3.00	2.75	2.50
180 "		3.65	3.45	3.20	2.95
2. Haraz à Karehsang					
3 jours		10.5	10.0	9.9	9.8
7 "		11.1	10.8	10.5	10.3
15 "		11.5	11.2	10.8	10.5
30 "		12.0	11.7	11.3	11.0
60 "		12.6	12.2	11.6	11.2
90 "		13.0	12.5	12.0	11.6
180 "		14.5	13.9	13.3	12.6
3. Babol à Gharan Talar					
3 jours		0.12	0.05	0.03	0.00
7 "		0.25	0.15	0.10	0.05
15 "		0.35	0.30	0.25	0.17
30 "		0.70	0.60	0.50	0.50
60 "		1.50	1.12	0.85	0.65
90 "		2.15	1.65	1.30	0.95
180 "		4.60	3.90	3.35	2.65
4. Kasilian à Shirgah					
3 jours		0.14	0.07	0.03	0.00
7 "		0.20	0.11	0.06	0.02
15 "		0.28	0.18	0.11	0.07
30 "		0.46	0.29	0.18	0.10
5. Karaj à Pol-e-Khab					
3 jours		2.70	1.90	1.10	0.00
7 "		2.90	2.40	1.70	0.75
15 "		3.00	2.60	2.20	1.65
30 "		3.10	2.80	2.50	2.15
60 "		3.20	3.00	2.90	2.75
90 "		3.40	3.30	3.20	3.05
180 "		4.40	4.00	3.65	3.20

6. Jaj Rud à Rudak				
3 jours	1.34	1.22	1.18	1.14
7 "	1.38	1.25	1.21	1.16
15 "	1.46	1.30	1.27	1.22
30 "	1.56	1.39	1.32	1.27
60 "	1.68	1.50	1.42	1.38
90 "	1.80	1.59	1.52	1.48
7. Hableh Roud à Bonekuh				
3 jours	1.85	1.65	1.50	1.40
7 "	2.00	1.75	1.60	1.42
15 "	2.15	1.85	1.70	1.45
30 "	2.25	1.95	1.75	1.50
60 "	2.45	2.05	1.80	1.55
90 "	2.55	2.15	1.90	1.60
180 "	4.20	3.85	3.70	3.50

ANNEXE 6

Impact de l'aménagement du Zayandeh Roud
sur les nappes phréatiques

L'étude des relations entre les aquifères et les surfaces d'eau libre intéresse surtout les nappes phréatiques, mais des aquifères semi-captifs et même captifs peuvent communiquer avec les eaux de surface.

Les travaux de l'aménagement du Zayandeh-Roud, en créant une série de retenues ainsi que des canaux de dérivation et des canaux d'irrigation, ont eu pour effet d'exhausser le niveau de la surface d'eau de la rivière au-dessus des lignes d'eau moyennes de la rivière avant son aménagement. D'autre part la nappe alluviale de la vallée du Zayandeh-Roud est directement influencée par la rivière. Inversement, la rivière Zayandeh Roud sur une grande partie de son cours est alimentée par les nappes.

La rivière Zayandeh Roud, soit joue un rôle prépondérant dans l'alimentation des nappes, soit règle le niveau des eaux souterraines dans toute la plaine riveraine.

Les relations entre le lit de la rivière et le complexe alluvial de la plaine du Zayandeh Roud varient considérablement le long du profil de la rivière. Mais pratiquement sur la majeure partie du long de la rivière, le complexe alluvial du lit majeur et le système aquifère alluvionnaire reposent sur un même substratum et communiquent librement. En outre, du fait qu'il n'existe pas de couche imperméable au-dessus de la cote de la surface des eaux du Zayandeh Roud même pendant la période d'étiage, il a existé une intercommunication libre entre les eaux souterraines et de surface même avant l'aménagement de la rivière.

A l'amont de la ville d'Isfahan, la rivière en général décharge la nappe et à l'aval de cette ville il y a une infiltration de la rivière vers la nappe, autrement dit la nappe est alimentée par la rivière.

La nappe phréatique de la plaine d'Isfahan est très importante car elle est largement utilisée par l'agriculture et par des captages destinés à la fourniture d'eau potable ou industrielle.

Un deuxième effet de l'aménagement du Zayandeh Roud sur la nappe phréatique provient de l'irrigation des nouveaux terrains mis en culture. L'exhaussement de nappe surtout par l'infiltration des eaux d'irrigation n'a pas été partout favorable. Ces endroits exigent un système de drainage complémentaire.

Il existe déjà, certain canaux de drainage disposés le long de quelques retenues. Ces contre-canaux ont un double rôle:

- assurer le réglage des nappes en abaissant les débits en provenance de la retenue. Pour cela, il suffit que le toit des alluvions graveleuses soit entaillé par le contre-canal sur une hauteur de deux mètres environ.

- Assurer l'évacuation des eaux de ruissellement de la plaine riveraine et des petits ruisseaux. La géométrie des contre-canaux ainsi définie doit de présenter, pour le débit de percolation, une ligne d'eau suffisamment basse pour que la nappe se cale dans la plaine au niveau désiré, et ne pas donner lieu à des débordements de la retenue par des précipitations intenses.

Les débits de percolation à travers les parois des retenues qui ont été certainement élevés au moment de la mise en eau, ont décliné en raison du colmatage progressif des barrages.

ANNEXE 7

ZAYANDEH ROUD - Débits d'étiage

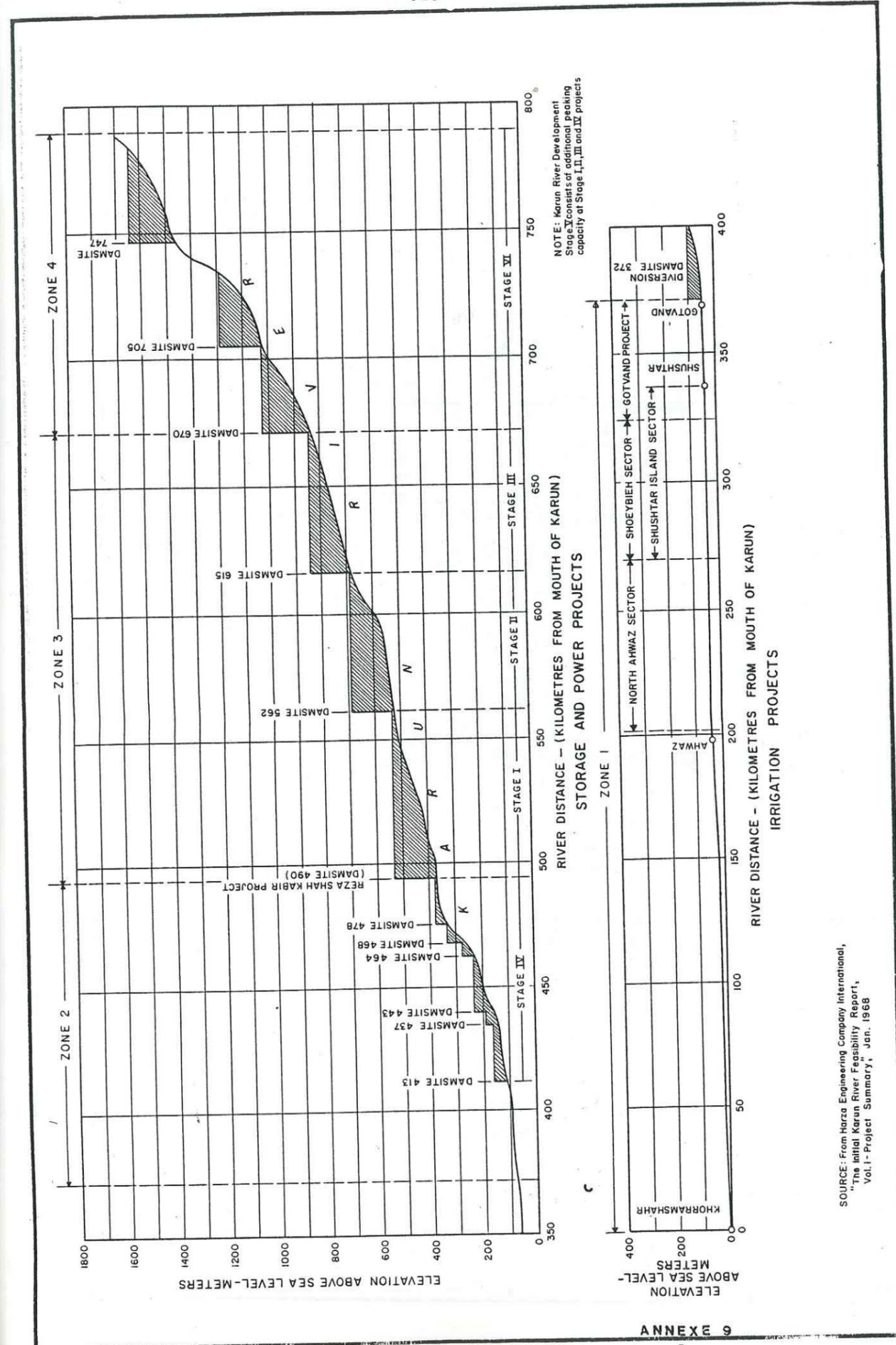
Débits moyens en m³/s

Année hydro- géologique	Durée en mois					
	1	2	3	4	5	6
1966/7	2.21	2.51	2.70	3.41	3.68	4.02
1967/8	2.16	2.22	2.55	2.79	2.99	3.14
1968/9	4.15	4.70	5.32	5.42	6.26	5.60
1969/70	2.68	2.90	3.25	3.50	2.92	4.81
1970/1	2.12	2.16	2.29	2.45	2.69	3.11
1971/2	2.33	2.38	2.50	2.91	3.00	3.20
1972/3	2.85	3.01	3.43	4.02	4.44	5.29
1973/4	2.29	2.32	2.38	2.60	2.67	2.80
1974/5	2.91	2.91	3.04	3.33	3.63	4.06
1975/6	3.60	3.63	3.63	3.63	3.63	3.76
1952/3	0.27	0.28	0.28	0.28	0.28	0.32
1953/4	0.33	0.38	0.39	0.41	0.39	0.49
1954/5	0.41	0.50	0.69	0.91	1.12	1.12
1955/6	0.82	0.84	0.85	0.87	0.96	0.87
1956/7	0.30	0.42	0.62	0.74	0.92	1.94
1957/8	0.48	0.52	0.56	0.94	1.30	1.48
1958/9	0.30	0.39	0.42	0.45	0.49	0.42
1959/60	0.07	0.11	0.17	0.18	0.20	0.21
1969/1	0.18	0.21	0.22	0.29	0.32	0.28
1961/2	0.07	0.08	0.18	0.22	0.27	0.28
1962/3	0.32	0.34	0.35	0.38	0.41	0.36
1963/4	0.23	0.25	0.25	0.32	0.36	0.36
1964/5	0.20	0.24	0.24	0.24	0.24	0.25
1965/6	0.08	0.22	0.35	0.39	0.51	0.54
1966/7	0.27	0.29	0.31	0.31	0.32	0.33
1967/8	0.18	0.24	0.31	0.57	0.27	0.36
1978/9	0.29	0.34	0.38	0.42	0.46	0.53
1969/70	0.33	0.34	0.38	0.46	0.46	0.47
1970/1	0.25	0.27	0.27	0.29	0.30	0.30
1971/2	0.21	0.21	0.22	0.25	0.25	0.26
1972/3	0.27	0.30	0.37	0.39	0.41	0.42
1973/4	0.31	0.31	0.27	0.34	0.36	0.37
1974/5	0.27	0.27	0.20	0.30	0.30	0.34
1975/6	0.35	0.36	0.44	0.42	0.74	0.98

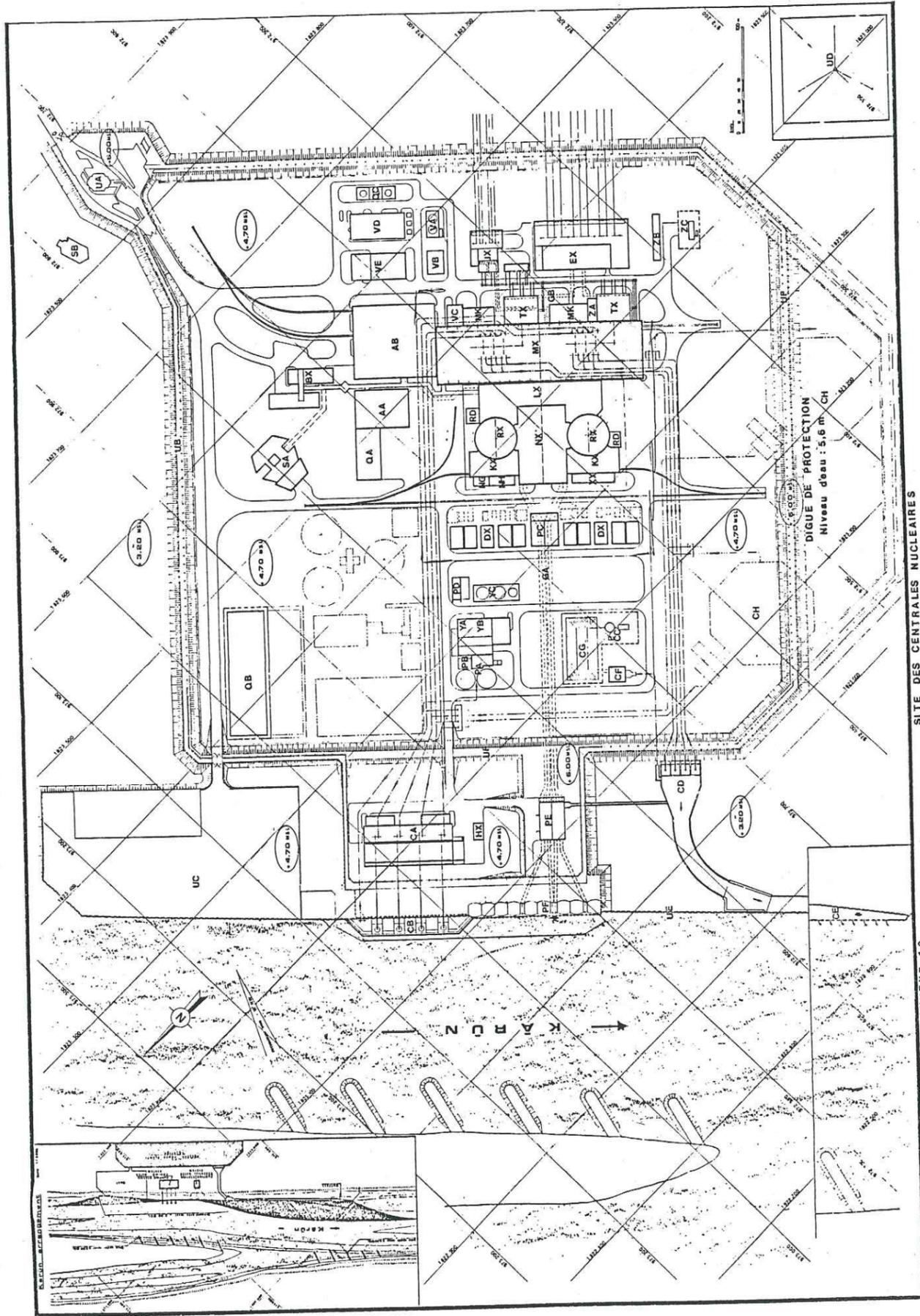
ANNEXE 8

Averse du 11 à 13 Dec. 1964

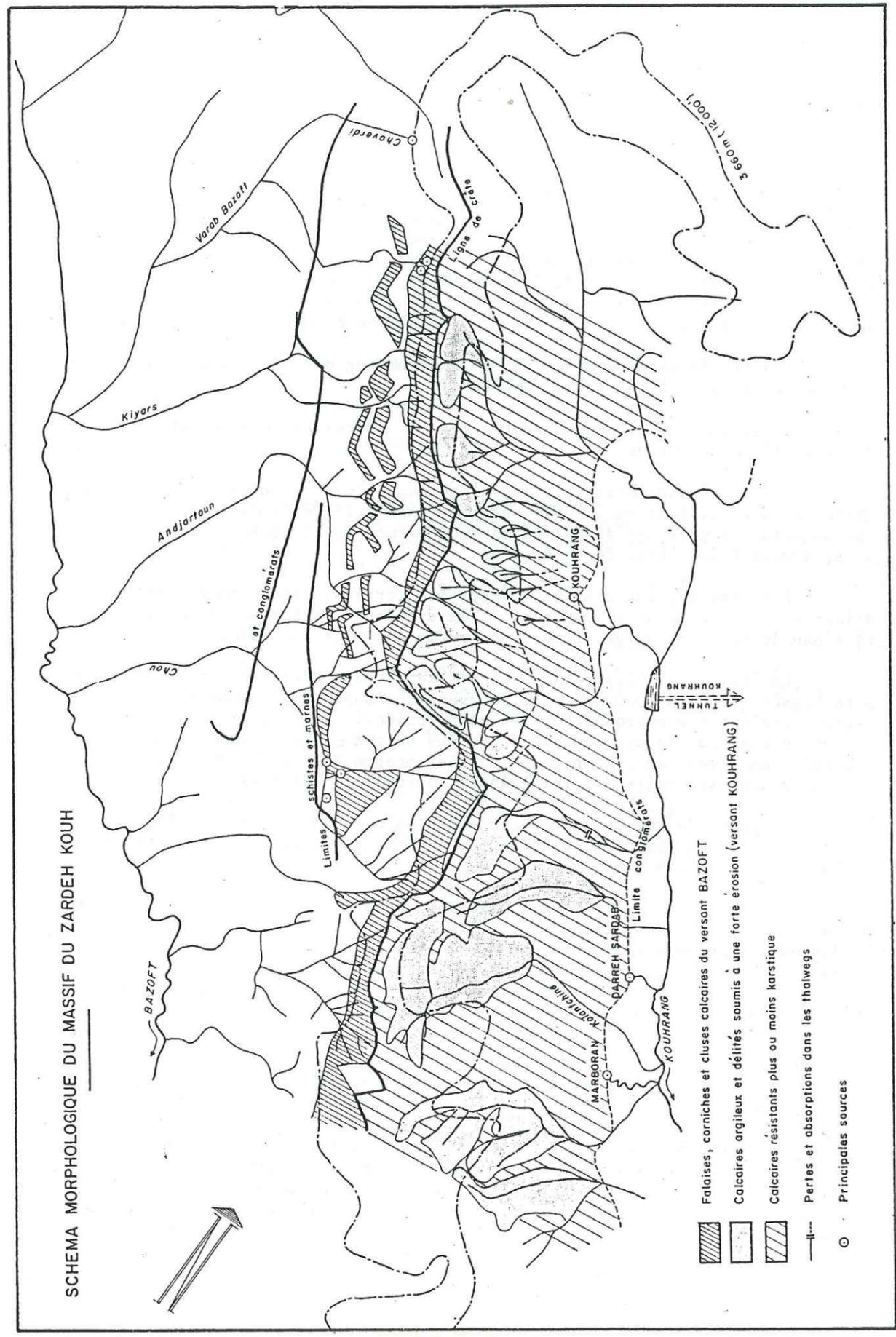
Précipitations en 12 heures (mm)	Stations Météorologiques						
	Masjeh-e Soleiman	Agha Jari	Gach Saran	Ahwaz	Abadan	Bandar Mahshahr	Ile de Kharg
11 Dec 0630-1830	1.3	2.3	0.6	3.0	0	0	7.6
11-12 Dec 1830-0630	3.3	7.9	7.9	0	3.1	13.6	23.2
Accumulation	4.6	10.2	8.5	3.9	3.1	13.6	23.2
12 Dec 0630-1830	28.5	17.8	35.4	8.8	7.2		173.3
Accumulation	33.1	28.0	43.9	11.8	10.3	89.7	196.5
12-13 Dec 1830-0630	25.4	14.1	16.0	22.4			37.6
Accumulation	58.5	42.1	59.9	34.2	10.3	103.3	234.1
13 Dec 0630-1830	1.6	4.6	31.1	0	0	0	64.8
Accumulation	60.1	46.7	91.0	34.2	10.3	103.3	298.9
13-14 Dec 1830-0630	3.6	0	0	0	0	0	0
Accumulation	63.7	46.7	91.0	34.2	10.3	103.3	298.9
TOTAL	63.7	46.7	91.0	34.2	10.3	103.3	298.9



SOURCE: From Harza Engineering Company International,
"The Initial Karun River Feasibility Report",
Vol. I - Project Summary, Jan. 1968



Annexe 11



HYDROGEOLOGIE DE LA VALLEE DE KOUHRANG

Dans la partie des monts de Zagros qui sépare les deux bassins versants du Zayandeh Roud et du Karoun l'un de l'autre, la ligne des plus hautes crêtes passe du sud au nord et le sommet le plus élevé (Zardeb Kouh) a une altitude de 4500 mètres. Cette chaîne laisse à l'ouest l'un des sous-bassins du Karoun (Bazoft) qui l'enveloppe par l'ouest et le nord; la haute vallée du Kouhrang, plus à l'Est, se trouve la vallée du Zayandeh Roud, qui dans son cours supérieur, coule sur un haut plateau à 2100 m. Le Zayandeh Roud au nord-ouest est limité par un autre sous-bassin du Karoun, (Gaukoum); cet affluent coule d'est en ouest.

L'altitude moyenne de la vallée du Kouhrang est de 3300 mètres (de 2500 à 4000m) et sa superficie est de 265 km².

Il existe une dissymétrie entre les versants oriental et occidental de la vallée du Kouhrang.

Sur le versant oriental le pendage des calcaires du Crétacé, plus ou moins fissurés ou karstifiés du Crétacé est parallèle à la pente de la montagne. Vers les sommets, la présence de faciès marneux permet le creusement de profonds thalwegs, soumis à une assez forte érosion.

Dans ces régions élevées, à part ces terrains assez imperméables qui alimentent l'écoulement de surface, il existe des terrains morainiques perméables, où l'eau de fonte de neige alimente en permanence les aquifères.

Les calcaires fissurés du Crétacé se situent généralement à des altitudes plus basses (2500 à 3000 m). Ils occupent une superficie importante et présentent une surface corrodée par les eaux froides. Ces calcaires peuvent absorber une grande partie des eaux de fonte des neiges pouvant atteindre à 150 l / jour/m². Au niveau du piémont, les faciès imperméables affleurent (marnes gris-bleues et schistes noirs) et les grandes sources du bassin émergent à ce contact.

Du point de vue de la structure géologique ces calcaires forment un synclinal dont le deuxième flanc apparaît en surface à une dizaine de kilomètres dans le bassin du Zayandeh Roud.

Sur le versant ouest, on trouve une alternance de calcaires marneux et de calcaire résistants, qui forment des falaises. La disposition générale en corniche des lignes de crêtes ne permet pas aux altitudes supérieures à 3000m. une forte accumulation neigeuse. Les altitudes inférieures à ce niveau sont formées de calcaires en petits bancs assez peu perméables, sur lesquels la fonte des neiges peut provoquer des ruissellements de surface importants.

Au piémont de la chaîne, on observe, comme sur l'autre versant, des faciès imperméables de schistes noirs et de marnes.

Dans le massif calcaire les circulations souterraines jouent un rôle important. Les eaux de percolation peuvent émerger en un point extérieur au bassin topographique. La ligne de crêtes qui sépare les bassins de Kouhrang et du Bazoft ne coïncide probablement pas avec les limites du champ d'infiltration des sources situées dans ce massif.

Il est encore possible que les eaux de la grande émergence du Zayandeh Roud puissent provenir d'infiltrations dans le massif du Zardeb Kouh. Si cette idée est exacte, alors, le tunnel de Kouhrang ne fait que compléter les circulations des eaux souterraines vers le Zayandeh Roud.

Régime d'écoulement

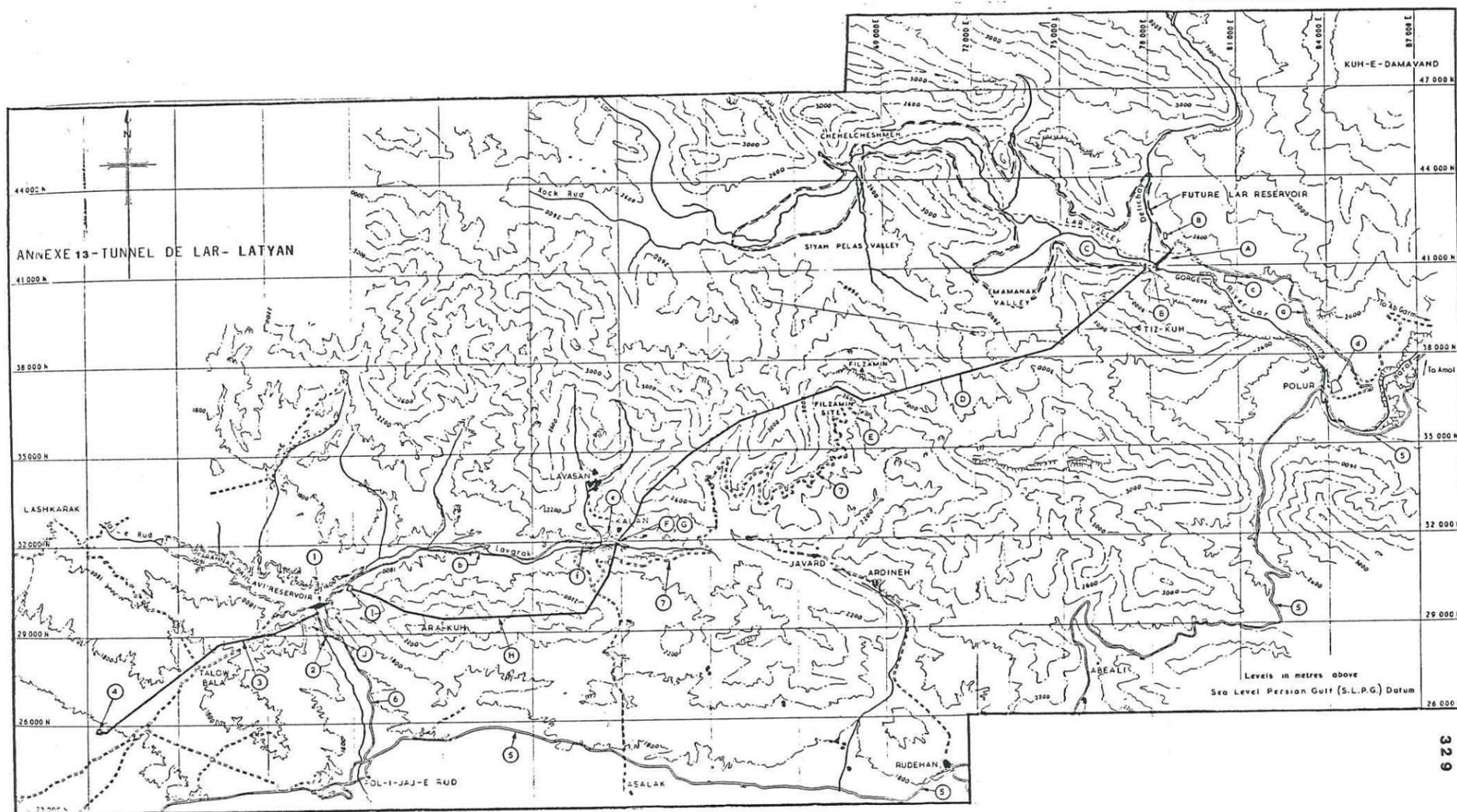
Après la mise en eau du barrage de Kouhrang des lectures journalières du débit sont faites à une échelle située à la sortie du tunnel pour contrôler les débits détournés vers le Zayandeh Roud, et à une deuxième échelle située sur la crête du déversoir du barrage pour mesurer les volumes continuant vers le Golfe Persique par la rivière de Karoun, ces lectures montrent que le débit moyen annuel détourné vers le Zayandeh Roud est de 14.5 m³/s. le débit moyen de transfert d'eau pour les mois de forte demande d'agriculture (Avril à Juillet) est de 32 m³/s.

L'analyse de ce régime montre deux décroissances de débit de forme exponentielle qui se raccordent début Octobre.

La première descente indique le tarissement rapide des exurgences de trop-plein et de la fonte des neiges et se traduit par la formule de MAILLET, pour laquelle la pente de la droite ou coefficient caractéristique de la capacité de rétention du bassin est de -0,0077. La seconde décroissance, beaucoup plus lente, caractérise le tarissement des exurgences profondes et de la fonte des glaciers avec une pente de la droite égale à - 0,0023.

Le facteur principal de l'étiage du Kouhrang est une émergence importante, la source de Kouhrang, véritable rivière souterraine qui sort d'une grande diac-lase, pénétrable en bateau. Le débit moyen sur 18 années de cette source atteint 14.5 m³/s. L'amplitude de variation des débits d'une année à l'autre est de l'ordre de quelques mètres cubes seconde.

A part la grande source de Kouhrang il existe les apports intermédiaires des petites sources dans cette vallée. Le barrage de Kouhrang contrôle une grande partie du débit de ces sources et le tunnel de Kouhrang transfère annuellement 457 millions de mètres cubes d'eau du bassin de Karoun au bassin de Zayandeh Roud.



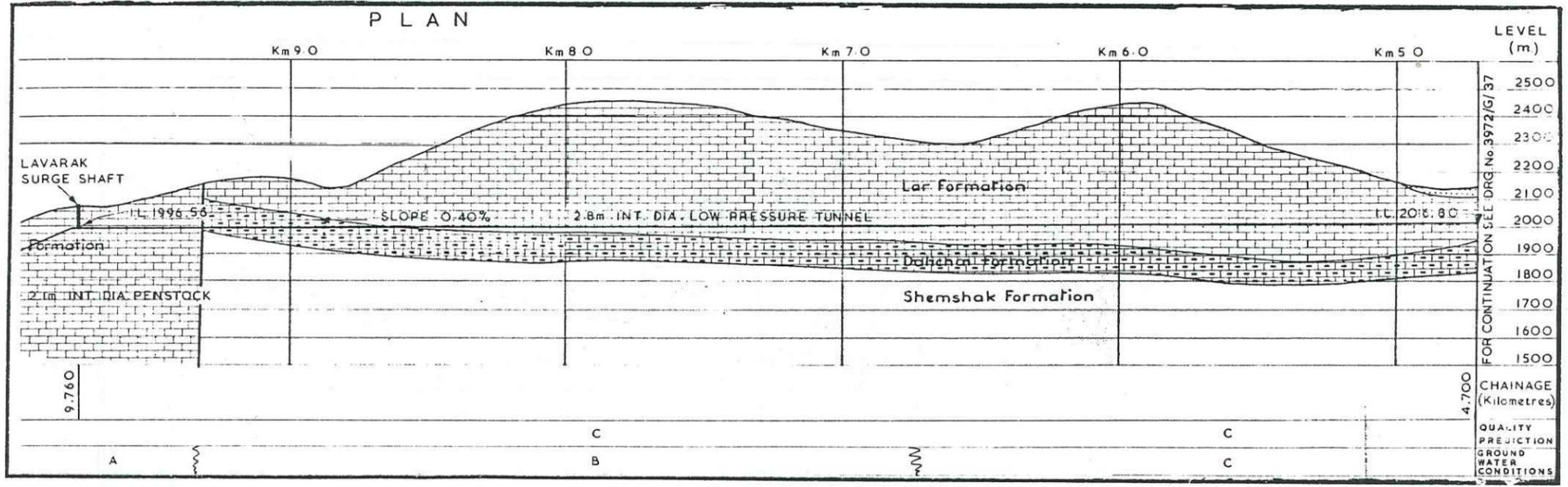
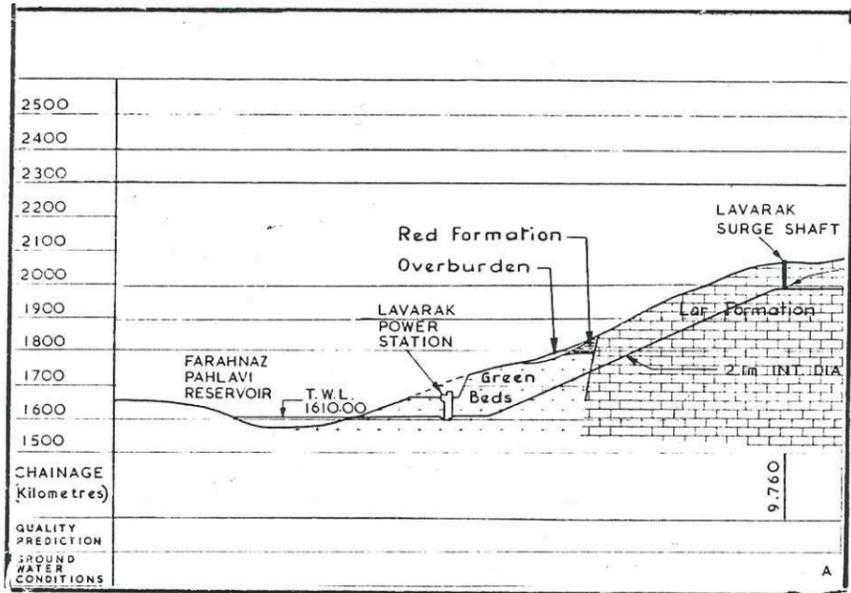
ANNEXE 13 - TUNNEL DE LAR - LATYAN

Document : Ministère de l'Énergie

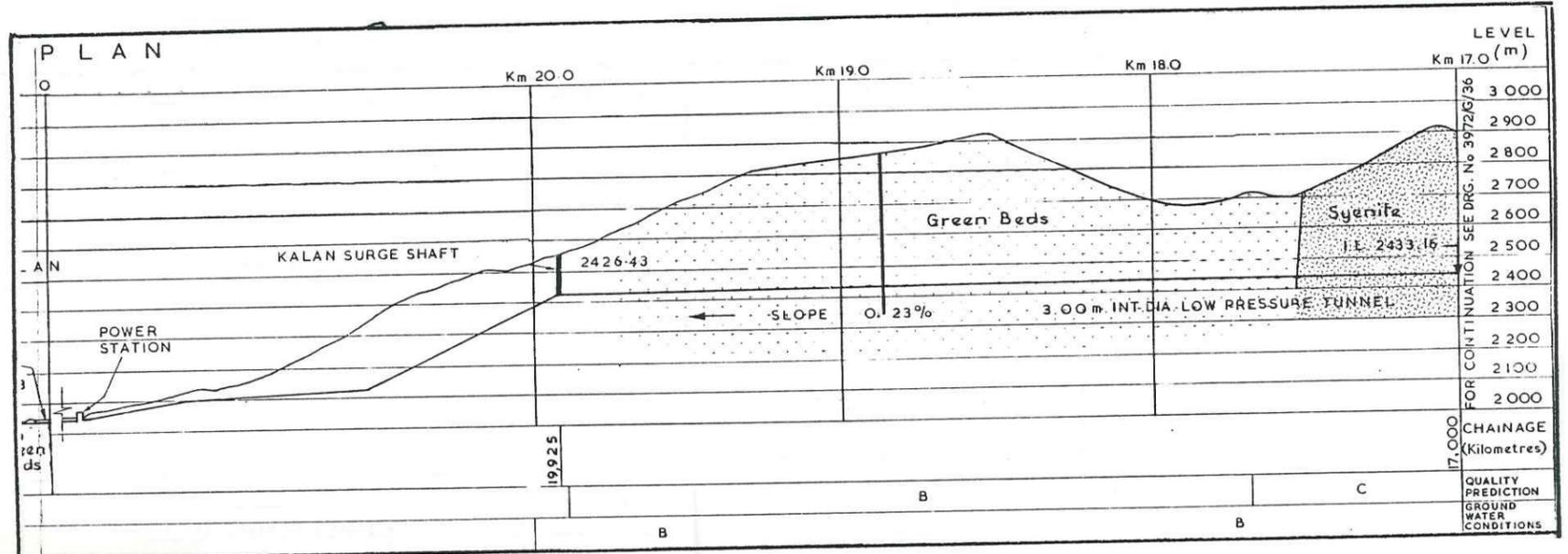
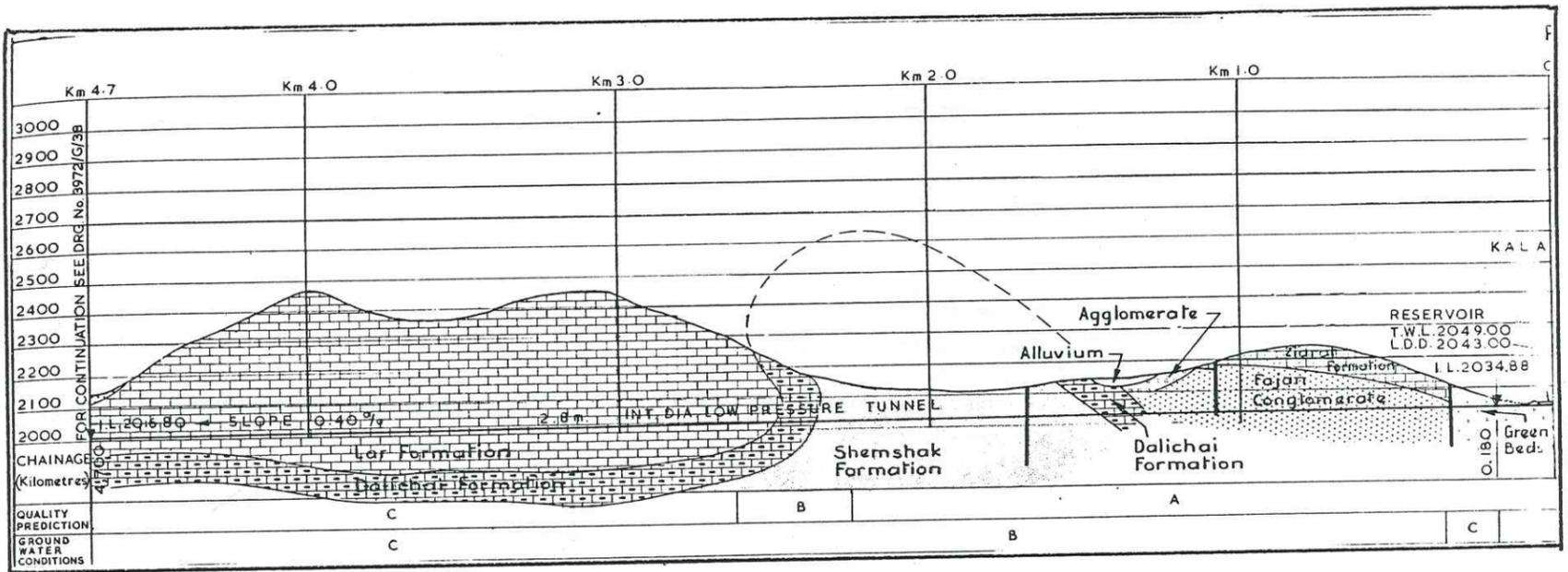
ANNEXE 14 TUNNEL TRANS - BASSIN
LAR - LATYAN
COUPE GEOLOGIQUE

Condition des eaux Souterraines:

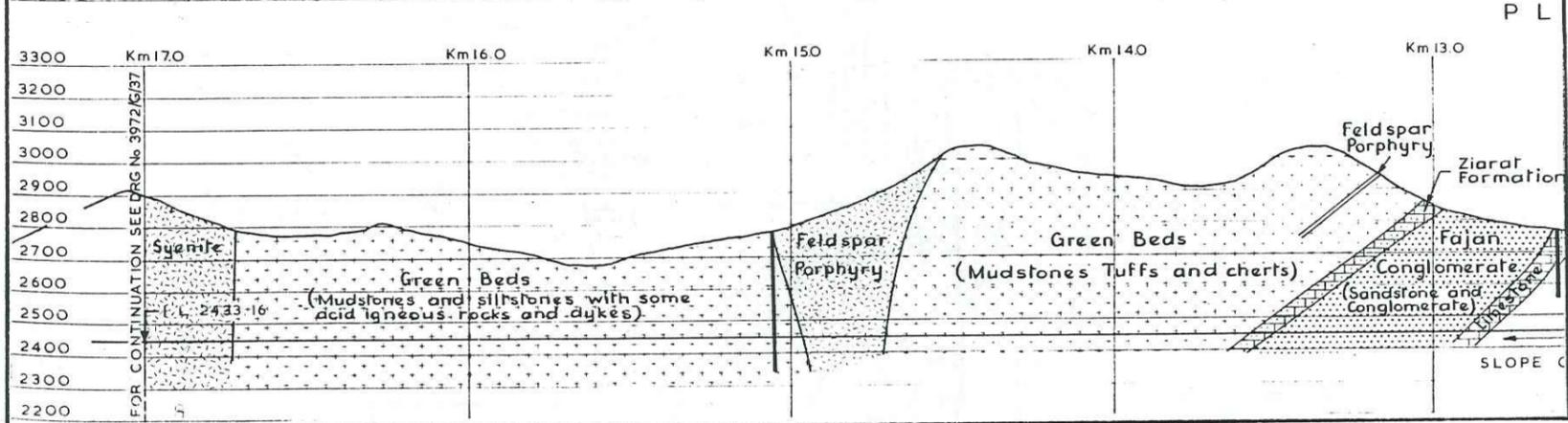
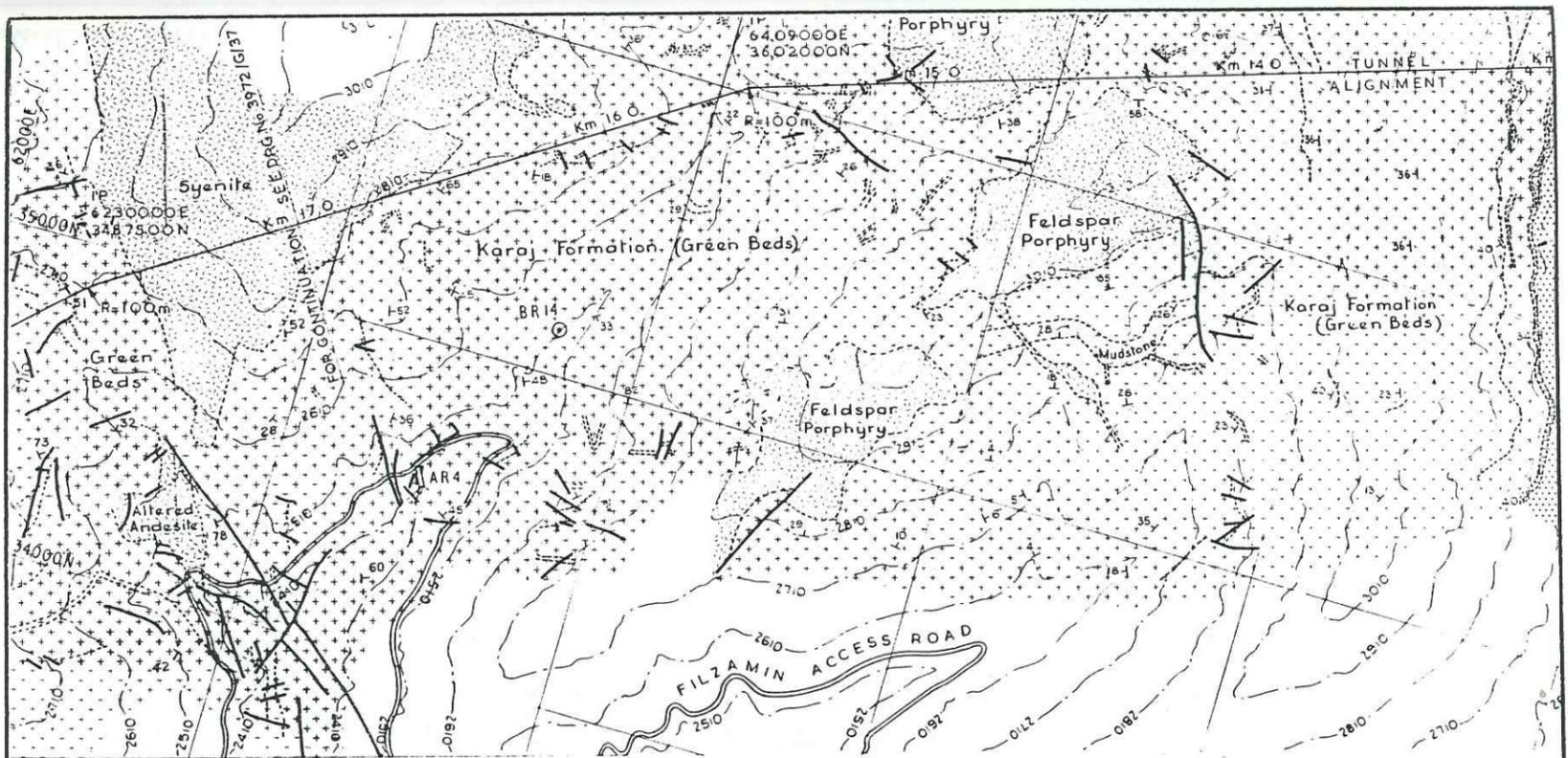
- A - Roches non saturees au niveau de tunnel;
- B - Tunnel dans l'aquifere a permeabilite modeste ;
- C - Tunnel dans l'aquifere a des roches permeables ;



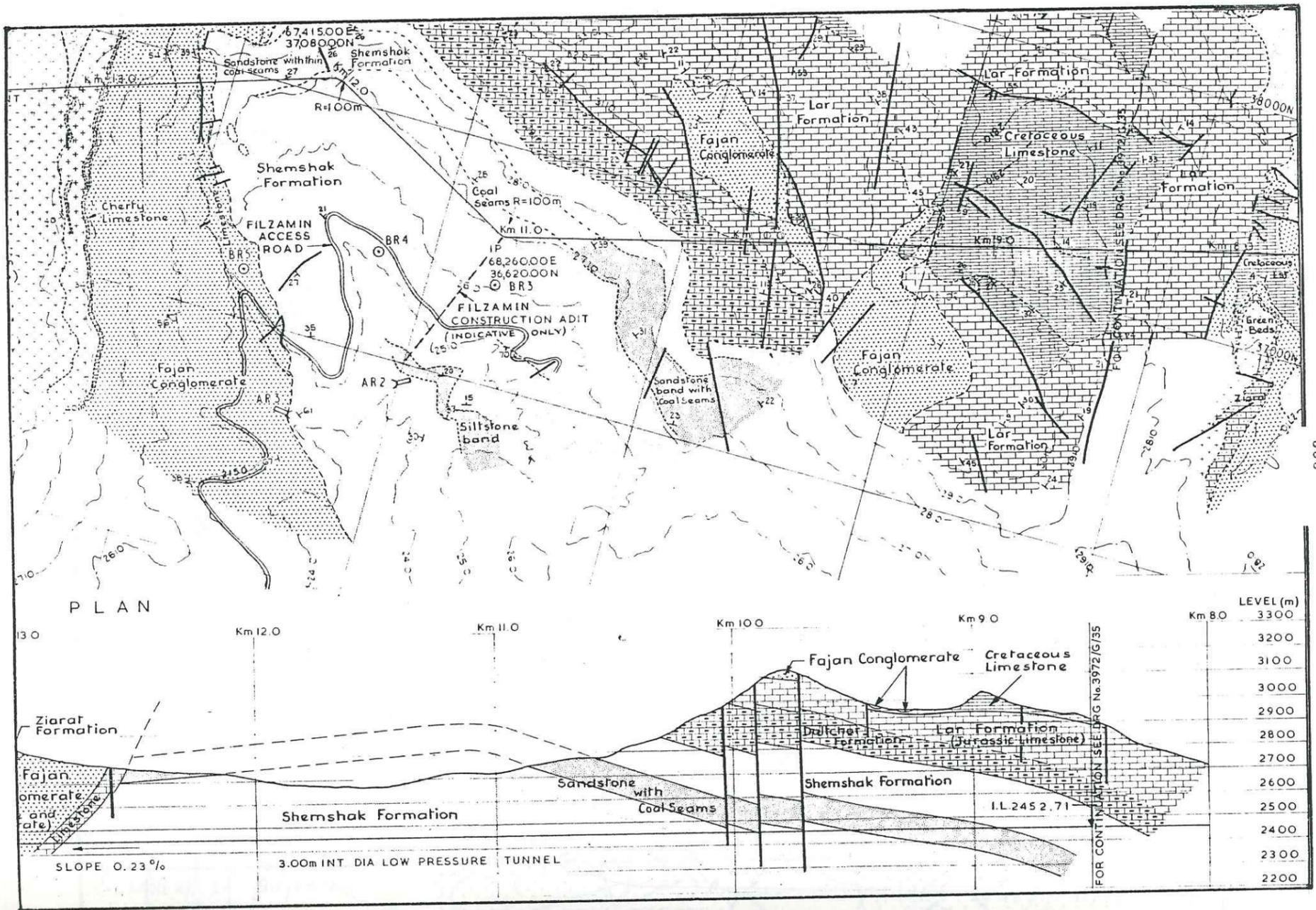
Document : Ministère de l'Énergie



ANNEXE 14 Suite



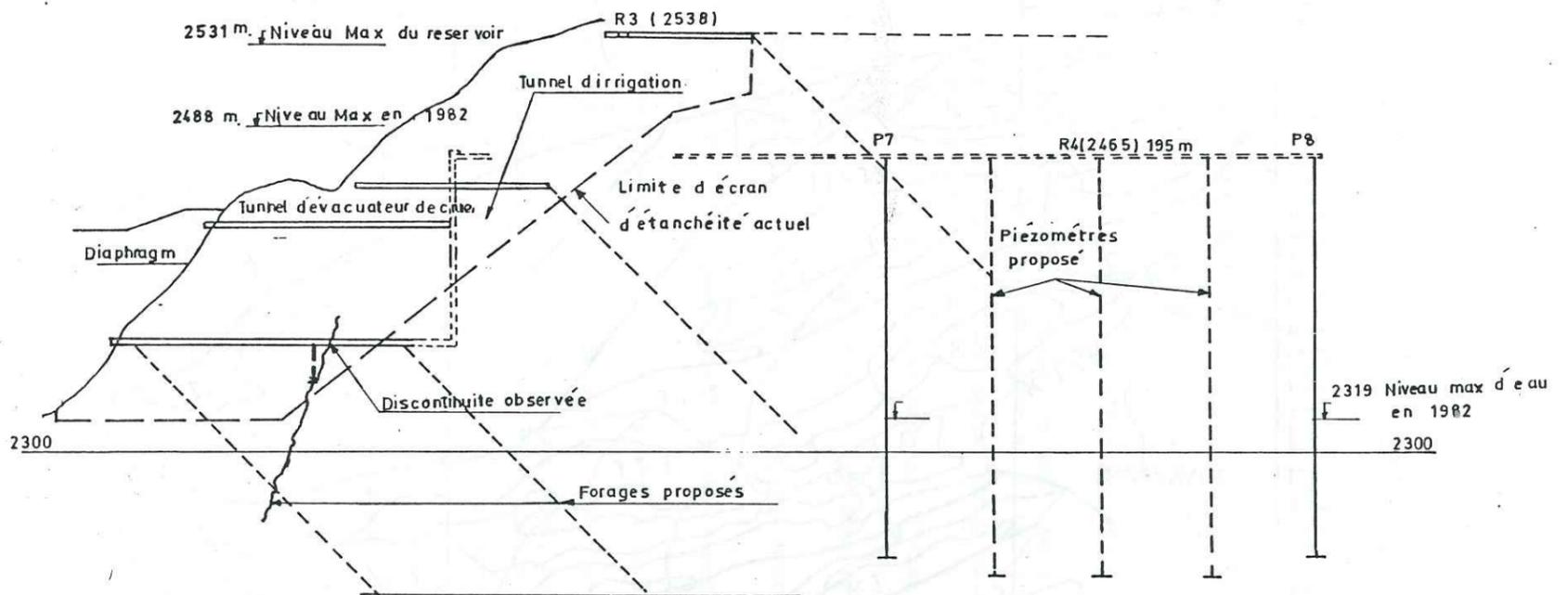
ANNEXE 14 Suite



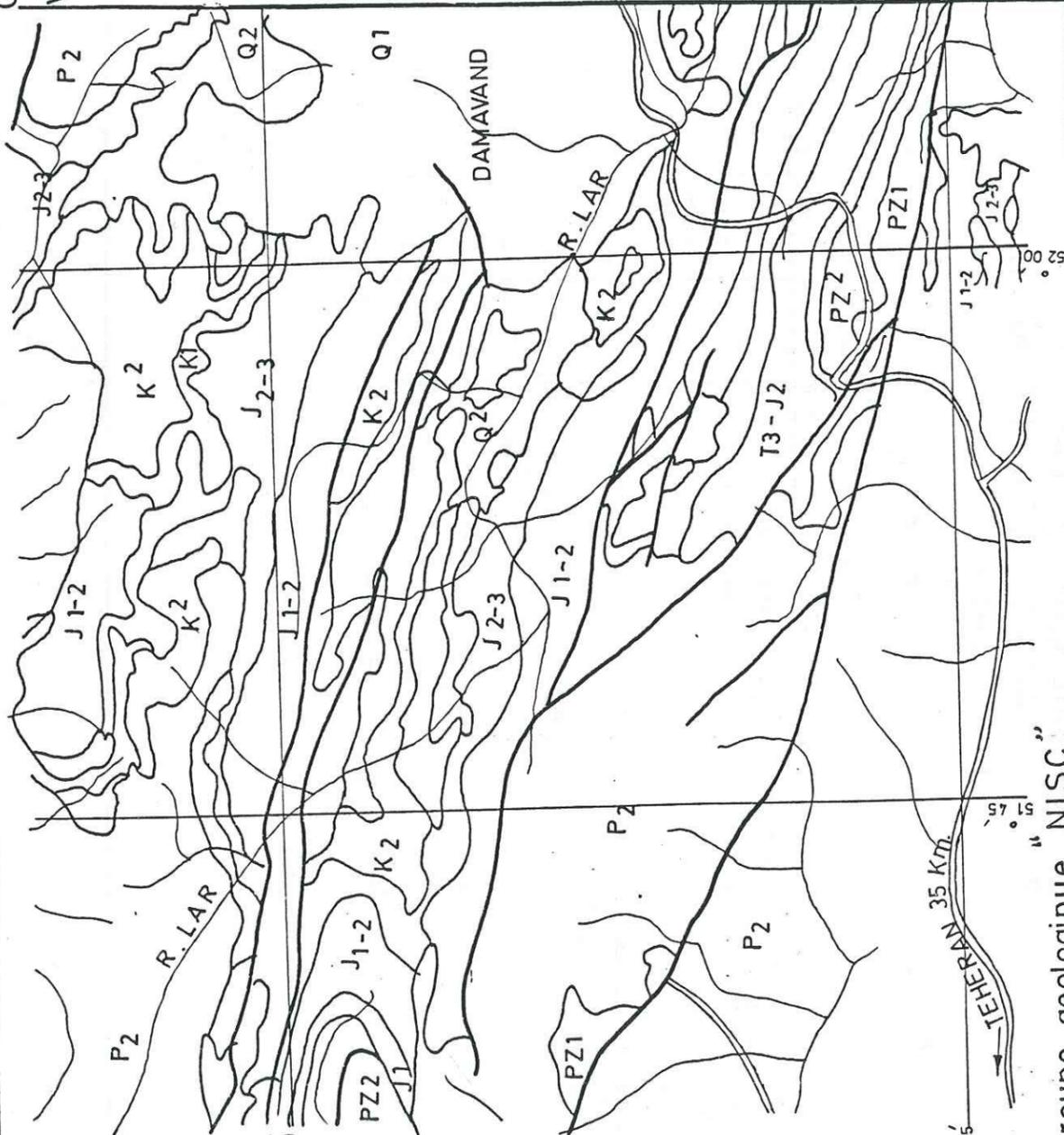
ANNEXE 14 Suite

ANNEXE 15

AMENAGEMENT DE LAR
PROFIL SUIVANT L'AXE DU BARRAGE
(RIVE DROITE)



Ech.1:3600



LEGENDE

Q ₂	Quaternaire	Alluvions récentes
Q ₁	Quaternaire	Alluvions A et B
P ₂	Crétacé	Pliocène
K ₂		Conglomérats
K ₁	Crétacé	Calcaires gréseux
J ₂₋₃	Jurassique	Calcaires marins
J ₁₋₂		Calcaires marnes
J ₁		Grès, schistes
T ₃ J ₂	Paléozoïque	Conglomérats, grès, schistes
P _{z2}		Schistes, grès
P _{z1}	Paléozoïque	Grès quartzitiques
		Calcaires grès, schistes
		Faïlles
		Rivières

Ech. 1:250,000

ANNEXE -16



Shajari et groupe géologique NISC

Travaux intérieurs : Service Géologique de l'Iran

BIBLIOGRAPHIE

ALLAN FREEZE R. 1968 - Théoreticla analysis of régional ground water flow. Water Resources Research. Volume 4 June 1968, N° 3

ALAVI, N. 1972 - Etude géologique de la région de Djam . Géological Survey of Iran, R. N° 23.

ALAVI, N. - SALEHI, R. 1975 - Géological map of Damghan region . Geological Survey of Iran , Teheran .

BARBIER, R. et GIGNOUX, M. 1955 - Géologie des barrages et aménagements hydroélectriques. Masson Paris .

BAYAT, A. 1973 - Geological information on districts 23 and 24, Mazandaran area . N.I.O.C. - R. N° GR354.

BAYAT, A. and AGAH S. 1972 - East Mazandaran geological report . N.I.O.C.- R. N° 333.

BEARD, 1960 - Probability stimates 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. (2) 111-1.

BOUVARD, M. 1983 - Ouvrages de dérivation et transports solides. La Houille Blanche, n° 3-4/1983.

BOUVARD, M. 1983 - Une extension de la notion de sous-pression. La Houille Blanche, n° 7/8 - 1983.

BOUVARD, M. 1980 - Critères économiques de dimensionnement des aménagements hydroélectriques .ACTIM, Paris .

BRAKENSIEK. D.L. and ONSTAD.C.A., 1968 - The synthesis of distributed inputs for hydrograph prediction. Water Resources Research. Volume 4, Feb. 1968, n° 1.

CARLIER, M. 1980 - Hydraulique générale et appliquée, collection de la direction des études et recherches d'Electricité de France.

CASTANY, G. 1967 - Traité pratique des eaux souterraines . Dunod Paris.

CASTANY, G. 1968 - Prospection et exploitation des eaux souterraines . Dunod Paris.

CHETBOUN G. 1980 - Un modèle de gestion à long terme à objectifs multiples d'une ressource en eau. La Houille Blanche n° 3 1980.

CHOW V.T., 1964 - Handbook of applied hydrology. Mc GROW-HILL, New-York.

COLIN E. et MICHEL C. 1980 - Approche statistique du coefficient d'écoulement et utilisation pour la prédétermination des crues . La Houille Blanche N° 4.5 - 1980

Compagnie Nationale du Rhône, Direction des Etudes et Travaux, 1980 - Nappes phreatiques - Irrigation .

C.N.R., Direction des Etudes et Travaux, 1980 - "Protection contre les crues". C.N.R. ,Lyon .

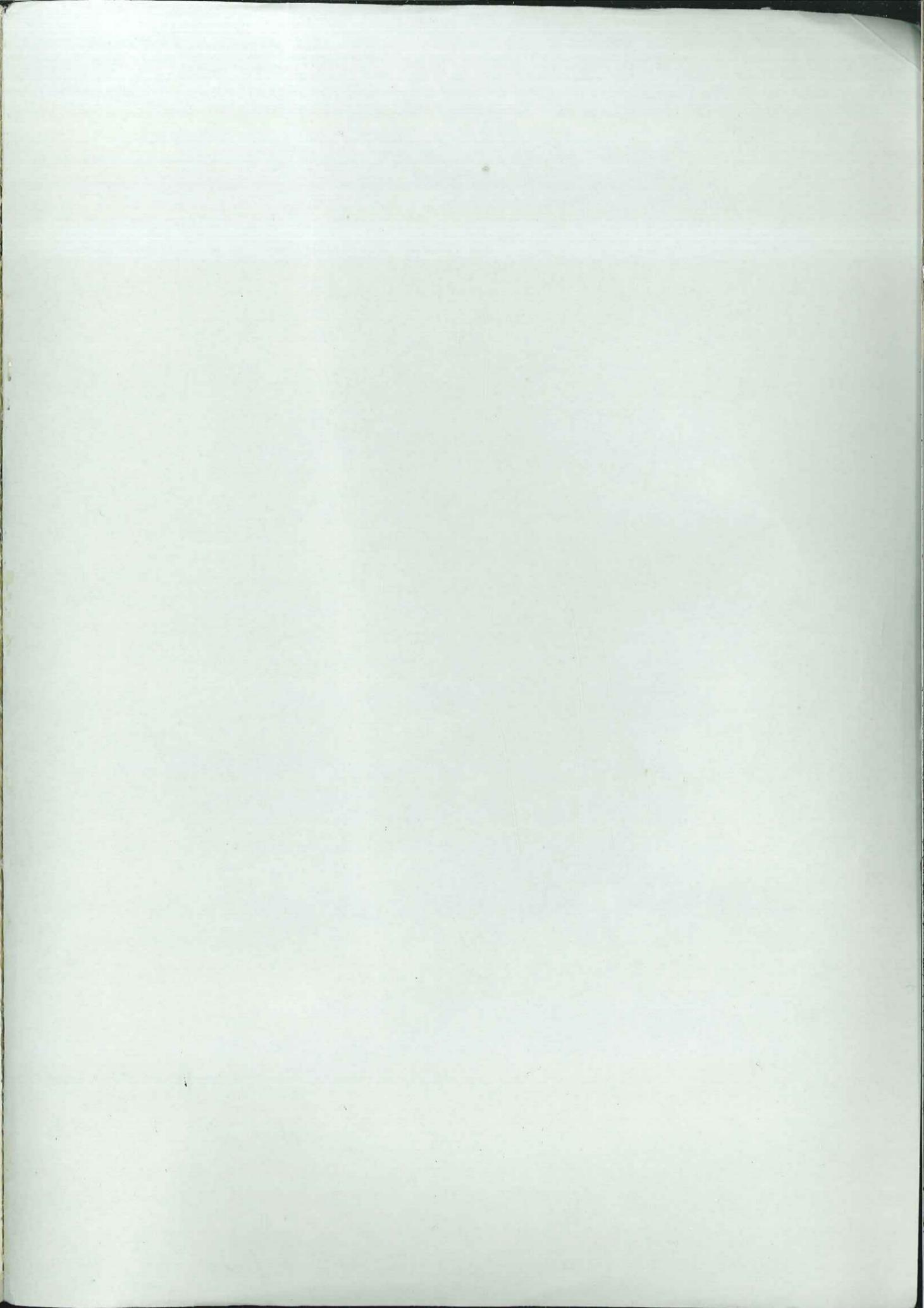
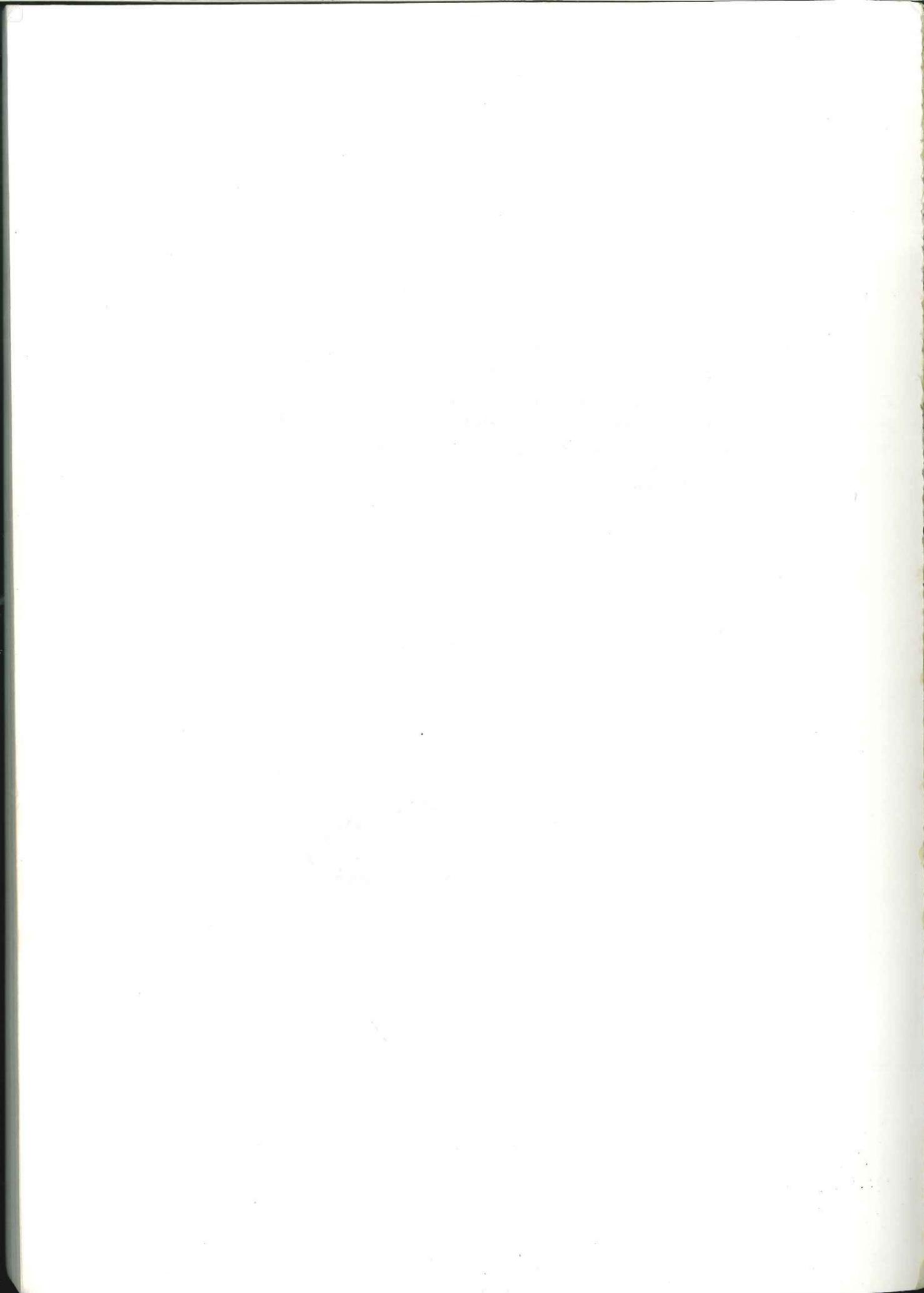
- COOPER, H.H. and RORABAUGH M.I. 1963 - Ground water movements and bank storage due to flood stages in surface streams. U.S.G.S. water supply.
- COTILLON, J. 1982 - Place de l'hydroélectricité dans le bilan énergétique mondial. La Houille Blanche N° 5/6 - 1982.
- CUNGE J.A., HOLLY F.M., VERWEY A., 1986.- Practical aspects of computational river hydraulics. IOWA Institute of Hydraulic Research. Iowa city
- DAVIS, C. 1952 - Hand book of applied Hydraulics. McGraw Hill, New York.
- DENNIS, P., 1987 - Effect of regional heterogeneity on Flood Frequency. Water Resources Research, Volume 23, February 1987, N° 2.
- DE WIEST, R.J.M. 1967 - Géohydrology. John Wiley and Sons, New York.
- DONNADIEU, G. - Tr. 1983 - Translation et relation des spectres des gouttes de pluie dans des averses de nuages stratiformes et de nuages convectifs. La Houille Blanche N° 5/6 - 1983
- DUBAN D. 1981 - Préviation spatiale des hauteurs de précipitations journalières. La Houille Blanche N° 7/8 - 1981
- ENGALENC, M. 1968 - Contribution à la géologie géomorphologie, hydrogéologie de la région de Téhéran (Iran). Thèse Montpellier.
- ETIENNE J. et CHADENSON P., 1981 - Les microgroupes pour petites centrales de production de 1000 à 8000 kw. La Houille Blanche n° 4/5 - 1981.
- FTANCO J. 1981 - Les petites installations hydroélectriques dans les pays en voie de développement. La Houille Blanche n° 4/5 - 1981.
- GALEA, G. - MICHEL C. OBERLIN G., 1981 - Analyse Quantitative du phénomène de pluie ponctuelle maximale sur une surface. La Houille Blanche N° 7/8 - 1981
- GEOLOGICAL SURVEY OF IRAN, Stratigraphy lexicon of Iran.
- GHERTASSI M., 1979.- Transfert des eaux dans les zones de piémont - Gorgan round Iran. Thèse 3e cycle Université Grenoble 1.
- GUBET A. 1981 - Les crues dans le bassin de la Seine du 17ème au début du 19ème siècle. La Houille Blanche N° 6 1981.
- GUILLOT P. et DUBAN D. 1980 - Fonction de transfert pluie -débit sur les bassins versants de l'ordre de 1000 km². La Houille Blanche n° 4/5 - 1980.
- GINOCCHIO 1978 - L'Énergie hydraulique, Eyrolles
- HOLTON, J. R. - 1979 An introduction to dynamic meteorology. McGraw Hill, New York.
- HUBER, H. 1958 - General Report on the south Gorgan mountains front between Neka and Shah Pasand. N.I.O.C.
- HUBER, H. 1956 - Interpretation of geological section Gorgan Néka region. N.I.O.C.
- HUFF, F.A. 1968 - Spatial distribution of heavy storm rainfalls in Illinois; water resources research, volume 4, Feb. 1968, n° 1.
- JUHASZ I. 1981 - Evaluation de l'intensité de pluies des espaces à données manquantes. La Houille Blanche N° 7/8 - 1981.

- KARLINGER, M.R. TROUTMAN, M.B., 1985 - Assessment of the instantaneous unit hydrograph derived from the theory of topologically random net works. Water Resources Research, volume 21 Nov. 1985 n°11.
- KHALILI A. 1977 - Précipitations annuelles en Iran. Nivar, Journal of Meteorological organization of Iran.
- KRUSEMAN, G.P. - RIDDER, N.A. 1970 "Analysis and evaluation of pumping test data". IRLI, bull. 11, Pays Bas.
- KRZYSZTOFOZICS R., WATADA M., 1986 - Stochastic model of Seasonal runoff forecast. Water Resources Research, Volume 22, March 1986.
- KUNTER I. et WINTER J. 1981 - Analyse statistique des périodes de Sécheresse. La Houille Blanche n° 7/8 1981.
- LAFFORGUE A. et CASENAVE A. 1980 - Derniers résultats obtenus en zone tropicale sur les modalités de transfert pluie-débit. La Houille Blanche n° 4/5 1980.
- LEGENDRE, R. 1982 - Emploi correct de l'analyse dimensionnelle. La Houille Blanche n° 4, 1982.
- LENCASTRE, A. 1979 - Manuel d'hydraulique générale, Editions Eyrolles.
- LE PRIOL, J. 1974 "Etude hydrogéologique du bassin versant de la Bourbre". Thèse, 3^{ème}-cycle Université Grenoble 1.
- LETOURNER J. - MICHEL 1971 - Géologie du Génie Civil. Armond Colin Paris.
- LEVISNDIER, T. 1982 - Deux approches empiriques de la répartition spatiale des pluies. La Houille Blanche N° 4, 1982.
- LONGUEMARE. R. et ALAM S. - 1983, - Aménagement de Vieux-pré. La Houille Blanche, n° 3-4/1983.
- LOUP J. 1974 - Les eaux terrestres : hydrologie continentale. Masson.
- MARTION, M. 1983 - Essai de prédétermination des débits d'étiages sur les cours d'eau présentant des pertes en région calcaire. La Houille Blanche N° 2 - 1983.
- MICHEL, C. 1983 - Que peut-on faire en hydrologie avec un modèle conceptuel à un seul paramètre? La Houille Blanche n° 1 1983.
- 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 de surface Bull. N° 11 à 52.
- NICOLLET, G. 1982,- Hydraulique des ouvrages de franchissement des vallées Fluviales. La Houille Blanche N° 4/1982.
- O'HAYRE A.P. and Mace, A.C., 1978 - Hydronomic analysis : A method for regional analysis of economic and water resources relationships. Journal of Environmental Management volume 7 n° 2 1978.
- PAYAB, Consulting engineers, 1974 - Dashte-Naz project stage 1 report.
- PAYAB, Consulting engineers, 1972 - Behshahr-Néka Project phase 1 report.

- PETER S. EAGLESON, 1970 - Dynamic Hydrology. McGraw Hill, New York.
- RAY K. LINSLEY, JR., 1949 - Applied hydrology - McGraw-Hill book company.
- REMIERAS, G. 1980 - L'hydrologie de l'ingénieur, collection de la Direction des Etudes et Recherches d'Electricité de France.
- RODIER J. 1980 - Relations pluie-débit. La Houille Blanche N° 4/5 - 1980.
- SALEHI, R. 1978 - Etude géologique de la région de Gorgan. Thèse, Orsay.
- SARROT REYNAULD, S-SARROT, R.J. 1977 - Alimentation des nappes et mélanges des eaux souterraines : origine des eaux souterraines dans la plaine de Bourg d'Oisans. Acte du 102 Congrès des Sociétés Savantes Limoges.
- SARROT REYNAULD, J. 1964 - Hydrogéologie dans le massif du Vercors; Association internationale des hydrogéologues, réunion d'Athènes.
- SARROT REYNAULD, J. DELAQUAIZE, B. - FOURNEAUX, J.C. - LEGUY, C. 1979 - Nature et mode de circulation des eaux rencontrées dans les roches fissurées par des galeries récentes dans les Alpes Françaises. Congrès national des sociétés savantes 104/1979 Bordeaux.
- SAVEY, M. 1982 - L'aménagement intégré d'un grand fleuve : le Rhône, conception générale et effets sur les crues et les nappes phréatiques. La Houille Blanche n° 5/6 1982.
- SAYAH, E.R. 1971 - Geophysical Report. N.I.O.C., N° 97. Teheran.
- SCHOELLER, H. 1962 - Les eaux souterraines. Masson Paris.
- SHAJARI, S. 1978, - Etude Statistique de l'hydrodynamique du cycle de l'eau au sud de la Caspienne. Thèse, 3^{ème} cycle Université Grenoble 1.
- SHAJARI, S. 1984 - Hydrological studies for Mehrabad Airport expansion project.
- SHAJARI, S. 1986 - Design of storm water collection system, Keyanmeh town.
- SHAPIRO, M. LUECKE, D.F. and KÜHNER, J. - 1978 Assessment of the environment infrastructure required by large public and private investments. Journal of Environmental Management n° 2 1978.
- SOGREAH, 1964, - Etude de l'irrigation dans la région d'Esfahan.
- SOGREAH, - 1967 - Barrage de dérivation de Nékouabad.
- SOGREAH- 1964 - Plan de développement agricole de la plaine d'Esfahan.
- SOGREAH- Etude des conditions géologiques et hydrogéologiques de dérivation des cours du Kouhrang vers le Zayandeh Roud.
- SOGREAH.- Etude hydrogéologique des aquifères de la plaine d'Isfahan
- STOKLIN, J - RUTTNER, A. - NABAVI, M. 1964 - New data of the lower Paléozoïc and précambrian of the North Iran. Geological survey of Iran.
- STEPANOV, D. 1968 - Synoptic table of stratigraphy of Iran. Geological survey of Iran.

- TODD, D.K. 1959 Ground water hydrogeology. New-York.
- U.S. Army corps of Engineers, 1959 Engineering and Design - Flood hydrograph Analysis and computations.
- U.S. Army corps of Engineers, 1960 - Routing of floods through river channels.
- U.S. Army corps of Engineers, 1959 - Back water curves in River channels.
- VIVIAN H., 1983.- Les fluctuations de l'abondance annuelle, mensuelle et des rythmes journaliers du Rhône supérieur à Sault-Brenaz. Revue de Géographie Alpine n°4 - Grenoble
- VUJICA YEVJEVICH, 1968 - Misconceptions in hydrology and their consequences. Water Resources Research volume 4 April 1968 N° 2.
- WARREN VIESSMAN, JR., 1968 - Runoff estimation for very small drainage areas. Water Resources Research. Volume 4, Feb. 1968, n° 1.
- ZAMANKHAN, M. 1965 - Hydrogéologie du bassin versant du Moharlu, hydrodynamique des massifs calcaires de la région de Chiraz (IRAN). Thèse, Grenoble.





Thèse de doctorat de l'Université Scientifique
Technologique et Médicale de Grenoble

Titre de l'ouvrage :

**HYDROLOGIE ET AMENAGEMENT
AMENAGEMENT TRANS-BASSIN EN IRAN
OPTIMISATION DE LA GESTION
DES RESSOURCES EN EAU**

(HYDROLOGY AND WATER ENGINEERING)

Nom de l'auteur : Sadegh SHAJARI

Ingénieur en chef à l'Organisation Energie
Atomique de l'Iran

Etablissement : Université Scientifique Technologique et
Médicale de Grenoble.

RESUME

L'analyse des données climatiques montre qu'en Iran pays semi aride, des contrastes importants existent entre régions abondamment arrosées et régions désertiques.

La répartition temporelle des précipitations est très irrégulière. Compte tenu des conditions géologiques et hydrogéologiques observées sur les deux versants de la chaîne de l'Alborz et les deux versants de la chaîne du Zagros, les bilans des ressources en eau superficielles et souterraines amènent à définir les ouvrages nécessaires à leur régularisation et à préconiser des aménagements de transfert des eaux.

Une critique de l'un des aménagements déjà réalisés fait apparaître les améliorations à apporter dans l'avenir.

Les conséquences des crues et des aménagements sur l'environnement sont analysées de façon statistique et dynamique.

Un programme d'équipement hydro-électrique est proposé.

Le bilan énergétique et financier des réalisations préconisées est proposé et replacé dans le cadre de la politique de l'eau en Iran et de l'économie générale du pays.

MOTS CLES

Iran ; Alborz ; Zagros ; Littoral sud de la Caspienne ; Hydrologie ; Ressources en eau ; Analyse statistique ; Transfert pluie-débit ; Hydrogéologie ; Hydrodynamique souterraine ; Hydraulique ; Gestion des eaux ; Aménagement hydraulique.