



**HAL**  
open science

# Hydrodynamique d'un système aquifère hétérogène : hydrogéologie de la Thessalie orientale - Grèce

Dimitrios Constantinidis

► **To cite this version:**

Dimitrios Constantinidis. Hydrodynamique d'un système aquifère hétérogène : hydrogéologie de la Thessalie orientale - Grèce. Géologie appliquée. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1978. Français. NNT: . tel-00781648

**HAL Id: tel-00781648**

**<https://theses.hal.science/tel-00781648>**

Submitted on 28 Jan 2013

**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.

**Doctorat d'ETAT**

205142

1978

57

DOUBLE

205.142

1978

57

**THÈSE  
présentée**

A L' UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE

pour obtenir

**le grade de Docteur es Sciences****Hydrodynamique d'un système  
aquifère hétérogène****Hydrogéologie de la Thessalie Orientale**

Par

**Dr Constantinidis Dimitrios**

SOUTENUE LE 2 JUIN 1978 DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN:

R. BARBIER : Professeur à l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble - Président

J. AVIAS : Professeur à l'Université de Montpellier - Directeur de C.E.R.G.H.

G. CASTANY : Conseiller Scientifique au BR.G.M. - Professeur à l'Université de Paris VI

R. MICHEL : Professeur à l'U.S.M. Grenoble

J. SARROT : REYNAULD : Professeur à l'U.S.M. Grenoble - Directeur de la Thèse - Rapporteur



Doctorat d'ETAT

N° d'ordre

205142  
1978  
57

THÈSE  
présentée

A L' UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE  
pour obtenir  
le grade de Docteur es Sciences

# Hydrodynamique d'un système aquifère hétérogène

Hydrogéologie de la Thessalie Orientale

Par

Dr Constantinidis Dimitrios

T. 78 / 288

SOUTENUE LE 2 JUIN 1978 DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN:  
R. BARBIER : Professeur à l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble - Président  
J. AVIAS : Professeur à l'Université de Montpellier - Directeur de C.E.R.G.H  
G. CASTANY : Conseiller Scientifique au B.R.G.M. - Professeur à l'Université de Paris VI  
R. MICHEL : Professeur à l'U.S.M. Grenoble  
J. SARROT REYNAULD : Professeur à l'U.S.M. Grenoble - Directeur de la Thèse - Rapporteur



Paris, le 10 Mars 1871

Monsieur le Ministre,

J'ai l'honneur de vous adresser ci-joint le rapport que vous m'avez demandé par votre lettre du 27 Février.

Je vous prie d'agréer, Monsieur le Ministre, l'assurance de ma haute considération.

Le Ministre de l'Instruction Publique,

Paul Boyer



A mes parents,

2

AVANT-PROPOS

*Ce mémoire est les résultats de mes études depuis 1970.*

*Il m'est agréable d'exprimer ici, ma reconnaissance à tous ceux qui, aux titres les plus divers, ont contribué à la réalisation de cet ouvrage.*

*Monsieur le Professeur J. SARROT-REYNAULD, Directeur du Service Hydrogéologique de l'Institut Dolomieu, qui m'a accueilli à l'Institut Dolomieu lors de mes séjours en France et pendant ses voyages en Grèce, malgré ses nombreuses occupations n'a ménagé ni son temps, ni ses conseils pour que ce travail puisse voir le jour.*

*Les conseils sur le terrain et les critiques qu'il a bien voulu apporter à mon manuscrit, m'ont été d'un très grand secours.*

*Je remercie Monsieur le Professeur R. BARBIER qui me fait l'honneur de Présider le Jury et me fait bénéficier de sa connaissance de la Grèce.*

*J'exprime ma profonde gratitude à Monsieur le Professeur J. AVIAS, mon premier professeur en France qui connaît tous les problèmes de l'Hydrogéologie karstique des pays méditerranéens, et qui a bien voulu participer au Jury.*

*Je remercie Messieurs les Professeurs G. CASTANY et R. MICHEL qui ont bien voulu accepter de participer à ce Jury et qui connaissent tous les problèmes de l'hydrogéologie appliquée.*

*Ma reconnaissance va également aux hydrologues de la SOGREAH, Mr F. BAZIN et Messieurs R. HUBER, R. de LARMINAT et F. CLERE qui m'ont guidé dans mes recherches sur le terrain, ainsi qu'à Mr. DABROWSKI.*

*Mes remerciements vont aussi aux personnels grecs et français qui ont travaillé avec moi en Thessalie, pour l'aide qu'ils m'ont amicalement apportée, ainsi qu'à mes collègues les géologues surveillants, des équipes des essais de pompages, des équipes de l'inventaire, des équipes des mesures hydrologiques et du niveau de l'eau.*

*Je remercie également tout le corps enseignant de l'Institut Dolomieu.*

*Je remercie Madame Th. VALLIER pour la part qu'elle a prise dans l'édition de ce texte, ainsi que Madame MEUGNIOT.*

*Enfin, je remercie mes parents qui m'ont toujours encouragé et je leur dédie cet ouvrage.*

## INTRODUCTION

Une étude hydrogéologique est d'autant meilleure qu'elle porte sur une période plus longue car avec le temps on peut disposer de plus en plus de mesures et d'observations sur la nature, la forme et les propriétés physiques du domaine d'études.

La présente étude embrasse la moitié de la plus grande plaine de la Grèce : la plaine de Thessalie et a été commencée en 1970. Elle a été faite dans le cadre du programme de développement des eaux souterraines de la Thessalie qui fait partie d'un grand programme de développement des eaux de la Grèce.

Nous tenterons de préciser les problèmes hydrogéologiques posés par un système aquifère hétérogène comme celui de la Thessalie orientale où les eaux circulent dans les alluvions, les formations pleistocènes et néogènes, les calcaires et les marbres (phénomènes karstiques) et dans la zone superficielle des roches cristallines.

Nous essayerons de montrer les rapports des différentes unités géologiques grâce aux levés géologiques qui ont été faits sur les cartes au 1/50 000 en 1972 et en 1976-77 et à partir desquels nous avons établi une carte géologique au 1/100 000.

Nous étudierons les rapports hydrogéologiques entre formations et les phénomènes qui se passent dans les formations alluviales au centre de la plaine et dans les massifs karstiques qui l'entourent.

Les cartes topographiques au 1/50 000 couvrent toute la surface du bassin (équidistance de 20 m). Dans la plaine, on dispose de cartes au 1/20 000 avec équidistance des courbes de niveau de 1 m ou 0,5 m. Il existe aussi des cartes au 1/5000 pour une partie de la région. Les cartes au 1/100 000 ou au 1/200 000 ont été utilisées pour la synthèse des observations de notre étude.

Les données concernant l'hydrologie sont suffisantes, les mesures ayant commencé en 1950. Les mesures de débit qui continuent à se réaliser sur les nouvelles stations qui ont été installées en 1972 donnent une précision satisfaisante.

Le climat de la Thessalie est sec. Les moyennes des précipitations sur la plaine ne dépassent guère 500 mm mais sur les montagnes elles sont plus abondantes.

Nous avons déterminé la lame d'eau précipitée par les méthodes des isohyètes, de Thiessen et de la moyenne arithmétique pour les 21 stations implantées dans le bassin.

Les mesures de l'évaporation ont permis de contrôler les différentes formules de calcul de l'évapotranspiration.

L'étude hydrogéologique concerne tout d'abord les sources karstiques pour lesquelles nous avons utilisé : les formules de Maillat et de Tison, la méthode de Mijatovic ainsi que celle de Kiraly, pour trouver les caractéristiques hydrodynamiques des roches karstiques et quantifier la fissuration et la fracturation de ces roches.

L'étude hydrogéologique concerne aussi les nappes aquifères : alluviales, karstiques ou néogènes et nous avons établi des cartes isopiézométriques depuis 1972 jusqu'en 1977 pour distinguer les comportements des aquifères phréatiques et profonds.

Nous avons pour cela inventorié 1650 points d'eau parmi les 3000 existants dans la plaine. La plupart de ces points ont été nivelés topographiquement. Plus de 1200 points d'eau donnent une précision satisfaisante pour l'exécution de l'étude hydrogéologique au cours de laquelle les mesures du niveau statique dans les piézomètres d'observation ont été faites régulièrement tous les 15 ou même tous les 8 jours depuis 1971.

Les données concernant la nature des aquifères et leurs propriétés hydrodynamiques sont aussi suffisantes car cinquante forages de reconnaissance, dix piézomètres et 160 forages d'exploitation ont été réalisés dans les différentes zones de la plaine orientale de Thessalie et donnent une bonne connaissance des nappes phréatiques et profondes.

Le Service de l'Institut Géologique et des Recherches du sous-sol a fait aussi 19 forages de reconnaissance dont les résultats ont pu être utilisés.

Le même service a installé en 1971 trois lysimètres pour les mesures de l'infiltration de l'eau.

Des travaux de géophysique ont été faits par CGG dans le cadre du programme mais il y a eu aussi des travaux géophysiques anciens exécutés par la société LERICI et par L'IRGS.

Pendant la durée de notre étude un modèle mathématique pour toute la plaine a été exécuté par la société SOGREAH qui a fait dans le cadre du programme pour le développement des eaux souterraines des recherches complémentaires sur les données indispensables pour la réalisation du modèle mathématique.

Nous avons pour notre part établi un modèle électrique sur papier de la Thessalie orientale pour une évaluation des eaux souterraines exploitables après vérification du régime d'écoulement des eaux sur le modèle.

Nous avons récemment construit un troisième modèle électrique à capacités-résistances pour une meilleure étude des nappes et comparaison avec les autres modèles.

Sur la plupart des points d'eau qui ont été inventoriés, nous avons pris des échantillons d'eau et réalisé des analyses complètes sur environ 1450 points d'eau. Ces analyses ont été utilisées pour établir des cartes hydrochimiques dans lesquelles on a distingué les différences de qualité des eaux profondes et des eaux peu profondes.

Toutes les caractéristiques physicochimiques des eaux ont été déterminées ainsi que les teneurs en tritium de ces eaux qui se sont avérées très intéressantes.

Tous les moyens et méthodes mis en oeuvre ont été utilisés pour parvenir à une connaissance aussi précise que possible de l'hydrodynamique du système aquifère hétérogène que constitue le bassin de la Thessalie orientale.

LOCALISATION DE LA RÉGION  
ÉTUDIÉE



Plaine Est



Limites du bassin versant



Cite archéologique ou touristique

VOLOS Ville importante

ECHELLE 1/1000000

1. GENERALITES

1-1- CADRE GEOGRAPHIQUE.

La plaine de la Thessalie est située en Grèce centrale, à 300 km au N d'Athènes. C'est la plus grande plaine de la Grèce.

La plaine intérieure de la Thessalie se divise en deux parties inégales :

- la partie occidentale, la plus étendue ;
- la partie orientale qui fait l'objet de cette étude.

Les deux parties sont séparées par des chaînes de collines et de montagnes.

La plaine orientale occupe un grand synclinal tectonique ; orientée du NW vers le SE, elle est longue de quelques 60 km et large de 20 km.

Elle est située entre les chaînes montagneuses suivantes (fig. n° 1).

- La chaîne de l'Olympe (Olymbos),
- la chaîne de l'Ossa (Kissavos),
- la chaîne de Mavrovounion,
- la chaîne de Pilion,
- la chaîne de Khalkodonion,
- la chaîne de Titanos,
- la chaîne de Kambounia-Antikhassia,
- la chaîne de Titaros.

Dans la partie centrale de la plaine E se trouve la plus grande ville de la région - et même la plus grande de Thessalie -, la ville de Larissa, centre agricole et commercial de toute la région et actuellement une place de développement industriel.

Les petites villes se développent :

- au Nord de Larissa, à une distance de 15 km, la ville de Tirnavos ;
- à l'Est de Larissa, à une distance de 30 km, la villa d'Ayia ;
- au SE de Larissa, (à 58 km), en bordure E de la Thessalie orientale se trouve la ville importante de Volos qui est un port dans le golfe pagassitique. La région orientale du bassin couvre une grande partie de la préfecture de Larissa et la moitié (partie W) de la préfecture de Magnissia (Volos).

Une partie de la surface de la préfecture de Larissa se trouve en dehors des limites du bassin, c'est la province de Farsala, au Sud, qui se trouve dans la partie occidentale du bassin et une partie de la province d'Ayia qui se trouve en dehors des limites du bassin oriental, vers la mer Egée. La Thessalie orientale a une population d'environ 220 000 habitants.

1-2- GEOMORPHOLOGIE.

La plaine de la Thessalie orientale couvre une surface qui forme le tiers du bassin, elle est entièrement cultivée, et il y existe des aquifères dans les sédiments alluvio-quadernaires de grande épaisseur.

Autour de cette plaine plate, il y a des reliefs très accentués, la partie nord de ce relief est occupée par les monts (voir carte n° 1) :

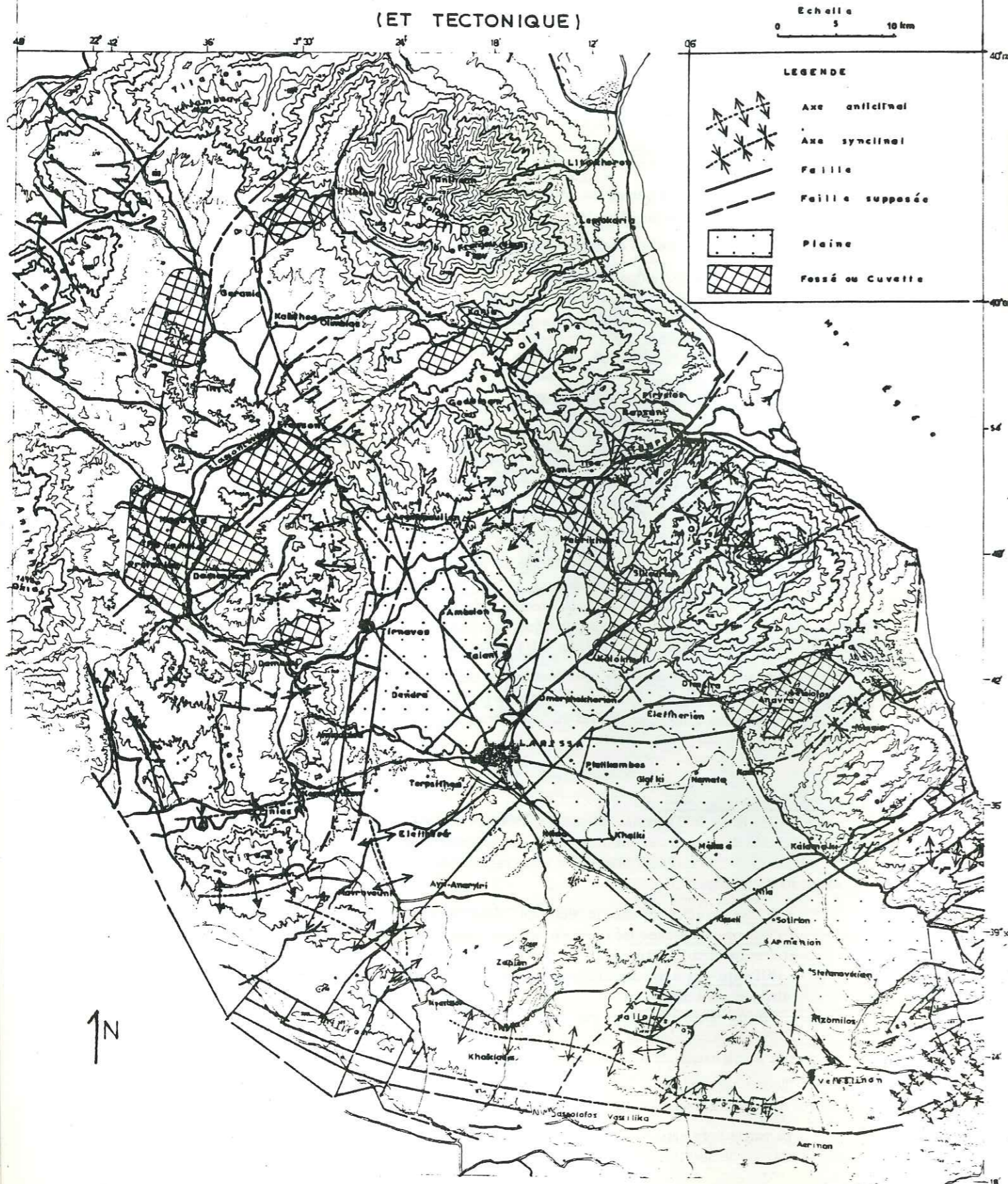
- Titaros, avec le sommet le plus haut "Khlaboura" (altitude 1839 m) ;
- l'Olympe-haut avec les sommets les plus hauts : Panthéon (altitude 2917 m) ; Skolion (altitude : 2911 m) ; et Frangoualoni (altitude : 2684 m) ;
- l'Olympe-bas avec des sommets les plus hauts : Métamorphosis (altitude : 1587 m), et Godaman (altitude 1929 m) ;
- l'Est du bassin est occupé par les monts : Ossa, avec le sommet le plus haut : Profitis Ilias (altitude : 1978 m), Mavrovounion (altitude : 1054 m) ;
- le SE du bassin est occupé par le mont Pilion, avec le sommet le plus haut à 1551 m.

Toutes ces montagnes forment les limites du bassin, au N, à l'E et au SE. Elles ont la même orientation et continuent vers la mer Egée avec un relief fort et descendent immédiatement au bord de la mer.

La partie S du bassin comprend les montagnes Khalkodonion (altitude la plus grande 725 m) et les petites montagnes de Sesklon (sommets du Mavrovouni 526 m).



# SCHEMA OROGRAPHIQUE DE LA THESSALIE ORIENTALE (ET TECTONIQUE)



- la partie W du bassin est formée par les montagnes de Zarkou (altitude la plus haute 685 m), le Titanos (altitude la plus haute : 693 m), le Filiion-Oros (le plus haut commet : 533 m). Ces montagnes forment une chaîne continue au SW du bassin.

La partie NW du bassin correspond aux montagnes Antithassia (le sommet le plus haut Oxia : 1416 m) et Camvounia (avec le sommet le plus haut : 1476 m).

Au N et NE du bassin, la surface topographique est très inclinée car les grandes montagnes déjà citées s'élèvent immédiatement sans que l'on ait des collines ou piémont. Ce n'est qu'à l'Ouest des piémonts d'Ossa que les collines du village Sikourion et Makrikhorion donnent une surface moins inclinée, d'ailleurs elles séparent la région de la vraie plaine, et entourent une autre petite plaine, appelée la plaine de Sikourion.

A l'Ouest et au Sud Ouest, la surface topographique est moins inclinée car avant les hauts sommets il y a des séries de collines.

Au NW du bassin versant, la surface topographique est moyennement inclinée à cause des collines des régions de Damassi, Potamia, Elasson, le relief est plus ou moins accentué et la région est drainée par différents torrents.

Les plus grands axes du relief morphologique ont une orientation NW-SE ou encore NNW-SSE. Ces axes sont les plus hauts. Mais il y a des petits axes de relief morphologique qui ont une direction (orientation) perpendiculaire à la première. Ces axes sont apparus plus récemment que les autres axes, comme par exemple les axes des collines au Sud du Sikourion et au Sud de Karla.

En général les limites du bassin versant (les limites hydrologiques) sont aussi des limites hydrogéologiques. Les exceptions se présentent dans les régions des marbres et calcaires. Donc les limites géographiques du bassin de la Thessalie et particulièrement de la Thessalie orientale sont des limites naturelles (voir carte n° 1).

De grandes et nombreuses failles et de nombreux plis ont construit le relief très accentué de la Thessalie. Ceci provient de la surrection des massifs cristallins qui a provoqué la fracturation des marbres ou calcaires par les failles et le plissement des schistes.

### 1-2-1- Superficie et répartition des altitudes (voir fig. n° 2)

Le bassin versant du Pinios couvre une surface de 10 320 km<sup>2</sup> dont 4 533 km<sup>2</sup> forment la partie orientale et 5 787 km<sup>2</sup> constituent la partie occidentale. Le bassin versant de l'ancien lac de Karla s'évacue vers le golfe Pagassitique par un tunnel d'évacuation.

Dans le bassin du Pinios, 43 % de la surface sont situés en dessous de 200 m, 70 % sont situés au-dessous de 500 m et seulement 6,0 % au-dessus de 1200 m.

L'altitude moyenne du bassin du Pinios se trouve à 1480 m qui est celle de 3 % de sa surface, mais la moitié des altitudes de la surface est située en-dessous de 240 m et c'est une surface de 5160 km<sup>2</sup>.

Les régions plates se situent entre les courbes 50 et 300 m. Elles comprennent 4320 km<sup>2</sup> entre les courbes 50 et 200 m et 1400 km<sup>2</sup> entre 200 et 300 m, soit 5720 km<sup>2</sup> ou encore 55 % de la surface du bassin versant.

Pour le bassin oriental 35 % de la surface sont situés en-dessous de 200 m, 60 % sont situés au-dessous de 500 m et seulement 5 % de la surface sont situés au-dessus de 1200 m.

L'altitude moyenne du bassin oriental se trouve aussi à 1480 m, qui est celle de 3,2 % de sa surface. Les régions plates se situent toutes entre les courbes 50 et 400 m, et comprennent 1190 km<sup>2</sup> entre 50 et 200 m, 570 km<sup>2</sup> entre 200 et 300 m et 310 km<sup>2</sup> entre 300 et 400 m, soit une superficie de 2020 km<sup>2</sup> ou encore 59 % du bassin versant.

Une simple comparaison des deux bassins versants montre que les régions hautes forment un petit pourcentage dans la totalité de la surface et que les régions plates qui se trouvent entre 80 et 300 ou 400 m couvrent la moitié de la surface et correspondent aux altitudes les plus fréquentes.

Dans le bassin de Karla (ancien lac) l'altitude moyenne se trouve à 850 m qui est celle de 5,2 % de la surface et la moitié de la surface se situe en-dessous de 165 m : 510 km<sup>2</sup>. 55 % de la surface soit 560 km<sup>2</sup> sont situés en-dessous de 200 m.

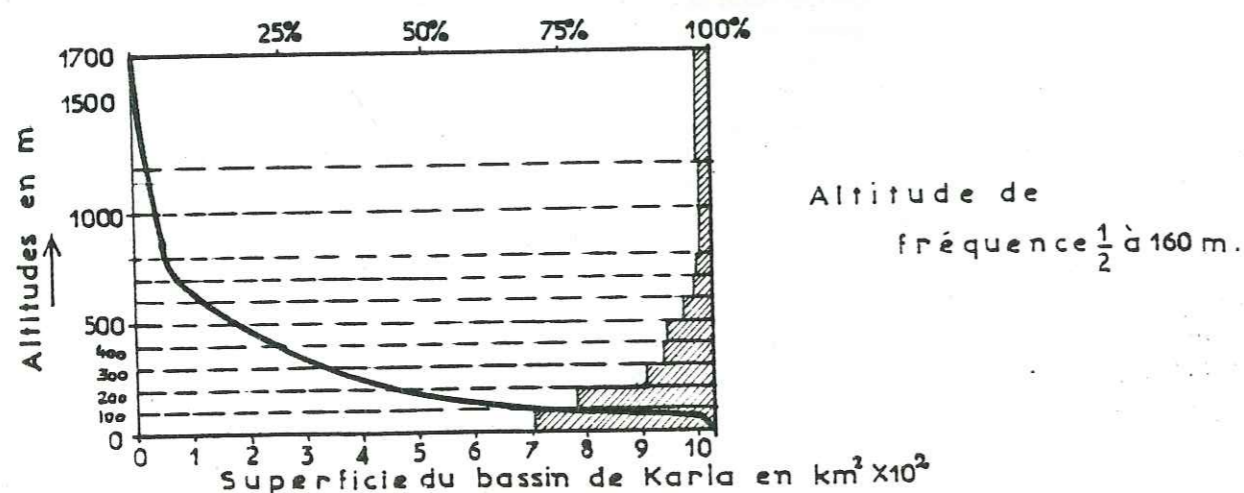
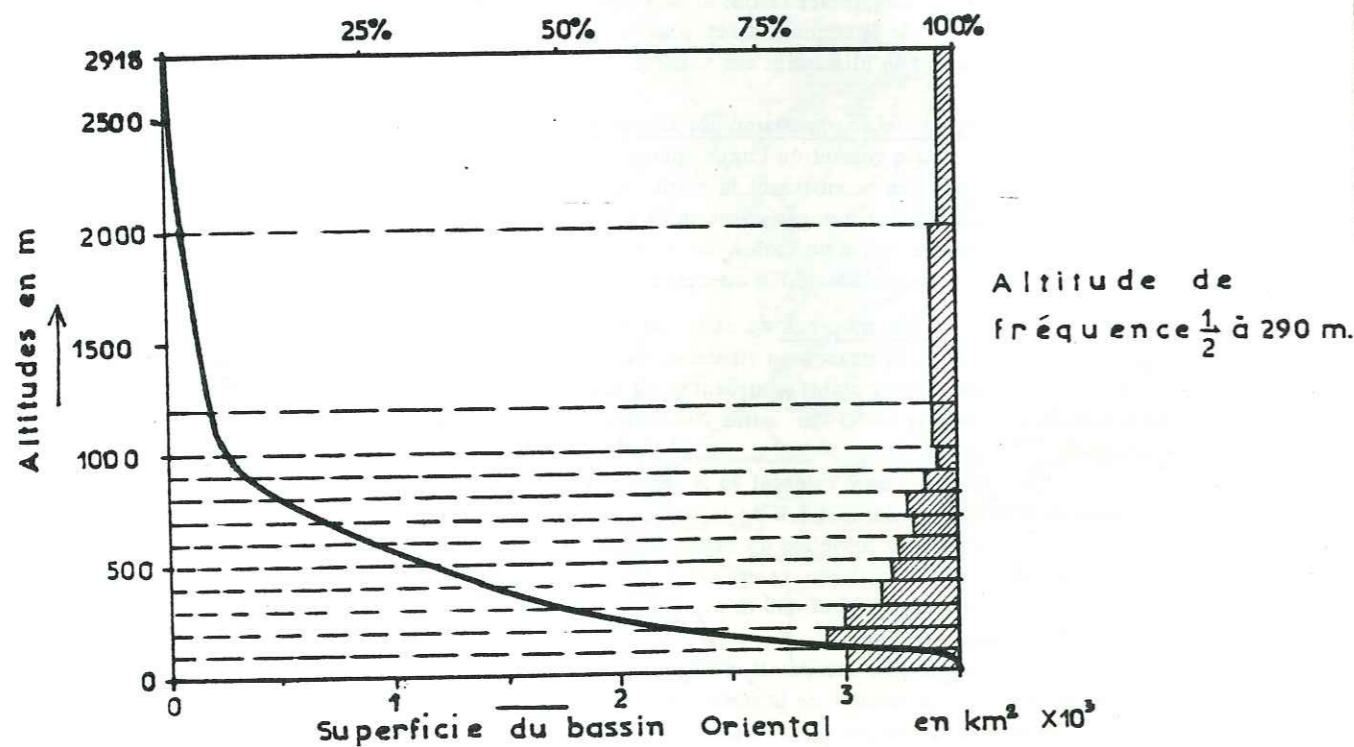
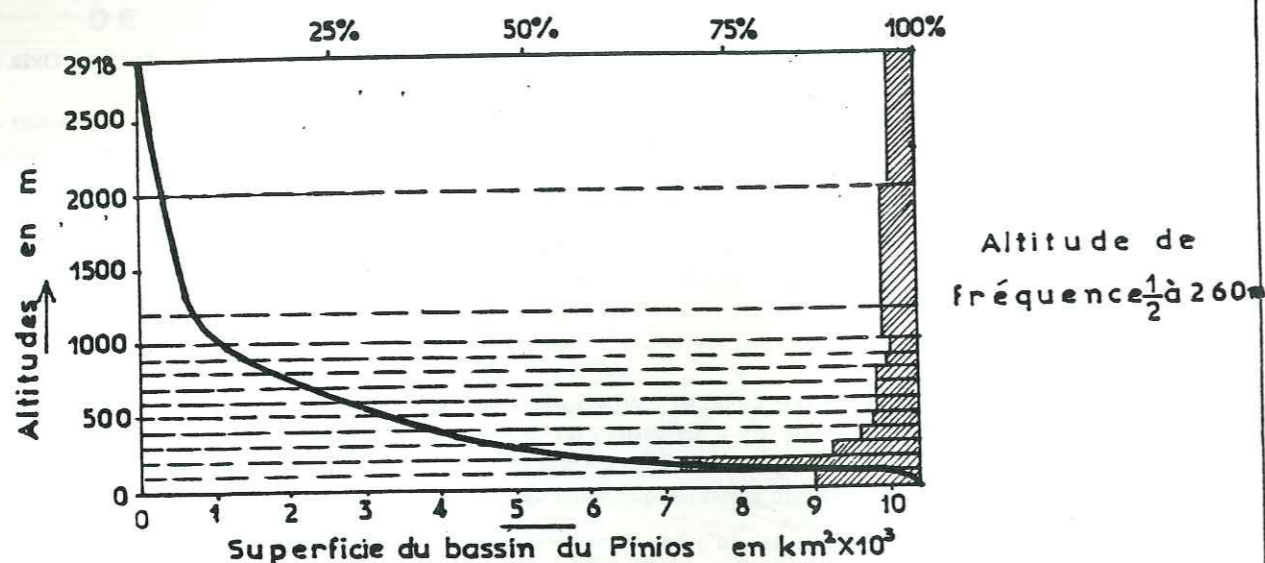
Seulement 3,7 % de la surface sont situés au-dessus de 1000 m.

Les régions plates se situent toutes entre les courbes de 50 à 200 m et couvrent une superficie de 555 km<sup>2</sup>. Les régions moins inclinées se trouvent entre des altitudes de 200 et 400 m et représentent 205 km<sup>2</sup>. Entre 400 et 600 m la superficie est de 142 km<sup>2</sup>. Au total une superficie de 113 km<sup>2</sup> ou encore 11 % du bassin versant se trouvent au-dessus de 600 m.

La comparaison du bassin de Karla avec les autres bassins indique que ce bassin a un relief différent des autres. D'ailleurs il n'y a pas de surface d'altitude inférieure à 45 m dans le bassin de Karla.

Les trois bassins se caractérisent par une faible pente de la courbe hypsométrique vers les basses altitudes, et une très forte pente de la courbe aux hautes altitudes. Ceci indique une forte érosion aux hautes altitudes et une faible érosion aux basses altitudes.

COURBES HYPOMETRIQUES ET HISTOGRAMMES DE LA FREQUENCE ALTIMETRIQUE DE LA SURFACE DES BASSINS DU PINIOS



1-2-2- Réseau hydrographique

Les deux plaines de la Thessalie sont drainées par le cours principal de la rivière Pinios, qui après la traversée de la plaine W, où il draine la plus grande partie des eaux entre dans un couloir sédimentaire : le couloir de Pinias-Koutsokhiron. Il pénètre ensuite dans une gorge très étroite, créée dans les marbres par une faille. En débouchant de cette gorge, il entre dans la plaine E par les limites SW de la plaine, et sort par les limite NE de la moitié SW de la plaine.

Dans cette partie, la rivière fait beaucoup de méandres et il existe des méandres anciens abandonnés dans certaines partie de son trajet. Ces dernières années, on a construit des digues, surtout à droite du lit de la rivière pour protéger de grandes surfaces contre l'inondation pendant les crues.

Le Pinios, juste avant sa sortie de la plaine E reçoit en rive gauche, la rivière temporaire Titarissios et ses affluents en amont qui sont : l'Elassonitikos et le Kefalovrisson, qui drainent toute l'eau de cette région montagneuse.

Une autre rivière temporaire, le Khoubassanitikos se jette dans le Pinios, en rive droite, juste après Larissa. Après, la rivière entre dans un lit étroit, traverse la petite plaine de Gonni, et à travers une gorge, se dirige vers la mer Egée.

Le bassin de la Thessalie orientale ne s'ouvre sur la mer que par une petite gorge, puis par le delta du Pinios.

La sortie naturelle des deux plaines vers la mer se fait par la vallée de Tempi, qui est très étroite, et dont les flancs sont très inclinés. Elle a une forme en V et certainement un âge très récent, parce qu'elle provient de l'action des failles, de l'érosion et des autres accidents tectoniques.

D'autres sorties de cette cuvette topographique existent sous forme de cols :

- col de Sarantaporon entre Cambounia et Titanos ;
- col de Potamia entre Ossa et Mavrovounion ;
- col de Sésklon entre Pilion et Khalkodonion.

Dans le bassin de Karla, où il y avait autrefois un lac, le Service Hydraulique du Ministère des Travaux Publics a construit des canaux de drainage.

Le lac a été asséché par la construction du tunnel d'évacuation en 1958. La densité du réseau hydrographique D et le coefficient de drainage d, sont les principaux paramètres et les plus importants pour la caractérisation d'un réseau hydrographique du bassin.

Le coefficient de drainage peut être caractérisé comme coefficient de drainage primaire, secondaire, etc.

Dans le cas du bassin oriental, on a :

- la densité du réseau  $D = \frac{N}{A} = \frac{900}{3513} = 0,25$  ou

N : nombre total de cours d'eau, et  
A : surface du bassin versant drainé en  $km^2$

- le coefficient de drainage primaire  $d_1$  est :  $d_1 = \frac{A}{L} = \frac{3513}{350} = 10$  ou

L : longueur totale de cours d'eau primaire.

La valeur de la densité est relativement faible sur le bassin et le coefficient de drainage  $d_1$  est très fort.

Pour le bassin de Karla,

la densité  $D = \frac{N}{A} = \frac{250}{1020} = 0,25$  est la même que pour le bassin oriental et le coefficient de drainage primaire  $d_1$  est :

$d_1 = \frac{A}{L} = \frac{1020}{100} = 10$  est identique à celui du bassin oriental. Ces valeurs indiquent

que sur le bassin nous avons un climat sec et peu humide, un fort ruissellement et une faible infiltration.

TABLEAU DE DISTRIBUTION DES SURFACES DES BASSINS VERSANTS DU PINIOS

Bassin	Tranches d'altitudes en m		Surface en km <sup>2</sup>	∑ des surfaces	%	∑ des %
Pinios (total)		2000	306	306	2,96	2,96
		2000 1200	348	654	3,37	6,33
		1200 1000	298	952	2,88	9,22
		1000 900	287	1230	2,78	12,00
		900 800	446	1685	4,32	16,32
		800 600	500	2689	4,93	25,86
		600 500	498	3167	4,82	30,68
		500 400	651	3818	6,36	36,99
		400 300	687	4505	6,65	43,65
		300 200	1408	5913	13,64	57,29
	200 100	2998	8911	29,05	86,34	
	100	1410	10320	13,75	100,00	

Bassin oriental		2000	75	75	2,13	2,13
		2000 1200	105	180	2,08	5,12
		1200 1000	76	256	2,16	7,28
		1000 900	88	344	2,50	9,79
		900 800	186	530	5,29	15,08
		800 700	174	704	4,95	20,03
		700 600	209	913	5,94	25,98
		600 500	218	1131	6,20	32,19
		500 400	277	1408	7,88	40,07
		400 300	308	1716	8,76	48,84
		300 200	569	2285	16,19	65,04
	200 100	713	2998	20,29	85,34	
	100	515	3513	14,65	100,00	

Bassin de Karla		1200	20	20	1,96	1,96
		1200 1000	18	38	1,76	1,72
		1000 800	17	55	1,66	5,39
		800 700	18	73	1,76	7,15
		700 600	39	112	3,82	10,98
		600 500	72	184	7,05	18,03
		500 400	71	255	6,96	25,00
		400 300	75	330	7,05	32,05
		300 200	133	463	13,03	45,09
		200 100	237	700	23,23	68,32
		100 50	314	1014	30,73	99,05
	50	6	1020	0,58	100,00	

## 2. ÉTUDE GÉOLOGIQUE

La Thessalie orientale et les montagnes qui l'entourent se situent principalement sur une zone tectonique de la Grèce : la zone pélagonienne et une petite partie au NW sur la zone subpélagonienne.

La chaîne de la zone pélagonienne est caractérisée par l'orientation générale du NW vers le SE en deux axes principaux : le premier axe dans le domaine d'étude est celui des montagnes Olympe, Ossa, Mavrovounion, Pilion et le deuxième celui des montagnes Antikhassia, Zarkou, Titanos, Khalkodonion etc.

La montagne Olympe constitue un dôme qui, d'après GODFRIAUX aurait la valeur d'une fenêtre dans les roches cristallines qui l'entourent. La montagne Ossa forme aussi un dôme constitué d'anciennes roches cristallines, de marbres et de schistes.

Les montagnes Mavrovounion et Pilion sont composées de schistes phylliteux, sériciteux, de schistes gneissiques à micas et séricite et de gneiss ocellés. Les calcaires bréchiques mésozoïques (Crétacé sup.), semi-cristallisés parfois, et transgressifs sur le socle cristallin se trouvent dispersés et sont rares dans la zone pélagonienne.

Les ophiolites et les roches éruptives sont très fréquentes dans ces montagnes.

A l'Ouest d'autres montagnes Antikhassia, Zarkou, Kamvounia, sont constituées aussi d'anciennes roches cristallines : marbres et schistes, et de roches récentes : calcaires mésozoïques comme dans la partie ouest et NW du bassin.

Les collines qui se trouvent aux limites W de la plaine sont constituées des formations du Néogène et du Quaternaire. Toute la Thessalie est formée de deux fossés principaux, fossés d'effondrement du Plio-Quaternaire, qui font partie d'un axe principal d'orientation NW-SE : le "sillon mésohellénique" ainsi appelé par les géologues qui l'ont étudié.

E. HAUG (1921) a signalé l'existence d'un sillon ultraégéen en forme de V qui traverse la mer Egée et dont la branche occidentale unit le golfe pagassitique à la mer de Marmara. Cette branche occidentale du sillon ultraégéen est maintenant appelée sillon mésohellénique. Le nom de "sillon mésohellénique" avait été donné, en 1924, par M.F. KOSSMAT à la région du Vardar-Axios (la plaine de Salonique), mais actuellement le sillon ultraégéen d'âge tertiaire est appelé sillon du Vardar-Axios et celui de notre région qui se prolonge jusqu'à la Macédoine occidentale et même plus loin est appelé sillon mésohellénique.

### 2-1 - STRATIGRAPHIE

La carte géologique à l'échelle de 1/100 000 est établie (pl. n° 2) à partir :

- des relevés géologiques effectués en 1974 et en 1976-1977, dans le cadre de cette étude sur les cartes topographiques à l'échelle du 1/50 000 : Gonnoi, Ayia, Rapsani, une partie de Véléstinon et Volos ;
- des relevés géologiques effectués en 1974 par M. DABROWSKI sur les feuilles 1/50 000 Larissa, Farkadon, Platicambos et Elasson ; complétés par l'auteur en 1977 ;
- de la carte géologique de la Grèce au 1/500 000 de l'I.G.R.S. (Institut Géologique et de Recherches Sous-Sol) ;
- Nous avons consulté aussi l'ancien relevé géologique des bordures de la Thessalie fait par l'I.F.P. pour les recherches de pétrole, ainsi que la carte géologique établie par ELECTRO-WATT et la carte géologique établie par la SOGREAH.

Nous essayerons de décrire successivement les différents étages géologiques à partir de quelques coupes intéressantes pour montrer les rapports entre les séries principales dans chacune des zones paléogéographiques.

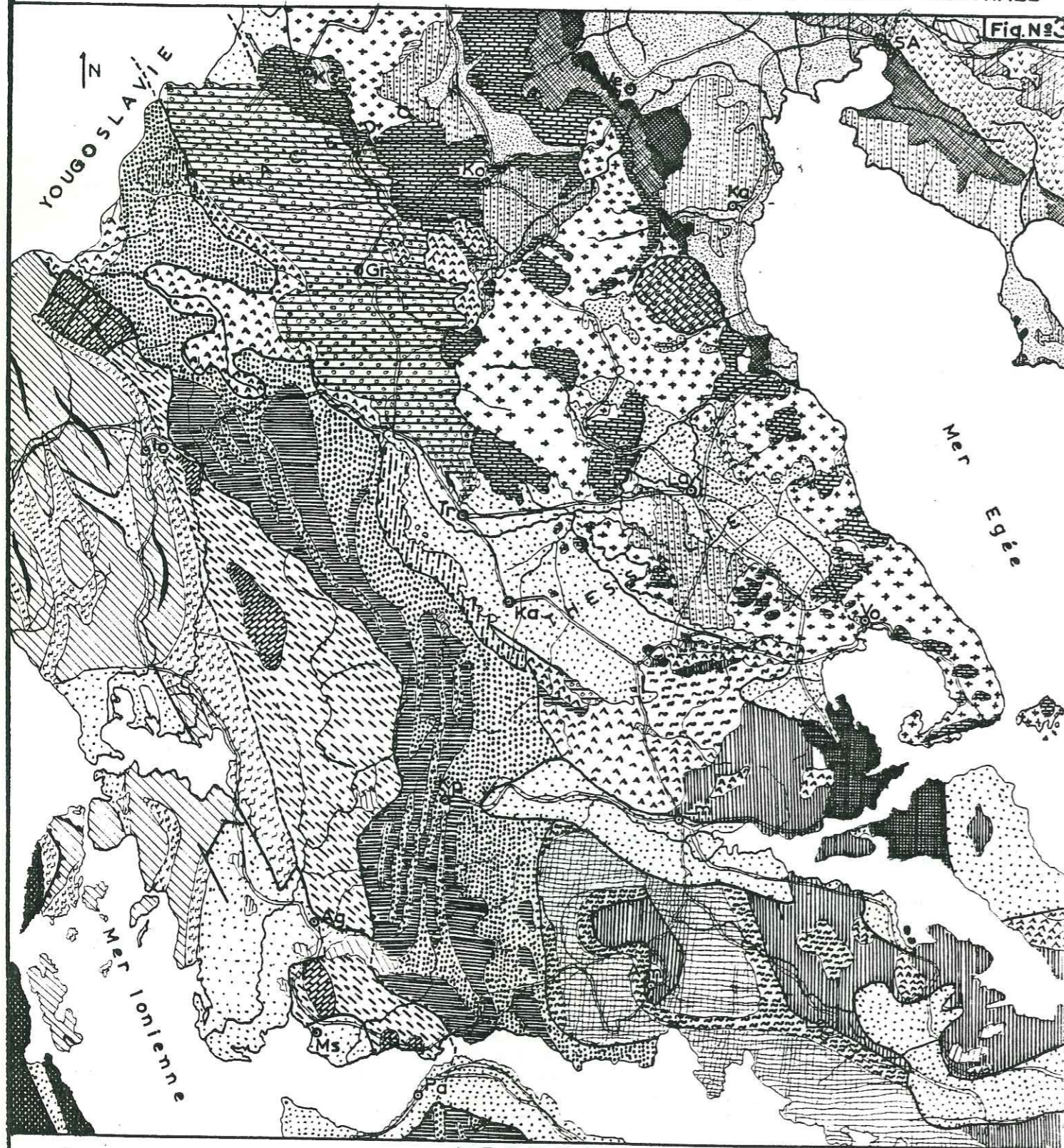


Fig. N°3

Zones tectoniques et esquisse géologique de la Grèce centrale  
 D'après les cartes géologiques au 1/200 000e de J. BRUNN et J. AUBOUIN et la carte géologique au 1/500 000e légèrement modifiées (voir fig. n° 3).

Zones :

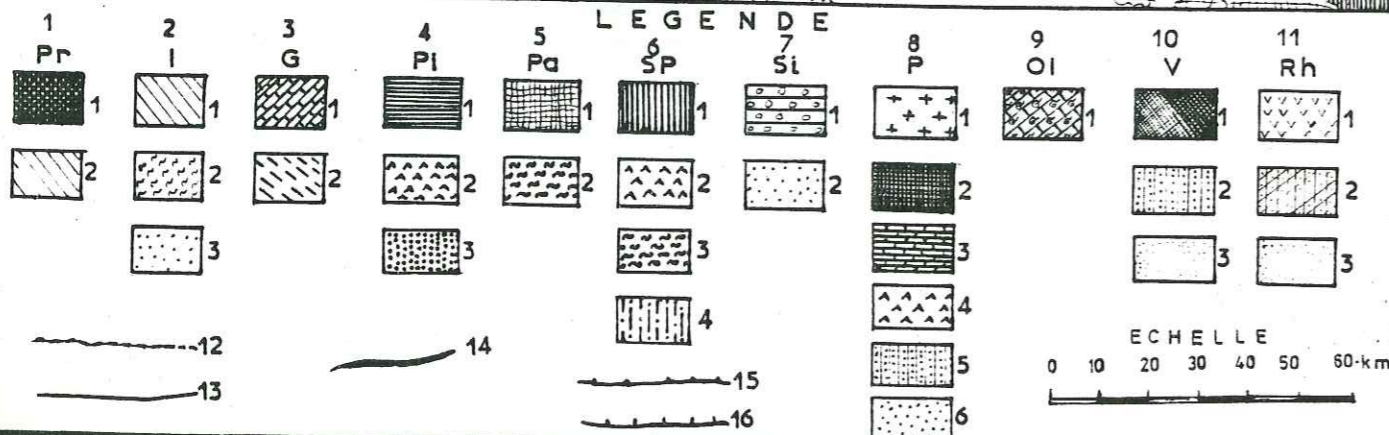
Pr : zone préapulienne ; I : zone Ionienne ; G. : zone de Gavrovo ; Pi : zone du Parnasse-Ghiona ; SP : zone subpélagonienne ; Si : sillon mésohellénique ; P : zone pélagonienne ; Ol : zone d'Olympe ; V : zone du Vardar (Axios) ; Rh : zone du Rhodope.

Villes importantes :

SA : Salonique ; Kt : Katerini ; Ko : Kozani ; Gr, Grévena ; I : Ionnina ; Ve : Veria ; La : Larissa ; Tr : Trikala ; Ka : Karditsa ; Vo : Volos ; Lm : Lamia ; Kp : Karpenission ; Ks : Kastoria ; Ar : Arta ; Ms : Messolongion ; Pa : Patre ; Le : Levadia ; Am : Amfissa ; Ag : Agrinion.

Légende et faciès lithologiques :

Zone Preapulienne Pr: 1 : sédiments mésozoïques ; 1-2 : sédiments tertiaires.  
 Zone Ionienne I: 2-1 : sédiments mésozoïques ; 2-2 : flysch ; 2-3 : Néogène ou Quaternaire.  
 Zone de Gavrovo G. : 3-1 : sédiments mésozoïques (calcaires) ; 3-2 : flysch.  
 Zone du Pinde Pi : 4-1 : sédiments mésozoïques ; 4-2 : Roches vertes ; 4-3 : flysch.  
 Zone de Parnasse-Ghiona Pa : 5-1 : Couverture mésozoïque ; 5-2 : flysch.  
 Zone subpélagonienne SP : 6-1 : Couverture mésozoïque ; 6-2 : Ophiolites ; 6-3 : flysch ; 6-4 : sédiments mésozoïques (faciès intermédiaires).  
 Sillon mésohellénique Si : 7-1 : molasse (conglomérats-grès-marnes) ; 7-2 : Quaternaire et alluvions.  
 Zone Pélagonienne P : 8-1 : Roches cristallines et cristallophyliennes ; 8-2 : socle permo-carbonifère ; 8-3 : marbres et calcaires ; 8-4 : Ophiolites ; 8-5 : Sables et grès lacustres ; 8-6 : Quaternaire et alluvions.  
 Zone d'Olympe Ol : 9-1 : Calcaires, dolomies et flysch d'Olympe.  
 Zone du Vardar V : 10-1 : Ophiolites et roches associées ; 10-2 : Sables et grès lacustres ; 10-3 : Quaternaire et alluvions.  
 Zone du Rhodope Rh : 11-1 : Granite et roches éruptives ; 11-2 : roches métamorphiques ; 11-3 : Sables et grès lacustres.  
 12 : limites des zones tectoniques ; 13 : failles ; 14 : anticlinaux ; 15 : front de charriage principal ; 16 : chevauchements parautochtones.



2-1-1- Les formations métamorphiques

Les roches cristallines et métamorphiques couvrent la plus grande partie de la région étudiée. Ces roches constituent le massif pélagonien, qui forme les grandes montagnes : l'Olympe, l'Ossa, Mavrouni, Pilion, etc.

Vers le Nord, le massif pélagonien se prolonge jusqu'aux montagnes Piéria et Vermion et même plus loin jusqu'en Yougoslavie, vers le Sud jusqu'au Pilion, au Nord de l'île d'Eubée et une partie des îles de Skopelos et Skiathos (voir figure n° 3).

Dans la région du bassin de la Thessalie orientale, les roches métamorphiques sont représentées en général par des schistes et des marbres dans lesquels on trouve des roches éruptives, mais surtout des ophiolites qui couvrent de grandes surfaces.

2-1-1-1- Schistes cristallins

La série des schistes est formée de différentes roches cristallines : phyllites, gneiss et schistes gneissiques, schistes sériciteux, micaschistes, chloritoschistes, amphibolites présentant une grande diversité de faciès. Ils sont très abondants dans le massif de l'Olympe où on les trouve sur les marbres.

Au Nord et Nord Est de la ville d'Elasson, on a de grandes surfaces couvertes par la série des schistes gneissique ou gneiss avec des ophiolites et cela jusqu'au piémont de l'Olympe. A l'Ouest de la région de Vlachoyiani, les schistes et gneiss couvrent presque toute la région des montagnes Antikhassia et Kamvounia. Au Nord et à l'Ouest du village Gonni, les "schistes" forment une grande région jusqu'aux villages Kalipefki et Karié dans la montagne de basse Olympe. Les parties nord ouest et sud du massif d'Ossa comportent cette série des schistes dont l'épaisseur est très grande et même la plus grande de la zone puisqu'elle atteint, au total 900 m (voir fig. n° 41).

Dans la chaîne de Mavrovouni, les schistes couvrent toute la moitié nord de la montagne jusqu'à la région d'Ayia. Il y a des marbres qui se trouvent sur les schistes -dans la région du village Aétolofos- ou bien ils sont intercalés dans les schistes comme dans la région du village Kastri. Il y a aussi des intercalations de schistes métamorphiques dans les marbres ou trouvées sur les marbres de la région de Kannalia (à l'Ouest du village, à la partie Sud de la montagne Mavrovouni), comme il y a aussi des affleurements de schistes dans les régions des villages Keramidi et Vénéton sur le versant de la mer Egée. Plus au Sud, dans la région du village Keraséa, les schistes couvrent une surface assez grande et se trouvent sous les marbres mais en quelques points les schistes reposent sur les marbres.

Les affleurements de schistes couvrent de grandes surfaces au Sud et jusqu'au village de Melissiatika, où se forme un grand pli anticlinal. Les schistes métamorphiques qui sont ici des amphibolites se prolongent vers le SW, dans la région du village de Sesklon et, même jusqu'au village Ayios Géogios.

2-1-1-2- Les marbres

Les marbres peuvent se présenter en plaquettes ou en petits bancs de 30 cm à 1 m, mais aussi parfois en bancs épais de 3 à 5 m (comme dans la région du village Spilia de la montagne Ossa). Ils sont souvent exploités pour faire des plaques de décors etc.

La couleur des marbres est gris bleu et quelquefois blanc. Les affleurements de marbre sont nombreux dans l'Olympe. Toute la masse de la montagne, depuis le pied jusqu'au sommet de la chaîne de l'Olympe est formée de marbres bien cristallisés.

Dans la montagne de bas Olympe, les marbres couvrent aussi de grandes régions. Plus au sud et dans la région du village Kalipefki, au Nord du village Gonni ils sont présents en alternance avec des schistes ou gneiss (voir planche n° 2).

Au NW du village Gonni, on a de grands affleurements de marbres intercalés dans la série des schistes.

Dans la région de Tempi les marbres forment un anticlinal de direction W-E. Ils sont gris-vert, parfois blancs et sont fréquemment tectonisés.

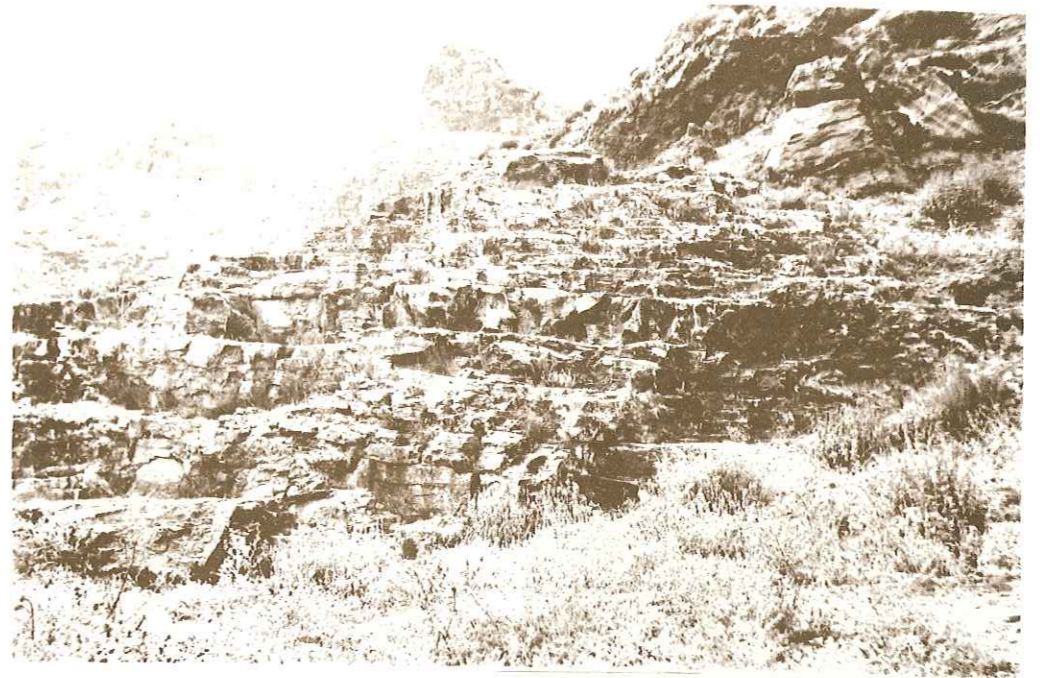
La tectonisation a donné en quelques points des calcaires presque bréchiques surtout dans les zones de fracturation, comme à la sortie de la vallée de Tempi. On peut observer ceci plus rarement dans les marbres de l'Olympe. Dans l'axe de la dépression de l'Ossa, on peut voir des zones de fracturation ainsi que des conglomérats (voir photo n° 1).



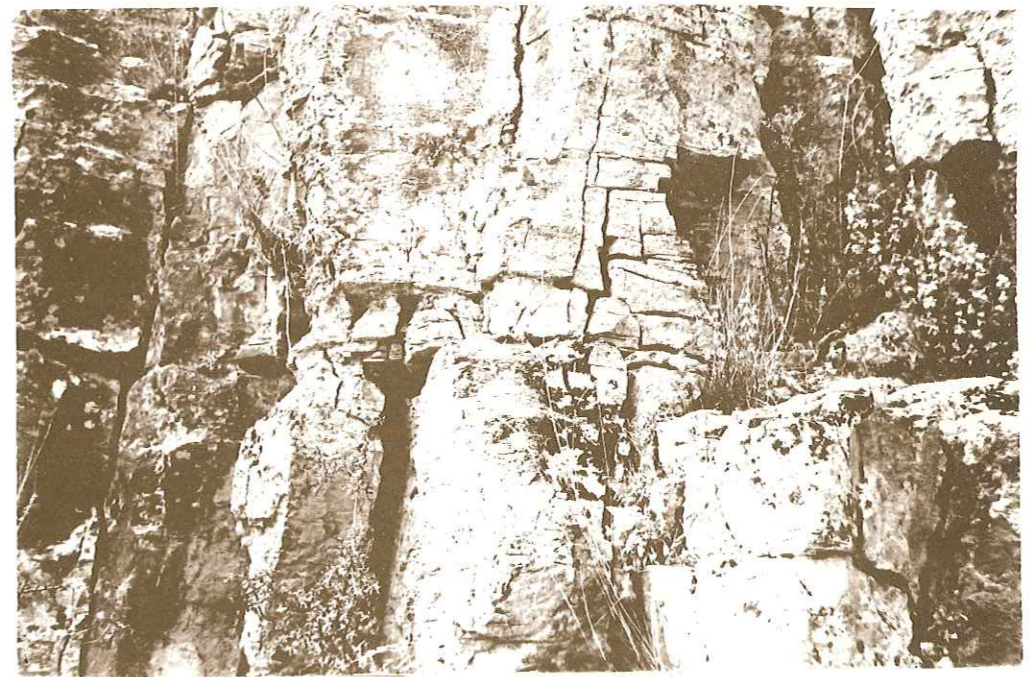
1 - Fracturation dans les marbres de l'Ossa, à l'Est du village Spilia et à 3,5 km.



2 - Les marbres intercalés dans les schistes, au SE du village Dimitra et à 2 km.



3 - Marbres en minces plaques  
A l'Ouest du village Marmariani et à 2,5 km.



4 - Karstification des calcaires à l'emplacement des diaclases  
A l'Est du village Marmariani et à 1,5 km.

A l'Est du village d'Ampélakia, quelques affleurements de marbres sont remontés et apparaissent à cause de l'érosion des schistes, ou encore après un accident tectonique (faille).

A l'Ouest du village, une autre faille de direction NS, provoque l'apparition de petits lambeaux de marbres. Toute la masse principale de l'Ossa est formée de marbres en bancs épais (quelquefois 5 m d'épaisseur) et quelquefois en bancs minces, souvent très tectonisés qui constituent un grand anticlinal dissymétrique dont l'axe se trouverait au Sud de la masse de la montagne et au Sud du sommet.

Au milieu de la plaine d'Ayia, il y a des collines qui sont constituées par des marbres et des schistes. Quelques petits affleurements de marbres existent au Sud du village d'Aétolofos où ils recouvrent les schistes.

Dans la région du village Marmariani, il y a de grands bancs de marbres en alternance avec des schistes cristallins.



Toutes les roches métamorphiques de la zone pélagonienne ont été recristallisées à plusieurs reprises. Pour cela, il est difficile -sinon impossible- de trouver des fossiles caractéristiques d'un étage. Les géologues qui ont étudié l'Olympe marquent un très grand chevauchement qui recouvre tous les calcaires, dolomies et marbres de l'Olympe (Godfriaux, 1962).

Les plus grandes montagnes du massif pélagonien auraient donc couvertes de roches cristallines et les calcaires, dolomies et marbres d'âge plus récent représenteraient une fenêtre après le soulèvement de la montagne et le décapage par l'érosion ; mais l'existence d'un tel chevauchement recouvrant tout l'Olympe est possible mais pas certaine.

L'étude d'ELECTROWATT marque en effet des failles et des contacts anormaux autour de la montagne de l'Olympe.

Nous avons trouvé qu'autour de la montagne d'Ossa les schistes cristallins se trouvent en contact normal entre ou sur les marbres de la zone pélagonienne de ce massif.

Nous allons étudier un certain nombre de coupes caractéristiques.

#### 2-1-1-2-1 - Coupe géologique entre le village Gonni et la vallée de Tempi.

Nous avons suivi la série des roches qui se trouvent entre les marbres supérieurs et les marbres inférieurs au N du village Itéa et au NE du village Gonni.

Il y a une série de schistes et gneiss ou de micaschistes et de schistes gneissiques entre les marbres supérieurs et les marbres inférieurs de l'Ossa, qui pourrait montrer les rapports des deux séries de marbres.

La direction de la coupe est NW-SE jusque dans la vallée de Tempi.

Le pendage des formations est 52°-54° vers le NW et la direction des strates est 320° à 330°.

La série se présente ici comme suit (voir fig. n° 4-1)

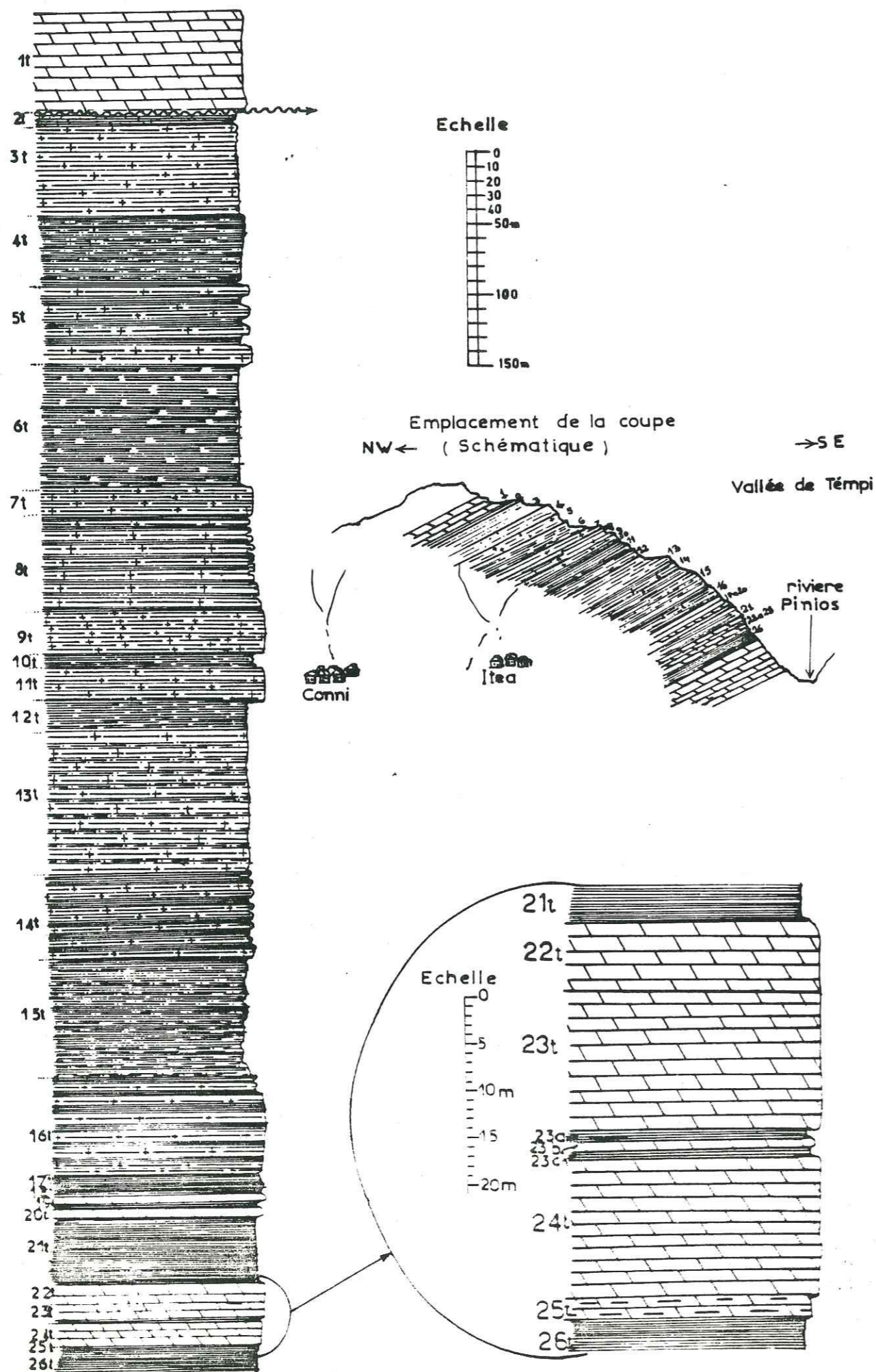
Formation 1t : Au sommet il y a les marbres supérieurs en minces plaques (épaisseur 2 à 5 cm) plissées et fracturées, peu dolomitiques dont l'épaisseur totale est de 70 m.

Formation 2t : A la base des marbres un horizon d'environ 8 m d'épaisseur, de brèches contenant des fragments de schistes très fracturés mélangés avec des marbres, représente beaucoup plus vraisemblablement un niveau de transgression qu'un contact tectonique.

Formation 3t : Schistes gneissiques ocellés avec des lits de quartz et des lits de schistes graphiteux de couleur gris brun (épaisseur totale 65 m).

Formation 4t : Schistes tendres peu graphiteux, noir parfois, avec des micas (épaisseur totale 50 m).

Formation 5t : Schistes gneissiques quartzeux ou à micas en alternance avec des schistes tendres graphiteux noirs (l'épaisseur totale est de 58 m).



- Formation 6t : Schistes tendres de couleur brun (leptynites ) dont l'épaisseur totale est de 85 m.
- Formation 7t : Schistes verts gneissiques avec des lits de quartz rares (épaisseur totale 20 m).
- Formation 8 t : Schistes alternativement tendres et durs gneissiques verts clair (leptynites ) ou brun-vert (épaisseur totale 65 m).
- Formation 9t : Schistes gneissiques durs (épaisseur 30 m).
- Formation 10t : Schistes verts gris altérés avec des schistes durs gneissiques et quartzeux (épaisseur totale 12 m).
- Formation 11t : Schistes gneissiques cristallins avec des lits de quartz d'épaisseur 3 à 6 cm (épaisseur totale 22 m).
- Formation 12t : Schistes tendres brun-vert irisés à micas (épaisseur totale 20 m).
- Formation 13t : Schistes tendres à microschistosité, de couleur brune altérés avec des schistes durs à micas irisés et lits de quartz dans la masse (épaisseur totale 100 m).
- Formation 14t : Schistes verts foncé à micas, altérés avec des schistes tendres à lits de quartz de 2 mm (épaisseur totale 60 m).
- Formation 15t : Alternance de schistes tendres avec des schistes durs vert-clair à micas et des schistes gneissiques ou microgneissiques avec lits de quartz de 2 mm (épaisseur totale 60 m).
- Formation 16t : Schistes verts à brun, microgneissiques ou vert-clair. Au sommet, il y a 5 m de schistes très tendres dont la consistance rappelle celle des schistes cristallins (ressemble au flysch ?) - (épaisseur totale 70 m)
- Formation 17t : Schistes verts à micas (épaisseur totale 16 m).
- Formation 18t : Marbres gris en plaquettes très peu karstifiés (épaisseur totale 4 m).
- Formation 19t : Schistes verts à micas et séricite (épaisseur totale 5 m).
- Formation 20t : Marbres cristallins blancs en bancs épais (épaisseur totale 8 m).
- Formation 21 t : Schistes verts à micas et lits de quartz de 1 à 5 cm (épaisseur totale 50 m).
- Formation 22t : Marbres blancs semi-cristallisés (épaisseur totale 8 m).
- Formation 23t : Marbres gris-bleu intercalés de lits de marbres jaune-rougeâtres (épaisseur totale 22 m).
- Formation 23at: Schistes verts (épaisseur 1 m).
- Formation 23bt: Marmoschistes (épaisseur 0,8 m).
- Formation 23ct: Schistes bleu-viol foncé (épaisseur 0,8 m).
- Formation 24t : Marbres gris-bleu très cristallisés; au sommet en plaquettes (épaisseur totale 15 m).
- Formation 25t : Marmoschistes en minces plaques de 2 à 6 cm (épaisseur totale 2 m).
- Formation 26t : Schistes verts à micas avec des lits de quartz de 2 à 5 cm (épaisseur totale 20 m).

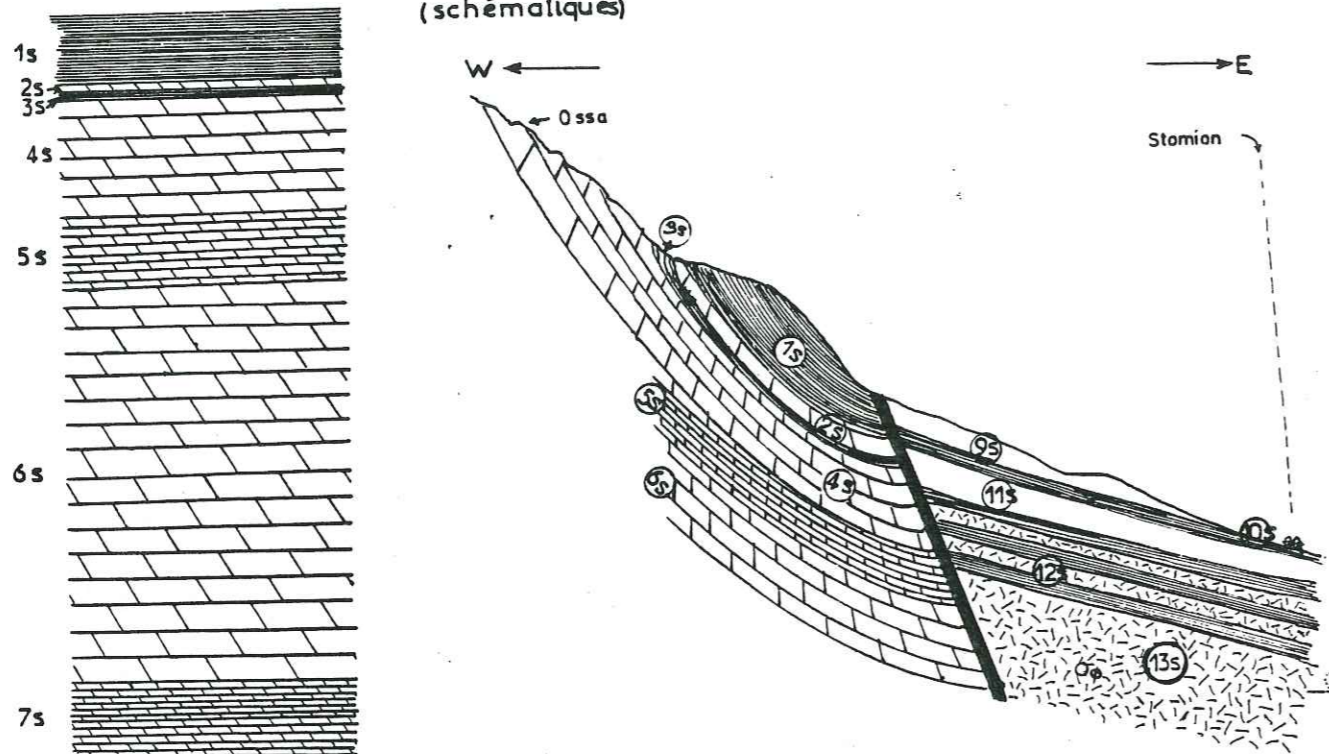
Après la formation 26t commence la série des marbres gris avec des filons dans la masse des marbres recristallisés de couleur blanchâtre (épaisseur des filons 20 cm.)

Les formations 24 t présentent des filons de marbres recristallisés et arrondis en minces plaques de couleur-viol -café.

Toute la série est classée dans l'unité de l'Ossa d'après J. Godfriaux.



COUPES GEOLOGIQUES D' OSSA (schématiques)



1<sup>re</sup> Coupe géologique  
Légende

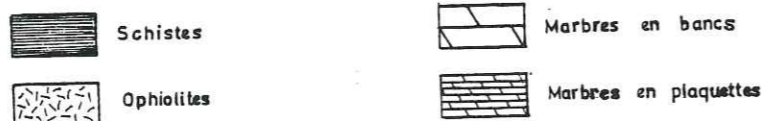
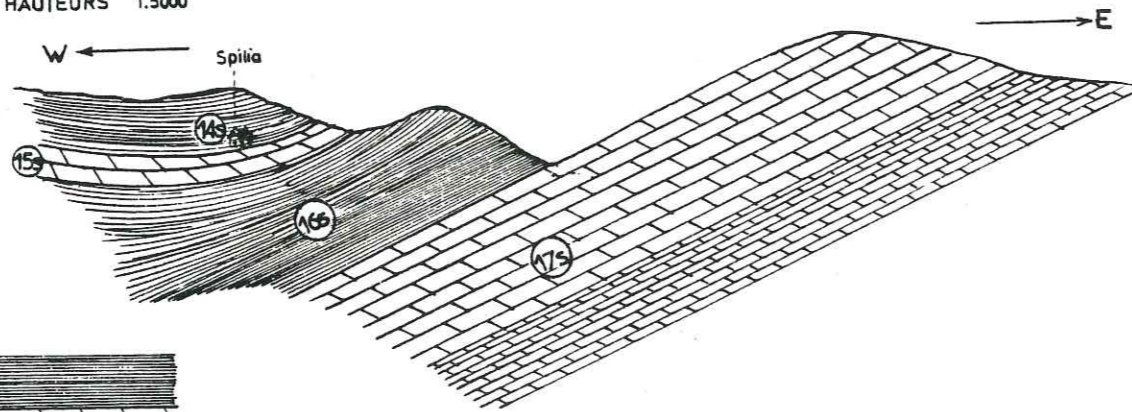


Figure N° 4.2.

Coupe lithostratigraphique

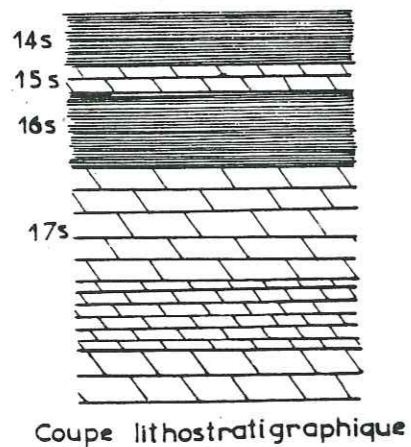
ECHELLE DES HAUTEURS 1:5000



2<sup>e</sup> Coupe géologique  
Légende



Figure N°4.3.



Coupe lithostratigraphique

2-1-1-2-2- Coupes de l'Ossa

Après l'étude des rapports entre marbres supérieurs et inférieurs, nous avons poursuivi les recherches sur les marbres de la région de la montagne d'Ossa et sur les contacts avec les schistes. Nous avons étudié également la masse intérieure des marbres.

Bien que le contact entre les deux formations : marbres et schistes ne soit pas toujours très clair, on peut dire, que les schistes reposent en position stratigraphique normale sur les marbres, car leurs directions et leurs pendages sont identiques et on ne trouve pas de traces de phénomènes tectoniques aux limites des deux formations.

Ainsi nous avons choisi deux coupes parmi plusieurs, pour montrer les rapports entre schistes et marbres l'une sur la bordure Est et l'autre sur la bordure Ouest du massif de l'Ossa.

2-1-1-2-2-1 - Première coupe de l'Ossa

Elle se présente à l'extrémité Est des marbres d'Ossa.

L'épaisseur des schistes qui reposent sur les marbres est difficile à déterminer car ils ont été érodés sur leur partie supérieure et tectonisés sur toute leur épaisseur.

L'épaisseur des marbres trouvés au-dessous est mesurée. Ainsi dans la première coupe nous avons de haut en bas les formations suivantes (voir fig. n° 4-2):

- Formation 1s : Schistes bruns au sommet érodés et tectonisés (épaisseur totale plus de 50 m).
- Formation 2s : Marbres cristallins gris en bancs épais (épaisseur totale 6 m).
- Formation 3s : Marmoschistes ou schistes bruns en minces plaques de 2 à 3 cm (épaisseur totale 5 m).
- Formation 4s : Marbres cristallins en bancs épais (de 0,5 à 2 m) couleur gris-bleu (épaisseur totale 80-90 m).
- Formation 5s : Marbres cristallins en plaquettes (de 0,1 à 0,4 m). L'épaisseur totale est d'environ 50 m.
- Formation 6s : Marbres cristallins en bancs épais, couleur gris clair (gris-blanc) - (épaisseur totale 300 m).
- Formation 7s : Marbres en minces plaques de 0,3 à 2 cm, épaisseur totale 60 m. Ces marbres en minces plaques sont utilisés pour les toits des maisons comme tuiles.
- Formation 8s : Marbres cristallins en bancs épais de 1 à 5 cm couleur gris ; l'épaisseur totale est de plus de 200 m.

Dans la partie Est de la coupe on a (voir fig. n° 4-2):

- Formation 9s : Schistes très tectonisés en filons de 1-2 mm gris-bleu (épaisseur totale 5 à 15 m).
- Formation 10s : Schistes tectonisés en lits de 2 à 6 cm, brun-rougeâtre (épaisseur totale 50-60 m).
- Formation 11s : Schistes un peu tectonisés débités en feuilles de couleur gris-vert (épaisseur totale 30-40 m).
- Formation 12s : Alternance de schistes et de serpentines (ophiolites) d'épaisseur totale 70 m.
- Formation 13s : Ophiolites vertes (épaisseur totale d'environ 50 m).

2-1-1-2-2-2- Deuxième coupe de l'Ossa

Cette coupe se présente à l'extrémité Ouest des marbres de l'Ossa.

Ici les schistes qui reposent sur les marbres sont en contact normal et en général la série ressemble à celle de Tempí (voir fig. n° 4-3).

Nous avons les formations suivantes :

- Formation 14s : Au-dessus des bancs de marbres trouvés dans les schistes, il y a la série des schistes décrits dans la coupe de Tempí (épaisseur totale environ 800 à 900 m).
- Formation 15s : Sous les schistes, il y a des bancs de marbres cristallins (épaisseur totale 15 à 20 m).
- Formation 16s : Les schistes qui se trouvent au-dessous sont de couleur verte comme les formations 21t phylliteuses en minces lits (filons) - (épaisseur totale 40-50 m).
- Formation 17s : Après les schistes commence la série des marbres avec les marbres gris-bleu en bancs épais de 0,5 à 2 m (épaisseur totale 80-90 m).

La série des marbres se poursuit comme dans la coupe précédente.

Les dernières études de Mr. J. Godfriaux sur l'Olympe et Ossa ont divisé les formations d'Ossa en deux unités :

- a) L'unité de Flambouron qui couvre l'unité de l'Ossa et chevauche sur cette unité et s'étend au S du village Spilia jusqu'à Ayia et plus à l'Est.
- b) L'unité de l'Ossa qui forme la partie centrale de la montagne d'Ossa et continue vers le NW au bas Olympe.

Personnellement, nous ne voyons aucune raison d'admettre une telle interprétation car les contacts entre les divers horizons nous apparaissent comme normaux et il semble bien que l'on se trouve en présence d'une série stratigraphique normale et continue très épaisse.

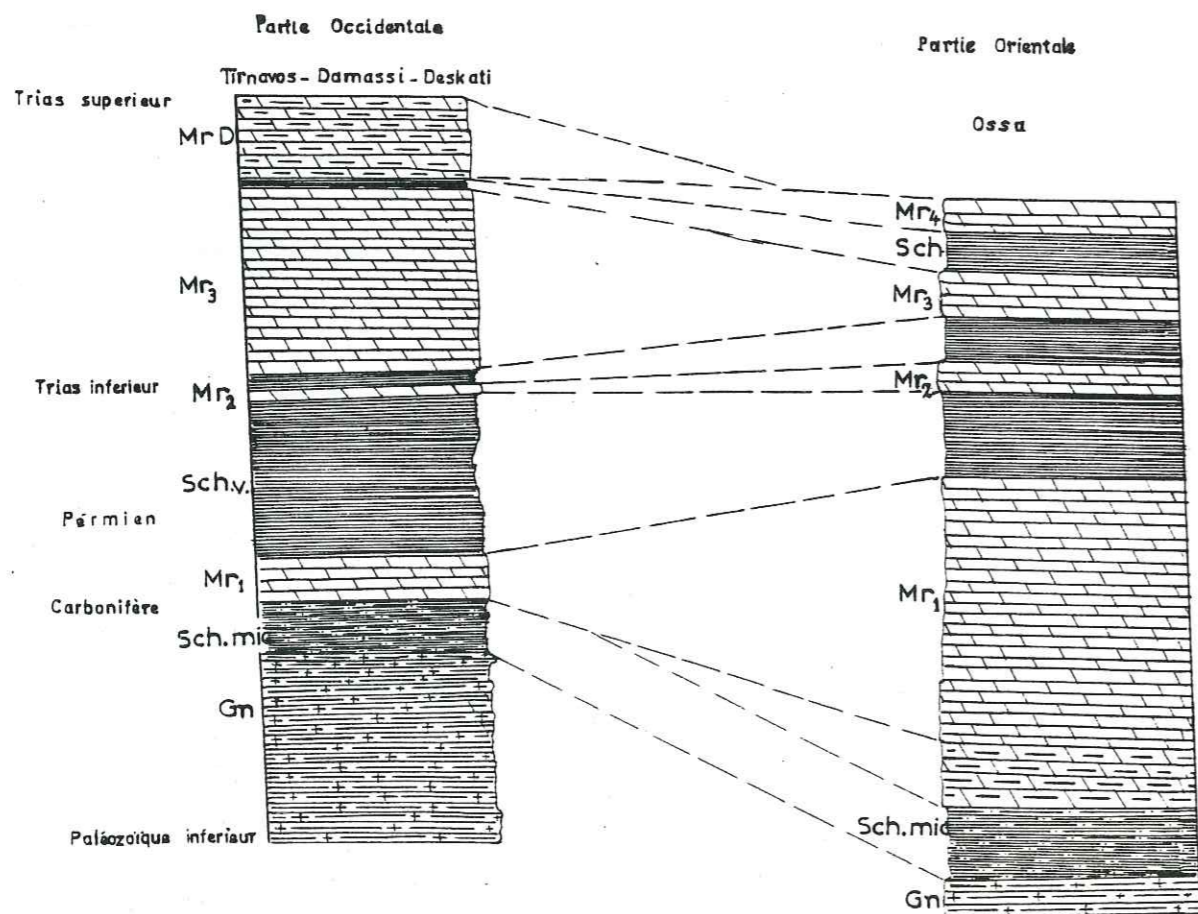
Cette série actuellement métamorphisée comporte une succession de marbres et de schistes correspondant à des sédiments originellement calcaires et marneux et présente des variations latérales de faciès comme on en rencontre dans tous les grands bassins sédimentaires.

2-1-2- Changement des conditions de sédimentation de l'Ouest vers l'Est

Dans la zone pélagonienne, nous avons observé que la sédimentation change de l'Ouest vers l'Est. Ainsi, dans la partie occidentale de la zone et dans les régions des villages Deskati-Damassi-Tirnavos, nous avons une sédimentation épaisse des marbres au Trias et des schistes au Paléozoïque, tandis que c'est le phénomène inverse qui se passe dans la partie orientale. Au Trias supérieur, il y a sédimentation de marbres très souvent dolomitiques-marbres supérieurs. Dans ces marbres en plaquettes, les lits de schistes sont rares. Au Trias inférieur, au Permien et au Carbonifère, il y a sédimentation très épaisse de schistes qui reposent sur les marbres inférieurs ici peu épais 50 à 100 m. Ceux-ci reposent sur des schistes à micas, des schistes gneissiques et des gneiss qui représentent le paléozoïque inférieur.

Dans la partie orientale de la zone Pélagonienne, c'est-à-dire dans l'axe Ossa-Mavrovouni, il y a la sédimentation suivante : au Trias, il y a sédimentation de schistes contenant dans leur masse des bancs de marbres (marqués Mr<sub>2</sub>, Mr<sub>3</sub> et Mr<sub>4</sub>) qui reposent sur les schistes du Permien. Ceux-ci recouvrent l'énorme masse des marbres inférieurs d'âge carbonifère qui à leur base sont dolomitiques et recouvrent les schistes à micas et gneiss qui n'ont pas une grande épaisseur, ( coupe ci-dessous ) :

Zone Pélagonienne (interne)



Changement de la sédimentation de l'W vers l'E au niveau de Damassi-Ossa

2-1-3- Les roches éruptives

Les roches éruptives couvrent une surface plus petite que les formations métamorphiques, mais elles jouent un rôle important, car elles sont les roches imperméables qui forment le soubassement des écoulements d'eaux souterraines.

Les roches les plus fréquentes sont les ophiolites qui ont une couleur d'habitude vert ou parfois brun ou gris à gris-vert. Elles se présentent parfois sous forme de serpentines ou diabasses et s'accompagnent de talc et de magnésite.

Les andésites sont représentées au sud ouest du massif de Mavrovounion mais sont assez rares dans le massif lui-même.

2-1-3-1- Les Ophiolites

Les ophiolites des domaines subpélagonien et pélagonien posent encore des questions pour les géologues qui ont étudié la région.

Les ophiolites du Jurassique, après leur émission ont couvert de grandes surfaces et de petites épaisseurs sur les massifs pélagonien et subpélagonien. En certains points, les ophiolites forment un dôme à l'emplacement de la zone d'émission et reposent en contact normal sur le socle cristallin.

D'après BRUNN (1950) dans le massif de Kamvounia, les ophiolites sont en place du point de vue stratigraphique et tectonique sur leur substratum sédimentaire pélagonien. Ceci montre qu'elles sont restées solidaires de l'axe pélagonien tant du point de vue de la tectonique tertiaire que de la tectonique éocène.

D'après AUBOUIN (1959), les ophiolites subpélagoniennes, décollées de leur substratum sédimentaire, chevauchent vers le SW sur la zone du Pinde en devenant solidaires du massif pélagonien qui les accompagne dans leur déplacement. Au NE, les ophiolites pélagoniennes demeurent solidaires du massif pélagonien sans qu'entre eux passe un accident tectonique majeur.

Dans la région intermédiaire se trouve un axe d'émission ophiolitique quelque part sous le sillon mésohellénique et la lame ophiolitique s'ancre sur le massif pélagonien au niveau de l'énorme dyke qui marque l'axe des éruptions.

Pour nous, les ophiolites qui sont sorties dans le sillon mésohellénique entre les deux zones subpélagonienne et pélagonienne sont venues recouvrir vers l'Est ou vers le NE la zone pélagonienne. Ce recouvrement peut être d'origine tectonique mais pourrait aussi bien être dû à l'écoulement des ophiolites, comme semble le montrer les brèches d'explosion que l'on observe à la base des celles-ci dans le secteur de la montagne de "Patoma".

On trouve les ophiolites dans les régions des villages Kalokhourion, Sikourion, Prinia, Skiti, Potamia.

La figure suivante indique la position des ophiolites et des calcaires crétacés, qui sont transgressifs sur les ophiolites.

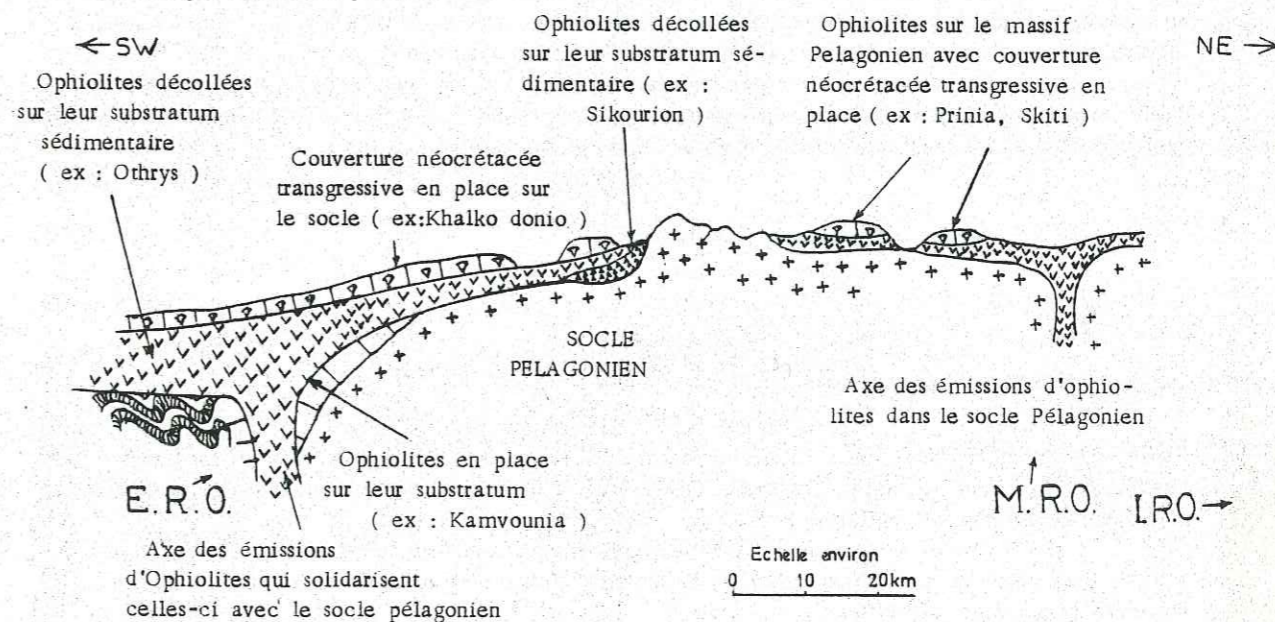


Schéma de la position structurale des ophiolites pélagoniennes, subpélagoniennes

A partir de cette figure on a reconstitué l'évolution paléogéographique des zones pélagonienne et subpélagonienne sur la planche n° 5.

Les constatations que nous faisons concernant l'âge de sortie des ophiolites complètent celles de M.L. KOBER (1952) qui admet l'existence de deux zones d'émission ophiolitique : l'une E.R.O. (Externe-Rad-Ophit) dans la zone subpélagonienne, et l'autre I.R.O. (Interne-Rad-Ophit) dans la zone de Vardar-Axios.

Nous avons constaté en effet que même dans le massif pélagonien, on a des émissions ophiolitiques que l'on rattache à une Medial-Rad-Ophit ou M.R.O., car les centres d'émission se situent entre les deux zones d'émissions externes et internes, mais cette zone d'émission centrale M.R.O. est probablement plus ancienne que les deux autres. C'est dans cette hypothèse qu'été établie la partie E du schéma d'évolution paléogéographique de la zone pélagonienne (voir planche n° 5).

Notre constatation n'est pas contraire à celle de M. G. MARINOS, qui dans la région d'Othris admet que les calcaires jurassiques se trouvent régulièrement sous les ophiolites et que l'ensemble repose en contact normal sur le massif pélagonien.

On n'a jamais observé d'ophiolites sur ou dans les calcaires crétacés. Elles sont toujours sous les calcaires, et les calcaires sont transgressifs sur les ophiolites.

De ce point de vue, on peut définir la limite supérieure de l'âge des ophiolites dans la région de la zone subpélagonienne. Elles sont plus anciennes que le Crétacé dans la région d'étude.

Les ophiolites qui se trouvent très fréquemment dans la masse cristalline du socle pélagonien sont certainement plus anciennes. Dans l'île de Crète par contre, on trouve les ophiolites avec le flysch maestrichtien : donc la sortie de ces roches est plus récente que dans la région de Thessalie.

Pendant le relevé géologique, nous avons observé quelques fragments d'ophiolites dans le massif cristallin pélagonien, dans la montagne Ossa (au Sud d'Ampelakia).

L'épaisseur des ophiolites de la zone subpélagonienne est de l'ordre de 100 m, tandis que dans la zone pélagonienne elle varie. Quand elles sont sous les calcaires jurassiques ou crétacés, l'épaisseur est plus petite que dans la zone subpélagonienne et est à peu près de 80 à 50 m. Quand elles sont directement sur le socle pélagonien elles peuvent avoir une épaisseur variable de quelques dizaines de mètres jusqu'à 100 m et plus.

2-1-4- Les formations sédimentaires post-triasiques

Les formations sédimentaires sont représentées après le paléozoïque par le mésozoïque et surtout le jurassique et le crétacé.

Les formations jurassiques sont des calcaires rougeâtres à gris et des schistes gris, gris-vert ou rougeâtres, qui se sont sédimentés en alternance de minces couches de quelques cm jusqu'à 2 mètres. Elles se trouvent souvent en discordance sur le socle métamorphique.

Les formations crétacées sont des calcaires blancs à rougeâtre ou vert-gris et sont en discordance et transgressifs habituellement sur les ophiolites subpélagoniennes ou pélagoniennes, ou encore, quelquefois transgressifs directement sur le socle cristallin pélagonien.

2-1-4-1- Les schistes jurassiques

Les schistes du Jurassique ne sont identifiés que dans la zone subpélagonienne où ils forment un ensemble constitué d'alternance de couches argilo-schisteuses gréseuses et de radiolarites de couleur rouge, grise ou gris vert. Les géologues grecs les appellent phase schisto-keratolitique.

Les schistes jurassiques couvrent une grande partie des montagnes Khalkodonion et Paléopirgos.

Pour la stratigraphie des schistes jurassiques, il y a deux opinions différentes : l'une place les schistes sous les ophiolites et l'autre sur les ophiolites. D'après J. BRUNN, les schistes jurassiques sont sur les ophiolites. D'après STEINMANN (1920) ils sont sous les ophiolites, M. G. MARINOS, 1958 place les schistes sous les ophiolites.

Ils sont souvent intercalés dans les calcaires jurassiques dans la région de la montagne d'Orthrys oriental. Pour nous aussi les schistes jurassiques apparaissent bien comme antérieurs à la mise en place des ophiolites.

2-1-4-2- Les calcaires jurassiques

Les calcaires jurassiques sont visibles dans la zone subpélagonienne, dans la région de la montagne Khalkodonion, où on les trouve en alternance avec des radiolarites.

La couleur des calcaires jurassiques est rougeâtre et quelquefois arrive au brun jusqu'au gris. L'épaisseur des calcaires est de l'ordre de 150 m.

Les calcaires jurassiques de la zone subpélagonienne sont représentés dans la région de la montagne Palio-Kastron, ainsi que dans la région de Velestinon où ils se trouvent en alternance avec des schistes jurassiques ou des radiolarites.

En dehors de cette région, il existe des calcaires du Jurassique dans la région d'Ayia où on trouve au sommet de différentes collines de petits lambeaux laissés par l'érosion. Ils sont transgressifs sur la zone pélagonienne. D'autres affleurements des calcaires sur la zone pélagonienne se trouvent dans la région du village Sikourion, sur les collines, au SW du village, à la distance de 8 km.

Il existe aussi des affleurements au N du village Prinia, à l'Est d'Ayia et à l'E de Potamia. Dans la montagne d'Ossa à la localité "Livadi", on a trouvé un calcaire qui ressemble pétrographiquement au calcaire de Vigla. Il s'agit d'un calcaire finement cristallisé, généralement blanc, quelquefois rosé, en minces plaquettes de 1 à 20 cm d'épaisseur, intercalé de jaspes noirs lités ou de silex. Dans les jaspes on reconnaît des radiolarites. La proportion des jaspes, par rapport aux calcaires est variable, mais en général représente la moitié des formations.

D'après J. AUBOUIN, 1958, les calcaires de Vigla commencent avec le Malm (Callovien) et leur partie supérieure est du Sénonien. Le calcaire de Livadi ressemble, sans que l'on ait trouvé des fossiles, au calcaire de Vigla.

2-1-4-3- Les calcaires crétacés

Les calcaires crétacés se trouvent au sommet de la montagne Khalkodonion, sous forme de lambeaux laissés par l'érosion sur la zone subpélagonienne. Près du village Neon Perivolion - au NE et à 1000 m - on trouve des Hippurites et orbitolines du crétacé supérieur.

Les calcaires crétacés (dans la région) reposent en transgression, soit sur les ophiolites, soit sur le socle cristallin pélagonien, dans la région du village Agnanteri. Il existe aussi dans la région "Potamia, Ayia du calcaire Cénomannien transgressif sur le socle pélagonien. Là, nous avons reconnu des Algues du Crétacé supérieur.

Au Sud Ouest, dans la région du village Ano-Vassilika (au N, à 2 km) les calcaires crétacés de faible épaisseur reposent sur les ophiolites, tandis que, au Nord, Nord-Ouest et Nord Est ils sont masqués par le Quaternaire.

La couleur va du gris jusqu'au rougeâtre ou au gris-blanc.

Les calcaires sont fréquemment sous forme de plaquettes, ainsi que sous forme massive. Ils ne sont pas très durs par rapport aux marbres cristallins.

2-1-4-4- Le Flysch néocrétacé

Dans la plupart des régions, le flysch affleure au bord ou sur les massifs calcaires crétacés où il se trouve en discordance. L'âge du flysch commence au Maestrichtien, mais l'âge du sommet de la série du flysch n'est pas certain. En tous cas, il arrive souvent jusqu'à l'Aquitainien.

Au Sud du sommet d'Ossa, le flysch maestrichtien repose en discordance sur les marbres de la zone pélagonienne, à la suite des mouvements alpins.

Quelques lambeaux de flysch, peu épais du Bas-Olympe et dans la région du village Rapsani reposent encore en discordance, soit sur les calcaires, soit sur le socle cristallin pélagonien.

2-1-5- Les sédiments molassiques du sillon mésohellénique

Les sédiments molassiques du sillon mésohellénique commencent après l'Eocène supérieur dans la région de la Thessalie occidentale ; mais dans la région de bassin de la Thessalie orientale, ils commencent après l'Oligocène. Les premières coupes d'Oligo-Miocène ont été faites par J. BOURCART (1926) en Albanie, qui a utilisé le mot "sillon Albano-Thessalien". Plus tard, M. J. BRUNN (1956) l'a dénommé "sillon mésohellénique" pour souligner la place axiale des Hellénides, cette dénomination reste encore la plus raisonnable.

Les sédiments sont transgressifs sur le socle pélagonien ou sur les calcaires ou les ophiolites de la zone subpélagonienne.

La série n'est pas continue et la sédimentation s'arrête pendant l'Eocène ou au Néogène. Les sédiments récents plio-quaternaires qui se trouvent sur ces sédiments molassiques empêchent de bien délimiter le contour de ces sédiments.

Dans la région du bassin occidental, on distingue dans les sédiments molassiques (BRUNN 1956) cinq séries :

- série de Rizoma : marnes, grès, calcaires organogéniques (Eocène supérieur),
- série Eptakhorion : conglomérats en alternance avec des grès et marnes (Stampien),
- série des Météores : conglomérats grossier hétérogènes (Aquitaniens),
- série de Phanarion : conglomérats, marnes, grès (Aquitaniens, Burdigaliens),
- série de Trikala : calcaires organogéniques en alternance avec des bandes de grès et des couches de marnes grises (Burdigaliens).

Au nord du bassin oriental, on trouve une petite étendue de sédiments molassiques du sillon mésohellénique, mais ils ont une épaisseur plus petite qu'à l'Ouest, comme par exemple au Nord d'Elasson où les sédiments se trouvent en transgression sur les ophiolites.

Dans les forages de la région du village Platanoulia on a trouvé des couches minces (10 cm) de grès et de marnes en alternance avec des calcaires organogéniques qui sont comparables aux couches de la série de Rizoma, mais l'épaisseur totale est plus faible que dans la région de Rizoma.

Dans la région du village Mira, on trouve une surface de molasse de petite épaisseur qui est formée de bancs de calcaires gréseux et qui entoure en transgression les calcaires crétaqués du Khalkodonion Paléo-karstron. L'épaisseur de ces calcaires organogéniques n'est pas grande et varie de 10 à 50 m.

2-1-5-1- Le Néogène

Les sédiments du Néogène inférieur (Miocène) ne sont pas très épais, et on les trouve très rarement. Tandis que ceux du Néogène supérieur (Pliocène) couvrent de grandes surfaces et sont très épais. Dans la région du village de Tirnavos-Platanoulia, dans la plupart des forages on trouve du Néogène sous forme de marnes grises ou de grès en alternance avec des calcaires néogènes.

Au Nord d'Elasson, la série sédimentaire comporte des couches du Néogène.

Le Miocène comprend, de bas en haut, dans la région au Nord d'Elasson :

- grès et conglomérats Pentalafon (h = 300 m) correspondant au Stampien supérieur et à l'Aquitaniens ;
- marnes de Tsotilion (600 m) encore quelque peu gréseuses, contenant une faune aquitanoburdigaliens de gastéropodes ;
- grès fins et calcaires d'Ordia (20 m) d'âge burdigalien avec une faune de Pecten et Clypeaster peu caractéristique. Cette série repose en faible discordance à sa base sur la série suivante ;
- marnes, marnes sableuses et grès calcaires (150 m) à faune abondante, d'âge helvétien (Lamellibranches, Gastéropodes, Polypiers, etc.).

La série marine s'arrête là, mais est recouverte sans discordance apparente par des niveaux de sables graveleux rougeâtres, continentaux dans lesquels BOURCART (1920) a trouvé des dents d'Hipparion gracile, ce qui permet de les ranger dans le Pontien. Le néogène de Thessalie a été étudié par Mr SCHNEINDER en 1972, qui a trouvé aussi Hipparion et d'autres fossiles intéressants.

On voit ces niveaux de sable graveleux rougeâtres à gauche de la route qui va vers Née-Karié dans une carrière, 600 m avant le village, ou encore, à une distance de 4 km après le village Nikéa où commencent les couches marneuses avec des alternances de grès ou de conglomérats, peu épais.

2-1-5-1-1- Couches sableuses et gréseuses

Les couches sableuses ou plutôt gréseuses s'observent au sommet de quelques collines qui se trouvent au Sud et au Sud-Ouest de Larissa.

Leur âge est pliocène (probablement inférieur), mais ces sédiments sont du Pliocène continental lacustre, car ils se présentent en lentilles.

Dans quelques secteurs des villages Zappion, Elefthéré, Kranon, Rakhoula et Terpsithéa, au sommet des collines, les couches sablo-gréseuses ont une épaisseur importante qui varie de quelques 20 m jusqu'à 80 m.

Les limons sont très rares, mais les galets à caractère fluvio-lacustre sont fréquents.

2-1-5-1-2- Marnes du Pliocène

Le Pliocène occupe en général de grandes surfaces, mais les marnes du Pliocène couvrent aussi le S et le SE des parois de la montagne Paliokastron à l'Ouest du village Mikron-Perivolakion et au N du village Aganteri de grandes surfaces de collines.

La couleur est jaune-gris à blanche en alternance avec des marnes sableuses ou gréseuses. Les premiers sédiments qui remplissent le fossé de la région d'étude sont les marnes du Pliocène qui ont une petite épaisseur, par rapport à celles du bassin occidental.

2-1-5-1-3- Conglomérats du Pleistocène

Les sommets des collines de la région, situées entre Méga-Monastirion et Vélestinon sont constitués par des sédiments fluviolacustres du Pleistocène.

Ce sont des couches argilo-marneuses rouges en alternance avec des conglomérats hétérogènes peu cimentés.

C'est la matrice interstitielle de ces conglomérats qui caractérise le Calabrien ; c'est de l'argile rougeâtre.

A l'Est de cette région, sous les alluvions, parmi des échantillons de plusieurs forages dont celui d'alimentation en eau du village Stefanovikion, à une profondeur de 54 à 65 m, dans les marnes grises sableuses en alternance avec des sables peu épais, nous avons trouvé les fossiles suivants :

- 1 - *Corbicula fluminalis* MULLER
- 2 - *Theodoxus danubialis* PFEIFFER
- 3 - *Valvata pulchella* STUDER
- 4 - *Fugotia acicularis* FERUSSAC
- 5 - *Theodoxus* sp.

qui caractérisent le Pleistocène. L'épaisseur des formations jusqu'au socle est d'une centaine de mètres.

La détermination des fossiles a été faite au Laboratoire de Géologie Paléontologie de l'Université d'Athènes.

Dans les forages d'exploitation et de reconnaissance de la région du village Omorphokhorion, nous avons trouvé la même faune de fossiles, à la profondeur de 40 à 56 m quelquefois jusqu'à 140 m.

Les forages de reconnaissance de la région de Karla ont donné aussi les mêmes fossiles, mais à une profondeur de 20 à 28 m et plus.

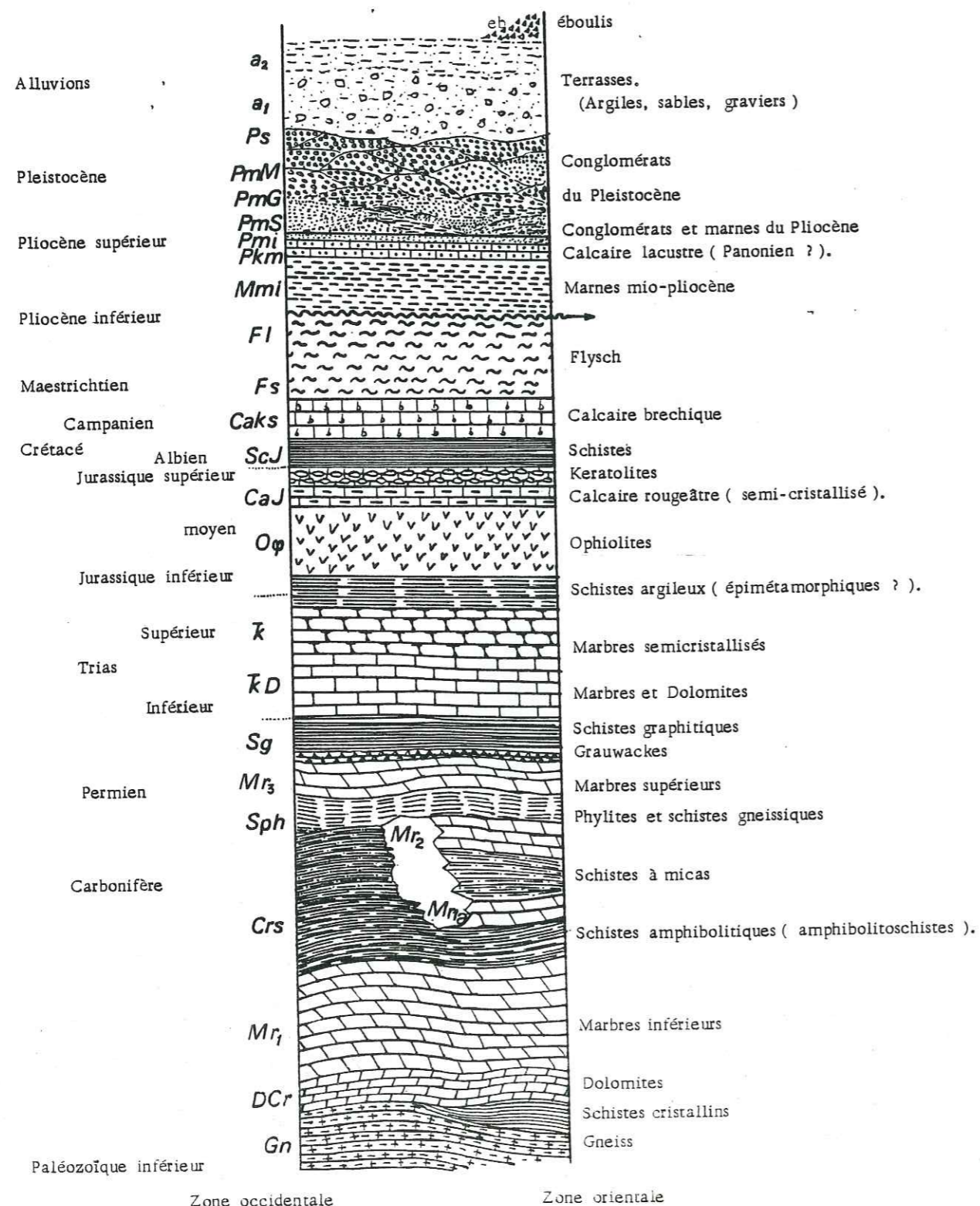
Dans la région du village Khalki, les forages d'exploitation ont trouvé la faune de fossiles du Pleistocène lacustre mais à la profondeur de 17 à 30 m.

Au sommet des collines des régions Zappion, NéeKarié, Moskhokhori on trouve des conglomérats hétérogènes qui sont des couches représentatives de la série Calabrien, Villafranchien.

COUPE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

Figure n° 4.4.

Echelle des hauteurs 1:20 000



2-1-6- Alluvions

Les dépôts quaternaires alluviaux, mis en place par un réseau hydrographique très voisin du réseau actuel et ayant évolué depuis le Pleistocène pour atteindre la disposition qu'il présente de nos jours sont différents au NW de la plaine de Tirnavos et au SE du lac Karla. Les bords ont été érodés (marbres et schistes) et les dépôts dans les petits torrents périphériques sont plus récents qu'au milieu de la plaine.

Les dépôts de la plaine de Tirnavos sont en général très grossiers, car ils proviennent des matériaux fournis par l'érosion par les deux rivières Pinios et Titarissios qui, à leur débouché dans la plaine ont déposé les sédiments les plus grossiers tandis que, plus loin, les sédiments sont plus fins, et que les sédiments provenant des divagations de ces rivières se déposaient parmi quelques éboulis de pente.

2-1-6-1- Alluvions anciennes

Il existe en quelques points des terrasses anciennes. Une telle terrasse épaisse est formée dans la région de Tirnavos principalement par la rivière Titarissios. Les éléments sont des galets de quartz, des galets de calcaire ou des graviers plus ou moins fins, des sables plus ou moins fins et des argiles qui parfois cimentent les galets. Sur la plupart des couches, on n'a pas observé de pentes, mais, comme ce sont des dépôts fluviaux, qui se trouvent sous forme de lentilles et on ne peut pas bien distinguer s'il existe encore une pente.

2-1-6-2- Alluvions récentes

Les alluvions récentes constituent des remplissages par les éléments de l'érosion actuelle dans les lits des torrents périphériques ou dans la plaine ainsi que sous forme d'éboulis de pentes actuelles.

Chaque torrent présente son cône de déjection, il en est de même pour les deux grandes rivières Pinios et Titarissios qui forment de grands cônes de déjection.

Le Titarissios a un très grand cône avec des éléments plus grossiers que le Pinios. L'épaisseur de ce cône est grande aussi, d'où une grande capacité d'emmagasinement.

Les formations du cône du Pinios sont mêlées à des dépôts dus aux méandres de la rivière et on peut y trouver des couches grossières, des sables et des argiles.

Aux bords SW de la plaine, les matériaux alluvionnaires sont empruntés principalement au Plio-Quaternaire ayant fourni des galets hétérogènes et des sables siliceux ou marneux mêlés d'argile.

2-1-6-3- Eboulis de pente

Les éboulis de pente sont les formations actuelles qui se déposent encore par l'érosion des roches. Au bord de la plaine, les cônes d'éboulis sont inclinés vers la plaine, surtout dans la région des calcaires de Tirnavos. L'épaisseur varie et les galets sont calcaires, quelquefois collés avec une substance argileuse ou argilo-calcaireuse.

Sur le bord NE, les roches schisteuses donnent des éboulis d'argile gris-vert ou gris-bleu avec des galets de quartz. Les cônes d'éboulis ont une forme en éventail très caractéristique. Il est difficile de distinguer et de décrire les éboulis de pente dans les collines au SW de Larissa où ils s'imbriquent avec des produits de l'érosion des conglomérats fluviolacustres, mais ces derniers sont peu nombreux et leur surface est peu étendue.

A partir de l'étude géologique nous proposons une coupe lithostratigraphique pour la zone pélagonienne. (voir fig. n° 4-4)

2-1-7- Evolution paléogéographique des zones pélagonienne, subpélagonienne, pindique et Axios

Nous indiquons ici l'évolution paléogéographique des zones pélagonienne, subpélagonienne et pindique en Thessalie depuis le Trias supérieur jusqu'au Pliocène inférieur sur la planche n° 3.

Pour la zone pindique, nous avons consulté l'étude de M. AUBOUIN, 1958.

Pendant le Trias supérieur (pl. n° 3-1) dans la région des Hellénides, il y avait un grand géosynclinal profond: le sillon du Pinde qui a reçu des sédiments à faciès pélagiques relativement profonds (calcaires et jaspes à Halobies), et à l'Est, dans la zone pélagonienne, il y avait sédimentation de calcaires à Algues caractéristique d'une plate-forme néritique recouverte d'une faible tranche d'eau, comme à l'W dans la zone ionienne.

Sur le talus pélagonien des calcaires à Halobies et Ammonites marquent la transition entre les faciès pindiques et pélagoniens et sont l'indice de la zone de transition qu'on appelle zone subpélagonienne, (AUBOUIN, 1958).

Au Lias inférieur et moyen, le sillon du Pinde s'approfondit et se développe progressivement une sédimentation siliceuse. Dans la zone pélagonienne, se déposent des calcaires néritiques avec un faciès qui ressemble à ceux du Trias supérieur.

Au Lias supérieur (pl. n° 3-2), le sillon du Pinde continue à s'approfondir et la zone pélagonienne reçoit des faciès néritiques : calcaires dolomitiques, bréchiques. Le bord E de la ride pélagonienne est le lieu d'émission de roches vertes sous forme de coulées sous-marines.

Au Jurassique (pl. n° 3-3), le sillon du Pinde s'approfondit encore et reçoit des sédiments radiolaritiques avec des intercalations de calcaires.

Les marges du sillon pindique sont le lieu d'émission de roches vertes sous forme de coulées sous-marines sur la marge externe (bord de la ride du Gavrovo), tandis qu'il y a des émissions importantes (ophiolitiques) sur la marge interne (bord de la ride pélagonienne).

Ainsi se trouve précisée la nature de la zone subpélagonienne qui, jusqu'ici, zone de transition entre la ride pélagonienne et le sillon pindique, se trouve correspondre à la zone d'émission et d'écoulement des roches vertes qui s'épandaient en même temps vers l'Est, sur la zone pélagonienne. Sur la marge interne (Est) de la zone pélagonienne, il y avait une autre émission de roches vertes (ophiolites) plus importante à cause des mouvements tectoniques.

La dimension du phénomène autorise à distinguer cette zone subpélagonienne par ailleurs aisée à caractériser par les ophiolites.

Une petite remontée de la zone pélagonienne est remarquée pendant cette époque. Elle est plus grande au bord SW qu'au bord NE.

Pendant la fin du Jurassique et l'Eocréacé basal (Néocomien et Barrémien pro parte) (pl. n° 34); les radiolarites continuent à se déposer dans le sillon du Pinde, de même que par dessus les ophiolites de la zone pélagonienne et subpélagonienne. La sédimentation demeure néritique sur la ride pélagonienne.

Sur le flanc de celle-ci, vers le sillon du Pinde se forment des courants de turbidité entraînant les constituants de calcaires microbréchiques qui viendront s'intercaler dans les radiolarites, sauf dans la partie médiane du sillon qui est plus calme.

La zone subpélagonienne comportant la partie terminale des coulées ophiolitiques présente l'intercalation de radiolarites avec des calcaires microbréchiques (Khalkodonion).

Sur la zone pélagonienne, les radiolarites se déposent soit sur les ophiolites, soit sur le socle en intercalation sur des calcaires néritiques (Koulourion-Sikourion).

Au Barrémien (pl. n° 35) commence la première période orogénique. La cordillère pélagonienne surgit des eaux. Attaquée vigoureusement par l'érosion, elle forme le matériel du premier flysch qui se dépose dans le sillon du Pinde. Puis l'orogénèse migre vers le SW et gagne la zone subpélagonienne qui émerge à son tour (Aptien-Albien). Modérément attaquée par l'érosion, elle fournit les matériels des microbrèches à débris de Radiolarites sédimentées jusque dans l'axe du sillon du Pinde.

Cette orogénèse éocréacée correspond essentiellement à des mouvements verticaux générateurs de structures tectoniques médiocres. La surrection subpélagonienne sur laquelle la mer transgresse se situe à la limite de l'Albien et du Cénomani (pl. n° 36); une cordillère subpélagonienne demeure émergée localement jusqu'au Santonien inclus, alimentant en fragments de radiolarites le dépôt de calcaires (Thimiama).

L'activité orogénique des zones pélagonienne et subpélagonienne ne dépasse pas le sillon du Pinde qui se comporte comme un bassin d'amortissement.

Sur une partie de la zone pélagonienne se déposent les calcaires bioclastiques en alternance avec des argiles.

A cette époque, commence une diétumescence de la zone pélagonienne et il en résulte des émissions d'ophiolites sur la masse cristalline de la zone.

Passée cette période orogénique, dès le Cénomani (pl. 36 et 37) la sédimentation pélagique recommence dans le sillon du Pinde, sous forme de calcaires et jaspes en plaquettes dont l'évolution au cours du Crétacé supérieur continue celle amorcée dans le sommet des radiolarites et indique une lente diminution de profondeur.

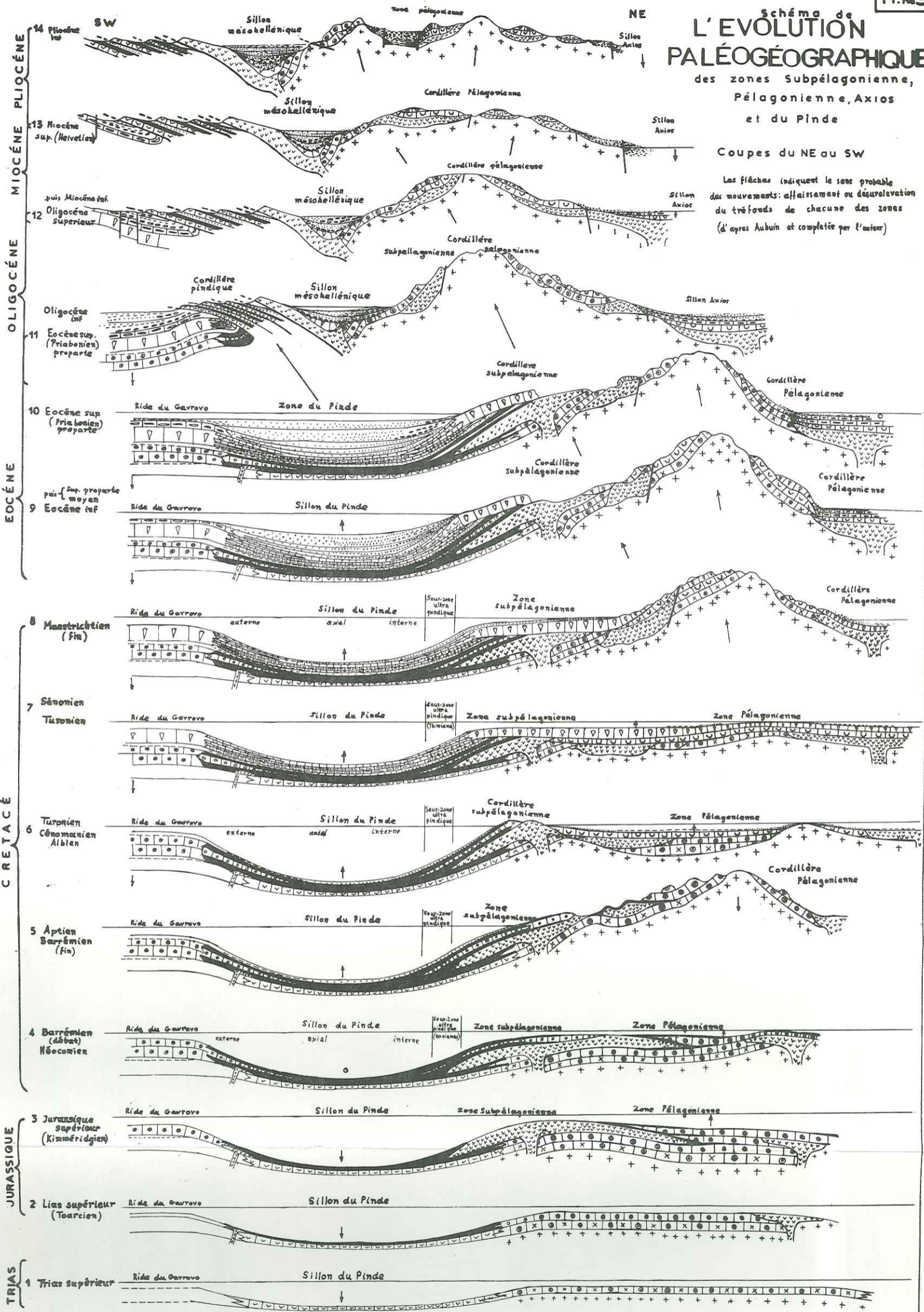
Sur les flancs du sillon du Pinde persiste un régime de courants de turbidité entraînant puis déposant les microbrèches à Rudistes. Sur les rides pélagoniennes se forment des calcaires récifaux à Rudistes, tandis que certaines parties de la cordillère subpélagonienne demeurent émergées au maximum jusqu'au Sénonien.

Sur certaines parties de la zone pélagonienne se déposent les matériaux du flysch qui sont peu épais. Sur d'autres parties se sédimentent les calcaires bioclastiques sur le socle, soit sur des calcaires néritiques.

# Schéma de L'ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE des zones Subpélagonienne, Pélagonienne, Axios et du Pinde

Coupes du NE au SW

Les flèches indiquent le sens probable  
des mouvements: affaissement ou désaffaissement  
du tréfonds de chacune des zones  
(d'après Aubin et complétée par l'auteur)



Faciès pélagiques		Faciès néritiques		Faciès bréchiques		Faciès terrigènes	
	Radiolarites		Calcaire à Rudistes		Calcaire bréchique homogène ou graveleux		Conglomérats
	Calcaires pélagiques		Calcaire néritiques		Calcaire bréchique hétérogène		Grès
	Calcaires à silex		Dolomie		Calcaires bioclastiques		Marnes
	Calcaires et Jaspés à Halobates						Cristallin
							Roches vertes

A la limite du Santonien-Campanien les rides pélagonienne et subpélagonienne entrent dans une période importante d'instabilité. Les microbrèches à débris de Rudistes augmentent d'importance dans le sillon du Pinde. A l'époque commencent les efforts du NE vers le SW sur la zone et le déplacement lent vers le SW. Tout l'ensemble provoque l'émergence de l'axe de la zone pélagonienne. (pl. n°3 coupe 8)

Ces événements annoncent le début d'une nouvelle période orogénique. Celle-ci s'amorce par la surrection d'une nouvelle cordillère pélagonienne dès le Maestrichtien (pl. n° 38). Les produits de sa destruction s'accumulent à son pied dans le sillon du Pinde et sa marge supélagonienne pour donner le flysch correspondant. Pendant cette époque commence la sédimentation de faciès pélagiques dans le sillon d'Axios par l'érosion de l'Est au Sud Ouest de la zone pélagonienne.

Au cours de l'Eocène (pl. n° 39) l'orogénèse gagne sur les parties W et E de la zone pélagonienne. A l'Est de la zone, se déposent des conglomérats formés surtout de galets de roches vertes (région Sikourion).

L'orogénèse gagne aussi la zone subpélagonienne à l'Ouest qui émerge à son tour, fournissant le matériel des conglomérats du flysch du Pinde interne. Dans le sillon d'Axios, à l'Est de la zone pélagonienne, se déposent des faciès pélagiques provenant de cette cordillère sur la partie SE du sillon et des sédiments néritiques sur la partie NW, qui est moins profonde.

A la limite de l'Eocène moyen et de l'Eocène supérieur (pl. n° 3-10) le sillon du Pinde est comblé par le flysch qui provient des cordillères pélagonienne et subpélagonienne. Les parties fines vont pouvoir gagner les zones externes et amorcer la sédimentation du flysch, tandis que les plus grossières, déposées plus près des reliefs constituent la partie supérieure du flysch.

A l'extrémité E, la cordillère pélagonienne donne des sédiments terrigènes et plus profonds et comme vers le NE se dépose un calcaire bioclastique peu épais dans la zone d'Axios.

Du Maestrichtien à l'Eocène moyen inclus, les zones externes étaient demeurées à l'abri des arrivées clastiques d'origine pélagonienne ou subpélagonienne arrêtées sous forme du flysch dans le sillon du Pinde.

Le comblement du sillon du Pinde est rapidement suivi, à la fin de l'Eocène supérieur (pl. n° 3-11) de l'émergence d'une cordillère pindique, tandis qu'entre celle-ci et la cordillère pélagonienne se creuse un sillon mésohellénique sur l'emplacement de la zone subpélagonienne préalablement émergée.

La surrection de la cordillère pindique est accompagnée de la mise en place de structures tectoniques tangentielles (nappe subpélagonienne - écailles du Pinde).

Les failles de direction NW-SE commencent à diviser en plusieurs parties la zone pélagonienne et l'ensemble de la zone se déplace vers le SW.

Pendant l'Oligocène (pl. 3-11) la cordillère pélagonienne demeure émergée. Le sillon mésohellénique, d'une part et le sillon d'Axios, d'autre part, reçoivent les produits d'érosion. Le remplissage du sillon d'Axios se fait par des faciès terrigènes. Les mouvements verticaux commencent à effondrer le sillon d'Axios.

A la fin de l'Oligocène (pl. 3-12) la cordillère pélagonienne connaît une nouvelle orogénèse marquée par le dépôt d'épais conglomérats (3000 m) dans le sillon mésohellénique. A cette époque, au NE de la cordillère, de grands efforts tectoniques (failles d'effondrement) sur le sillon d'Axios font descendre le milieu du sillon, tandis que la sédimentation des faciès terrigènes au bord et entre la cordillère et le sillon devient plus complète.

Au début du Miocène le sillon mésohellénique achève de se combler jusqu'à son émergence à l'Helvétien avec les produits d'érosion de la cordillère pélagonienne. Après la fin de la surrection du sillon s'achève définitivement l'histoire des Hellénides.

Les événements qui suivront aboutiront à une paléogéographie peu différente de la géographie actuelle.

La fin du Miocène (Pontien) correspond à une période de surrection généralisée dans la zone pélagonienne et amène l'émergence totale des Hellénides.

Au Pliocène inférieur de grandes failles sont la cause de la création des lacs de la Thessalie occidentale et orientale.

Au Pliocène et au Quaternaire se développe tout un système de lacs et de lagune en Macédoine, en Thessalie, en Epire (Grévena, Kosani, Arta), en deux temps successifs.



Le sillon mésohellénique s'effondre encore et les sédiments plio-quaternaires sont à faciès terrigènes.

Les effondrements de la Thessalie et de la Macédoine, encore actifs d'ailleurs, marquent la détumescence définitive de l'axe pélagonien, mais dans le sillon d'Axios, les mouvements verticaux vers le fond donnent des conglomérats de transgression.

Les mouvements tectoniques de direction NE-SW existent encore dans la région d'étude et déplacent tout l'ensemble des zones pélagonienne et subpélagonienne vers le SW. Ces mouvements existent encore plus à l'Est dans la mer Egée ou des Cyclades où ils prennent une direction N-S.

Ces forces existaient toujours depuis le Paléozoïque. Le déplacement était d'abord lent puis assez rapide à cause de l'augmentation de la puissance des forces vers le SW. Ces mouvements représentent une onde orogénique se déplaçant depuis le Crétacé inférieur jusqu'au Quaternaire.

Sur le diagramme de polarité orogénique suivant, on peut voir les mouvements tecto-orogéniques sur les zones Axios, pélagonienne et subpélagonienne. Les deux principales polarités orogéniques se situent au Crétacé et à l'Eocène.

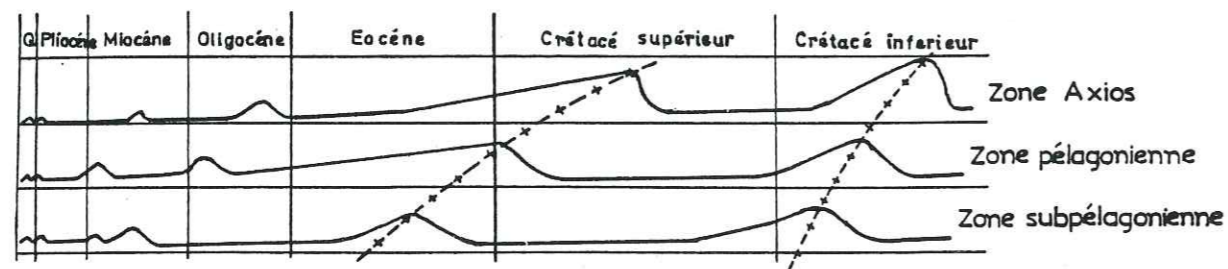


Diagramme des mouvements tecto-orogéniques dans les zones Axios, pélagonienne et subpélagonienne -

2-2- TECTONIQUE

2-2-1- Caractères d'ensemble

Comme nous l'avons exposé, tout le bassin oriental se situe sur le massif pélagonien. Dans ce massif il y a plusieurs sous-unités tectoniques.

Le massif pélagonien a en effet été coupé par de nombreuses failles du Plio-Quaternaire et, quelques unes plus anciennes. Le massif lui-même constitue le soubassement de beaucoup de plaines d'effondrement, et la plus importante et la plus grande de ces nombreuses unités tectoniques (et bassin d'effondrement) est celle de notre étude, la "Plaine de Larissa".

2-2-2- Fossé d'effondrement de Larissa

La plaine de Larissa est un vaste fossé " graben synclinal " qui a été créé par un grand plissement et par des failles.

Il a commencé à se former à la fin du Miocène car nous avons observé des couches de marnes qui ressemblent à des sédiments du Miocène sur les parois du Khalkodonion et il a été rempli principalement de sédiments plio-pleistocènes.

2-2-2-1- Evolution du fossé

Pendant l'Eocène, le déplacement vers le SW du massif pélagonien provoque le commencement de la création de grands anticlinaux et synclinaux sur le massif même ou de part et d'autre de l'axe pélagonien.

Au Pliocène inférieur, les mouvements tectoniques donnent la forme du synclinal - sillon mésohellénique - qui est occupé par un lac qui reçoit les sédiments des rivières qui entourent le synclinal et où se forment donc des sédiments fluvio-lacustres.

Au Pliocène, les deux lacs de Larissa et de Karditsa-Trikala communiquent encore par une large gorge par la région de Khalkiades, bien que l'ensemble de la région du lac commence à monter. Les mouvements tectoniques agissant verticalement avec des forces plus grandes au milieu de la région ont séparé le lac en deux parties. Les deux lacs se vident alors l'un dans l'autre. La communication se fait aussi à travers des calcaires ou marbres des collines de la région de Koutsokhiron qui séparent les deux lacs.

A cette époque, il y avait aussi d'autres lacs, plus petits, peut-être plus hauts et moins profonds comme à Elasson, à Domenikon, à Kalipefki, à Pithion, etc.

La remontée du milieu de cette région des deux lacs continue encore à l'époque actuelle. Dans les forages de la région du village Kilas nous avons trouvé des ophiolites et des schistes jurassiques à une petite profondeur qui ne passe pas 50 mètres (arrive jusqu'à 20 m).

Les mouvements de l'orogénèse alpine ont surélevé l'axe du massif Pélagonien - Olympe, Ossa, Mavrovounion, Pilion- et en même temps aussi les parois du sillon mésohellénique. A cette époque, la région du demi-synclinal de Larissa (partie E) s'affaisse. Puis durant le Quaternaire, toute la région commence à remonter.

Dans la partie E du lac, c'est-à-dire la région de Larissa-Tirnavos - la partie NW a monté moins vite que la région du lac Karla. Dans la région le Néogène est plus ancien et plus épais, car on le trouve sous des alluvions dans quelques forages de la région des villages Platanoulia, Agia-Sofia, Dentra.

La région du synclinal descend maintenant et se remplit d'abord de sédiments lacustres pliocènes, puis pleistocènes, puis d'alluvions.

Les mouvements de remontée aux bords du synclinal sont plus petits soit au NE, soit au SW, mais dans le synclinal même il y avait des mouvements négatifs qui continuent à l'époque actuelle.

Les lacs ont été asséchés l'un après l'autre, d'une façon ou d'une autre : par exemple les lacs d'Elasson et Domenikon ont été asséchés après l'érosion d'un seuil de vidange, mais le lac Kalipefki l'est actuellement par un tunnel d'évacuation.

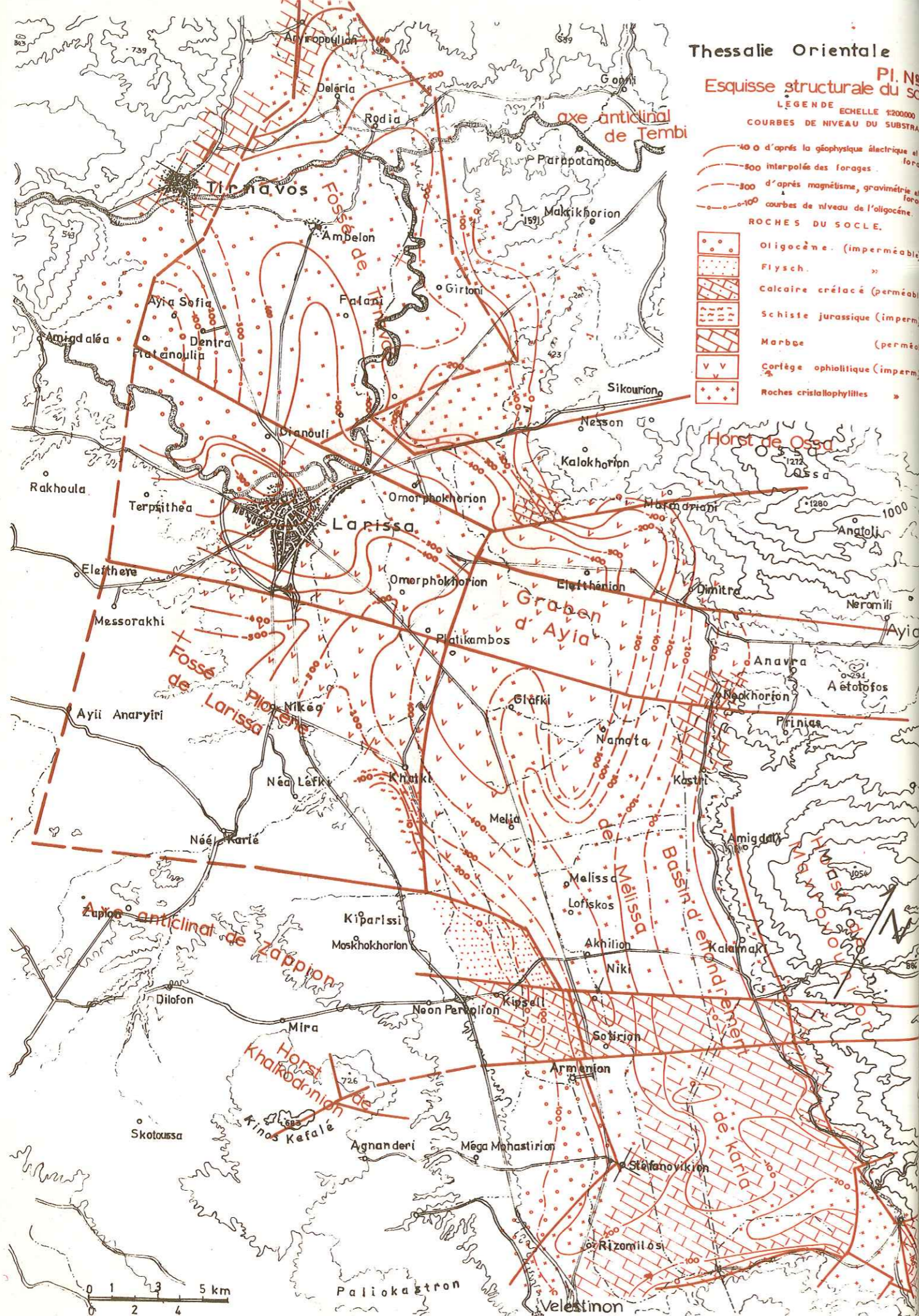
Tous ces mouvements sont évidemment liés à de nombreuses failles qui ont agi aussi sur la création de deux fossés synclinaux (plaines orientale et occidentale). Les anciennes failles ont une direction générale NW-SE et les récentes ont la direction SW-NE.

Esquisse structurale du socle  
LÉGENDE ÉCHELLE 1:200000  
COURBES DE NIVEAU DU SUBSTRAT

100 d'après la géophysique électrique et les forages  
500 interpolés des forages  
300 d'après magnétisme, gravimétrie et forages  
100 courbes de niveau de l'oligocène.

## ROCHES DU SOCLE.

	Oligocène (impermeable)
	Flysch
	Calcaire crétacé (perméable)
	Schiste jurassique (impermeable)
	Marbre (perméable)
	Couffée ophiolitique (impermeable)
	Roches cristallophyllites



La partie occidentale constitue un fossé assez grand en étendue et en profondeur. Ce fossé est divisé en différentes parties par les accidents tectoniques : des failles et des plis. Dans ce fossé nous avons des massifs calcaires, d'ophiolites ou de schistes qui émergent en surface et forment de grandes collines dans la plaine.

Nous avons constaté que la plaine W (de Karditsa-Trikala) est un fossé plus ancien que celui de Larissa. Les raisons sont les suivantes :

- l'épaisseur des formations plioquaternaires lacustres dans la région de Karditsa-Trikala dépasse 700 m, tandis que dans la plaine de Larissa, elle est toujours inférieure à 600 m ;
- dans le secteur Ouest les couches de la région de Fanari, qui se trouvent à la base de la série sont plus anciennes que les plus anciennes couches de Larissa ;
- l'évolution paléogéographique de la zone pélagonienne fait que la partie W remonte après la partie E.

2-2-2-2- Subdivision du fossé (voir pl. n° 4).

La partie orientale forme un fossé (cuvette faillée) plus petit que la partie occidentale en surface et en profondeur, mais plus récent. Le fossé oriental se divise en cinq secteurs bien séparés :

- fossé du Tirnavos,
- fossé de Larissa,
- graben d'Ayia,
- bassin d'effondrement de Melissa,
- bassin d'effondrement de Karla.

1- Fossé de Tirnavos (voir pl. n° 4).

Le fossé de Tirnavos forme une cuvette régulière et le socle descend régulièrement de l'extérieur de la cuvette vers le milieu jusqu'à une profondeur d'à peu près 600 m. Autour de la cuvette existent de nombreuses grandes failles. Les directions de ces failles sont N-S ou W-E et NW-SE.

2- Fossé de Larissa.

Le fossé de Larissa a une forme de carré délimité par les failles qui l'entourent et qui ont une direction NW-SE et NE-SW. Il est constitué par deux fossés plus petits : le fossé pliocène de Larissa et le fossé quaternaire de Larissa. La faille qui divise en deux le fossé, est une faille récente (Quaternaire). Les autres failles sont plus anciennes.

3- Graben d'Ayia.

Deux grandes failles récentes, de direction SW-NE ont été créées le graben d'Ayia : l'accident principal, situé à l'Ouest a un rejet qui dépasse 600 m de profondeur. Le fossé continue vers l'ENE mais le rejet diminue à l'Est d'Ayia, après une faille de direction NW-SE puis augmente de nouveau vers la mer Egée.

4- Bassin d'effondrement de Melissa.

Ce bassin d'effondrement, assez grand est aussi assez récent et profond, et la profondeur dépasse 550 m. Les failles, à sa périphérie ont deux directions : NW → SE et NE → SW.

5- Bassin d'effondrement de Karla.

Le bassin d'effondrement de Karla est un bassin plus récent que les autres, mais il est aussi délimité par des failles.

Il y a trois compartiments du socle qui se trouvent en surface et se présentent comme trois îles dans le Karla. Ce sont les collines Petra, Barouti-Magoula, Kharakiotiki.

La plus grande profondeur du substratum ne dépasse pas 300 m.

Dans la région des deux lacs, le substratum a été érodé irrégulièrement ; les mesures géophysiques (sondages électriques) qui ont été exécutées ont trouvé le substratum irrégulier et les forages qui ont traversé les alluvions ont trouvé soit les schistes, soit le flysch, soit les ophiolites, soit des alternances de schistes et de marbres ou encore des marbres. Aucune régularité ne peut être observée sur le socle des fossés, tant pour le substratum imperméable que pour les marbres perméables.

2-2-3- Anticlinal du Titanos-Khalkodonion (voir pl. n° 4)

C'est un anticlinal qui sépare les deux plaines et qui a commencé à monter juste après la création du sillon de la Thessalie (mésohellénique). Il se présente comme un horst avec un grand pli dans sa masse et deux plis, plus petits.

Le grand pli de direction NW → SE forme dans les montagnes Titanos-Khalkodonion comme un horst.

Un pli plus petit de même direction NW → SE se forme au NE du premier dans les collines des villages : Kilas, Eleftherai, Néékarié et de la montagne Paliokastron.

Les deux plis se réunissent quand on se dirige vers le SE vers le mont Khalkodonion (partie terminale du SE de l'anticlinal).

Quant à l'autre petit pli situé à l'extrême NW, il arrive jusqu'au couloir de la rivière Pinios où il y a un grand synclinal plus récent limité par une faille de direction EW.

2-2-4- Autres anticlinaux et fossés

Autour du grand fossé de Larissa, le relief très accentué correspond à des anticlinaux, synclinaux et grands plis (voir pl. n° 1).

Anticlinal de Tempi

Il a la direction SW-NE dans la vallée de Tempi. Les marbres de la vallée ont été remontés et fracturés. La tectonisation des marbres a facilité l'érosion par la rivière Pinios qui a trouvé un endroit pour sortir à la mer. L'érosion était rapide car dans la vallée il existe aussi une faille et la vallée de Tempi a la forme en V d'une vallée très récente.

Anticlinal de Mavrovouni

L'anticlinal de Mavrovouni a une direction NW-SE il se trouve sur l'axe du massif Pélagonien et a la même orientation générale que le massif.

Plusieurs failles presque verticales, de même orientation générale que l'anticlinal ont fracturé les marbres. D'ailleurs à l'Est du massif il y a une faille, juste au bord de la mer Egée, ainsi qu'à l'Ouest de l'anticlinal aux limites de la plaine.

Fossé d'Elasson

Au S du village Elasson, il y a un fossé qui a une orientation NW-SE longueur : 7 km et largeur 6 km qui a été créé par des failles.

Le fossé a été rempli par des alluvions ou des sédiments du Pleistocène sur une épaisseur de 140 m au maximum. Les aquifères du fossé ne sont pas très riches (Q = 100 m<sup>3</sup>/h) et aux limites SE alimentent les calcaires (voir coupes géologiques hors texte 1).

Les plis de Velesinon-Volos

A l'E de Velesinon, à 8 km, en direction de Volos commencent les marbres qui reposent sur les schistes (amphibolites) de la région qui sont pliés. Les plis ont une largeur de 3 à 4 km et une longueur de 10 km. Il existe deux anticlinaux et un synclinal, au milieu, dans les marbres et dans les schistes près de Volos.

Petits fossés synclinaux

Il y a des fossés synclinaux formant cuvettes dans la région des villages :

- Damassi : c'est une cuvette entièrement dans les marbres ; la longueur est de 5 km et la largeur de 3 à 4 km. L'épaisseur des alluvions avec les conglomérats du Pleistocène arrive à 130 m. Le substratum de cette formation est constitué par les marbres.

- Potamia : dans la région de Potamia, il y a une cuvette dans les roches imperméables cristallophyliennes et les ophiolites. L'épaisseur des alluvions et des conglomérats du Pleistocène est de l'ordre de 80 m. La longueur est de 9 km et la largeur de 5 km.

- Domenikon : un troisième synclinal existe à l'Est du village Domenikon qui a été rempli de sédiments pleistocènes, puis a été remonté. Après l'érosion, il reste des lambeaux de couches de sédiments argileux de petite épaisseur sur le socle ophiolitique.

Il apparaît donc qu'en dehors des grands plis déterminés par les forces tectoniques, provenant de l'Est de la région étudiée, ce sont les accidents cassants verticaux qui jouent le rôle le plus important et les chevauchements s'ils existent ne jouent qu'un rôle très peu important pour la morphologie et pour l'hydrogéologie.

2-2-5- Forces tectoniques

Les forces agissant depuis le Paléozoïque sont dirigées du NE vers le SW. Au Nord de la zone Pélagonienne les forces prennent une direction E-W et vers le Sud les forces changent de direction et deviennent N-S, comme dans l'axe de la mer Egée.

Le premier grand mouvement tecto-orogénique commence au Trias supérieur ou au Jurassique inférieur dans la zone d'Axios puis les déformations se propagent vers la zone pélagonienne, et ensuite vers la zone subpélagonienne.

Au Crétacé supérieur commence un autre mouvement tecto-orogénique qui se déplace aussi vers le SW jusqu'à l'Eocène. De l'Oligocène au Miocène et au Pliocène, les forces diminuent jusqu'à aujourd'hui. Ainsi les roches ont subi la réaction de deux grands mouvements et encore de 2 ou 3 autres plus petits.

Les forces agissant sur les roches ont changé non seulement la place des différentes formations mais aussi leur structure et leur forme de cristallisation, etc.

Les marbres qui sont plus résistants ont été fracturés plusieurs fois et les schistes moins résistants ont été pliés plusieurs fois. Parfois, il y a chevauchement local de schistes les uns sur les autres ou sur les marbres, comme dans la montagne Ossa aux limites SE et aussi à la montagne Pilion.

2-2-6- Diagrammes de polarité de diaclases et fréquence des directions de diaclases

Pour mieux étudier les forces agissant sur les roches karstiques et dans les différentes zones, nous avons étudié la fracturation des marbres ou calcaires sur les six emplacements suivants (voir fig. n° 5).

1. Tirnavos : Coordonnées : X = 0610.670, Y = 4403.010, Z = 120 m, marbres situés à la partie W de la zone pélagonienne.
2. Tempi : Coordonnées X = 0633, Y = 4410-3, Z = 45 m, marbres situés à la partie N de la zone pélagonienne.
3. Neon Perivolion : Coordonnées : X = 0639.350, Y = 4372.670, Z = 130 m. Calcaires crétacés situés à la partie E de la zone subpélagonienne.
4. Aetolofos : Coordonnées : X = 0647.910, Y = 4394.790, Z = 160 m, marbres situés dans la partie centrale de la zone pélagonienne.
5. Velesinon : Coordonnées : X = 0654.650, Y = 4362.790, Z = 200 m, marbres situés dans la partie NW de la zone pélagonienne.
6. Keramidi : Coordonnées : X = 0662.960, Y = 4383.920, Z = 490 m, marbres situés dans la partie SE de la zone pélagonienne.

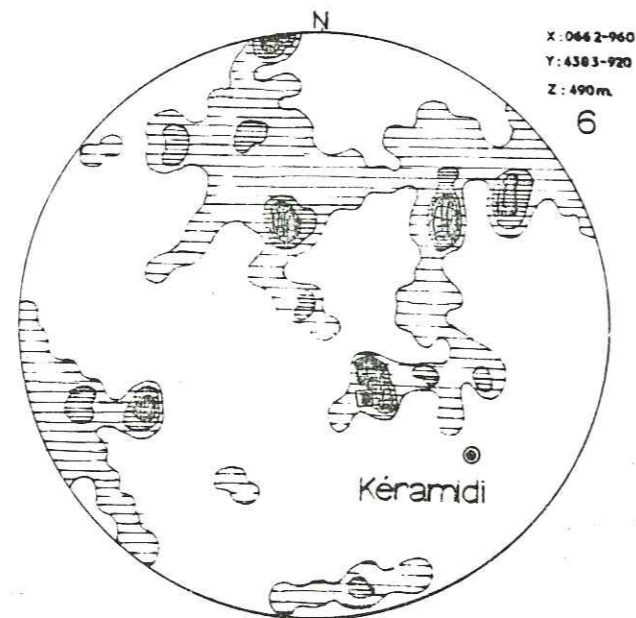
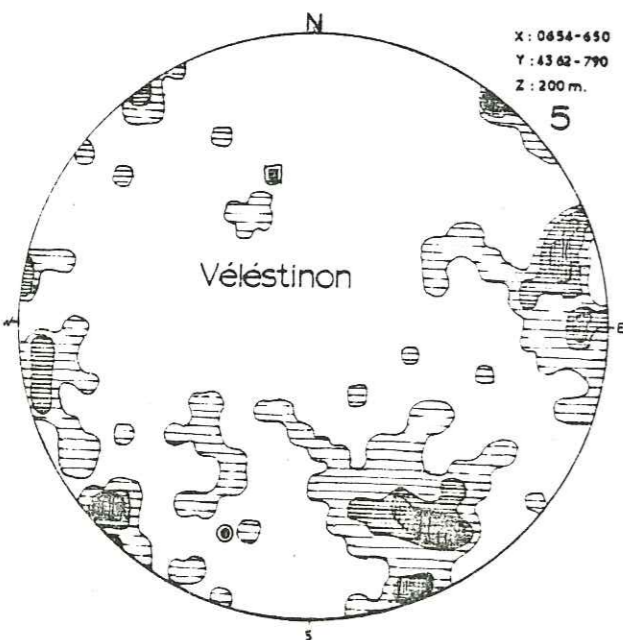
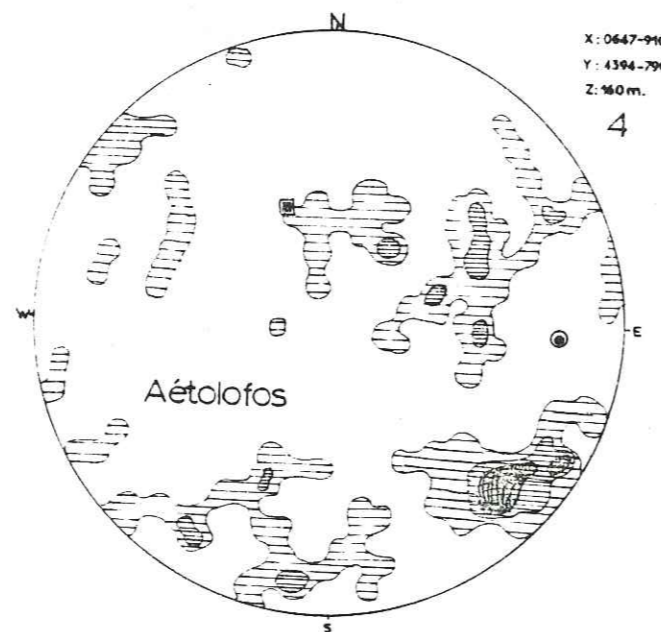
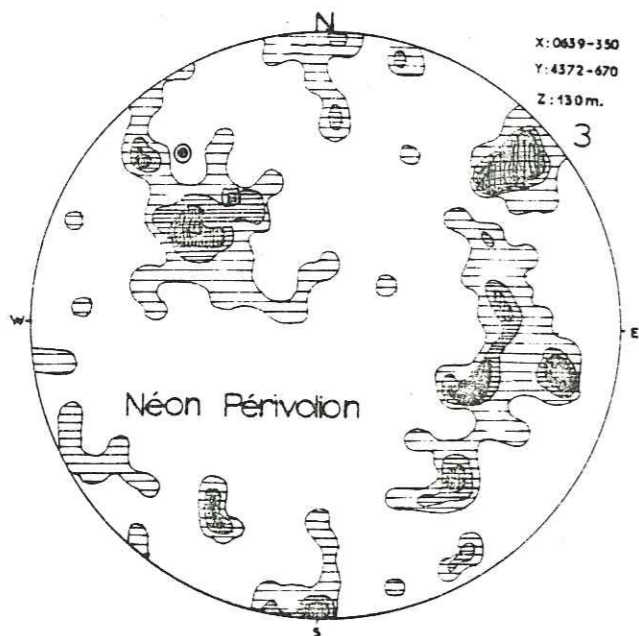
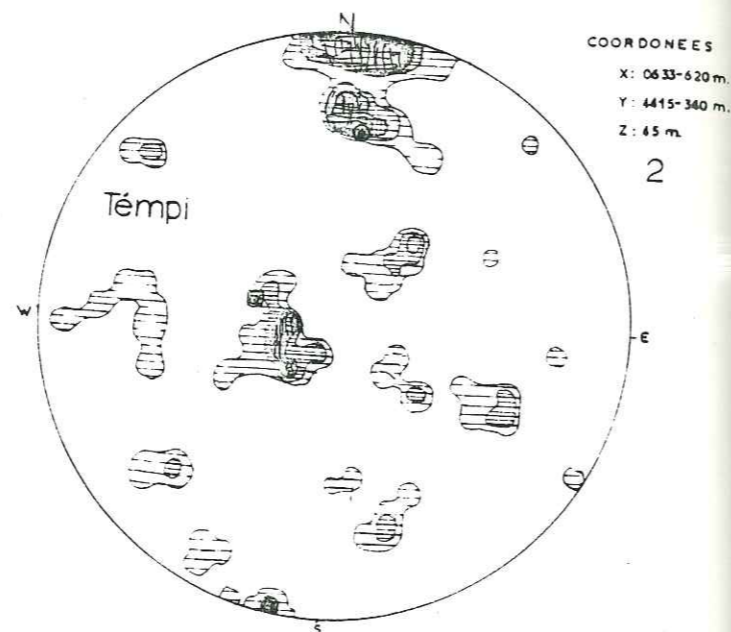
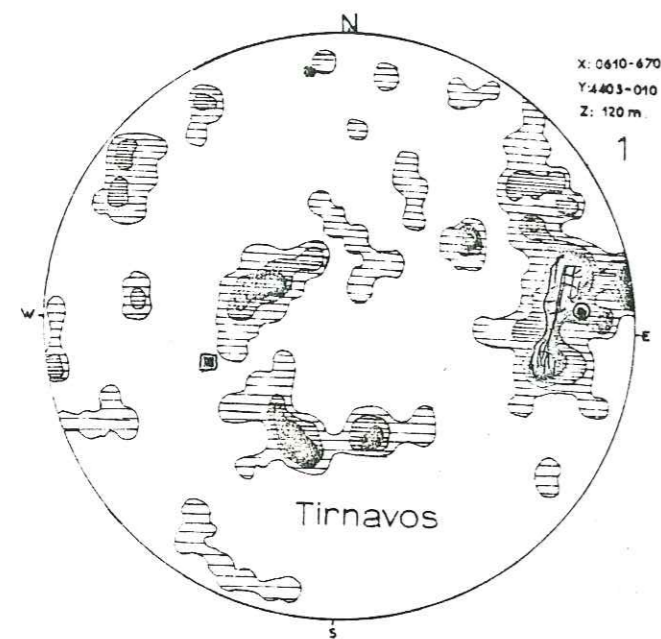
Nous avons construit pour chaque site :

- 1°- les diagrammes de polarité des diaclases d'après la méthode de Schmidt ;
- 2°- les diagrammes de fréquence des directions des diaclases (dits Rodogrammes) voir fig. n° 6 .

Sur chaque emplacement nous avons fait environ 180-200 mesures de l'orientation et de la direction des diaclases existantes.

Les emplacements choisis sont pour la plupart des carrières exploitées, pour pouvoir mesurer mieux les diaclases et surtout l'orientation et la direction des diaclases.

La représentation des diagrammes de polarité de diaclases se fait sur l'hémisphère nord et nous avons classé la fréquence des diaclases dans les classes suivantes (voir fig. n° 5 ).



- 1ère classe fréquence < 1 %
- 2ème classe fréquence entre 1 et 2 %
- 3ème classe " " 2 et 3 %
- 4ème classe " " 3 et 5 %
- 5ème classe " " plus de 5 %.

Le pôle de strate  $\blacksquare$  et le pôle de la surface d'échantillonnage  $\odot$  ont été représentés sur les diagrammes de polarité.

L'étude de la polarité des diaclases nous a permis de constater qu'il y a une grande famille de fractures d'orientation N-S qui a été créée sous l'influence des forces récentes sur la zone pélagonienne. C'est le cas de Tempí et Keramidi où est la plus grande famille.

L'orientation des fractures de cette famille peut changer de direction localement. C'est le cas de Aétolofos et Vélestinon.

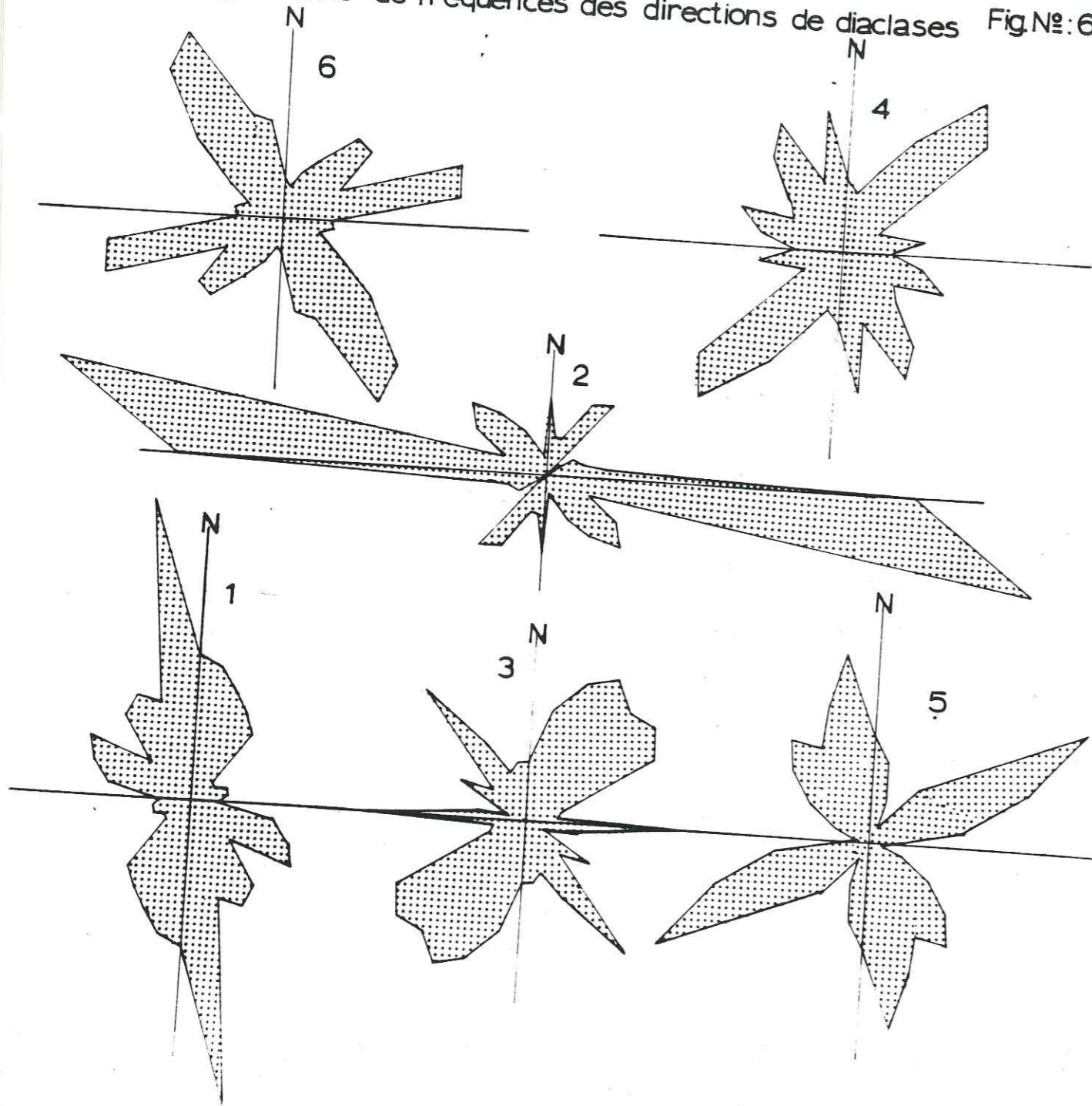
Parmi les autres familles de fractures, on distingue une autre grande famille, qui a une orientation NE-SW et correspond à la deuxième grande direction des forces agissantes.

Ces résultats confirment donc le changement d'orientation des forces agissantes. Au nord elles vont de l'Est vers l'Ouest (cas de Tempí) et plus au Sud elles prennent la direction NE vers SW comme à Vélestinon et Keramidi.

L'orientation de la fracturation générale dans la zone pélagonienne a réagi aussi sur la zone subpélagonienne. Ceci serait confirmé par le diagramme de polarité des diaclases à l'emplacement n° 3 Néon Périvolion, où l'on voit très nettement les deux orientations des grandes familles N-S et NE-SW, bien qu'il y ait d'autres familles de diaclases.

Le résultat de l'étude de la fracturation seront particulièrement importants pour la compréhension de l'hydrogéologie de la région.

Diagrammes de fréquences des directions de diaclasses Fig. N°:6



Les numéros correspondent aux emplacements marqués à la figure n° 5

### 3. CLIMATOLOGIE ET HYDROLOGIE DE SURFACE

#### 3-1- LE CLIMAT

Le climat de la Thessalie est généralement sec, mais le climat de la Thessalie orientale est le seul climat qui est différent de celui des autres régions de la Grèce. L'humidité et la température sont en général relativement plus élevées que dans les autres régions du pays à cause de la cuvette formée par la plaine et les montagnes qui l'entourent.

L'humidité est sensiblement plus élevée pendant l'hiver. Il en est de même pour la température en été et pendant quelques jours -en moyenne une semaine par an- il fait très chaud et relativement plus chaud que dans les autres régions de la Grèce.

Quelques mois, en été furent très chauds, comme en juillet 1965 (moyenne de température maximale : 43,5° ; moyenne de température minimales : 13,2°C) ce qui dénote une chaleur relativement très élevée.

Certains mois furent froids, tel janvier 1966 pendant lequel la température minimale atteignit -17°C et la température maximale 16°C. Ceci indique une grande variation de la température pendant une courte durée.

En général, le climat est bon parcequ'il ne fait pas très froid en hiver et la température la plus élevée d'été a une courte durée.

Ce qui est caractéristique dans le climat, c'est l'ensoleillement. Après la pluie, le soleil vient immédiatement, phénomène caractéristique dans le pays.

#### 3-2- LES MESURES CLIMATOLOGIQUES ET LES DONNEES

Les données météorologiques ont été données par les différents services :

- M.T.P. : Ministère des Travaux Publics (Y.E.K.E.)
- S.N.M. : Service National Météorologique
- S.A.F. : Ministère de l'Agriculture (Service d'Amélioration Foncière)
- I.R.F. : Institut de Recherches Forestières.

Les données pluviométriques dans la plupart des stations commencent à partir de l'année 1950. Seulement six nouvelles stations ont été installées récemment par le S.A.F. et donnent des mesures à partir de 1973.

La plupart des stations offrent des mesures sur des périodes suffisamment longues d'observations et permettent une exploitation statistique valable des données.

Sur le tableau suivant, nous indiquons les stations pluviométriques et météorologiques avec le début des observations pour chacune d'elle.

Tableau des stations pluviométriques et météorologiques

n°	Nom	Météo	Altitude en m	Service exploitant *	DEBUT DES OBSERVATIONS					pluie moy annuelle en mm.	tempér. moyenne annuelle
					pluie	humidité	températ.	évap.	vents		
1	Livadion	M	1179	MTP	1950		1972	1972	1972	924	9,8
2	Yannota		578	MTP	1950					620	
3	Elasson		312	MTP	1950					645	
4	Versikossa		863	MTP	1956					832	
5	Farkadon		87	MTP	1951					573	
6	Tirnavos		92	MTP	1951					565	
7	Piryetos		31	MTP	1959					818	
8	Spilia		813	MTP	1951					748	
9	Larissa	M	79	SNM	1955	1958		1958		426	15,9
10	Larissa	M	70	MTP	1931	1931	1931	1958		468	14,7
11	Ayia	M	180	IRF	1962	1962	1962	1962		643	14,9
12	Sotirion	M	54	MTP	1957	1957	1972	1960	1972	455	14,7
13	Makrinitza		690	MTP	1952					862	
14	Volos	M	37	MTP	1955					464	17,3
15	Zappion		170	MTP	1951					529	
16	Pithion		750	SAF	1973					601	
17	Kriovrissi		1050	SAF	1973					642	
18	Halkiades		256	SAF	1973					581	
19	Mira		276	SAF	1973					531	
20	Agrihia		810	S.A.F.	1973					689	
21	Deskati		860	S.A.F.	1973					604	

\*M. T. P. : Ministère des Travaux Publics (V.E.K.E.).

S. N. M. : Service National Météorologique

S. A. F. : Ministère de l'Agriculture (Service d'Amélioration Foncière)

I. R. F. : Institut de Recherches Forestières

Les stations météorologiques ont été équipées avec les instruments suivants :

- Livadion N° 1 : pluviomètre et pluviographe totalisateur : thermomètre (maxima-minima) psychromètre, évaporomètre (bac colorado), anémomètre et actinomètre (Bellani).
- Larissa N° 9 : pluviomètre et hygrogaphe, thermomètre (maxima-minima), évaporomètre (bac Colorado), anémomètre (SNM) actinomètre.
- Sotirion N° 12 : pluviomètre et pluviographe totalisateur, thermomètre (maxima-minima), psychromètre, évaporomètre (bac Colorado), anémomètre et actinomètre (Bellani).

TABLEAU DES PLUIES MOYENNES MENSUELLES - De Septembre 1950 à Août 1976 (26 années) -

N°	NOM	Altitude en m.	Service exploit. *	Météo	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Annuelle
1	LIVADION	1179	MTP	M	53,3	98,7	116,9	98,7	84,8	70,9	65,7	98,4	63,0	55,5	40,2	923,5	
2	YANOTA	578	MTP		40,3	62,0	80,3	69,7	56,1	52,5	36,1	60,0	36,7	42,4	19,0	620,2	
3	ELASSON	312	MTP		40,8	63,3	73,6	62,8	53,0	44,1	43,6	61,3	41,8	41,8	23,8	645,4	
4	VERDKOUSSA	863	MTP		63,8	69,6	83,7	80,8	82,4	67,7	67,0	91,6	58,6	36,2	32,3	831,6	
5	FARKADON	87	MTP		37,2	63,2	69,3	69,2	67,3	54,7	35,4	47,2	28,2	29,2	12,3	572,5	
6	TRNAVOS	92	MTP		39,3	65,4	64,8	62,5	56,8	46,9	35,8	50,0	29,1	36,2	20,0	565,4	
7	PIRYETOS	31	MTP		63,7	90,8	89,2	110,1	89,8	71,9	52,8	58,5	33,6	21,5	26,9	816,7	
8	SPILIA	813	MTP		51,7	104,4	69,1	87,0	100,0	65,8	49,0	58,9	44,4	26,8	20,1	748,1	
9	LARISSA 1	70	MTP	M	39,6	43,4	42,4	61,4	35,6	33,5	40,5	38,4	23,8	20,3	16,6	426,0	
10	LARISSA 2	79	SNM	M	33,8	61,4	51,2	60,1	44,6	36,3	45,4	40,5	26,6	20,3	9,7	453,7	
11	AYIA	180	IRF	M	52,8	81,7	76,3	88,8	79,6	51,0	42,2	43,1	25,8	17,5	22,1	643,4	
12	SOTIRION	54	MTP		38,2	53,0	54,0	58,3	38,8	38,5	50,8	41,5	22,7	22,1	10,3	455,1	
13	MAKRINITZA	690	MTP		75,3	136,6	92,5	101,6	97,0	77,8	42,7	56,6	59,3	25,4	15,1	861,9	
14	VOLOS	37	MTP		57,9	56,0	48,0	55,0	49,3	38,3	22,5	34,4	22,4	21,6	9,5	463,8	
15	ZAPPION	170	MTP		38,3	69,9	67,2	61,7	52,2	42,9	28,9	41,8	27,7	34,5	15,0	528,5	
16	PITHION	750	SAF	*	42,6	53,3	52,4	43,1	40,3	53,5	72,5	54,6	48,0	50,1	34,8	601,2	
17	KRIOVRISSI	1050	SAF	*	35,5	55,6	42,0	46,8	75,1	181,8	59,1	63,9	62,3	32,5	29,8	642,3	
18	HALKIADES	256	SAF	*	28,5	42,2	58,1	69,8	45,7	84,5	64,6	36,7	35,7	20,2	41,4	580,9	
19	MIRA	276	SAF	*	37,0	47,7	61,9	65,0	48,7	53,0	54,9	32,6	34,3	34,4	21,6	531,1	
20	AGRILIA	810	SAF	*	41,5	62,9	63,5	34,2	40,8	114,9	77,9	62,0	35,1	81,6	32,1	689,4	
21	DESKATI	860	SAF	*	50,2	72,6	51,0	46,2	46,2	92,7	44,4	45,2	46,5	13,0	36,7	603,7	
MOYENNE ANNUELLE																	
45,8 68,7 67,3 58,2 61,1 60,6 63,7 43,7 53,2 38,4 32,6 23,3 626,6																	

\* MTP : Ministère des Travaux Publics (Y.E.K.E.).

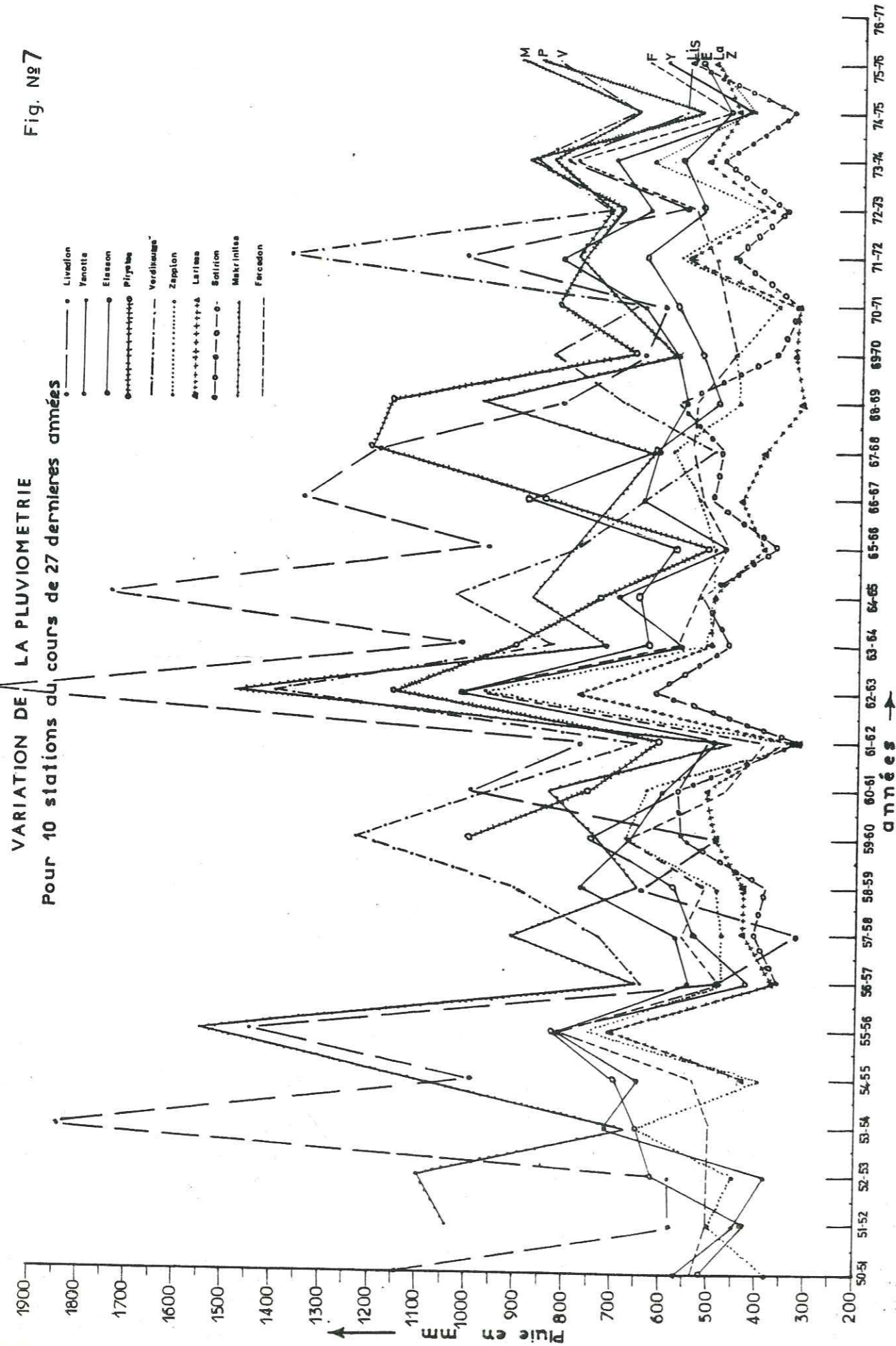
SNM : Service National Météorologique.

IRF : Institut de Recherches Forestières.

SAF : Ministère de l'Agriculture - Service d'Amélioration Foncière.

\* Nouvelle Station.

Fig. N°7



3-3 - PLUVIOMETRIE

Parmi les stations pluviométriques existant dans le bassin du Pinios, nous disposons et nous avons utilisé, pour la partie E, les données de 15 stations où il y a des observations continues pendant une longue durée et 6 récentes.

Les stations couvrent la totalité de la plaine et sont bien serrées aussi bien dans le bassin qu'à l'extérieur (voir la carte n° 5 et la carte n° 6).

3-3-1 - Répartition pluviométrique dans l'espace

La répartition pluviométrique dans l'espace a été étudiée d'abord en traçant la droite d'augmentation de la pluie en fonction de l'altitude.

La relation entre la pluviométrie et l'altitude dans la plaine est représentée par le diagramme de la figure n° 8. Il y a en général une augmentation de la pluie de 37 mm pour chaque 100 m d'altitude.

On trouve des écarts avec ces valeurs aux stations qui sont hors du bassin versant : station Piryetos n° 7 -où il y a l'influence de la mer Egée, ou dans le cas où l'on a l'influence des vents du Nord comme, par exemple, à la station de Kriovrissi n° 17 (voir fig. n° 8).

A partir de la loi d'augmentation de la pluie en fonction de l'altitude, et des valeurs pluviométriques de chaque station on a tracé les isohyètes correspondantes à une année moyenne sur l'ensemble du bassin oriental (voir la carte n° 6).

La planimétrie des surface partielles délimitées entre les isohyètes successives a permis de calculer la lame d'eau moyenne tombée sur le bassin versant :

$$P_i = \frac{(P_1 + P_2) S_i}{2}$$

$P_i$  = lame d'eau tombée sur une surface partielle  $S_i$   
 $P_1$  et  $P_2$  = pluviométries relatives à deux isohyètes successives délimitant la surface partielle  $S_i$

$$P \text{ moyenne} = \frac{\sum P_i}{\sum S_i}$$

$P \text{ moyenne}$  = lame d'eau moyenne tombée sur le bassin versant.

La moyenne obtenue pour le bassin versant était de 628 m. Mais comme le réseau des stations est suffisamment bon, on peut bien utiliser la méthode de Thiessen pour trouver en détail la lame d'eau précipitée sur la surface du bassin versant (voir carte n° 6).

La méthode consiste à tracer les polygones de Thiessen qui ont été construits autour de chaque station, relié avec une droite et par une verticale au milieu de la droite.

Si nous avons :

$A$  : surface totale du bassin,

$A_1, A_2, \dots, A_n$  : surfaces partielles de chaque polygone en  $\text{km}^2$ , et

$P_1, P_2, \dots, P_n$  : pluie en mm sur chaque surface partielle.

$$\frac{A_1}{A} P_1 + \frac{A_2}{A} P_2 + \dots + \frac{A_n}{A} P_n, \text{ est la lame d'eau moyenne tombée sur le bassin versant.}$$

$$P \text{ moyenne} = \frac{A_1}{A} P_1 + \dots$$

Sur le tableau suivant, on trouve les calculs pour la P moyenne pour le bassin versant de la Thessalie orientale qui est de l'ordre de 595,2 mm.

Tableau des valeurs des polygones de Thiessen

N°	Pluviomètre (station)	Altitude en m	Surface du polygone en km <sup>2</sup>	Précipitation moyenne en mm	Coefficient de pondération en mm	Précipitation pondérée P moyenne
1	Livadion	1179	150,2	923,5	0,033	30,47
2	Yonnota	578	332,3	620,2	0,073	45,27
3	Elasson	312	315,0	645,4	0,069	44,53
4	Verdikoussa	863	274,1	831,6	0,060	50,00
5	Farkadon	87	168,6	572,5	0,037	21,18
6	Tirnavos	92	480,1	565,4	0,105	59,37
7	Piryetos	31	84,9	816,7	0,018	14,30
8	Spilia	813	218,1	748,1	0,048	35,91
9	Larissa S.N.M.	79	246,0	426,0	0,054	23,00
10	Larissa M.T.P.	70	299,2	453,7	0,066	29,94
11	Ayia	100	170,4	643,4	0,037	23,81
12	Sotirion	54	507,3	455,1	0,111	50,52
13	Makrinitza	690	84,0	861,9	0,018	15,51
14	Volos	37	64,0	463,8	0,014	6,49
15	Zappion	170	248,0	528,5	0,054	28,54
16	Pithion	750	150,5	601,2	0,033	19,84
17	Kriovrissi	1050	236,0	642,3	0,052	33,40
18	Kalkiades	256	80,4	580,9	0,017	9,87
19	Mira	276	241,9	531,1	0,053	28,15
20	Agrilia	810	51,6	689,4	0,011	7,58
21	Deskati	860	132,9	603,7	0,029	17,51
Surface totale			4533,0	Précipitation		595,19

Les précipitations dans la plaine sont les plus faibles avec 450 à 500 mm, puis augmentent régulièrement vers les collines autour de la plaine, et brusquement vers le Nord ou le Nord Est où sont les grands massifs de l'Olympe et d'Ossa.

Par la méthode des polygones de Thiessen, on trouve une valeur des précipitations moyennes annuelles du bassin de l'ordre de 595 mm, tandis que par les méthodes des isohyètes et de la moyenne arithmétique on trouve des valeurs de 628 et 627 bien rapprochées.

Les écarts avec la méthode de Thiessen proviennent du fait que la distribution des stations n'est pas analogue pour les montagnes et la plaine, bien que les stations soient suffisantes.

Les isohyètes et la moyenne arithmétique donnent donc des résultats très favorables.

### 3-3-2- Répartition pluviométrique dans le temps

Pour connaître la répartition pluviométrique dans le temps on a calculé les modules mensuels donc la variation de la moyenne arithmétique des hauteurs de précipitation pour chaque mois sur un grand nombre d'années, de septembre 1950 à Août 1974 (c'est-à-dire 24 années) et pour les cinq stations caractéristiques du bassin (voir fig. n° 9). Deux résultats importants sont bien montrés par le diagramme de la modulation mensuelle des pluies :

- la modulation mensuelle à faible altitude est plus régulière et il n'y a pas une très grande différence entre le maximum et le minimum, tandis qu'il y en a une grande aux hautes altitudes ;

- la plaine intérieure a en général des pluies mensuelles plus faibles que la plaine extérieure située vers la mer Egée. Ceci est en accord avec la différence du climat constaté entre la Thessalie et les régions bordières de la Grèce.

Les variations de la pluie annuelle, pendant les 27 dernières années pour la plupart des stations sont présentées sur la figure n° 7. Ce diagramme montre qu'il y a une périodicité complète de durée 7 ans, qui est très visible. Il y a aussi une variation qui a une périodicité plus longue d'une durée d'à peu près 18 ans. Ces deux variations agissent l'une sur l'autre,

- la hauteur moyenne des précipitations annuelles obtenue par la moyenne arithmétique pour le bassin versant était de 626,6 mm.

Les mois les plus pluvieux vont de septembre à mai. Le mois de novembre est toujours moins pluvieux que celui d'octobre et aussi très souvent le mois d'avril est moins pluvieux que celui de mai.

Les pluies de printemps sont orageuses, le soleil sort brusquement après la pluie. Les pluies persistantes au printemps sont rares ; les pluies d'été qui sont rares, sont quelquefois orageuses et violentes surtout dans la fin de l'été, mais d'habitude elles sont régulières.

Quant aux pluies d'hiver, elles sont régulières et plus persistantes qu'au printemps. Les pluies d'automne sont quelquefois brusques, mais les toutes premières pluies n'arrivent pas jusqu'aux nappes, car il y a une grande évaporation et à cause de la sécheresse, presque toute l'eau s'évapore.

Après les premières pluies orageuses, commence la recharge des nappes, surtout dans les régions où le niveau d'eau est profond.

Les mois les plus secs sont les mois de juillet et d'août. Dans le mois d'août et à la dernière décade commencent rarement les pluies d'automne.

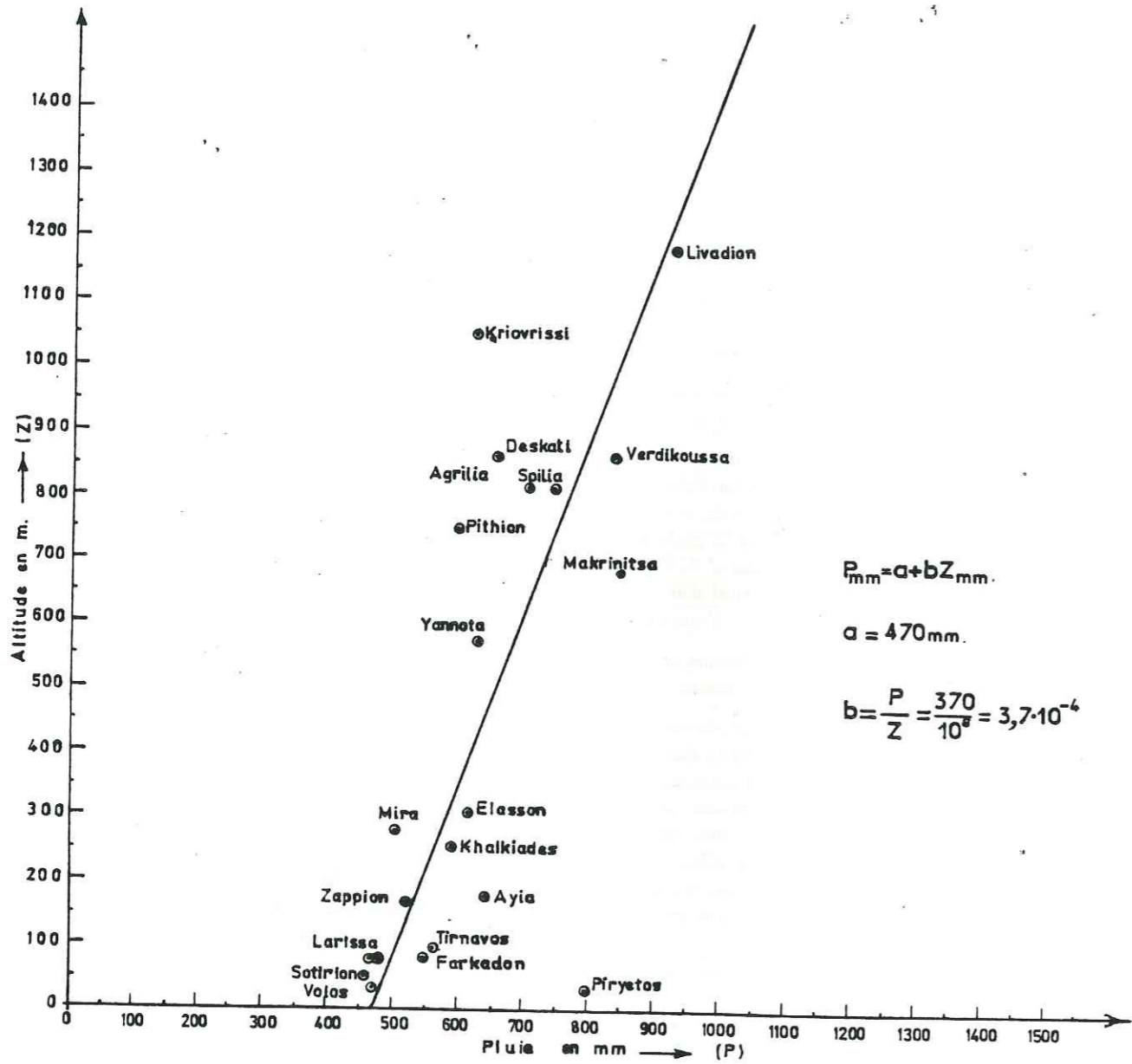
Pour avoir un aspect de la répartition saisonnière des précipitations moyennes annuelles on définit l'indice saisonnier de la façon suivante -d'après les cinq stations caractéristiques du bassin- (voir fig. n° 8) :

H : Hiver	215,3 mm ou 31,1 %
P : Printemps	178,1 mm ou 25,7 %
E : Eté	96,3 mm ou 14,0 %
A : Automne	202,6 mm ou 29,2 %



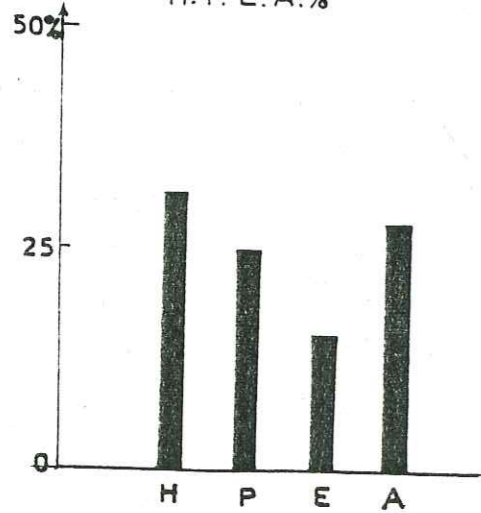
Fig. N°: 8

**GRADIENT PLUVIOMETRIQUE**  
Augmentation de la pluie en fonction de l'altitude

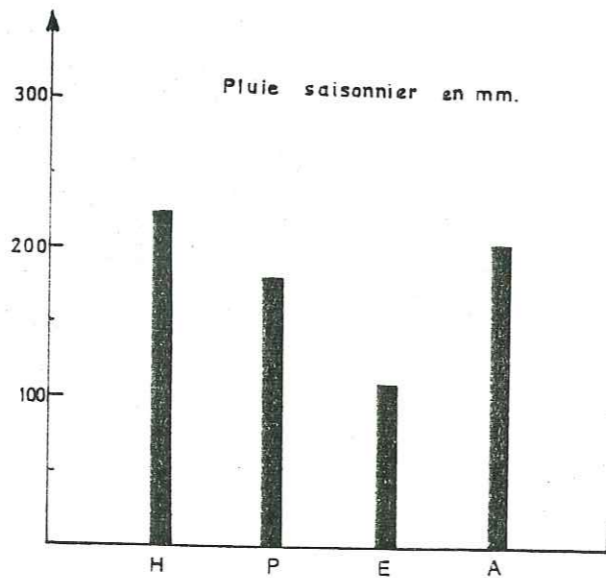


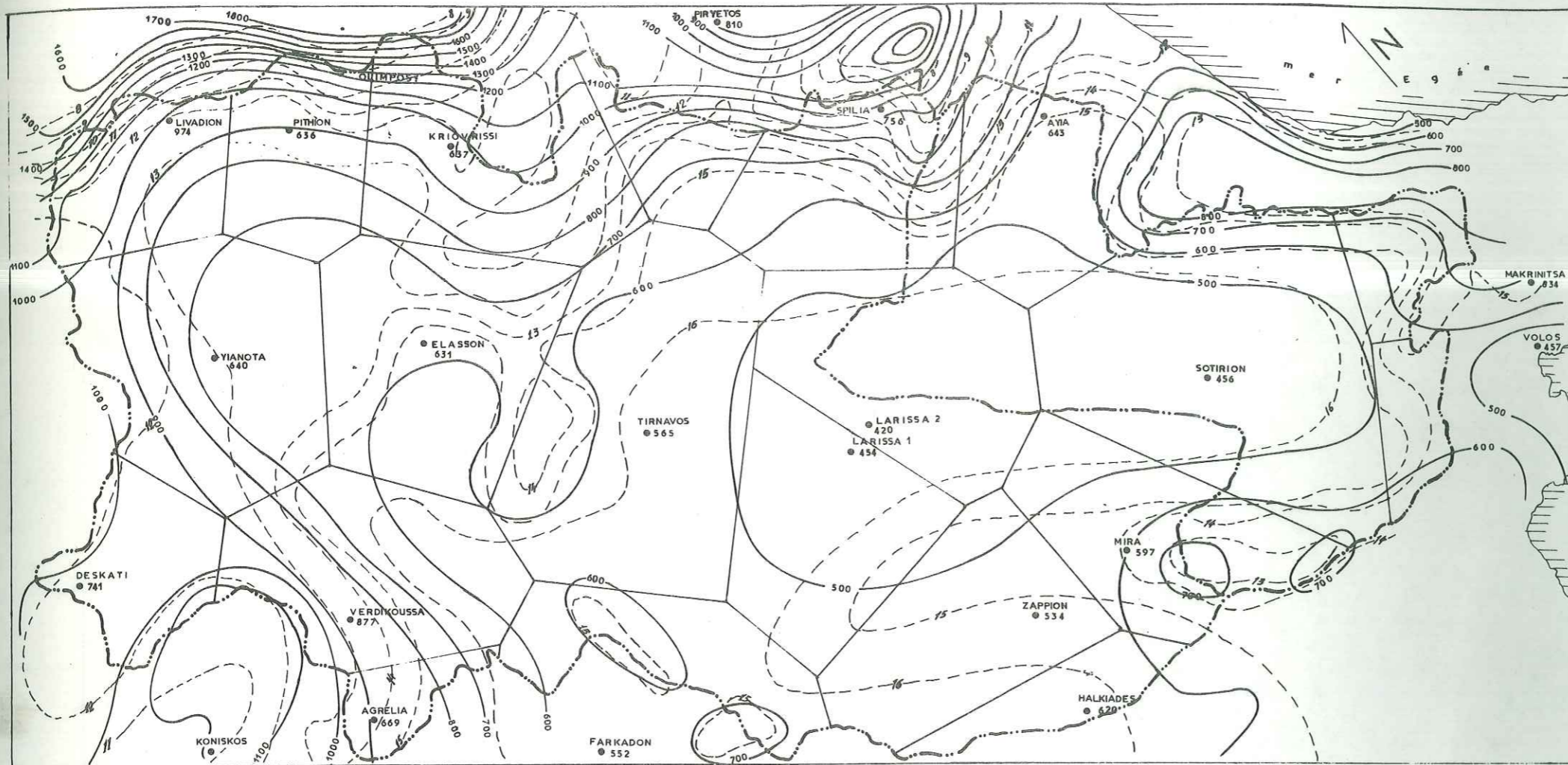
Indicatif saisonnier

H. P. E. A. %



Pluie saisonnier en mm.





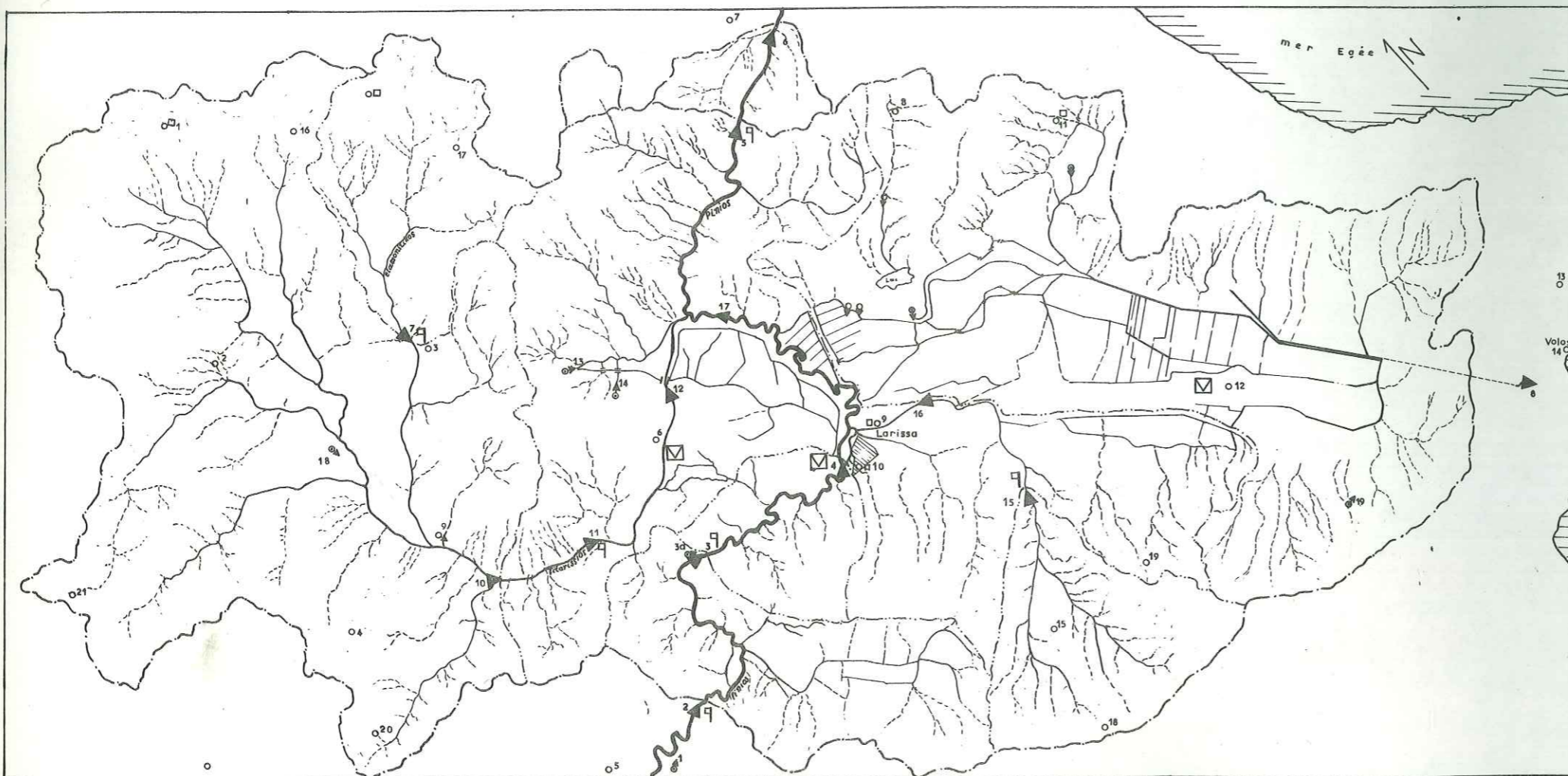
THESSALIE ORIENTALE **Pl. N°6**  
**Pluviometrie**  
 METHODE DE THIESSEN  
 ISOHYETES ET ISOTHERMES  
 ECHELLE 1:200 000

● SPILIA Station pluviométrique et hauteur de la pluie moyenne annuelle en mm

— Limite de bassin versant

N°	Nome	Surface du polygone en km²
1	Livadion	150,5
2	Yannota	332,6
3	Elasson	315,3
4	Verdikoussa	274,2
5	Farkadon	168,8
6	Tirnavos	480,6
7	Pirvetos	85,0
8	Spilia	218,2
9	Larissa 1	246,3
10	Larissa 2	299,5
11	Aya	170,5
12	Sotirion	507,5
13	Makrinita	84,0
14	Volos	64,2
15	Zappion	248,3
16	Pithion	150,7
17	Kriovrissi	236,4
18	Halkiades	80,6
19	Mira	242,3
20	Agrelia	51,8
21	Deskati	133,2

— Isohyètes moyennes anuelles en mm.  
 - - - Isothermes » » en °C.



THESSALIE ORIENTALE **Pl. N°5**  
**RESEAU HYDROGRAPHIQUE**

ECHELLE 1:200.000

LEGENDE

- Cours d'eau temporaire
- Cours d'eau pérenne
- Limite du bassin versant
- Limite des bassins secondaires
- 6 Station pluviométrique et son N°
- 11 Station météorologique et son N°
- ☒ Lysimètre.
- ➔ 5 Station de mesure du débit et son N°
- Limnigraphe
- 14 Source karstique importante et son N°
- 9 Source alluviale importante et son N°

3-3-3- Etude statistique

L'étude statistique des précipitations sur les deux stations de Larissa 10 (453,7 mm) et Sotirion 12 (455,1 mm), nous a permis de calculer la courbe théorique de Gauss.

- La moyenne arithmétique annuelle représente la tendance centrale de la série. C'est la moyenne arithmétique des hauteurs de pluies annuelles pour la série d'observation.

$$\bar{X} = \frac{\sum x_i}{n + A} \quad \text{avec} \quad \sum x_i = \text{somme de } n \text{ valeurs des précipitations annuelles,}$$

et  $n = \text{nombre d'années d'observation.}$

- D'autres paramètres caractérisant la dispersion des valeurs autour de la tendance centrale sont l'écart absolu moyen et l'écart type  $\sigma$  :

$$e_a = \frac{\sum (x_i - \bar{X})}{n + 1}$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{X})^2}{n + 1}}$$

Si on établit la valeur pour les deux stations, on trouve les résultats suivants :

	Larissa	Sotirion
$\bar{x} = \frac{\sum x_i}{n + 1}$	$\bar{x} = 437,1 \text{ mm}$	$\bar{x} = 431,0 \text{ mm}$
$e_a = \frac{\sum (x_i - \bar{x})}{n + 1}$	$e_a = 17,5 \text{ mm}$	$e_a = 22,75 \text{ mm}$
$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n + 1}}$	$\sigma = 134,6 \text{ mm}$	$\sigma = 93,2 \text{ mm}$

Les hauteurs des précipitations annuelles s'ordonnent assez bien selon la loi de Laplace-Gauss.

Dans une distribution normale, on doit avoir :

50 % des observations entre  $\bar{x} - \frac{2}{3}\sigma$  et  $\bar{x} + \frac{2}{3}\sigma$

68 % des observations entre  $\bar{x} - \sigma$  et  $\bar{x} + \sigma$

95 % des observations entre  $\bar{x} - 2\sigma$  et  $\bar{x} + 2\sigma$

99,7 % des observations entre  $\bar{x} - 3\sigma$  et  $\bar{x} + 3\sigma$

Pour les stations de Larissa et Sotirion, nous avons les valeurs suivantes :

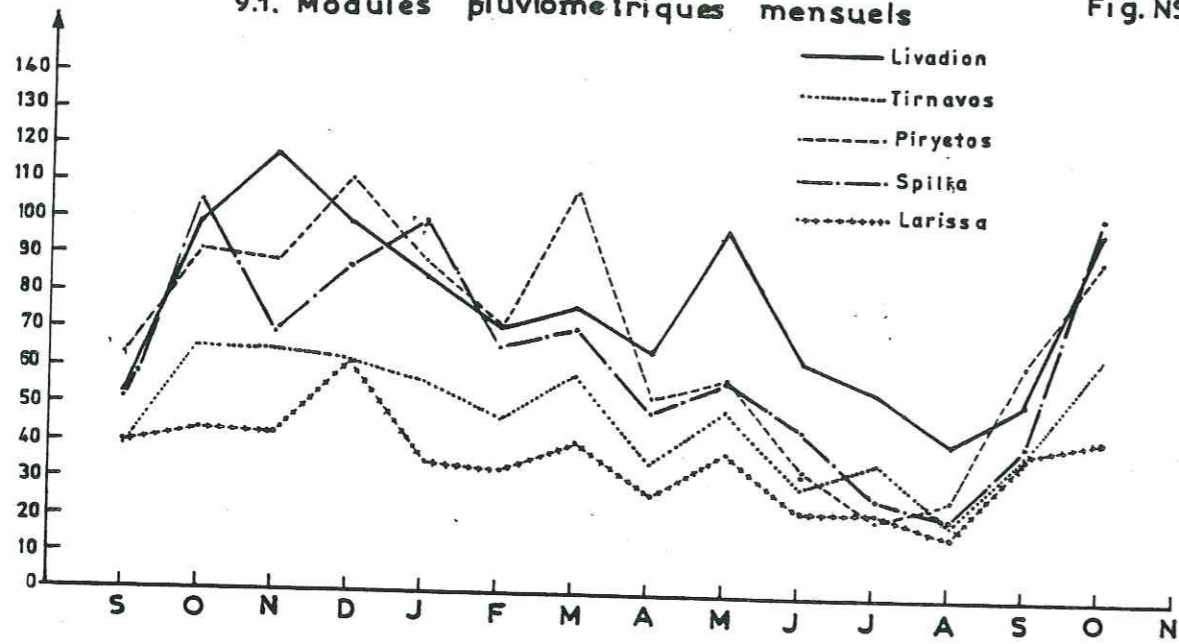
50 % entre 347,4 et 526,8 et entre 368,8 et 493,2

68 % entre 307,5 et 571,7 et entre 337,8 et 524,2

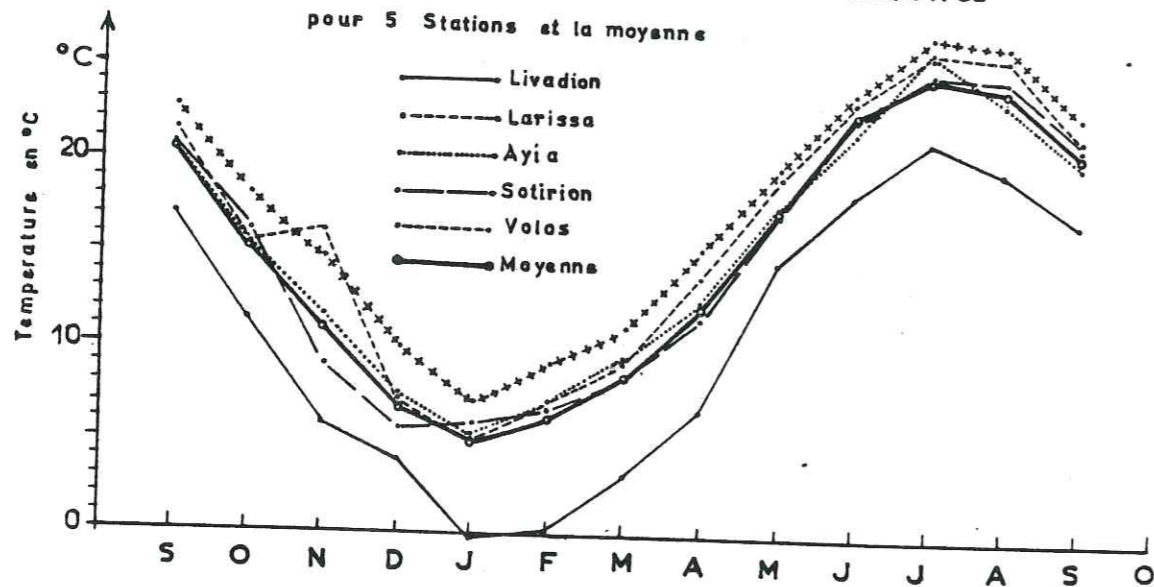
95 % entre 172,9 et 706,3 et entre 244,6 et 617,4

99,7 % entre 38,3 et 840,9 et entre 151,4 et 710,6.

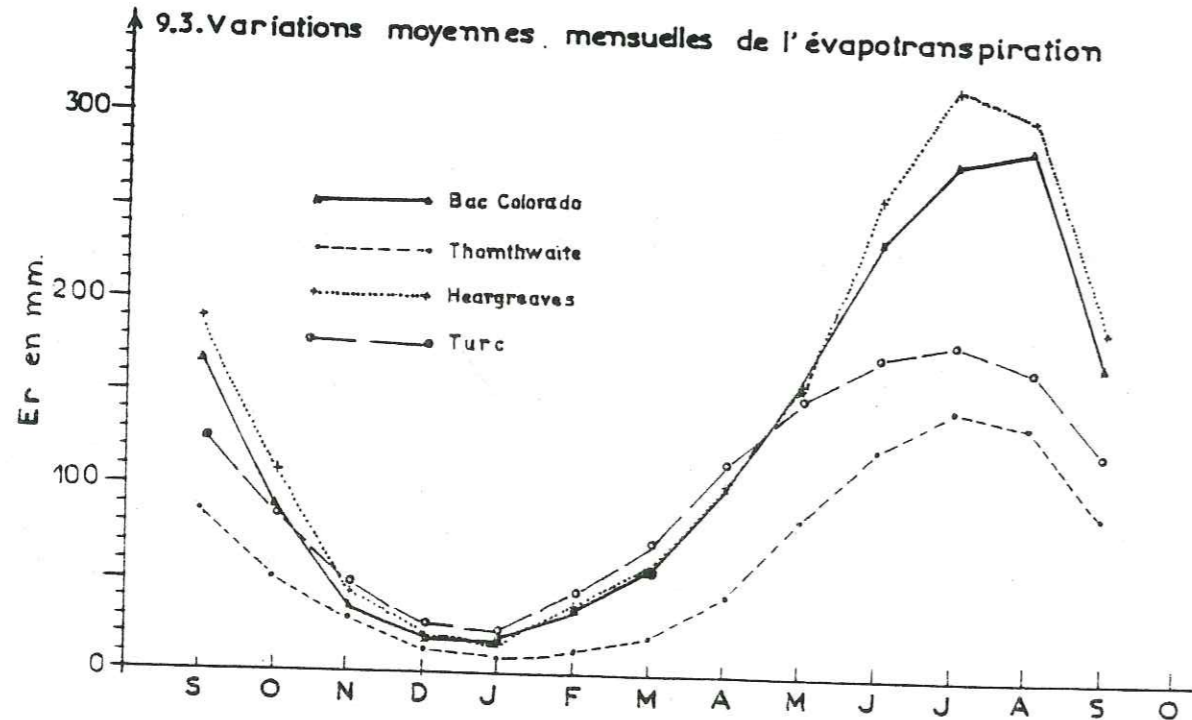
9.1. Modules pluviométriques mensuels Fig. N°9



9.2. Températures moyennes mensuelles pour 5 Stations et la moyenne



9.3. Variations moyennes mensuelles de l'évapotranspiration



3-4- LA TEMPERATURE

Les données de la température dans les stations de mesure commencent à partir d'années différentes pour des raisons diverses. Les températures moyennes sont moins hautes par suite de l'influence des massifs montagneux, surtout dans les zones à fort relief. Il y a une influence sensible de la mer. En général, la température pendant l'hiver n'est pas très basse et pendant l'été n'est pas très haute. On peut avoir 5 à 8 jours dans l'époque d'été où la température est très élevée. Ce sont les vents qui amènent la chaleur par les régions des collines du Nord ou du Nord Est, où il y a des possibilités d'avoir localement une augmentation de la température. Les mesures de température effectuées aux stations Livadion, Larissa 9, Larissa 10, Ayia, Sotition, Volos, donnent une température moyenne annuelle de 14,6°C.

Températures moyennes mensuelles et températures moyennes annuelles

Stations	N°	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Annuelle
Livadion	1	16,1	11,1	5,0	1,8	0,7	0,2	3,8	7,9	14,3	17,3	20,2	18,3	9,8° C
Larissa	9	21,6	15,6	16,1	6,9	5,2	7,1	9,5	14,0	18,5	23,7	26,4	26,0	15,9° C
Larissa	10	20,3	15,8	10,5	5,7	5,4	6,5	8,8	13,3	18,1	22,9	24,9	23,8	14,7° C
Ayia	11	20,2	15,4	11,8	7,4	5,4	7,1	9,6	12,5	17,7	21,8	26,2	23,9	14,9° C
Sotirion	12	20,9	16,6	10,6	5,3	6,4	6,3	8,7	13,0	18,1	22,3	24,6	23,8	14,7° C
Volos	14	22,8	18,2	14,8	10,3	7,5	9,3	11,4	15,6	20,0	24,0	26,9	26,6	17,3° C
Moyenne		20,3	15,4	11,4	6,2	5,1	6,0	8,6	12,7	17,7	22,0	24,8	23,7	
Moyenne annuelle du bassin														14,6° C

Le mois le plus chaud est le mois de juillet, avec une température de 24,8°C, et le mois le plus froid est le mois de janvier avec une température de 5,1°C. Les écarts entre les maximums et les minimums absolus sont plus grands en s'éloignant de la mer vers l'intérieur de la plaine. On peut déduire une courbe représentant le gradient d'augmentation de la température moyenne annuelle par rapport aux altitudes car nous avons une station de mesure des températures aux altitudes élevées (Livadion 1179). La courbe montre que nous avons une diminution de 0,48 degrés C pour chaque 100 m d'altitude, ce qui indique une petite diminution par rapport aux régions bordières influencées par la mer (en Crête 0,6°C pour 100 m). La région bordière de la Thessalie donne une diminution de 0,63°C pour 100 m d'altitude. Les stations de Livadion et Sotirion ont des mesures de température depuis 1972. Il est évident que le nombre d'années d'observation pour ces stations n'est pas suffisant. Nous en avons tenu compte dans nos calculs.

3-5- LES VENTS OU REGIME DES VENTS

Les vents du Nord sont très fréquents. Ceux du NE ou de l'E sont moins fréquents, mais plus chauds. La fréquence des vents N, NE et E est de plus de 70 % du régime des vents. Les vents du Nord sont aussi très humides et apportent presque la totalité des pluies. Ils ne sont que rarement violents, mais quand ils viennent avec des pluies ils provoquent souvent des catastrophes. En été, il n'y a pas de vents violents, mais la plupart sont secs et souvent très chauds. Le maximum enregistré est de 8° Beaufort à Larissa (S.N.M.) en hiver, et 7° au printemps et en automne (en 1973). Alors qu'à Volos, des forces de 5 à 6 degrés Beaufort se rencontrent tout au long de l'année.

3-6- HUMIDITE OU HYGROMETRIE

Les moyennes mensuelles d'humidité relative varient entre 62 % en été et 90 % en hiver (été : juillet, hiver : janvier, février), aux stations Sotirion et Larissa, dans la plaine, alors que les moyennes mensuelles d'humidité relative varient entre 66 % en été et 90 % en hiver (été : juillet, hiver : janvier et février), aux stations Ayia et Livadion.

Les moyennes annuelles relatives se situent entre 75 et 76 %. Ces valeurs sont très élevées en hiver par rapport aux valeurs d'autres stations de la Grèce, du fait de la cuvette de la plaine, tandis qu'en saison sèche elles sont normales. Les valeurs sont aussi un peu élevées, du fait de la proximité de la mer.

3-7- EVAPORATION

L'évaporation dans notre bassin a été mesurée avec le bac Colorado aux stations suivantes :

- Livadion depuis 1973,
- Larissa n° 9 depuis 1958,
- Ayia depuis 1962,
- Sotirion depuis 1960.

Les mesures de la station Livadion sont très peu nombreuses et on ne peut pas en tenir compte. Les mesures de la station Ayia, bien qu'elle existe depuis longtemps ne peuvent être retenues car les mesures d'évaporation n'y sont pas bonnes.

Les moyennes mensuelles de l'évaporation mesurée aux évaporomètres des deux stations Larissa n° 9 et Sotirion sont les suivantes :

Tableau de l'évaporation mesurée

Stations	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Annuelle
Larissa n° 9	173,7	104,4	40,7	21,8	25,8	40,3	60,9	104,5	155,2	235,2	305,9	314,9	
Sotirion	158,5	71,2	28,5	15,8	13,1	26,7	51,3	92,4	161,3	209,2	248,0	256,6	
Moyenne	166,1	87,8	34,5	18,8	19,5	33,5	56,1	98,5	158,2	222,2	276,9	285,7	1457,8

Donc, l'évaporation mesurée aux stations par les bacs Colorado donne une valeur moyenne annuelle égale à 1458 m environ.

L'évaporation qu'on mesure est l'évapotranspiration réelle s'il y a toujours de l'eau en surface. Cette évapotranspiration se produit dans les conditions réelles de teneur en eau du sol saturé. Mais dans notre plaine il y a des grandes surfaces comme la région du Karla et la partie N<sup>de</sup> des deux côtés du " Piniós ", jusqu'à Ambelon où le niveau statique est très haut -même artésien-. Ici l'évapotranspiration réelle approche ou est égale à l'évapotranspiration potentielle car le sol contient, en permanence, une quantité d'eau suffisante pour avoir une évapotranspiration continue. Cette eau se renouvelle par la remontée de l'eau des aquifères.

Au contraire, il y a des régions (bord SW) où le niveau statique de la nappe est très bas et l'évapotranspiration est limitée.

Le maximum des valeurs moyennes mensuelles est de 286,7 mm au mois d'août et le minimum est de 18,8 mm au mois de décembre.

Pour pouvoir comparer les mesures faites aux stations avec les différentes méthodes de calcul théoriques, on étudiera l'évapotranspiration à partir des formules de Turc (E réelle) de Coutagne (E réelle) et la méthode de Thorntwaite (E potentielle et E réelle).

3-7-1 - Evapotranspiration potentielle

3-7-1-1 - Méthode de L. TURC

La formule trouvée par L. TURC a été établie à l'aide de données expérimentales recueillies sur divers bassins répartis dans toutes les régions du globe.

En appliquant la formule de Turc nous pouvons obtenir l'évapotranspiration réelle :

ou  $E_r$  = évapotranspiration réelle annuelle en mm

P = précipitation moyenne annuelle en mm

$L = 300 + 25 t + 0,05 t^3$  avec

t = température moyenne annuelle

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

L'application numérique de la formule nous conduit aux valeurs suivantes :

P = 628 mm

t = 14,6°C

et on trouve le résultat :

$E_r = 515$  mm

En établissant la formule pour la pluviométrie moyenne mensuelle et la température moyenne mensuelle, on trouve les valeurs de l'évapotranspiration réelle pour chaque mois. Les valeurs sont portées sur le diagramme des variations de l'évapotranspiration mensuelles (voir fig. n° 9).

Le diagramme indique que pendant l'hiver il y a une bonne coïncidence des valeurs de la formule de Turc avec les mesures sur bac Colorado, tandis que pendant l'été les valeurs de Turc sont 80 % de l'évapotranspiration moyenne mensuelle sur le bac Colorado.

Tableau de l'évapotranspiration potentielle

S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	annuelle
136	85	46	27	23	39	65	110	153	198	220	198	1300

3-7-1-2- Méthode de Coutagne

D'après Coutagne l'évapotranspiration réelle est calculée selon la formule suivante :

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

avec P = précipitation moyenne annuelle en m

T = température moyenne annuelle en °C et

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

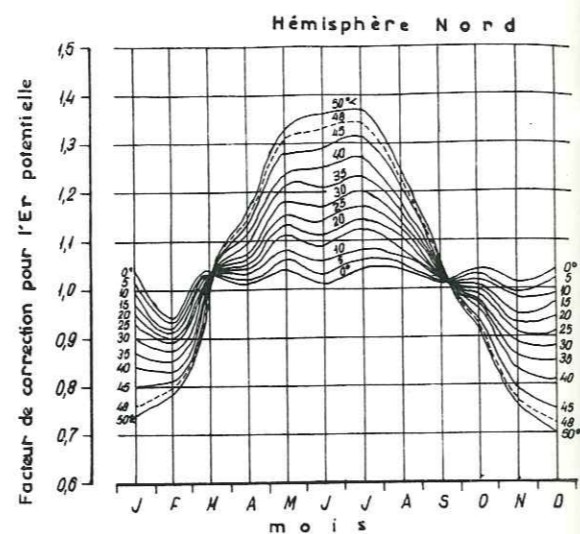
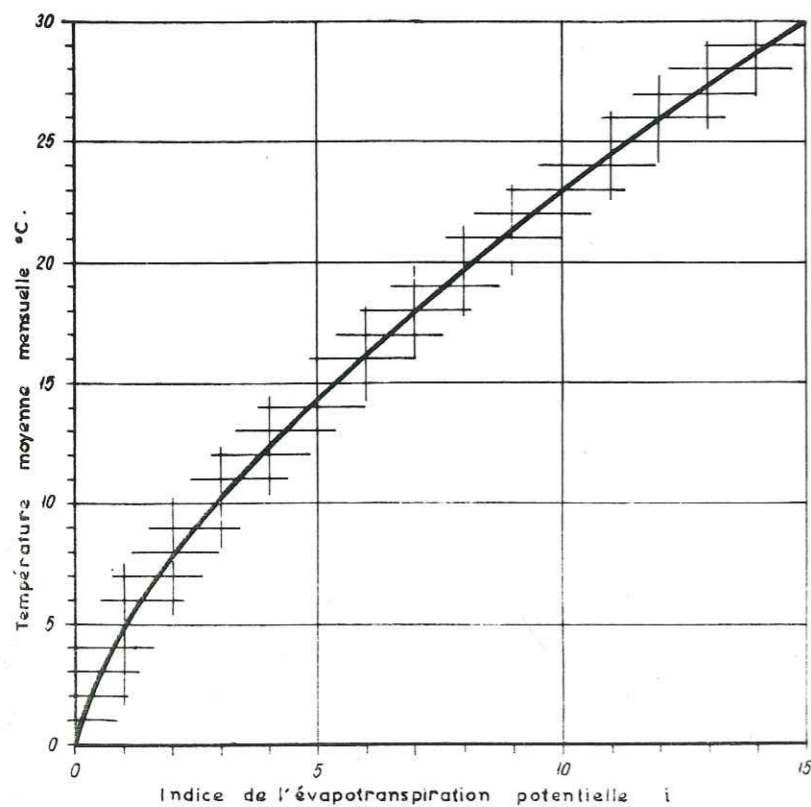
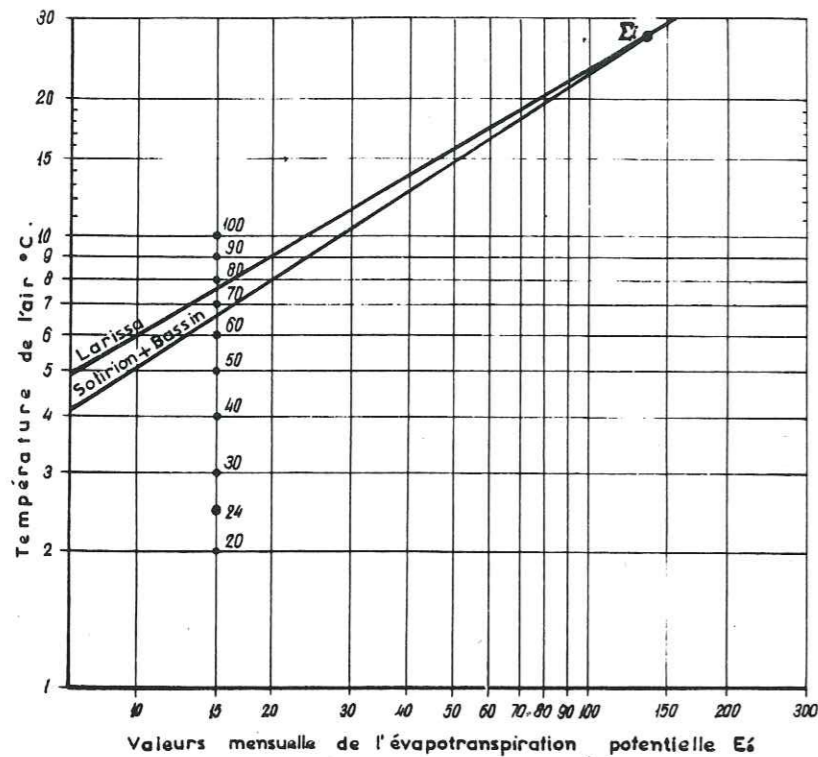
La formule est valable pour les précipitations comprises entre  $\frac{1}{8\lambda}$  et  $\frac{1}{2\lambda}$  c'est-à-dire pour la région de la Thessalie orientale, entre 362 et 1450 mm.

L'application de la formule de Coutagne pour la période des observations (1950 à 1977) donne :

P = 0,595 m T = 15°C  $\lambda = 0,3448$  d'où  $E_r = 0,473$  m

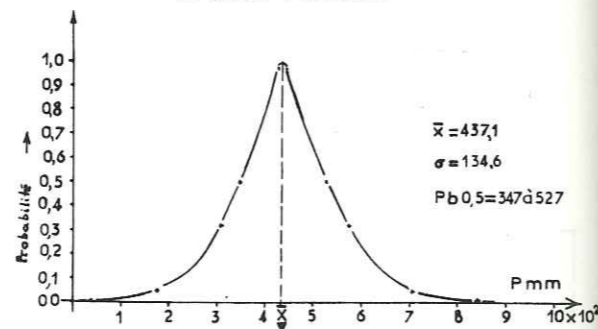
ou encore :  $E_r = 473$  mm

# Méthode de Thornthwaite Fig. N° 10

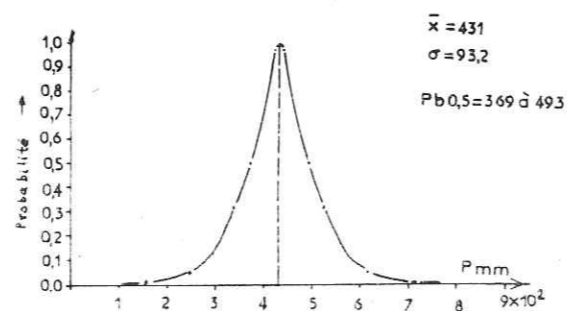


PLUVIOMETRIE  
COURBE THEORIQUE DE GAUSS

Station : Larissa



Station : Solirion



## 3-7-1-3- Méthode de Thornthwaite

Les valeurs mensuelles de l'évapotranspiration ont été calculées à l'aide de la méthode de Thornthwaite pour la période de septembre 1950 à janvier 1977 (27 années).

Le bilan hydrologique a été fait d'après les valeurs moyennes mensuelles des précipitations et de la température du bassin versant comme aussi d'après les valeurs moyennes mensuelles de la station : Sotirion.

La notice d'instruction technique citée en référence est notée en bibliographie ; on opère de la façon suivante (voir fig. n° 10) :

- en tenant compte de la température moyenne mensuelle, on calcule l'indice thermique mensuel d'après :

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

on fait une abaque donnant la correspondance entre i et t mensuelle (voir figure n° 10).

t = température moyenne mensuelle du mois considéré en degrés centigrades.

- Calcul de l'indice annuel  $I = \sum i$ , à la ligne 3,

- Calcul de l'évapotranspiration potentielle mensuelle non corrigée d'après :

$$E'_0 = 1,6 \left(10 \frac{t}{1}\right)^\alpha$$

$$\text{avec } \alpha = 0,49239 + (1792 \times 10^{-5} \times I) - (771 \times 10^{-7} \times I^2) + (675 \times 10^{-9} \times I^3)$$

La notice d'instruction technique comporte un tableau d'où on tire une abaque (voir fig. n° 10), permettant d'avoir les valeurs approchées de  $E'_0$  pour chaque mois par simple construction géométrique à la ligne 4.

L'évapotranspiration potentielle brute  $E'_0$  trouvée pour chaque mois est corrigée (EP) au moyen d'un coefficient n tenant compte du nombre de jours du mois, la durée théorique de l'insolation à la ligne 6 (voir fig. n° 10).

- La hauteur des précipitations mensuelles en mm se présente à la ligne 7.

- D'après la différence entre les précipitations et l'évapotranspiration potentielle, on trouve à la ligne 8 les variations de réserve d'eau du sol.

Si P-EP positif, on a : excédent d'eau

Si P-EP négatif, nous avons : manque d'eau

- Le sol, par sa rétention spécifique pourra constituer une réserve, qui sera mise à la disposition de la végétation quand se présenteront les mois déficitaires.

Nous adoptons en Grèce 200 mm comme quantité optimale d'eau que le sol peut retenir et soustraire à l'écoulement interne (ligne 10). Thornthwaite admet, lui 100 mm.

Les quantités des réserves de 200 m peuvent paraître grandes, mais à notre avis comme nous l'avons exposé le renouvellement de l'eau que le sol peut retenir en surface se fait par les aquifères et les réserves de 200 mm peuvent alors être normales.

- A la ligne 9, nous avons la somme continue des valeurs négatives des réserves du sol.

- L'évapotranspiration réelle obtenue à la ligne 11 provient de l'évapotranspiration potentielle corrigée en tenant compte des précipitations et des réserves disponibles.

- L'excédent, c'est la quantité d'eau disponible pour l'écoulement superficiel et souterrain (Q + 1) mesurée aussi en mm (ligne 12).

- Le déficit en mm est à la ligne 13.

- La différence entre les précipitations et l'évapotranspiration potentielle est donnée à la ligne 14 (positive ou négative).

Dans le tableau suivant, toutes ces valeurs ont été reportées ainsi que les éléments moyens mensuels du bilan de l'eau dans le sol.

Bilan de l'eau d'après la méthode THORNTHWAITE

Valeurs d'année moyenne du BASSIN VERSANT

Détermination	Mois												annuel
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	
1 T°C moyenne mensuelle	5,1	6,0	8,6	12,7	17,7	22,0	24,8	23,7	20,3	15,4	11,4	6,2	14,6°
2 Indice mensuel i	1,1	1,4	2,3	4,2	6,8	2,5	11,3	10,5	6,5	5,6	3,4	1,4	
3 Indice thermique													64
4 E P brute en mm E'o	11	13	23	44	71	89	112	105	85	54	32	14	
5 Coefficient de correction n	0,85	0,84	1,01	1,11	1,23	1,23	1,25	1,18	1,04	0,97	0,85	0,83	
6 EP potentielle corrigée en mm	9,4	10,9	23,2	48,8	87,3	109,5	140,0	123,9	88,4	52,4	27,2	11,6	
7 Précipitation en mm P	61,1	60,6	63,7	43,7	43,2	38,4	32,6	23,3	45,8	68,7	67,3	68,2	626,6
8 Variation de réserves du sol				-5,1	-34,1	-71,1	-107,4	-100,6	-42,6				
9 Somme de valeurs négatives				-5,1	-39,2	-110,0	-217,0	-318,0	-360,0				
10 Réserve utile à la végétation	153,1	200	200	194,9	160	89,7	0	0	0	16,3	56,4	101,4	
11 EP réelle en mm	9,4	10,9	23,2	48,8	87,3	109	122	23,3	45,8	52,4	27,2	11,6	571,7
12 Excédent en mm	51,7	49,7	40,5							16,3	40,1	56,6	254,9
13 Déficit en mm							17,7	100	42,6				160,9
14 P-EP en mm	51,7	49,7	40,5	-5,1	-34,1	-71,1	-107	100	-42,6	16,3	40,1	56,6	

Valeurs d'année moyenne de la station SOTIRION

Détermination	Mois												annuelle
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	
1 T°C moyenne mensuelle	6,4	6,3	8,7	13,0	18,1	22,3	24,6	23,8	20,9	16,6	10,6	5,3	14°7
2 Indice mensuel i	1,5	1,5	2,3	4,3	7,1	9,6	11,1	10,5	8,7	6,3	3,2	1,2	
3 Indice thermique													67,3
4 Ep brute en mm E'o	14	14	23	39	72	90	120	114	88	60	32	12	
5 Coefficient de correction n	0,85	0,84	1,01	1,11	1,23	1,23	1,25	1,18	1,04	0,97	0,85	0,83	
6 EP potentiel corrigée en mm	11,9	11,8	23,2	43,3	88,6	110,7	150,0	134,5	91,5	58,2	27,2	10,0	
7 Précipitation en mm P	38,8	38,5	50,8	26,9	41,5	22,7	22,1	10,3	38,2	53,0	54,0	58,3	455,1
8 Variation de réserves du sol				-16,4	-47,1	-88,0	-127	-124	-53,3	-5,2			
9 Somme des valeurs négatives				-16,4	-63,5	-151	-279	-403	-456	-462			
10 Réserves utile à la végétation	102,0	128,7	200	183,6	136,5	48,5	0	0	0	0	26,8	75,1	
11 EP réelle en mm	11,9	11,8	23,2	43,3	88,6	110	70,6	10,3	38,2	53,0	27,2	10,0	498,8
12 Excédent en mm	26,9	26,7	27,6								26,8	48,3	156,3
13 Déficit en mm							79,4	124,2	53,3	5,2			262,1
14 P-EP en mm	26,9	26,7	27,6	-16,4	-47,1	-88,0	-127	-124,2	-53,3	-5,2	26,8	48,3	

- Evapotranspiration mensuelle moyenne et bilan hydrologique pour le versant (voir tableau).

On suppose que pendant les mois de mars et d'avril, le sol a le maximum de réserves en eau, soit 200 mm ou plus.

Au mois de janvier, février, mars, on a des excédents de 51,7, 49,7 et 40,5 mm et les pluies sont plus grandes que l'évapotranspiration. A partir du mois d'avril commence la diminution des réserves du sol, à cause de l'EP potentielle qui est plus forte que les précipitations (manque d'eau : 5,1 mm). Ensuite dans les mois de mai, juin, juillet, août et septembre, nous avons des manques d'eau de 34,1, 71,4, 107,4, 100,6 et 42,6 mm. Au mois de juillet, on a une évaporation de 122,3 mm qui est le reste de la réserve de sol du mois précédent utile à la végétation 89,7 mm et la pluie du mois de juillet de 32,6 mm. On a donc un déficit de 17,7 mm et les réserves sont nulles. Aux mois d'août et de septembre, nous avons aussi un manque d'eau. Toute la pluie (23,3 et 45,8 mm) s'évapore et on a un déficit de 100,6 et 42,6 mm.

Les réserves commencent à se reconstituer au mois d'octobre (P-EP = 16,3 mm). L'excès d'alimentation en novembre est de 40,1 mm, il s'ajoute à la réserve précédente et nous avons 56,4 mm de réserve du sol (16,3 mm + 40,1 mm = 56,4 mm).

Au mois de décembre, l'excès d'alimentation est de 56,6 mm et toutes les quantités remplissent les réserves du sol qui est de 101,4 mm. Aussi au mois de janvier 51,7 mm remplissent les réserves qui sont maintenant de 153,1 mm.

Au mois de février, l'excès d'alimentation est de 49,7 mm. 46,9 mm serviront à porter la réserve à sa quantité optimale de 200 mm, tandis que les 2,8 mm restant constitueront un excédent (water surplus), qui servira à l'écoulement superficiel et souterrain, comme aussi l'excédent d'eau du mois suivant : mars 40,5 mm.

Les excédents de ces mois et surtout l'eau des mois précédents serviront aussi pour l'alimentation, d'abord des nappes superficielles (phréatiques), puis des nappes profondes.

Pour évaluer le bilan de l'eau sur une station (Sotirion n° 12) dans la plaine, nous avons opéré de la même façon que pour les valeurs moyennes du bassin versant.

Valeurs annuelles obtenues après le calcul

	Moyenne du bassin versant	Station Sotirion n° 12
EP potentielle	732,6 mm	760,9 mm
Précipitations	626,6 mm	455,1 mm
EP réelle	571,7 mm	498,8 mm
Excédent	254,9 mm	156,3 mm

3-7-1-4- Comparaison des résultats des méthodes utilisées .

Les méthodes utilisées pour l'évaluation des précipitations moyennes sur le bassin versant donnent des résultats différents.

La méthode des isohyètes donne la valeur de 630 mm, tandis que d'après la méthode des polygones de Thiessen on a la valeur de 608,3 mm. La moyenne arithmétique des 21 stations donne aussi la valeur 626,6 mm, donc :

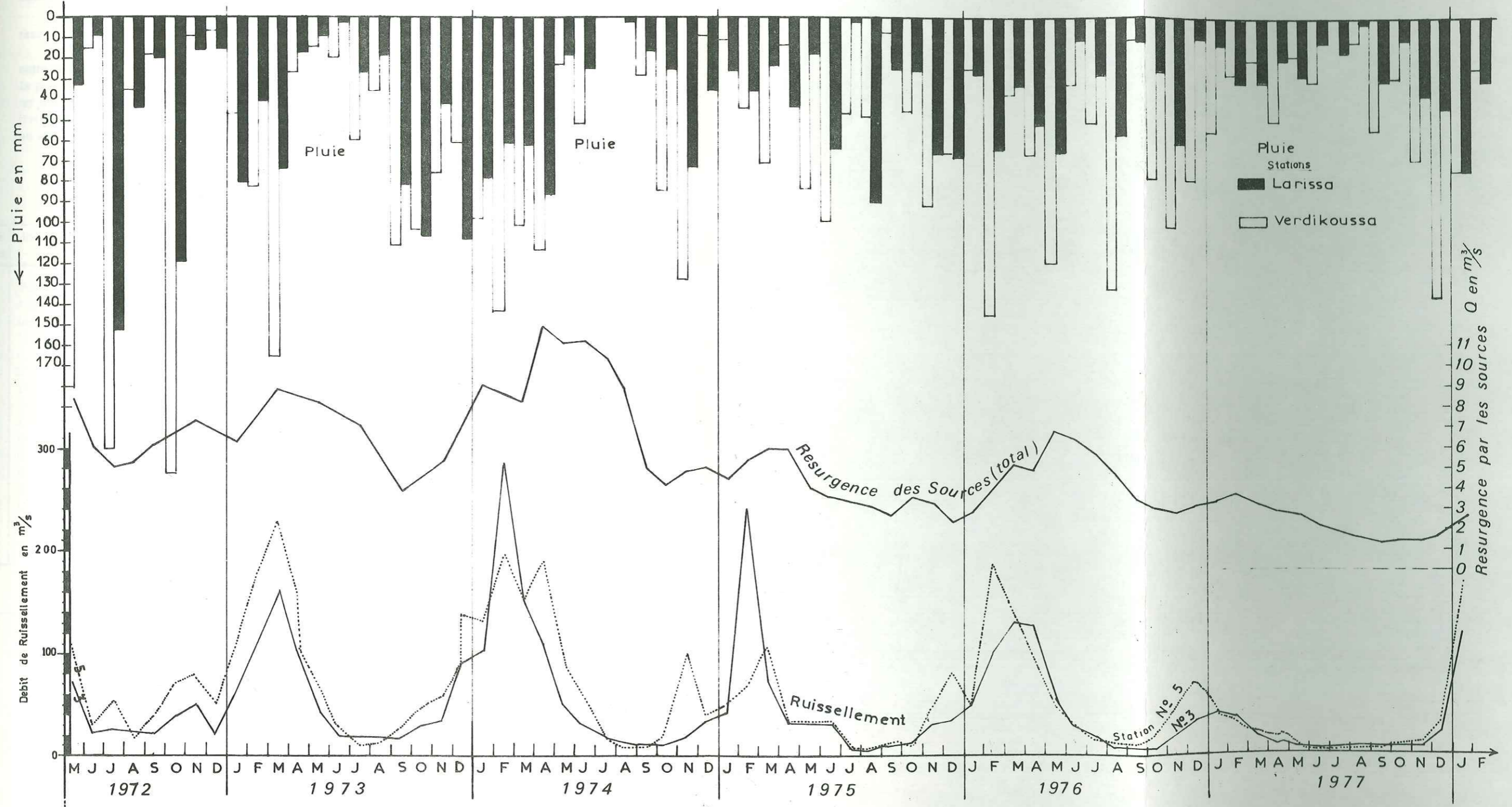
- isohyètes P = 628 mm
- Thiessen P = 595,2 mm
- moyenne arithmétique P = 626,6 mm

A notre avis, la valeur de la méthode de Thiessen présente des écarts avec la valeur réelle. Il est possible d'adopter comme moyenne des deux chiffres (isohyètes et moyenne arithmétique) pour tout le bassin :

P = 627 mm

COMPARAISON DES PLUIES DES RESURGENCES PAR LES SOURCES ET DES RUISSELLEMENTS

Variation moyennes mensuelles





Les méthodes utilisées pour le calcul de l'évapotranspiration potentielle ou pour l'évapotranspiration réelle donnent les résultats suivants :

- Méthode de Turc : évapotranspiration réelle : 515 mm,
- Méthode de Coutagne : évapotranspiration réelle : 473 mm,
- Méthode de Thornthwaite : évapotranspiration réelle : 572 mm.

Mais, si on prend comme valeur de P = 627 mm (pluie moyenne pour tout le bassin versant) on trouve aussi d'après TURC une évapotranspiration réelle moyenne du bassin de 516 mm.

La moyenne des trois méthodes utilisées est 503 mm.

### 3-8 - HYDROLOGIE DE SURFACE

Après avoir étudié les précipitations et l'évaporation de l'eau, et avant d'étudier l'infiltration, il faut bien estimer l'eau écoulée en surface.

La plaine de la Thessalie orientale est traversée par une grande rivière pérenne, le "Pinios" qui entre dans la plaine E par une vallée très étroite (vallée de Koutsokhiron). Sur cette rivière était installée la plupart des stations de mesure de débit. Une deuxième rivière importante est le "Titarissios" qui forme un grand réseau temporaire - le plus grand de la plaine dans la partie NW du bassin versant - . Sur cette rivière il y avait aussi des stations de mesure du débit ; les mesures ont commencé en 1951 et dans les six ou sept dernières années, elles ont été complétées avec de nouvelles stations.

Stations limnimétriques existant sur les rivières et sur les grandes sources :

Tableau des stations hydrologiques installées sur les rivières

N° de station	localité Rivière	Service	Mesures effectuées	Fréquence de lecture	Echelle existante	Limnigraphe	
2	Pinios ; Pinios	SAF	1 mois	1 jour	+	oui	mesure de crue
3	Amigdaléa ; "	MTP	1 mois	1 jour	+		" "
4	Larissa ; "	MTP	1 mois	1 jour	+		" "
5	Tempi ; "	MTP	1 mois		+	oui	mesure de crue
6	Pireytos ; Pinios	MTP	1 mois				" "
7	Elassonitikos	SAF	1 mois		+	oui	mesure de crue
8	Tunnel- Volos ; Karla	MTP	2 mois	1 jour	+		
10	Milougousta ; Titarissios	MTP	1 mois	1 jour	+		
11	Damassi ; Titarissios	SAF	1 mois	1 jour	+	oui	mesure de crue
12	Deleria ; Titarissios	SAF	1 mois		+	oui	mesure de crue
15	Kousba- Saniotikos ; Karla	SAF	1 mois		+	oui	
16	Melissiatika Karla (Asmaki)	SAF		2 jours	+		
17	Ambelon ; Pinios	MTP	1 mois	1 mois	+		

Installées sur les sources

1	Ayios- Taxiarhis	SAF	2 mois	1 semaine	+		source karstique
9	Amouri	MTP	1 mois	1 semaine	+		source alluviale
13	Mati-Tirnavou	MTP	2 mois	1 semaine	+		source karstique
14	Ayia-Anna	MTP	2 mois	1 semaine	+		source karstique
18	Kefalovtisson	MTP	1 mois	1 semaine	+		source karstique
19	Veletinon	MTP	2 mois	1 semaine	+		source alluviale

### 3-8-1- Débit

A partir des mesures du débit aux stations principales, sur la rivière Pinios, nous avons tracé la courbe des variations moyennes mensuelles du débit pour les années 1972 à 1977.

Nous avons constaté, après comparaison des quantités d'eau écoulées entre les stations sur la rivière (voir figure n° 12-3).

Première constatation : il y a une infiltration de la rivière vers les aquifères en aval de son débouché dans la plaine et jusqu'au milieu de celle-ci. Puis il y a une résurgence en aval de la plaine, avant que la rivière ne la quitte.

Deuxième constatation : il y a une alimentation (probable) saisonnière des marbres de la région de Tempé par l'eau de la rivière Pinios, bien qu'il existe des sources provenant des calcaires dans le lit de la rivière.

D'après les mesures existant sur le Pinios, nous avons tracé la courbe de tarage pour les stations de Titarissios à Damassi, de Pinios n° 3 à Amigdalea et n° 6 au Piryetos (voir fig. n° 12-2).

Les courbes de tarage des deux stations sont régulières et il n'y a pas de changement de la courbe pendant la période de mesure, car le lit de la rivière est plus ou moins constant pendant la durée de l'année.

- o -

Nous avons tracé aussi la courbe de tarage pour la rivière Titarissios, mais on trouve presque toujours une irrégularité sur la courbe de tarage, car le lit de la rivière ne reste jamais constant. Le lit de la rivière ou l'état du lit change d'un instant à l'autre. Dans le cas de la rivière Titarissios, on ne peut donc pas être certain de la régularité de la courbe de tarage, et chaque mesure du débit de la rivière est un cas exceptionnel qui pourrait être étudié séparément. Mais les dernières années, il n'y a pas d'écoulement dans la rivière. L'écoulement temporaire a beaucoup diminué et il n'existe que très peu d'endroits où on voit un peu d'eau couler en surface.

On peut contrôler l'infiltration dans les lits des rivières dans les cônes de déjection aux stations du débit n° 10, 11, 12 et 16.

On peut étudier le ruissellement sur les roches imperméables des hautes régions par les stations n° 15 et n° 17.

La résurgence des eaux à travers les alluvions, aux pieds des cônes de déjection peut être contrôlée sur la station n° 9.

Le débit des sources karstiques a été mesuré aux stations n° 1, 13, 14, 18 et 20.

### 3-8-2- Les sources

Les sources dans le bassin versant se manifestent soit au contact des formations imperméables, soit sur les lignes tectoniques en trois grandes catégories :

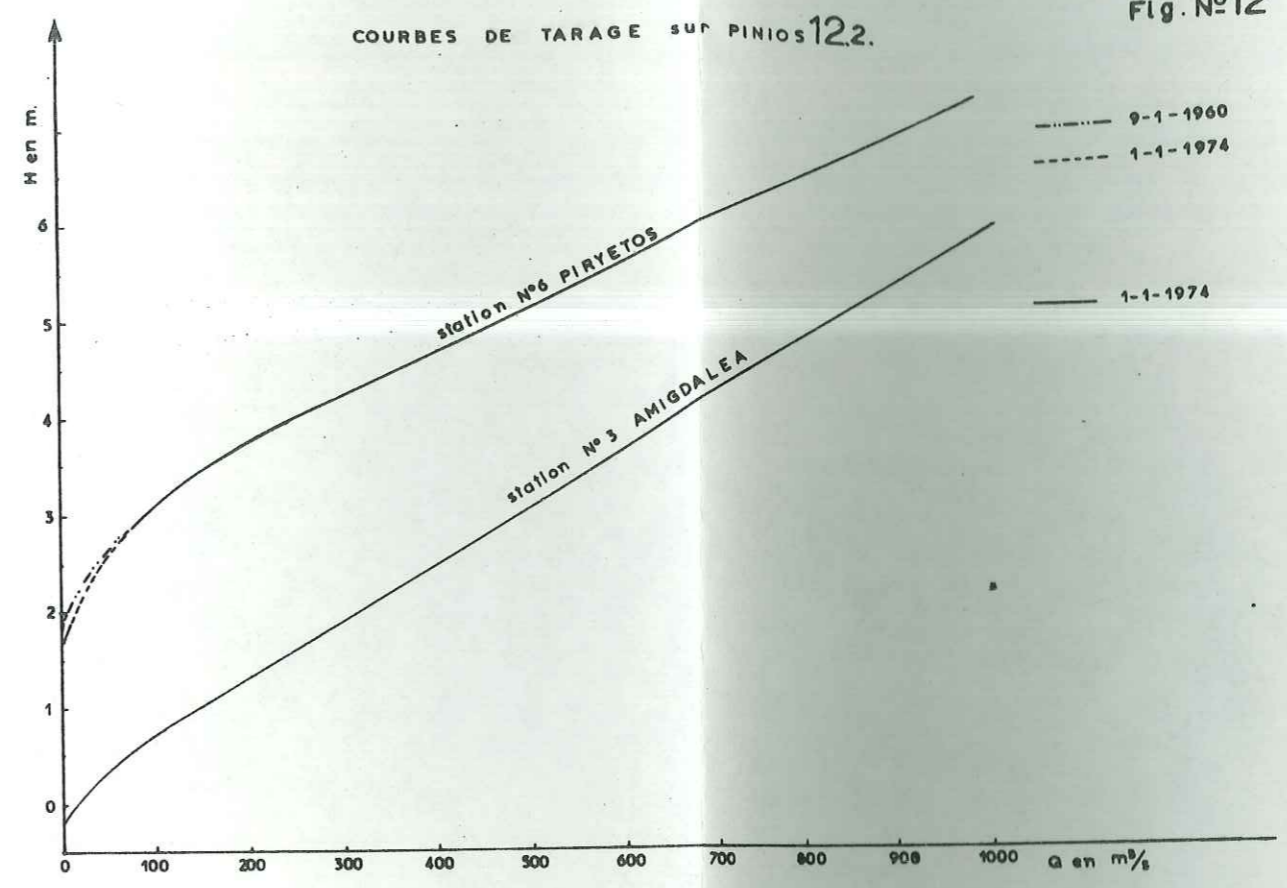
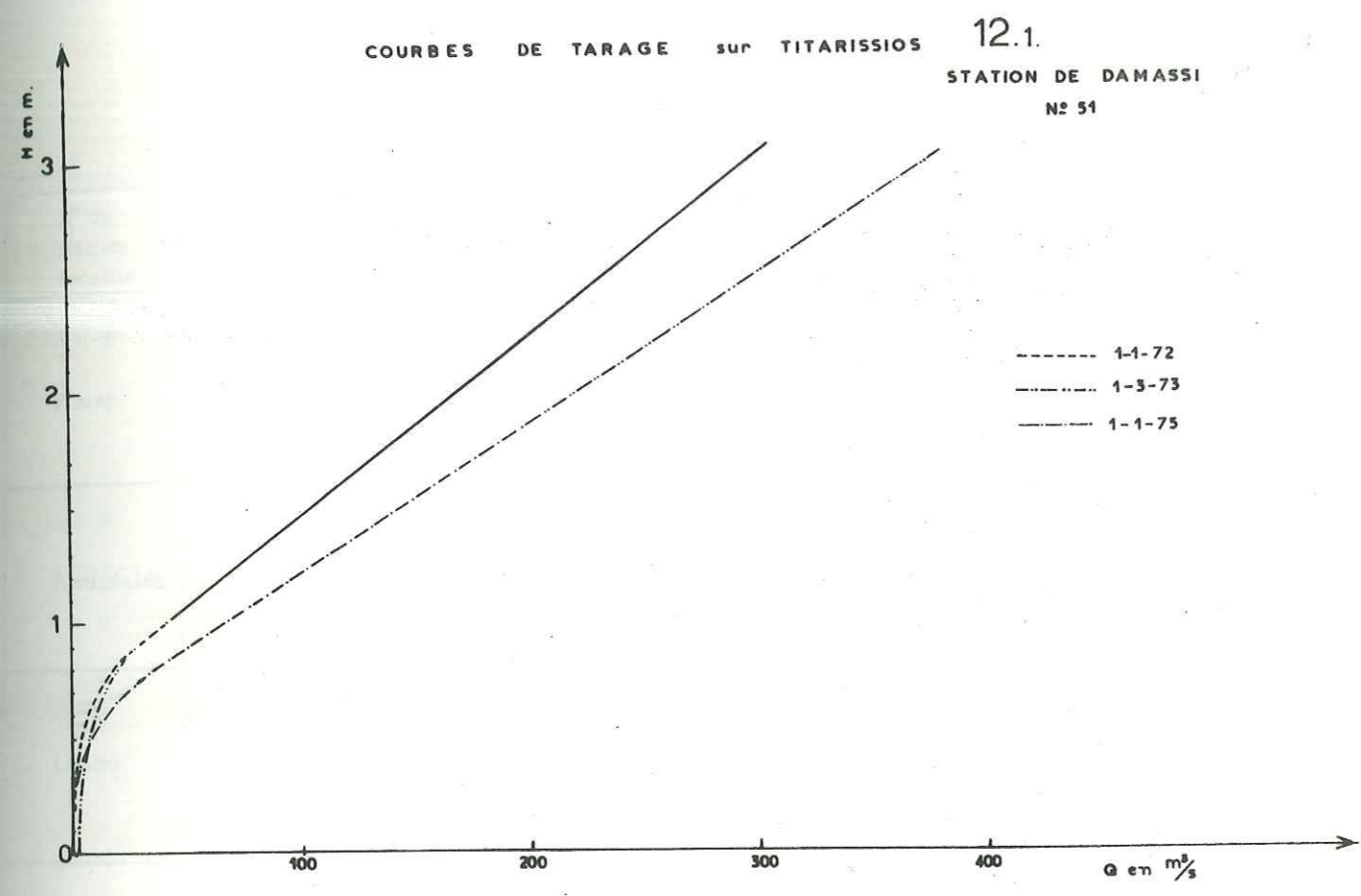
- au contact des formations imperméables ou moins perméables :

- . sources karstiques
- . sources alluviales

- sur les lignes tectoniques :

- . sources tectoniques.

Il y a des sources qui sont karstiques au point de vue origine et tectoniques au point de vue apparition : par exemple : sources Ayios Nikolaos (Marma riani), on peut les classer comme sources mixtes.



COMPARAISON ENTRE LES STATIONS DE MESURE DE DEBIT SUR LE PINIOS 12.3.

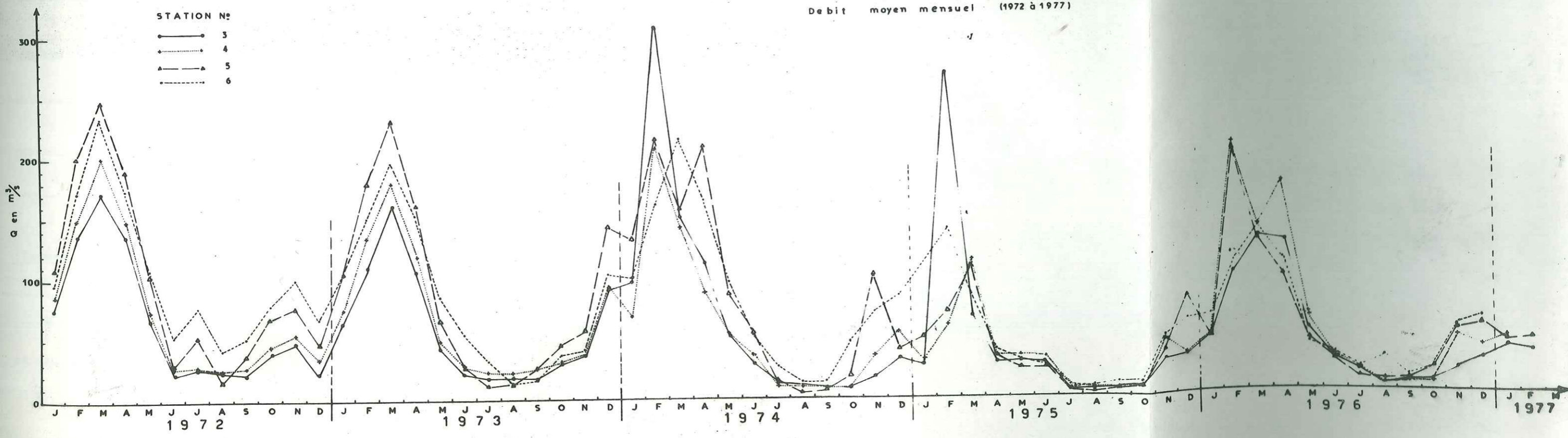


TABLEAU DES DEBITS MOYENS MENSUELS DES STATIONS EN M3/S

Années de 1972 à 1977

N° de station localité	Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moyen. annuel.
2 Piniás	1972	83,5	161,0	186,4	148,0	82,0	28,0	10,0	10,1	25,1	72,3	109,6	33,8	78,35
	1973	54,2	121,3	391,3	143,5	33,1	9,9	10,5	17,6	11,8	11,7	37,6	146,7	82,3
	1974	92,5	61,4	120,8	108,4	52,8	25,3	8,4	4,0	4,2	20,6	25,0	23,6	50,0
	1975	28,1	293,4	58,15	27,4	34,6	20,2	3,75	5,6	3,92	6,85	33,8	35,2	45,92
	1976	34,5	104,2	86,2	119,6	50,0	23,8	11,1	5,2	5,4	10,3	31,6	62,2	45,36
	1977	44,7	36,1	21,6	7,4	6,1	2,6	6,1	8,9					
3 Amigdaléa	1972	76,3	136,1	171,1	138,2	68,6	21,3	26,9	24,4	23,2	38,9	48,5	21,4	60,08
	1973	63,5	108,7	159,8	105,1	40,8	21,7	19,2	19,1	19,2	29,2	35,0	90,3	59,3
	1974	89,7	306,2	149,0	112,0	50,8	28,6	31,0	27,0	25,0	9,0	17,6	32,7	71,0
	1975	26,6	266,0	67,5	28,9	29,4	28,1	5,17	5,57	7,11	8,0	28,5	30,4	44,3
	1976	44,9	98,0	127,3	124,1	50,0	24,8	16,1	6,12	7,7	18,0	32,0	51,6	59,0
	1977	38,8	34,5	17,1	12,3	6,8	2,9	3,6	3,9					
4 Larissa	1972	86,4	153,8	204,4	151,6	69,3	28,4	28,8	24,3	27,3	42,4	55,8	33,8	75,5
	1973	73,0	133,0	197,1	118,3	47,1	28,7	22,5	22,4	25,3	32,0	35,7	92,7	68,9
	1974	67,1	206,8	141,4	87,3	53,8	35,5	10,2	9,9	9,3	9,0	25,7	54,1	59,1
	1975	32,3	60,7	114,4	34,4	34,9	33,0	12,3	7,25	6,56	8,25	45,8	32,5	35,2
	1976	46,1	205,7	137,8	173,4	60,5	27,3	18,3	5,8	6,6	6,5	46,0	38,5	64,2
	1977	45,46	36,0	28,9	28,9	6,5	4,0	3,0	3,5					
5 Tempi	1972	108,5	202,7	248,8	178,8	103,0	29,3	53,6	16,1	37,8	68,4	76,6	47,3	97,65
	1973	102,8	178,3	230,4	161,2	65,3	26,5	11,2	13,7	23,8	43,6	56,1	141,2	87,92
	1974	130,9	214,2	156,9	208,3	86,8	54,8	15,9	4,6	6,1	19,03	102,3	40,1	86,5
	1975	50,0	71,1	107,8	33,6	23,9	24,0	4,0	2,5	5,5	8,3	35,5	79,0	37,1
	1976	43,0	200,0	125,0	96,1	42,1	25,1	11,1	9,6	10,5	20,1	28,1	55,1	55,48
	1977	43,6	30,0	22,5	19,3	4,5	0,4	0,1						
6 Pirvetos	1972	97,8	172,6	234,0	175,4	108,1	52,9	76,6	41,1	51,7	78,2	99,0	66,1	104,3
	1973	103,9	148,0	195,0	152,4	84,9	52,6	33,0	14,0	18,3	37,3	40,7	103,0	81,9
	1974	100,8	160,0	214,0	163,9	96,5	50,6	26,5	14,0	14,17	47,7	70,0	84,5	87,9
	1975	60,0	76,0	109,8	41,0	28,1	26,5	9,51	9,99	12,91	16,2	46,1	89,1	43,77
	1976	52,0	210	130	102,9	51,1	28,0	20,3	19,5	28,7	25,0	32,0	60,0	63,3
	1977	-	-	-	-	-	-	6,9	6,0	-				
7 Elassonitikos	1972										0,16	0,69	0,33	
	1973	0,51	1,45	0,97	2,9	1,4	1,1	0,05	0,19	1,37	0,08	0,12	0,38	0,88
	1974	2,12	0,82	5,1	0,87	0,45	0,46	0,11	0,10	0,13	0,10	0,21	0,22	
	1975	0,204	0,35	0,21	0,20	0,23	0,22	0,20	0,16	0,13	0,07	0,08	0,13	
	1976	0,16	0,18	0,33	0,52	0,15	0,45	0,20	0,05	0,03	0,04	0,05	1,49	
	1977	0,04	0,02	0,18	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00					
8 Tunel-Karla	1972	1,04	0,65	1,17	1,82	1,00	0,59	0,55	0,42	0,62	0,75	0,78	0,76	0,85
	1973	1,20	1,17	1,51	1,51	0,40	0,00	0,15	0,40	0,85	0,57	0,56	0,96	0,84
	1974	1,66	1,33	5,11	2,18	2,73	1,25	0,31	0,10	0,68	0,43	0,50	0,60	1,45
	1975	0,64	0,81	0,86	0,82	0,44	1,33	0,57	0,10	0,46	0,74	0,62	0,70	0,67
	1976	0,81	7,2	1,90	0,24	1,21	1,08	0,17	0,14	0,50	0,83	0,68	0,86	1,30
	1977	0,56	0,58	0,05	1,14	1,21	0,13	0,00	0,00					
9 Amouri	1972						0,79	0,78	0,77	0,76	0,75	0,72	0,70	
	1973	0,78	0,78	0,82	0,78	0,79	0,78	0,74	0,69	0,59	0,53	0,48	0,53	0,685
	1974	0,72	0,76	0,81	0,83	0,81	0,85	0,82	0,82	0,78	0,59	0,77	0,78	
	1975	0,61	0,74	0,53	0,51	0,49	0,45	0,40	0,38	0,36	0,39	0,32	0,26	
	1976	0,31	0,36	0,41	0,34	0,47	0,44	0,36	0,36	0,29	0,38	0,26	0,27	
	1977	0,31	0,51	0,29	0,28	0,24	0,24	0,12	0,33					
10 Milougousta	1972	2,96	14,4	26,5	22,1	20,0	6,9	5,5	3,4	2,9	21,8	4,3	4,0	11,2
	1973	4,7	11,0	30,5	21,7	5,3	3,15	3,31	3,47	13,1	3,6	3,75	14,3	9,89
	1974	13,4	8,0	13,39	11,57	6,16	5,21	3,41	1,26	2,49	1,81	2,89	2,51	
	1975	2,74	3,1	4,2	2,62	2,36	5,81	2,46	3,22	0,59	0,60	1,03	2,78	
	1976	1,33	2,8	3,24	2,44	2,9	5,9	2,2	0,49	0,60	0,83	0,89	1,9	
	1977	1,57	1,72	1,62	1,30	0,43	0,34	0,17	0,14					

	Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moyen Annuel
11 Pont de Koutsokhiron	1972									0,14	33,40	0,93	3,60	
	1973	4,89	3,98	3,41	3,12	2,1	-	2,33	0,76	2,85	3,10	2,50	10,0	
	1974	18,48	4,85	34,68	5,16	3,19	-	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
	1975	0,0	0,01	0,80	1,0	0,0	-	0,0	1,8	0,0	0,0	0,2	0,4	
	1976	0,1	0,1	0,2	0,9	8,1	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	
12 Titarissios Ambelon	1972											1,78	0,80	
	1973	4,89	16,00	14,41	10,30	2,60	0,00	0,02	0,28	0,01	0,54	0,0	6,77	4,46
	1974	2,60	49,27	23,68	6,91	1,43	-	-	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
	1975	0,0	0,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	1976	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
13 Mati- Tirnavou	1972					3,30	2,80	3,00	3,60	2,80	2,60	3,50	3,60	
	1973	3,40	3,50	4,00	4,50	4,50	3,80	3,00	2,40	1,80	1,90	2,40	3,20	
	1974	4,77	5,34	3,02	6,35	5,83	5,36	3,92	3,05	2,19	1,79	2,48	2,68	
	1975	2,45	2,55	2,91	4,1	1,77	1,84	1,8	1,76	1,26	2,28	1,93	1,12	
	1976	1,57	1,81	2,94	2,43	4,38	3,53	3,63	3,03	2,07	1,43	1,31	1,9	
14 Ayia-Ama	1972									0,36	0,44	0,42	0,37	
	1973	0,32	0,34	0,45	0,64	0,86	0,69	0,35	0,24	0,21	0,21	0,21	0,28	0,40
	1974	0,62	-	0,63	0,81	0,89	0,88	0,82	0,28	0,20	0,21	0,31	0,18	
	1975	0,19	0,22	0,89	0,72	0,18	0,17	0,15	0,05	0,03	0,04	0,05	0,06	
	1976	0,10	0,23	0,28	0,34	0,28	0,28	0,24	0,19	0,18	0,17	0,08	0,03	
15 Khoussassa- niotikos	1972											0,15	0,05	
	1973	1,16	0,04	3,50	0,06	0,03	0,01	0,01	0,01	0,015	0,02	0,01	1,37	
	1974	2,98	1,80	1,60	0,98	0,048	0,06	0,04	0,00	0,68	0,72	0,81	0,144	
	1975	0,20	0,15	0,12	0,11	0,10	0,07	0,02	0,0-	0,0-	0,0-	0,0	0,25	
	1976	0,29	2,1	0,13	0,10	0,06	0,0	-	-	-	0,02	0,05	0,01	
16 Melissiatika	1972											0,08	-	
	1973	0,70	-	4,0	0,04								6,60	
	1974	1,60	1,09	1,48	0,95	0,01	0,0	0,0	-	-	-	-	-	
	1975	sec	sec	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	1976	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
17 Pinios Ambelon	1972											55,5	31,5	
	1973	74,9	124,30	179,10	126,20	42,60	13,4	6,20	1,95	10,40	23,70	27,40	104,30	61,20
	1974	69,68	90,1	109,14	94,75	41,45	27,2	10,00	1,98	8,71	10,24	190,0	190,0	
	1975	70,0	85,1	90,0	71,1	11,1	19,6	5,8	1,98	5,4	8,2	41,2	35,1	
	1976	32,9	72,0	91,9	86,0	36,2	19,3	6,5	1,9	5,8	21,0	30,2	50,0	
18 Kefalovrisson	1972											2,73	2,19	
	1973	1,53	2,60	4,00	3,50	3,30	2,90	2,74	1,90	1,60	1,40	1,60	2,00	2,38
	1974	2,71	-	3,13	3,79	3,36	4,73	4,51	4,43	1,63	1,32	2,19	1,05	
	1975	1,49	1,60	1,31	1,18	1,42	0,88	0,77	0,72	0,73	0,61	0,60	0,65	
	1976	0,70	1,00	1,30	1,56	1,38	1,89	1,23	0,88	0,73	0,80	0,78	0,61	
19 Velesinon	1972					0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34
	1973	0,34	0,34	0,34	0,34	0,33	0,35	0,36	0,34	0,32	0,34	0,33	0,31	0,336
	1974	0,31	0,30	0,297	0,17	0,337	0,334	0,343	0,301	0,228	0,297	0,333	0,308	0,30
	1975	0,30	0,32	0,29	0,28	0,27	0,28	0,29	0,30	0,30	0,32	0,32	0,31	
	1976	0,27	0,28	0,29	0,31	0,29	0,29	0,27	0,27	0,26	0,30	0,29	0,27	

3-8-2-1 - Sources karstiques

Les sources karstiques sont des sources très caractéristiques du bassin de la Thessalie en raison de leurs grands débits.  
La qualité de l'eau des sources karstiques est très bonne car les unités karstiques ne sont pas en contact avec la mer. La surface de l'unité karstique varie de 1 km<sup>2</sup> à 150 km<sup>2</sup>.  
Les calcaires karstiques sont classés en deux catégories :  
- calcaires mésozoïques,  
- marbres (calcaires cristallins).

Les calcaires mésozoïques sont karstiques et la dissolution est développée surtout dans les diaclases et dans les fractures du calcaire. La grande karstification a été créée sur une zone de 25 à 30 m depuis le sommet du calcaire. Plus bas, la karstification devient moins fréquente mais les réseaux souterrains sont encore bien développés. La surface des calcaires mésozoïques est couverte d'une petite végétation et le macrokarst est représenté par des avens et de petites dolines dans les hautes régions.

Les marbres paléozoïques sont également karstifiés et la dissolution est développée sur les lignes tectoniques et au sommet de la série, sur une épaisseur d'environ 30 à 40 mètres.

Les origines de la karstification sont liées à la présence d'éléments tectoniques : anticlinal ou faille. La surface des marbres paléozoïques n'est pas très recouverte de végétation.

L'infiltration sur les marbres est très grande : le taux d'infiltration peut atteindre 70 %.

Les calcaires et les marbres de la régions de Mavrovouni au SE du bassin versant drainent l'eau hors du bassin comme ceux des régions Rizomolos et Kanalia.

Le karst des calcaires et des marbres est très complexe et n'est pas étudié en détail, mais près les carrières du Koutsokhiron et Néon Perivolion nous avons trouvé toutes les formes de stalactites et stalagmites dans les grottes.

On peut distinguer deux types de sources karstiques au point de vue de leurs conditions d'apparition :

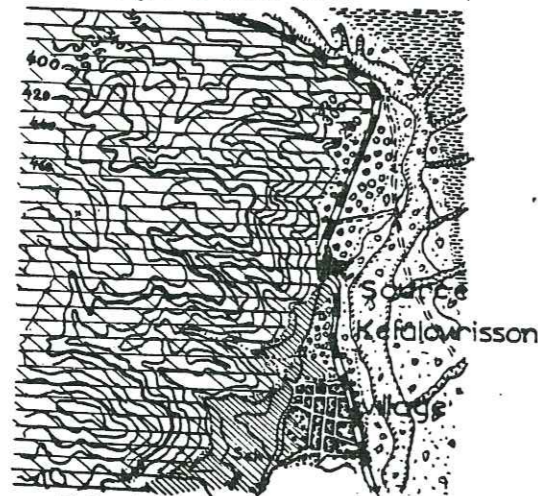
- sources karstiques apparaissant au contact tectonique avec une roche imperméable : sources Kefalovrisson, Mati-Elassonos, Kalo-Nero, Velesinon et Tempi ;
- sources karstiques de trop plein quand les calcaires sont recouverts de sédiments moins perméables ou imperméables. La sortie de l'eau se fait dans quelques cas sur une grande étendue : sources Mati-Tirnavou, Ayia-Anna, Amigdaléa, etc.

Nous allons étudier les caractéristiques hydrodynamiques et hydrogéologiques de chaque source.

Les sources karstiques les plus intéressantes sont indiquées sur le tableau suivant :

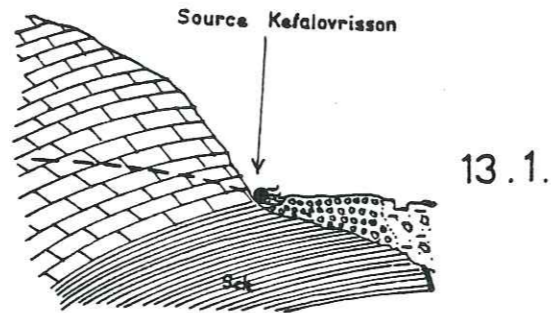
Nom	DEBIT				t°C	Catégorie du calcaire	bassin d'alimentation
	moyen m <sup>3</sup> /s	moyen 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> /an	max. m <sup>3</sup> /s	min. m <sup>3</sup> /s			
Mati-Tirnavou	3,0	94,5	6,62	1,35	15-16,5	Mr	Titarissios
Ayia-Anna	0,27	8,5	0,6	0,14	15,5-16	Mr	Titarissios
Amigdaléa	0,5	15,7			16-17,5	Mr	Pinios + Titarissios
Kefalovrisson (Mati)	1,9	59,9	3,91	0,81	16,8	Mr	Titarissios
Mati-Elassonos	0,1	3,2				Mr	Elassonitikos
Kalo-Nero	0,05	1,6			15,8	jk-ks	Khalkodonion
Ayios-Nicolaos	0,05				16,2	Mr	Marmariani
Messokhori-Elassonos	0,03	1,0				Mr	Titarissios
Doliki Olympe	0,02	0,6			14,3	Mr	Lianopotamorema
Tempi (Groupe)	3,5	--	6 à 7	2 à 3	12,0	Mr	Olympe et Ossa
Skiti-Potamia	0,02	--			15,0	Mr	Mavrovouni

Géologie des environs

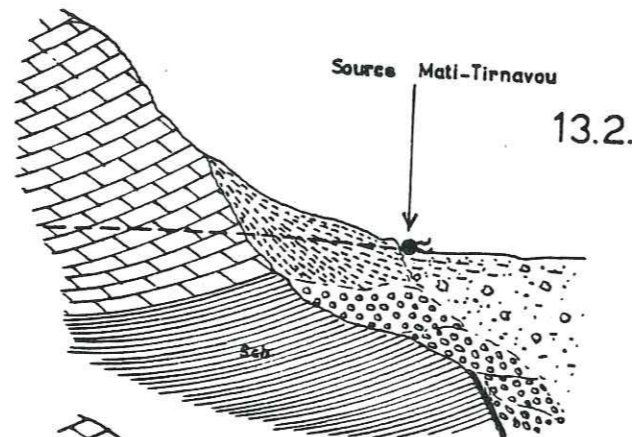


Echelle 1:50.000

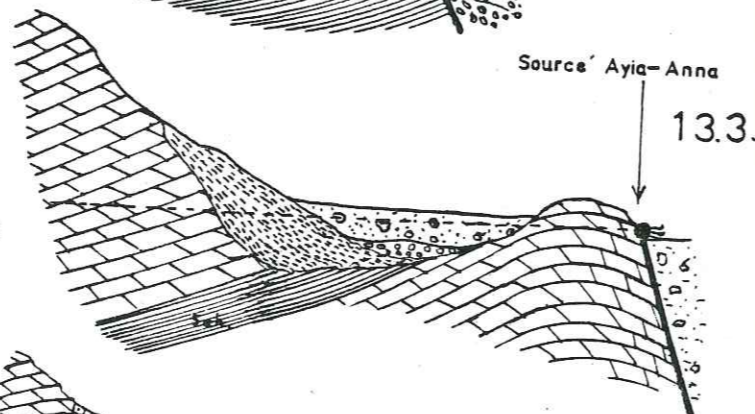
Coupes schématiques



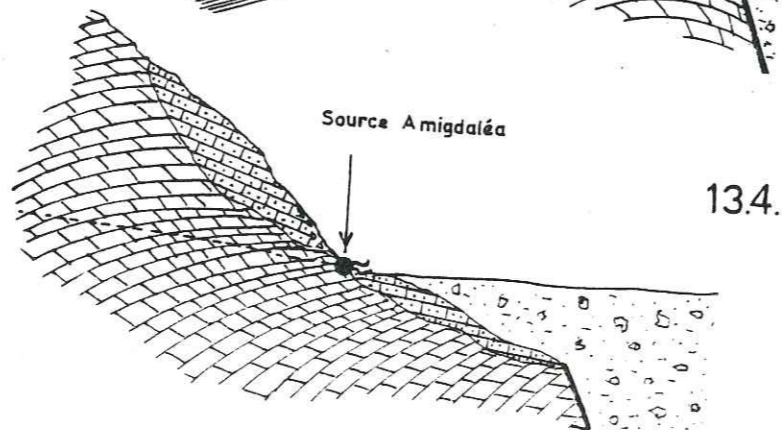
13.1.



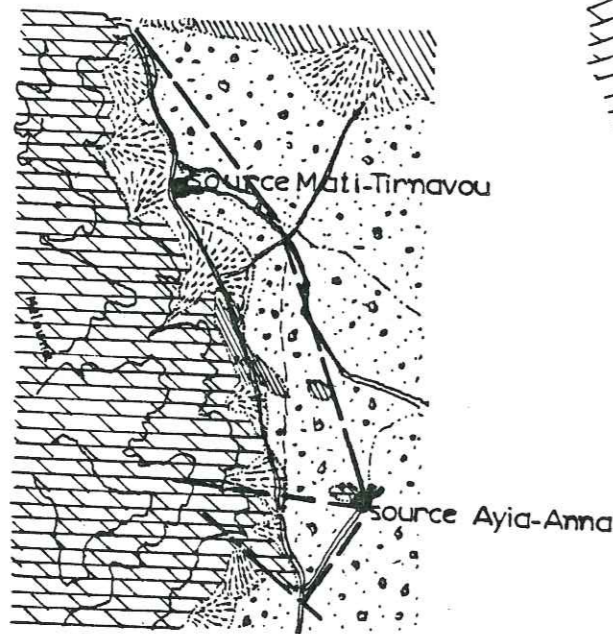
13.2.



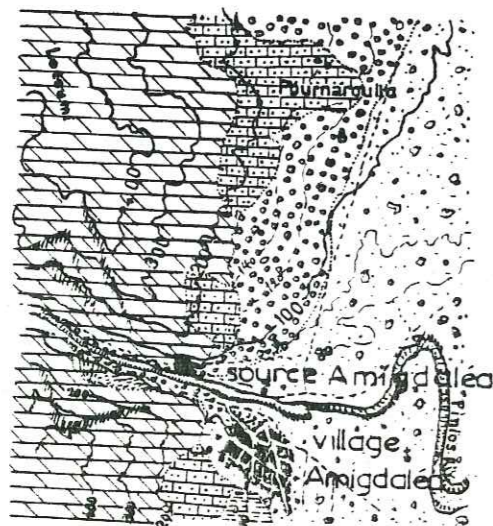
13.3.



13.4.

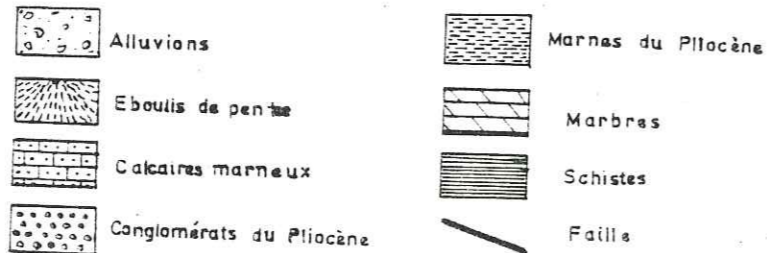


Echelle 1:100.000



Echelle 1:50.000

LEGE NDE



3-8-2-1-1 - Source Kefalovrisson

La source est une source karstique qu'émerge au contact des marbres avec les schistes et le quaternaire imperméable de la région Kéfalovrisson (voir fig. n° 13-1). La cote d'émergence est de 265 m. La surface des marbres qui alimentent la source est estimée d'après les mesures sur la carte géologique à environ 120 km<sup>2</sup>. La hauteur de la pluie moyenne annuelle qui s'accumule sur les marbres est de l'ordre de 940 mm, d'après la carte des isohyètes (n° 6).

Le volume d'eau annuel qui tombe sur les marbres est :

$$V_t = P.E = 0,94.120.10^6 = 113.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$$

Les mesures du débit de la source donnent une valeur du débit moyen annuel qui est  $Q_s = 2,54 \text{ m}^3/\text{s}$ , soit  $2,54.31,5.10^6 = Q_s.t = 80.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$  c'est le volume total  $V_i$  qui sort par les marbres pendant une année moyenne.

Les marbres du bassin d'alimentation de la source kefalovrisson sont limités par des formations imperméables et il n'y a pas de pertes vers les autres formations ou bien les pertes vers les autres formations sont négligeables. Le débit spécifique des marbres de la région est de 21 l/s par km<sup>2</sup>. Comme il n'y a pas d'autres pertes que l'évapotranspiration, car le ruissellement est nul, on peut calculer le coefficient d'infiltration du bilan des marbres comme :

$$I = \frac{V_i}{V_t} = \frac{80.10^6}{113.10^6} = 0,70 \text{ donc } I = 0,70$$

Nous avons tracé une courbe de tarissement avec les valeurs du débit moyen, qui commence le 3 juin (voir figure n° 14.2).

La courbe de tarissement qui a été tracée donne les valeurs de  $Q_0 = 3,189 \text{ m}^3/\text{s}$  et de  $Q_t = 1,62 \text{ m}^3/\text{s}$  ou  $Q_0$  et  $Q_t$  sont les débits de la crue et de la vidange. Le temps  $t$  est  $t = 147 \text{ jours}$ . D'après la formule de Maillet, le coefficient de tarissement  $\alpha$  est  $\alpha = 0,0038$  ou  $\alpha = 3,8.10^{-3}$ .

La valeur du coefficient de tarissement indique l'existence d'un groupe de fissures principales du système karstique des marbres qui fonctionne après une grande pluie ou encore après une pluie moyenne. La vidange de ces fissures est lente, mais le volume total des fissures est très grand.

Ainsi on peut calculer le volume d'eau en m<sup>3</sup> stocké dans les fissures des marbres sur un certain temps :

$$W = \frac{Q_0.t}{\alpha} = \frac{86400.Q_0}{\alpha} = \frac{86400.3,189}{0,0038} = 72,5.10^6 \text{ m}^3.$$

Pendant l'année 1975, nous avons une autre courbe de tarissement tout-à-fait différente avec un autre coefficient de tarissement qui est plus bas que le premier ainsi, on a :

$Q_t = 1,5 \text{ m}^3/\text{s}$  ;  $Q_0 = 3,2 \text{ m}^3/\text{s}$  et le temps  $t = 135 \text{ jours}$ .

d'après Maillet  $Q_t = Q_0.e^{-\alpha t}$  on a  $\log 1,5 = \log 3,2 - 0,4343 \alpha 135$  d'où on trouve  $\alpha = 6,3.10^{-3}$ .

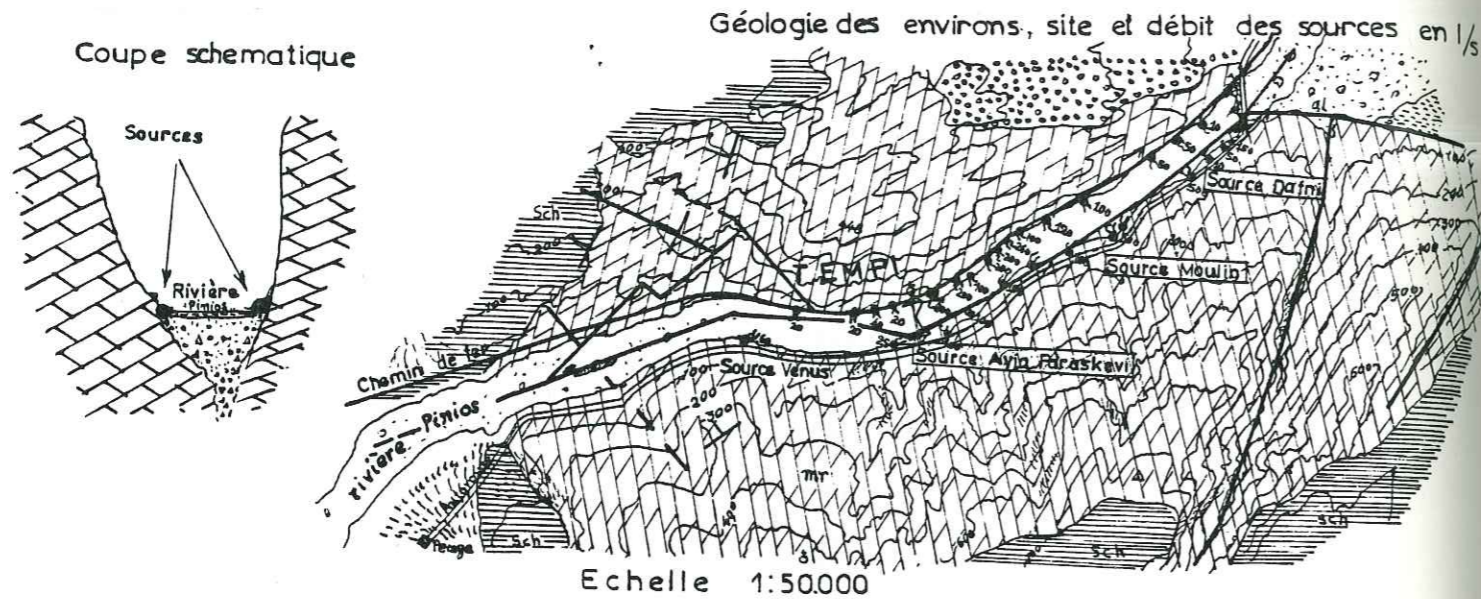
La pente de la courbe de cette année est sensiblement plus petite que la pente moyenne. Cette courbe se présente après une faible recharge des marbres par les faibles pluies de l'hiver 1975. Ceci montre une vidange lente d'un autre système de fissures. Ce deuxième groupe des fissures plus minces que les premières et peut-être plus nombreuses.

$$\text{Le volume d'eau stockée dans ces fissures est : } W = \frac{Q_0.t}{\alpha} = \frac{86400.3,2}{0,0063} = 43,9.10^6 \text{ m}^3.$$

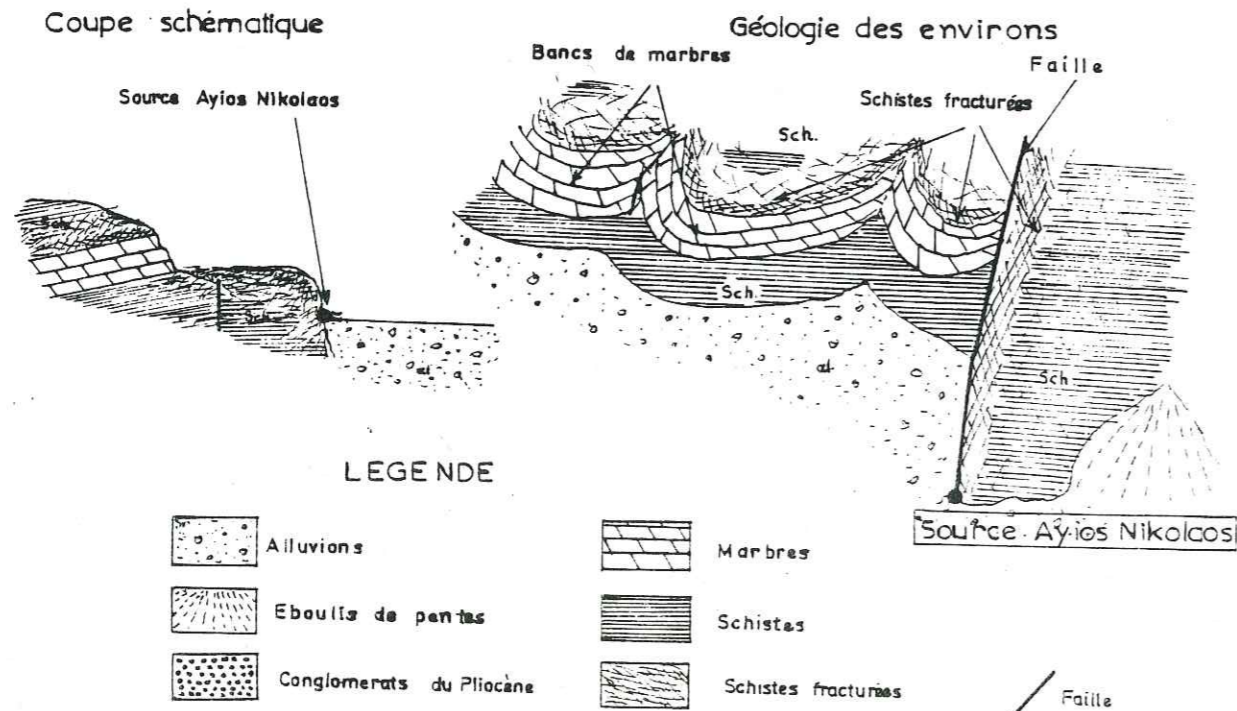
A la fin du paragraphe 3-9-2 on va examiner les coefficients de tarissement d'après Maillet pour chaque année et on comparera avec ceux obtenus par la méthode de Tison G.

Fig. N°:13.5 et 6

Sources karstiques de Tempi 13.5.



Sources Alluviales et mixtes 13.6.



3-8-2-1-2- Sources Mati-Tirnavou et Ayia-Anna

La source Mati-Tirnavou provient du massif de marbres de la région de Tirnavos. Cette source a un grand débit, elle émerge par la base d'un cône d'éboulis de pentes au contact du substratum imperméable couvert par une faible épaisseur d'alluvions. Le substratum imperméable est visible de loin en loin sur certaines collines dans les alluvions (voir figure n° 13.2). L'altitude d'émergence est 76 m.

La source Ayia-Anna émerge par la base d'une colline de marbres située dans les alluvions. La colline rejoint le massif principal des marbres par une série de blocs de marbres (voir fig. 13.3). L'altitude d'émergence est : 78 m.

Les deux sources provenant du même massif de marbres, se trouvent à une distance de 5 km. La surface totale des marbres qui alimentent les deux sources, trouvé d'après la carte géologique, est de 150 km<sup>2</sup>. Mais les marbres sont alimentés périodiquement par la rivière Titarissios où il y a des pertes d'eau qui coulent dans le lit de la rivière.

D'après la carte des isohyètes, on trouve que la pluie moyenne annuelle qui s'accumule sur les marbres de la région est  $P = 760 \text{ mm}$ . Donc le volume total de l'eau qui tombe sur la surface est  $V = P.E. = 0,76.150.10^6 = 114.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ .

Mais le système de marbres reçoit une grande partie de l'eau du Titarissios, que l'on peut estimer :

$$Q_T = 0,40 \text{ m}^3/\text{s}$$

Il y a aussi des pertes vers les alluvions qui sont de l'ordre  $Q_a = 0,05 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Les pertes sont calculées d'après la loi du Darcy ( $Q = k.A.i = T.l.i$ ).

Il faut bien noter que d'après les cartes hydroisohypses, pendant une certaine époque, en automne, ce sont les alluvions qui alimentent les marbres.

Le débit moyen des deux sources Mati-Tirnavou et Ayia-Anna est :

$$Q = Q_1 + Q_2 = 2,55 + 0,42 = 2,97 \text{ m}^3/\text{s}$$

Pour le bilan hydrique, afin de connaître le coefficient d'infiltration, il faut qu'on trouve la quantité d'eau infiltrée annuellement sur la surface des marbres.

Ainsi, si on enlève le débit d'alimentation de la rivière Titarissios et si on ajoute les pertes vers les alluvions, nous aurons le débit réel provenant de l'infiltration verticale qui est :

$$Q_i = Q - Q_T + Q_a = 2,97 - 0,40 + 0,05 = 2,62 \text{ m}^3/\text{s}$$

Le volume total de l'infiltration réelle d'une année moyenne est : (on admet que le ruissellement sur les roches karstiques est nul).

$$V_i = Q_i \cdot t = 2,62.31,536.10^6 = 82,62.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$$

Puisqu'on connaît le volume d'eau qui tombe sur la surface, on trouve l'ordre de grandeur du coefficient d'infiltration :

$$I = \frac{V_i}{V} = \frac{82,62.10^6}{114.10^6} = 0,72 \text{ ou } 72 \%$$

Nous trouvons aussi le débit spécifique des marbres de la région Tirnavos qui est : 17,5 l/s par km<sup>2</sup>.

Nous avons tracé une couche de tarissement pour chaque source Mati-Tirnavou et Ayia-Anna d'après les valeurs du débit moyen à partir du 20 avril et du 10 mai.

L'étude des courbes de tarissement a permis de calculer le volume des réserves des marbres pour ces sources et de donner la quantité d'eau emmagasinée dans les fissures pendant la période d'alimentation (voir fig. n° 14.1).

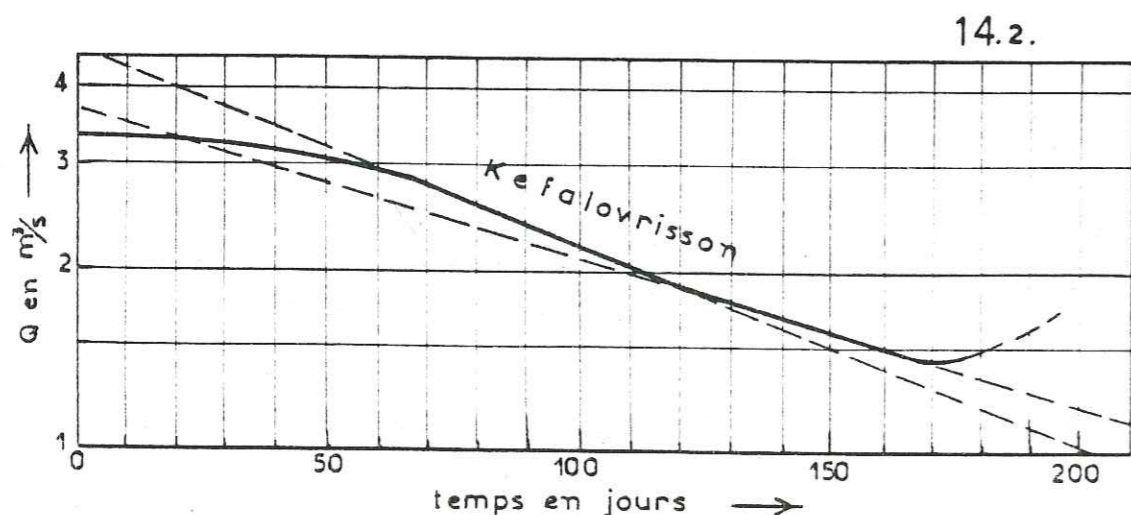
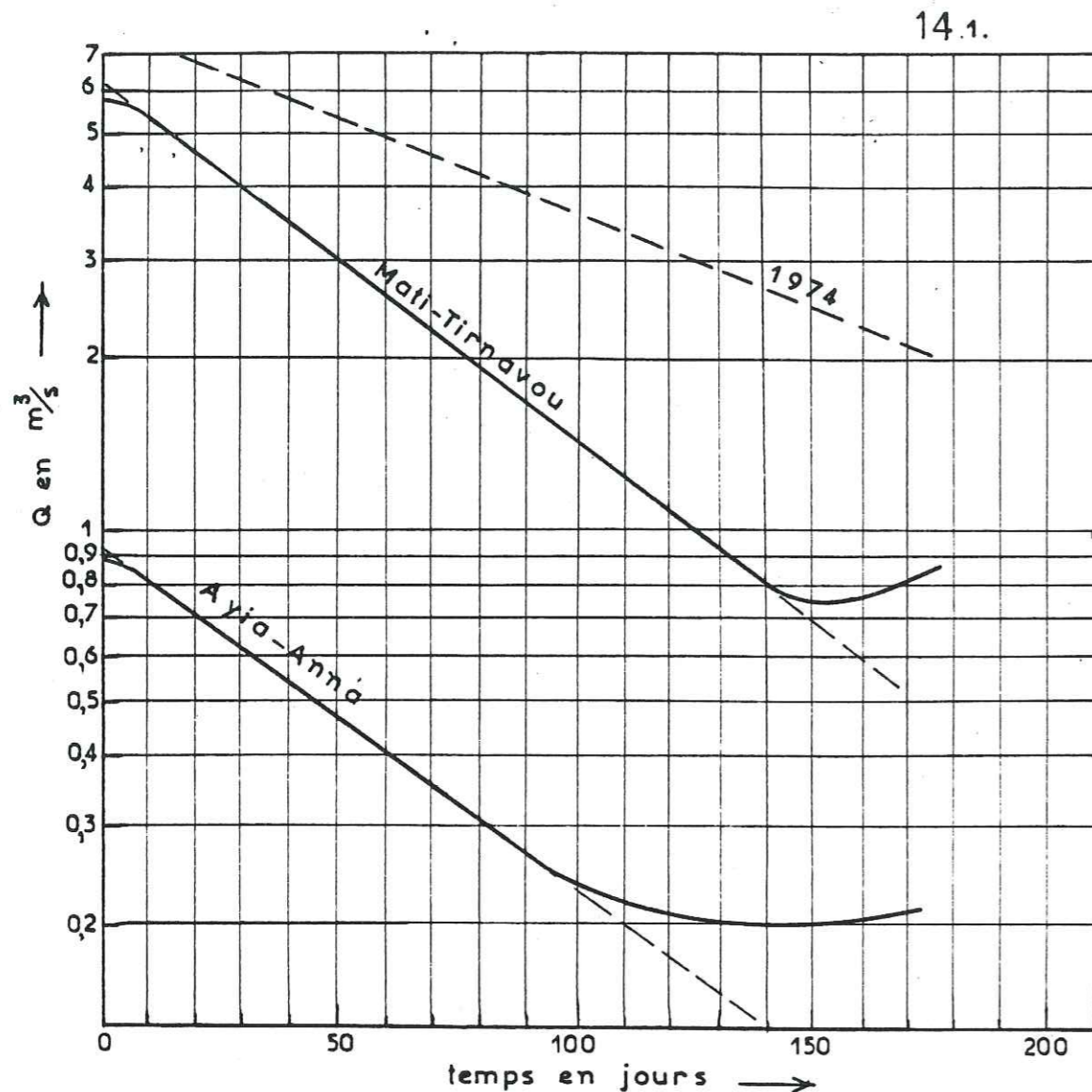
La courbe de tarissement pour la source Mati-Tirnavou donne d'après Maillet (voir figure n° 14.1) :

$$\left. \begin{aligned} Q_0 &= 6,1 \text{ m}^3/\text{s} \\ Q_t &= 1,4 \text{ m}^3/\text{s} \\ t &= 100 \text{ jours} \end{aligned} \right\} \begin{aligned} \text{le } \log Q_t &= \log Q_0 - 0,4343 \cdot \alpha \cdot t \\ \text{et } \log 1,4 &= \log 6,1 - 43,43 \cdot \alpha \text{ donc} \\ &\text{coefficient de tarissement } \alpha = 0,014 \end{aligned}$$

$$\text{Le volume des réserves : } W = \frac{Q_0 \cdot t}{\alpha} = \frac{6,1 \cdot 86400}{0,014} = 37,10^6 \text{ m}^3$$

Fig N°:14.1 et 2.

Courbes de tarissement  
des sources karstiques



La courbe de tarissement pour la source Ayia-Anna donne (voir figure n° 14.1) :

$$\left. \begin{aligned} Q_0 &= 0,92 \text{ m}^3/\text{s} \\ Q_t &= 0,23 \text{ m}^3/\text{s} \end{aligned} \right\}$$

$$t = 100 \text{ jours et } \log 0,23 = \log 0,92 - 43,43 \alpha \quad \text{d'où on trouve le}$$

coefficient de tarissement  $\alpha = 0,014$ .

$$\text{Le volume des réserves } W = \frac{Q_0}{\alpha} = \frac{0,92,86400}{0,014} = 5,7.10^6 \text{ m}^3$$

Le coefficient de tarissement que l'on a trouvé correspond aux fissures des marbres qui donnent donc le volume stocké dans ces fissures. Ces fissures sont des fissures actives qui se vident seulement pendant l'été et après le remplissage d'hiver.

Le volume des réserves  $5,7.10^6 \text{ m}^3$  correspond à l'eau qui remplit l'ensemble des fissures du massif des marbres.

Si on pouvait pomper dans l'aquifère des marbres pour rabattre le niveau et vider l'aquifère on trouverait certainement d'autres groupes de fissures avec un coefficient de tarissement différent et un volume de réserves plus grand.

En tout cas, le coefficient de tarissement trouvé est une propriété qui caractérise les marbres de la région de Tirnavos, ou encore qui caractérise les zones de fracturation des marbres de ce massif.

Pendant l'hiver 1974, il y a eu de grandes pluies et le débit a monté plus haut que le débit régulier des autres années.

La courbe de tarissement de cette année donne une droite moins inclinée. Cette pente faible provient du fait que la vidange des fissures était plus lente.

Une telle vidange plus lente que la vidange normale doit être liée à des fissures minces, moins larges que les fissures habituellement noyées.

Comme le phénomène se passe après une forte recharge, le niveau de l'eau dans le massif karstique est plus haut que la zone noyée habituellement.

On peut donc donner l'explication suivante :

Dans la zone située au-dessus de la zone noyée habituellement les fissures sont minces et quand il y a une grande augmentation des pluies d'hiver les fissures minces se remplissent après les fissures normales, qui ont été élargies par la circulation des eaux.

Pendant la vidange, ces fissures restituent l'eau lentement et le débit provenant de ces fissures s'ajoute au débit normal et l'on a une diminution de la pente de la courbe de tarissement.

La vidange de ces fissures fines se ferait évidemment plus lentement que pour les fissures situées plus bas. On peut toutefois se demander si dans une certaine mesure la diminution de la pente de la courbe de tarissement ne proviendrait pas d'une modification du régime hydraulique par passage d'un écoulement en système libre à un écoulement en fissures et chenaux entièrement noyés, mais la première hypothèse nous paraît plus vraisemblable.

3-8-2-1-3- Source Amigdaléa

La source venant des marbres émerge en un point en rive gauche du lit de la rivière Pinios, avant le débouché de celle-ci dans la plaine, à la limite SE du massif des marbres de la région du village Amigdaléa (voir fig. n° 134). L'altitude d'émergence est à 90 m.

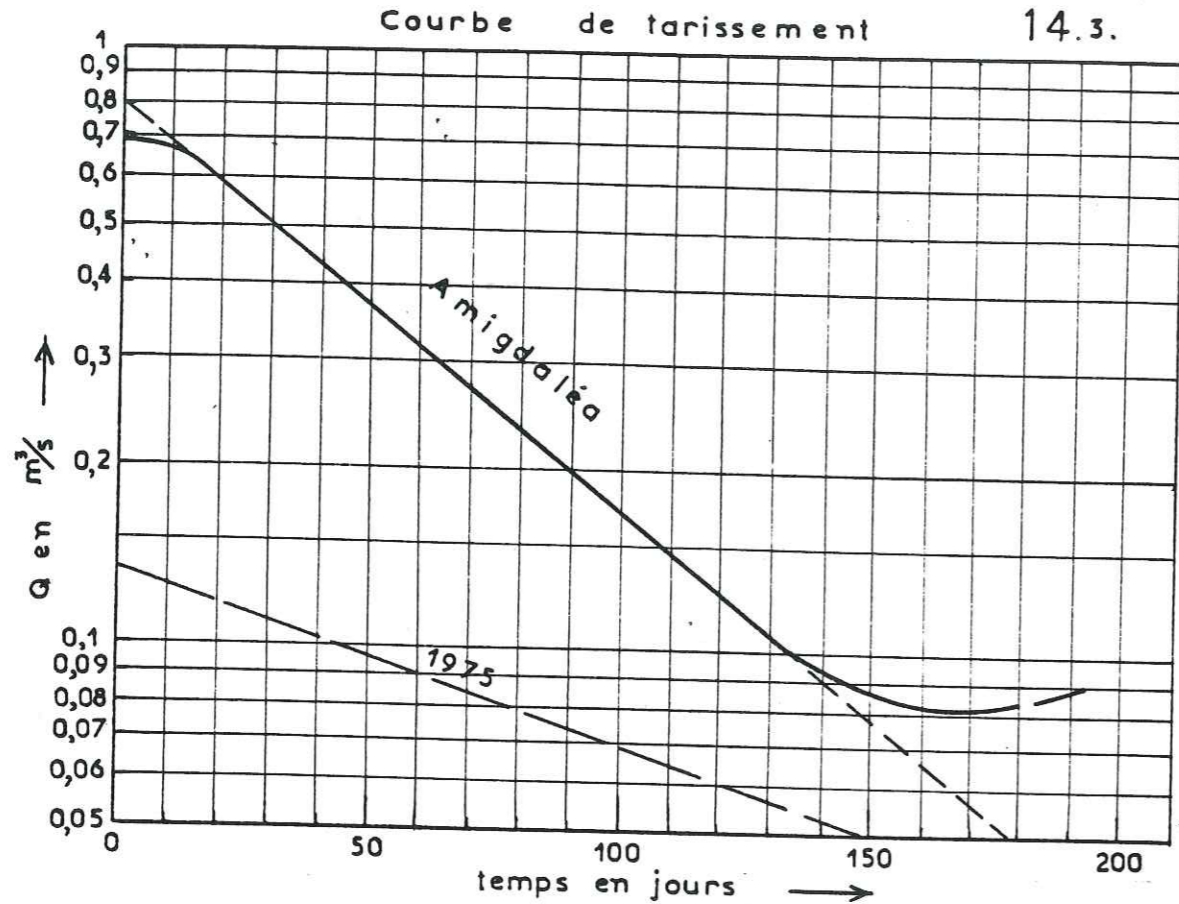
Les limites du bassin d'alimentation de la source ne sont pas certaines car les marbres rejoignent plus au N les marbres de la région de Damassi. Pourtant on estime que le bassin d'alimentation de la source a une surface de  $32 \text{ km}^2$ . La détermination des limites du bassin avec les marbres de Damassi a été faite avec les cartes isopiézométriques construites dans les régions karstiques et en tenant compte aussi de la carte géologique de la région.

La hauteur P de la pluie moyenne annuelle qui tombe sur les marbres est de l'ordre de 620 mm. On peut donc calculer le volume d'eau annuel qui tombe sur les marbres c'est :

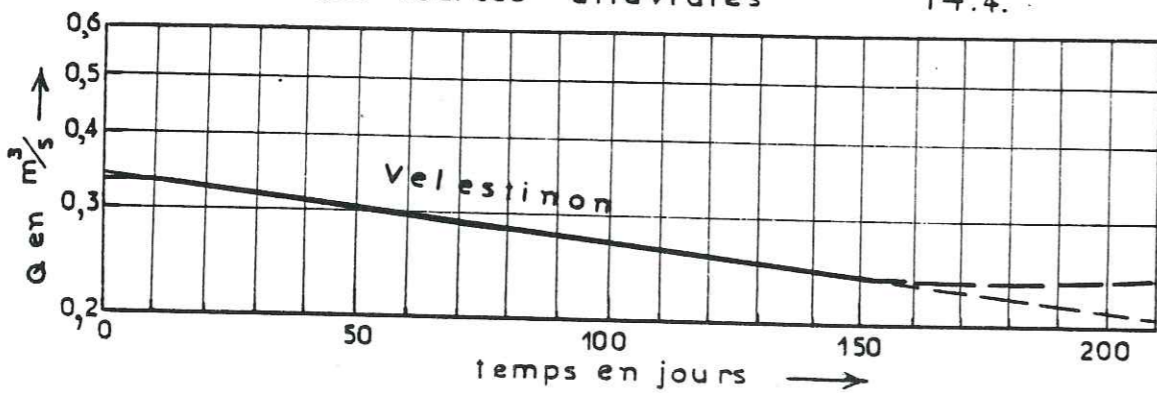
$$V_t = P.E = 0,62,32.10^6 = 19,84.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$$



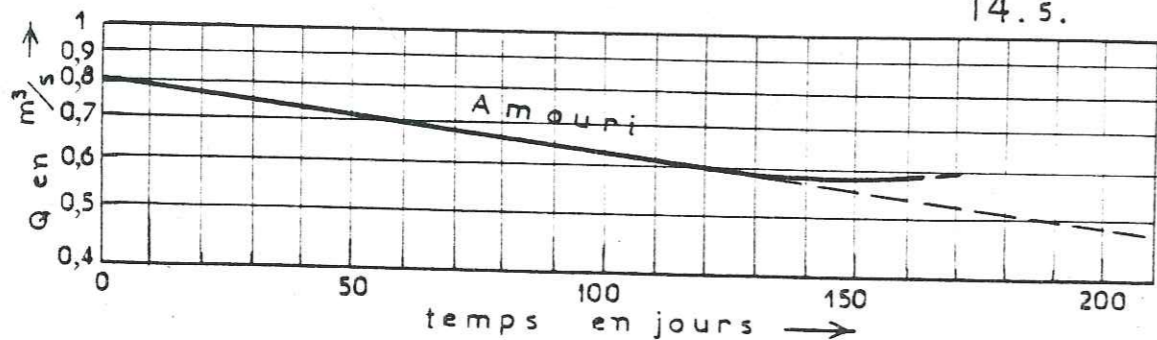
Fig. N°: 14.3 à 5



**Courbes de tarissement des sources alluviales 14.4.**



14.5.



D'après les mesures du débit, on trouve que le débit moyen annuel de la source est  $Q = 0,25 \text{ m}^3/\text{s}$ . Les pertes vers les alluvions sont calculées d'après la formule de Darcy, parce que la zone de contact marbres-alluvions a les caractéristiques suivantes :

- largeur de la zone des pertes vers les alluvions  $L = 2000 \text{ m}$
- Transmissivité de la zone dans les alluvions  $T = 8 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$  et le
- Gradient hydraulique de la surface piézométrique  $i = 0,008$  ou  $8\%$ .

Alors le débit  $Q_a$  vers les alluvions est :

$$Q_a = k \cdot A \cdot i = \frac{T}{b} \cdot A \cdot i = T \cdot l \cdot i \text{ ou } Q_a = 0,13 \text{ m}^3/\text{s}, \text{ ici}$$

$k$  : coefficient de perméabilité Darcy

$A$  : surface traversée par l'eau

$b$  : épaisseur de l'aquifère.

Donc, le débit  $Q_t = Q + Q_a = 0,25 + 0,13 = 0,38 \text{ m}^3/\text{s}$

Ainsi le volume total de l'eau en  $\text{m}^3$  qui coule pendant une année moyenne c'est-à-dire le volume qui s'infiltré dans les marbres  $V_i = Q_t \cdot t = 0,38 \cdot 31,536 \cdot 10^6 = 12,10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ .

Le coefficient d'infiltration dans les marbres (si on accepte que le ruissellement est nul) est :

$$I = \frac{V_i}{V_t} = \frac{12,10^6}{19,84 \cdot 10^6} = 0,60$$

Si on admet que le débit qui sort chaque année est différent, on peut trouver un coefficient d'infiltration différent. Mais les calculs ont été faits sur la valeur de la pluie moyenne et par conséquent sur le débit d'une année moyenne, donc le coefficient d'infiltration qu'on trouve est un coefficient moyen.

On peut aussi noter que le débit spécifique des marbres de la région du village Amigdaléa est de  $11,9 \text{ l/s}$  par  $\text{km}^2$ .

La courbe de tarissement qui a été tracée montre l'existence d'un groupe de fissures qui fonctionne par infiltration de l'eau de la pluie, mais parfois pendant une crue par l'alimentation des rivières Pinios et Titarissios.

Le coefficient de tarissement d'après Maillet  $Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t}$ , peut avoir les valeurs  $\alpha = 1,48 \cdot 10^{-2}$ . Le débit  $Q_t$  au temps  $t$  est  $Q_t = 0,088 \text{ m}^3/\text{s}$ , le débit en  $t_0$  est  $Q_0 = 0,70 \text{ m}^3/\text{s}$  et le temps  $t = 140$  jours. Dans le coefficient de tarissement est :

$$\log 0,088 = \log 0,70 - 0,4343 \cdot \alpha \cdot 140 \text{ et } \alpha = \frac{0,9022}{60,8} = 0,0148 \text{ où } \alpha = 1,48 \cdot 10^{-2}$$

Le volume d'eau en  $\text{m}^3$  stocké dans les fissures des marbres est :

$$W = \frac{Q_0 \cdot t}{\alpha} = \frac{0,70 \cdot 86400}{0,0148} = 4,1 \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

Excepté ces fissures principales que nous observons d'après la courbe de tarissement dans une année normale, il y a aussi un autre groupe de fissures avec un autre coefficient de tarissement plus petit, qui apparaît dans une année sèche comme en 1975.

La vidange d'eau de ces fissures est lente et indique que les fissures de ce groupe sont minces.

Les valeurs du débit aux temps  $t$  et  $t_0$  sont  $Q_t = 0,04 \text{ m}^3/\text{s}$ ,  $Q_0 = 0,132 \text{ m}^3/\text{s}$  le temps  $t = 180$  jours. La formule de Maillet donne le coefficient de tarissement  $\alpha' = 0,0035 = 3,5 \cdot 10^{-3}$ . L'analyse de la courbe de tarissement montre qu'il y a un coefficient principal  $\alpha$  avec une vidange très rapide des fissures larges, et un coefficient secondaire  $\alpha'$  avec une vidange des fissures lentes. Ainsi quand le débit diminue, nous avons la manifestation du coefficient secondaire car les fissures minces se vident plus lentement.

La variabilité R (c'est-à-dire le rapport du débit maximum sur le débit minimum) des sources karstiques donne ( $R = \frac{Q_{max}}{Q_{min}}$ ) :

- pour la source Kéfalovrisson :  $R = \frac{3,70}{1,2} = 2,67$

- pour la source Mati Tirnavou :  $R = \frac{6,1}{1,1} = 5,5$

- pour la source Ayia Anna :  $R = \frac{0,92}{0,15} = 6,1$

- pour la source Amigdaléa :  $R = \frac{0,70}{0,08} = 8,75$

Nous observons donc que toutes les sources karstiques ont des valeurs de R bien proches et on peut les classer dans un même groupe.

3-8-2-2- Sources alluviales

Les sources alluviales sont les émergences des eaux de la nappe phréatique au niveau des cônes alluviaux, où la transmissivité diminue et la surface du sol a une pente inclinée.

On les trouve dans l'ancien lit de la rivière, là où il y a une pente de la surface topographique forte, et où la perméabilité du terrain diminue.

L'alimentation de plusieurs sources provient immédiatement des rivières et dans quelques cas, le temps entre l'infiltration et la résurgence est petit (source Amouri).

L'alimentation parfois provient des nappes profondes ; dans ce cas, les nappes sont en charge (exemple : source dans le lit du Pinios).

Le débit des sources alluviales est régulier et il n'y a pas de grandes variations saisonnières. Il y a quatre sources alluviales qui sont intéressantes :

Nom	D E B I T				t°C en hiver	Provenance et bassin d'alimentation
	moyen m3/s	moyen 10 <sup>6</sup> m3/an	max. m3/s	min. m3/s		
Amouri (Magoula)	0,67	21			13,4°C	alluvions de la rivière Elassonitikos
Titarissios + Pinios	2,0	63			14°C	nappes
Amphitéa	0,2	0,6			14°C	résurgence dans le lit du Pinios-Titarissios
Velestinon	0,41	12,9	0,46	0,26	17°-17,5°C	

3-8-2-2-1- Source Velestinon

La source qui se trouve dans la ville de Velestinon est appelée fontaine de Rigas Velestinlis. La source émerge en remontant dans des sédiments du néogène et forme un petit lac. L'altitude de l'émergence est d'environ 118 mètres. Jusqu'à nos jours, on croyait que le bassin d'alimentation de la source était formé par les calcaires Jurassique-Crétacé qui se trouvent au NW et à l'W sur la montagne "Paliokastron" ou "Kinos-Kéfalé". Donc les limites du bassin d'alimentation étaient les contours des calcaires. La place de l'émergence de la source se trouve loin de ces roches. Pour expliquer l'émergence éloignée, on croyait que l'eau passait à travers une faille avant l'émergence.

Après les dernières études et les observations nous croyons que la source a pour origine une nappe en charge trouvée dans les sédiments molassiques et conglomérats du néogène ou Pleistocène.

D'après les mesures du débit, pendant les 7 dernières années, on trouve que la variation annuelle du débit est trop petite pour une source karstique normale.

La comparaison de la variation du débit avec celle d'autres sources alluviales donne par contre des résultats identiques.

Le débit moyen annuel de la source est  $Q = 0,34 \text{ m}^3/\text{s}$ . Ainsi le volume total d'eau annuel qui sort de la source est de  $V = 0,34 \cdot 31,536 \cdot 10^6 = 10^6 \cdot 10,72 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ .

La petite variation du débit pendant l'année pourrait expliquer par l'écoulement de l'eau à travers des roches poreuses de la zone de conglomérats trouvée au NW de la source.

Nous avons pu obtenir une valeur du coefficient de tarissement  $\alpha$  pendant une forte vidange de la source. D'après la formule de Maillet  $Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t}$  et les valeurs du débit pendant le temps t on a :  $Q = 0,27 \text{ m}^3/\text{s}$ ,  $Q_0 = 0,34 \text{ m}^3/\text{s}$  et  $t = 100$  jours ; on trouve la valeur du coefficient de tarissement  $\alpha = 3 \cdot 10^{-3}$  ou encore la formule de la source  $Q_t = 0,34 \cdot e^{-0,003t}$ .

Le coefficient de tarissement, qui a de petites valeurs, indique que l'écoulement se fait dans des roches poreuses ou microporeuses avec un réseau de minces conduits.

Ces petites valeurs du coefficient de tarissement sont à rapprocher des valeurs trouvées pour les sources "Polineriou" et Métamorphoséos (bassin occidental) et Amouri (bassin oriental).

3-8-2-2- Source Amouri

La source Amouri est une source alluviale qui émerge dans les alluvions de la petite plaine "Potamia" au N du village d'Amouri. La cote d'émergence est à 180 m.

On ne peut pas limiter le bassin d'alimentation de la source parce qu'en amont les alluvions couvrent une surface trop petite et que le débit de la source est grand par rapport à la surface des alluvions. Pour cela et pour l'explication de l'origine de l'eau de la source, on admet que les alluvions sont alimentées par les marbres avec lesquels elles sont en contact au N de la plaine. (Surface des marbres 9 km<sup>2</sup>).

D'après l'étude des variations du débit et de la température de la source pendant la durée de l'année, et en comparant avec les pluies de la région, on peut conclure que le maximum du débit a un retard de deux mois par rapport au maximum des pluies. Ceci confirme qu'une partie de l'eau vient de loin, donc par les marbres. Une deuxième partie vient par l'alimentation de la rivière Elassonitikos et enfin une troisième partie par les alluvions de la plaine.

Les mesures du débit de la source montrent que la vidange (courbe de débit-temps) suit les précipitations, mais le coefficient de tarissement  $\alpha$  présente une valeur très petite, ce qui est caractéristique des aquifères poreux, c'est-à-dire des roches à porosité d'interstice. Sur la courbe de tarissement, on a :

le débit  $Q_0 = 0,81 \text{ m}^3/\text{s}$  et  $Q_t = 0,55 \text{ m}^3/\text{s}$  le temps t est  $t = 150$  jours, donc  $\log 0,55 = \log 0,81 - 0,4343 \cdot \alpha \cdot 150$  et  $-0,238 = -0,091 - 65 \alpha$  et encore  $0,147 = 65 \alpha$  et le coef.  $\alpha = 2,2 \cdot 10^{-3}$ .

Les sources alluviales de Titarissios et Pinios sont des résurgences dans le lit des rivières dont le débit est de l'ordre de 2 m<sup>3</sup>/s. Leur débit est estimé car ce n'est pas possible de le mesurer. L'eau provient de nappes en charge trouvées en amont des résurgences (à l'W).

Les sources de Amphitéa sont aussi des résurgences dans le lit du Pinios avec un débit de l'ordre de 200 l/s.

La variabilité R de deux sources alluviales est donc :

- pour la source Velestinon :  $R = \frac{0,34}{0,27} = 1,26$

- pour la source Amouri :  $R = \frac{0,81}{0,55} = 1,47$

On constate que la variabilité des sources alluviales est petite par rapport aux valeurs des sources karstiques. C'est un caractère bien distinct dans les deux catégories de sources. La raison c'est le débit des sources alluviales qui ne varie que très peu par rapport à celui des sources karstiques.

### 3-8-2-3- Sources tectoniques et mixtes

Les sources tectoniques reçoivent l'eau qui s'infiltré dans les fractures, soit des roches cristallophyliennes (gneiss ou granite), soit des roches éruptives. Le débit de ces sources est régulier et pas très grandet il n'y a pas de grandes variations saisonnières ; l'eau suit les grandes lignes tectoniques et apparaît dans les points bas, très souvent aux limites des alluvions imperméables ou encore fait de sources de trop plein.

Les sources qui ont de petits débits, sont fréquemment des sources mixtes comme la source Ayios Nikolaos qui apparaît au contact des alluvions de la plaine. Le bassin d'alimentation de la source comporte les bancs de marbres trouvés dans les schistes qui sont tectonisées. Les bancs de marbres reçoivent de l'eau et à travers une faille l'eau descend et apparaît au contact des alluvions semi-perméables. La figure 13-6 montre les conditions d'apparition de cette source.

### 3-8-3- Autres caractéristiques hydrodynamiques des sources principales

Nous avons étudié le coefficient de tarissement moyen. Ici on essaiera d'étudier le coefficient de tarissement des sources pour chaque année depuis 1972 à 1977.

D'après les mesures du débit des sources Kefalovrisson, Mati-Tirnavou, Ayia-Anna, Amigdaléa, Velestinon et Amouri tous les mois (ou chaque jour), nous pouvons avoir pour chaque année les variations mensuelles, ainsi que le débit au début du tarissement et le débit d'étiage (voir figure n° 15, courbes de tarissement annuelle).

Sur le tableau récapitulatif suivant on a calculé le coefficient de tarissement pour chaque année d'après les débits  $Q_0$ ,  $Q_t$  et le temps entre  $Q_0$  et  $Q_t$ . On a calculé aussi les réserves  $W_0$  annuelles pour chaque source en tenant compte du débit  $Q_0$  et le coefficient de tarissement.

D'après les résultats les formules des courbes de tarissement des sources sont :

Source Kefalovrisson :  $Q_t = 3,189.e^{-0,0038t}$

Source Mati Tirnavou :  $Q_t = 6,1.e^{-0,014t}$

Source Ayia-Anna :  $Q_t = 0,92.e^{-0,014t}$

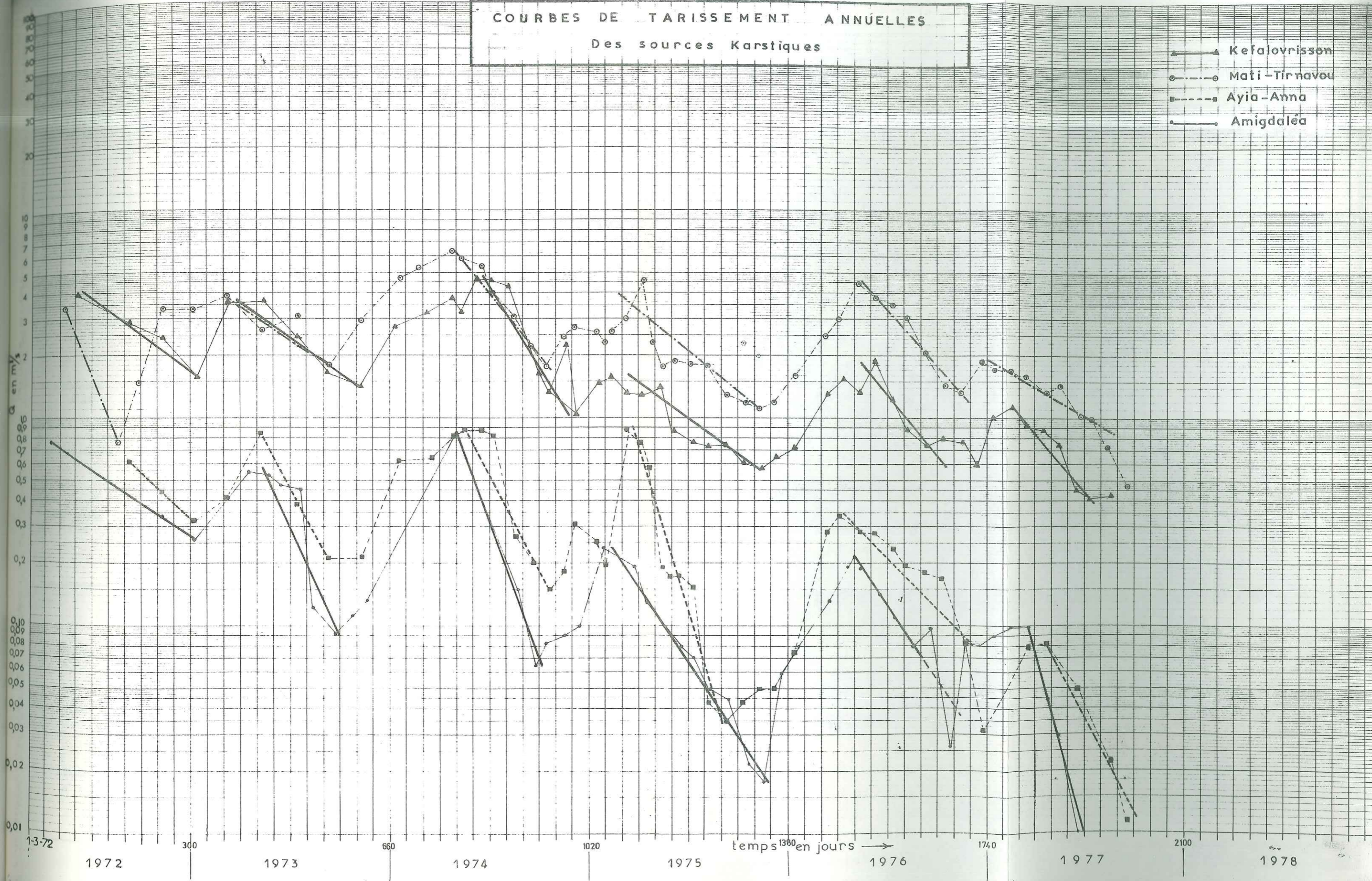
Source Amigdaléa :  $Q_t = 0,70.e^{-0,0148t}$

Source Velestinon :  $Q_t = 0,34.e^{-0,003t}$

Source Amouri :  $Q_t = 0,81.e^{-0,0022t}$

COURBES DE TARISSEMENT ANNUELLES  
Des sources Karstiques

- ▲ Kefalovrisson
- Mati-Tirnavou
- Ayia-Anna
- Amigdaléa



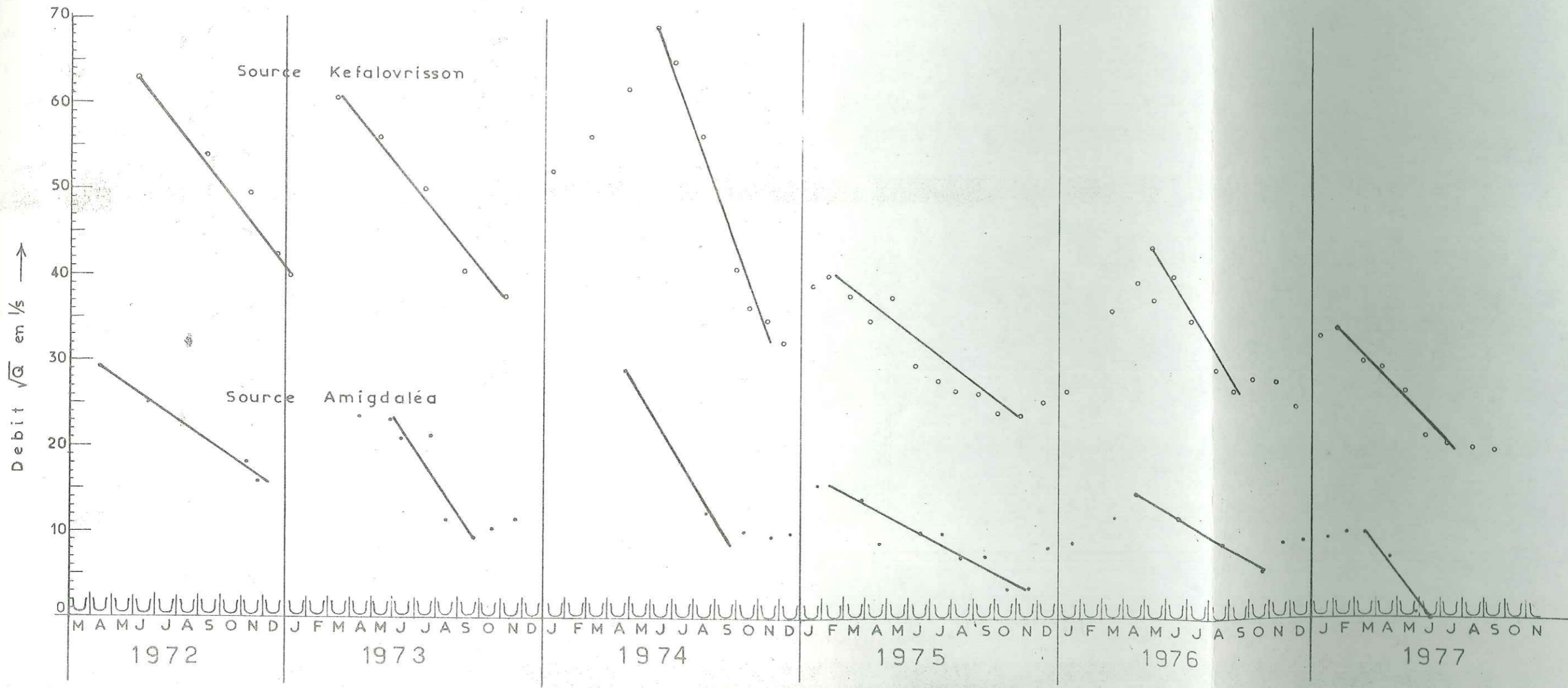
## TABLEAU RECAPITULATIF DES RESERVES ET CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES

## DES SOURCES PRINCIPALES

Source	Paramètres Hydrodynamiques Méthode Maillet	1972	1973	1974	1975	1976	1977
Kéfalovrisson n° 18	Débit au début du tarissement $Q_0$	4,11	3,69	4,739	1,72	1,892	1,150
	Débit d'étiage $Q_t$	1,51	1,405	1,043	0,599	0,732	0,480
	Temps t ( en jours )	240	240	174	220	90	160
	Coefficient de tarissement	0,0042	0,004	0,0087	0,0048	0,0106	0,007
	Reserves $W_0 \times 10^6$	85,2	79,3	47	31	15	14
Mati-Tirnavou n° 13	Débit au début du tarissement $Q_0$	4,6	3,81	6,21	4,5	4,384	1,910
	Débit d'étiage $Q_t$	0,7	1,195	1,78	1,728	1,317	0,400
	Temps t ( en jours )	118	180	175	120	190	266
	Coefficient de tarissement	0,016	0,0064	0,0071	0,008	0,0063	0,0035
	Reserves $W_0 \times 10^6$	24,8	51,4	75,5	48,6	60,1	47,1
Ayia-Anna n° 14	Débit au début du tarissement $Q_0$	0,641	0,846	0,886	0,896	0,337	0,082
	Débit d'étiage $Q_t$	0,319	0,210	0,150	0,035	0,082	0,015
	Temps t(en jours)	125	115	150	180	215	150
	Coefficient de tarissement	0,0053	0,012	0,012	0,018	0,0066	0,012
	Reserves $W_0 \times 10^6$	10,4	6,08	6,4	4,3	4,4	0,6
Amigdaléa n° 3	Débit au début du tarissement $Q_0$	0,791	0,580	0,820	0,230	0,240	0,100
	Débit d'étiage $Q_t$	0,252	0,091	0,071	0,041	0,080	0,006
	Temps t ( en jours )	300	145	150	290	200	145
	Coefficient de tarissement	0,0033	0,013	0,0078	0,0059	0,0096	0,019
	Reserves $W_0 \times 10^6$	20,7	38,5	9,1	3,4	2,2	0,5
Veletinon n° 19	Débit au début du tarissement $Q_0$	0,344	0,367	0,343	0,317	0,307	0,300
	Débit d'étiage $Q_t$	0,339	0,315	0,228	0,272	0,260	0,290
	Temps t ( en jours )	90	75	70	98	130	115
	Coefficient de tarissement	0,00016	0,002	0,006	0,0016	0,0013	0,0003
	Reserves $W_0 \times 10^6$	18,5	16	15	17	20,4	86
Amouri n° 9	Débit au début du tarissement $Q_0$	0,785	0,792	0,847	0,742	0,479	0,507
	Débit d'étiage $Q_t$	0,700	0,480	0,590	0,261	0,292	0,100
	Temps t ( en jours )	185	180	125	290	125	210
	Coefficient de tarissement	0,0006	0,0028	0,0029	0,0036	0,0039	0,0077
	Reserves $W_0 \times 10^6$	105	24,4	25,2	17,8	16,4	5,7

METHODE DE TISON  
debit  $\sqrt{Q}$  en f(t)

Fig. N° 16



3-8-4- Application de la formule de Tison G.

Pour les sources karstiques qui ont une courbe de tarissement convexe, c'est-à-dire quand il existe un écoulement turbulent dans les chenaux karstiques, on essayera d'appliquer la formule de TISON :

$$Q_t = \frac{Q_0}{(1 + t)^2} \quad \text{ou} \quad \sqrt{Q_t} = \frac{\sqrt{Q_0}}{1 + t}$$

Les sources karstiques pour lesquelles on peut utiliser la formule de Tison sont : La source de Kefalovrisson et la source Amigdaléa. La formule est mieux adaptée dans le cas où il y a de grands débits des sources, quand les grandes fissures sont remplies d'eau et l'écoulement est turbulent.

Pour la représentation graphique de la formule et pour nos calculs, nous portons sur un diagramme arithmétique en abscisses les temps t en jours et en ordonnées l'inverse de la racine carré des débits.

Ainsi, sur la figure n° 16, nous avons les droites de  $\sqrt{Q}$  en fonction de t pour chaque année depuis 1972. On en tire le coefficient  $\alpha$  d'après Tison. La source Kefalovrisson donne :

- 1 - Pour l'année 1972 :  $Q_0 = 3978$  l/s, et  $t = 210$  jours d'où :  
 $\alpha = 0,0029$  et  $W_0 = 118.10^6$  m<sup>3</sup>.
- 2 - Pour l'année 1973 :  $Q_0 = 3690$  l/s,  $Q_t = 1405$  l/s et  $t = 222$  jours, d'où :  
 $\alpha = 0,0028$  et  $W_0 = 114.10^6$  m<sup>3</sup>.
- 3 - Pour l'année 1974 :  $Q_0 = 4739$  l/s,  $Q_t = 1040$  l/s et  $t = 156$  jours, d'où :  
 $\alpha = 0,0074$  et  $W_0 = 55.10^6$  m<sup>3</sup>.
- 4 - Pour l'année 1975 :  $Q_0 = 1590$  l/s,  $Q_t = 599$  l/s et  $t = 264$  jours, d'où :  
 $\alpha = 0,0024$  et  $W_0 = 57.10^6$  m<sup>3</sup>.
- 5 - Pour l'année 1976 :  $Q_0 = 1892$  l/s,  $Q_t = 730$  l/s et  $t = 126$  jours, d'où :  
 $\alpha = 0,0048$  et  $W_0 = 34.10^6$  m<sup>3</sup>.
- 6 - Pour l'année 1977 :  $Q_0 = 1190$  l/s,  $Q_t = 480$  l/s et  $t = 160$  jours, d'où :  
 $\alpha = 0,0045$  et  $W_0 = 22,8.10^6$  m<sup>3</sup>.

La source Amigdaléa donne :

- 1 - Pour l'année 1972 :  $Q_0 = 790$  l/s,  $Q_t = 252$  l/s et  $t = 228$  jours, d'où :  
 $\alpha = 0,0033$  et  $W_0 = 21.10^6$  m<sup>3</sup>.
- 2 - Pour l'année 1973 :  $Q_0 = 560$  l/s,  $Q_t = 91$  l/s et  $t = 145$  jours, d'où :  
 $\alpha = 0,010$  et  $W_0 = 4,84.10^6$  m<sup>3</sup>.
- 3 - Pour l'année 1974 :  $Q_0 = 821$  l/s;  $Q_t = 67$  l/s et  $t = 150$  jours, d'où :  
 $\alpha = 0,017$  et  $W_0 = 4,2.10^6$  m<sup>3</sup>.
- 4 - Pour l'année 1975 :  $Q_0 = 237$  l/s,  $Q_t = 50$  l/s et  $t = 270$  jours d'où :  
 $\alpha = 0,0044$  et  $W_0 = 4,6.10^6$  m<sup>3</sup>.
- 5 - Pour l'année 1976 :  $Q_0 = 240$  l/s,  $Q_t = 80$  l/s et  $t = 110$  jours d'où :  
 $\alpha = 0,0067$  et  $W_0 = 31.10^6$  m<sup>3</sup>.
- 6 - Pour l'année 1977 :  $Q_0 = 100$  l/s,  $Q_t = 6$  l/s et  $t = 95$  jours d'où :  
 $\alpha = 0,033$  et  $W_0 = 0,3.10^6$  m<sup>3</sup>.

Année	1972				1973				1974				
	Sources	Maillet		Tison		Maillet		Tison		Maillet		Tison	
		$\alpha$	$W_0$ $10^6$	$\alpha$	$W_0$ $10^6$	$\alpha$	$W_0$ $10^6$	$\alpha$	$W_0$ $10^6$	$\alpha$	$W_0$ $10^6$	$\alpha$	$W_0$ $10^6$
	Kefalovrisson	0,0042	85,2	0,0029	118	0,07	79,3	0,0028	114	0,0087	47	0,0074	55
	Amigdaléa	0,0033	20,7	0,0033	21	0,013	38,5	0,010	4,84	0,0078	9,1	0,017	4,2

Année	1975				1976				1977				
	Sources	Maillet		Tison		Maillet		Tison		Maillet		Tison	
		$\alpha$	$W_0$ $10^6$	$\alpha$	$W_0$ $10^6$	$\alpha$	$W_0$ $10^6$	$\alpha$	$W_0$ $10^6$	$\alpha$	$W_0$ $10^6$	$\alpha$	$W_0$ $10^6$
	Kefalovrisson	0,0048	31	0,0024	57	0,0106	15	0,0048	34	0,0071	14	0,0045	22,8
	Amigdaléa	0,0059	3,4	0,0044	4,6	0,0096	2,2	0,0067	3,1	0,019	0,5	0,033	0,3

La formule de la courbe de tarissement de ces sources est donc :

- pour la source "Kefalovrisson" :

$$Q_t = \frac{3,178}{(1 + 0,004 t)^2}$$

pour la source " Amigdaléa "

$$Q_t = \frac{0,5294}{(1 + 0,009 t)^2}$$

### Conclusions

Sur le tableau suivant, nous avons reporté les coefficients de tarissement calculés d'après la formule de Maillet et d'après celle de Tison, ainsi que les réserves de 1972 à 1977.

On constate, tout d'abord, que le coefficient de tarissement  $\alpha$  obtenu par la formule de Maillet est plus grand que le coefficient de tarissement d'après Tison, aussi bien pour la source Kefalovrisson et Amigdaléa. Mais les réserves dynamiques obtenues par les deux méthodes sont dans des rapports inverses, c'est-à-dire que la méthode de Maillet donne des réserves plus petites que la méthode de Tison.

On peut aussi constater que les réserves des deux sources calculées par les deux méthodes diminuent chaque année de 1972 à 1977. Ceci pourrait avoir un rapport avec les pluies des dernières années qui sont en diminution.

Nous croyons que la méthode de Maillet est plus convenable et mieux applicable dans le cas où le nombre des fissures de chaque catégorie (minces, larges ou moyennes) est analogue et l'analogie est arithmétique. Dans ce cas, on a d'ailleurs une droite de tarissement ou encore une courbe concave.

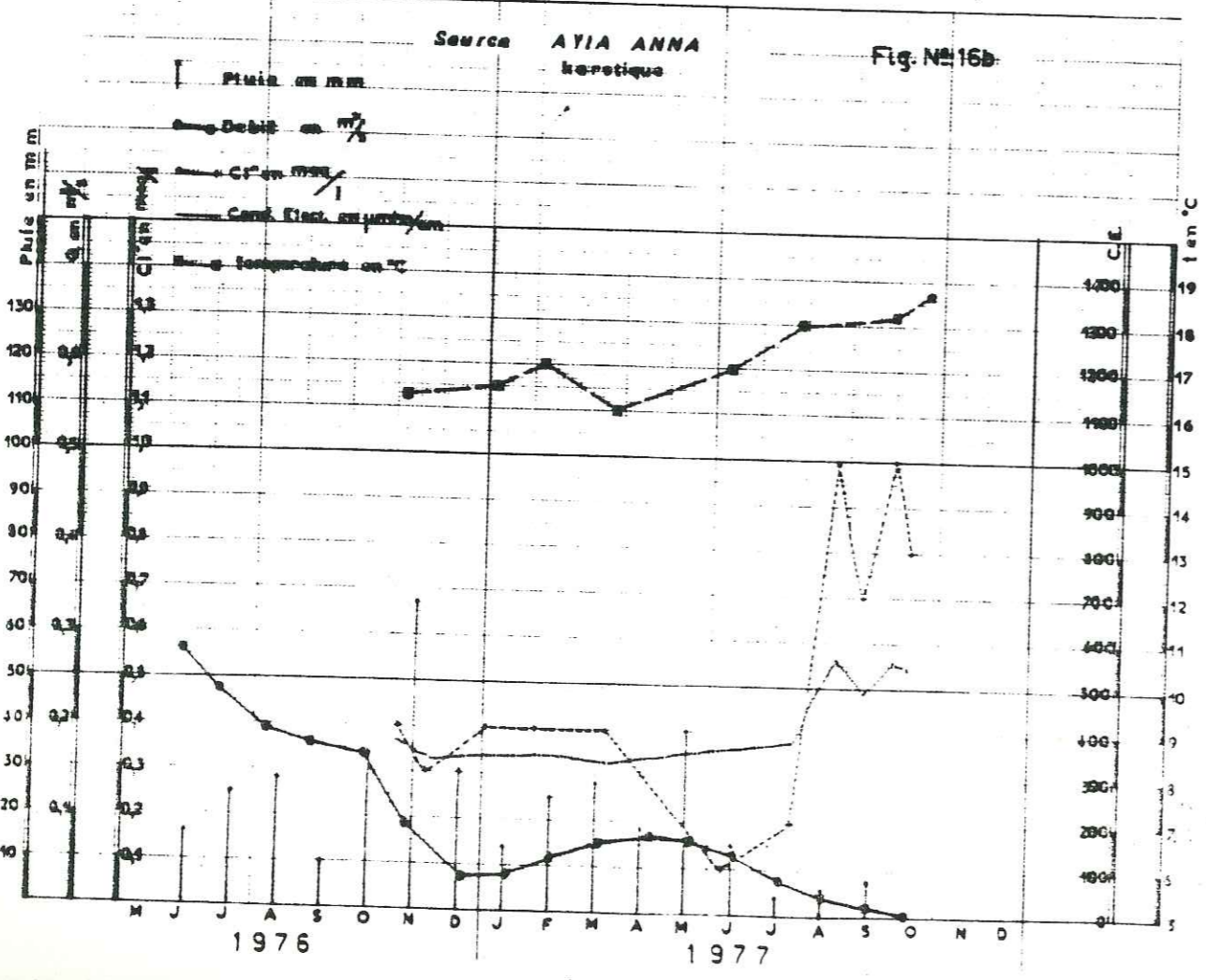
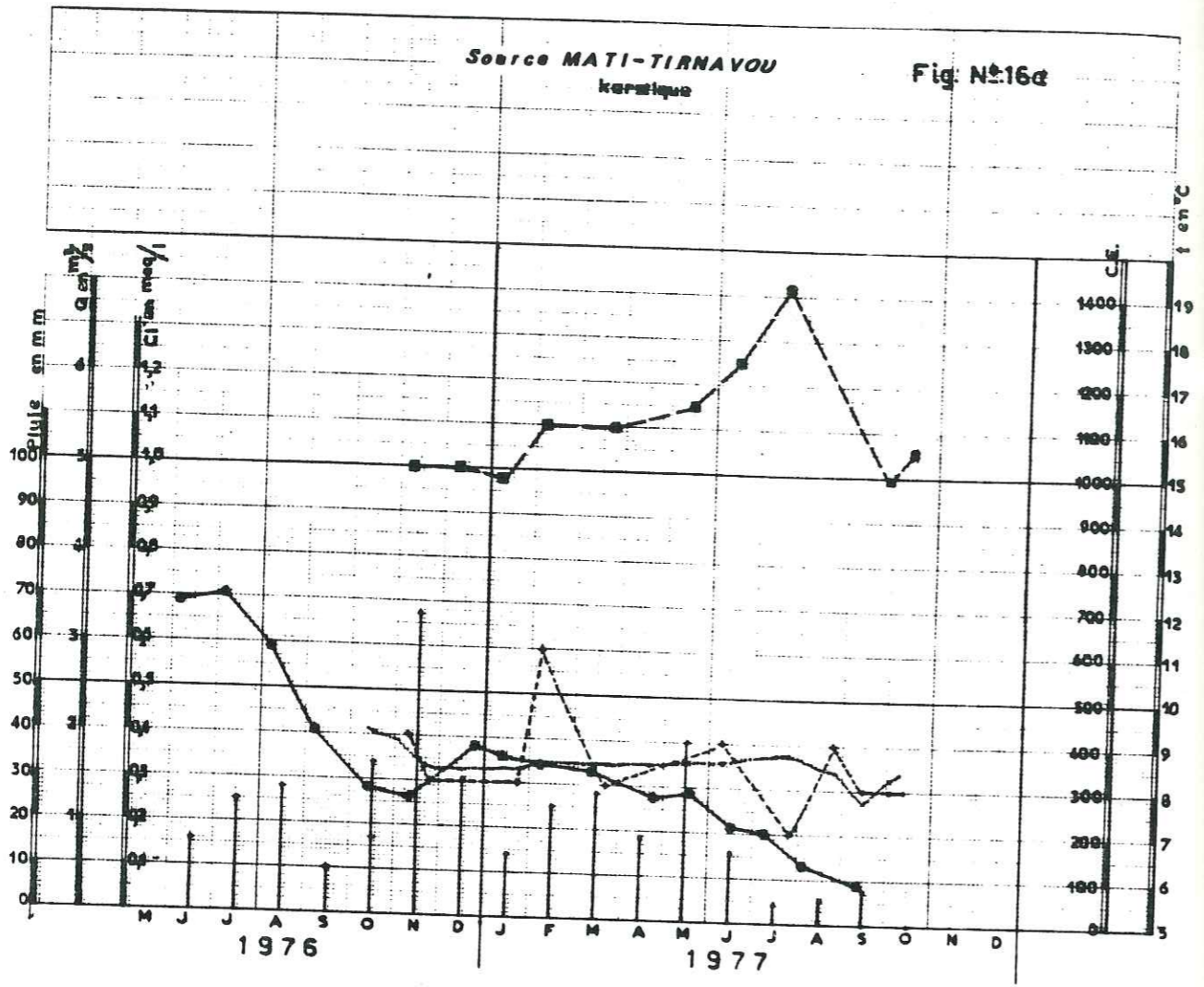
Si maintenant l'analogie des différentes catégories de fissures est géométrique, nous pensons que la formule de Tison est plus adaptée.

L'application de la formule de Tison est meilleure quand la courbe de tarissement est convexe.

Pour cette raison on n'a utilisé que pour les deux sources "Kéfalovrisson" et "Amigdaléa" la formule de Tison, car les courbes de tarissement ont une forme convexe.

Le coefficient de tarissement est un caractère hydrodynamique essentiel des formations karstiques qui contribuent à l'hétérogénéité des aquifères de Thessalie, mais nous étudieront aussi les caractères physicochimiques des eaux des sources qui peuvent apporter des enseignements sur le mode d'écoulement des eaux des aquifères.





**3-8-5- Corrélation de quelques caractères physico-chimiques des eaux des sources principales**

La corrélation des caractères physico-chimiques des sources principales que l'on va étudier dans ce chapitre se fera sur la pluie, le débit, la température, la conductivité électrique et l'élément Cl.

Nous avons étudié ces caractères sur les quatre sources principales suivantes : Mati-Tirnavou, Ayia-Anna, Amigdaléa et Velestinon. Les trois premières sources sont karstiques, et la source Velestinon est du Quaternaire.

Pour la pluie tombée sur le bassin d'alimentation de chaque source, on étudiera les précipitations mesurées à la station météorologique qui se trouve soit dans le bassin d'alimentation soit à l'emplacement le plus proche du bassin.

Ainsi on peut comparer la pluie tombée et infiltrée dans le bassin d'alimentation et la crue du débit.

Les débits des sources ont été mesurés soit par le moulinet ou micromoulinet soit avec un déversoir chaque jour, chaque semaine ou chaque mois et ont été porté sur les diagrammes de corrélation.

La température de l'eau de la source a été mesurée à la résurgence de chaque source. La fréquence des mesures était de une par mois d'août 1976 à Octobre 1977.

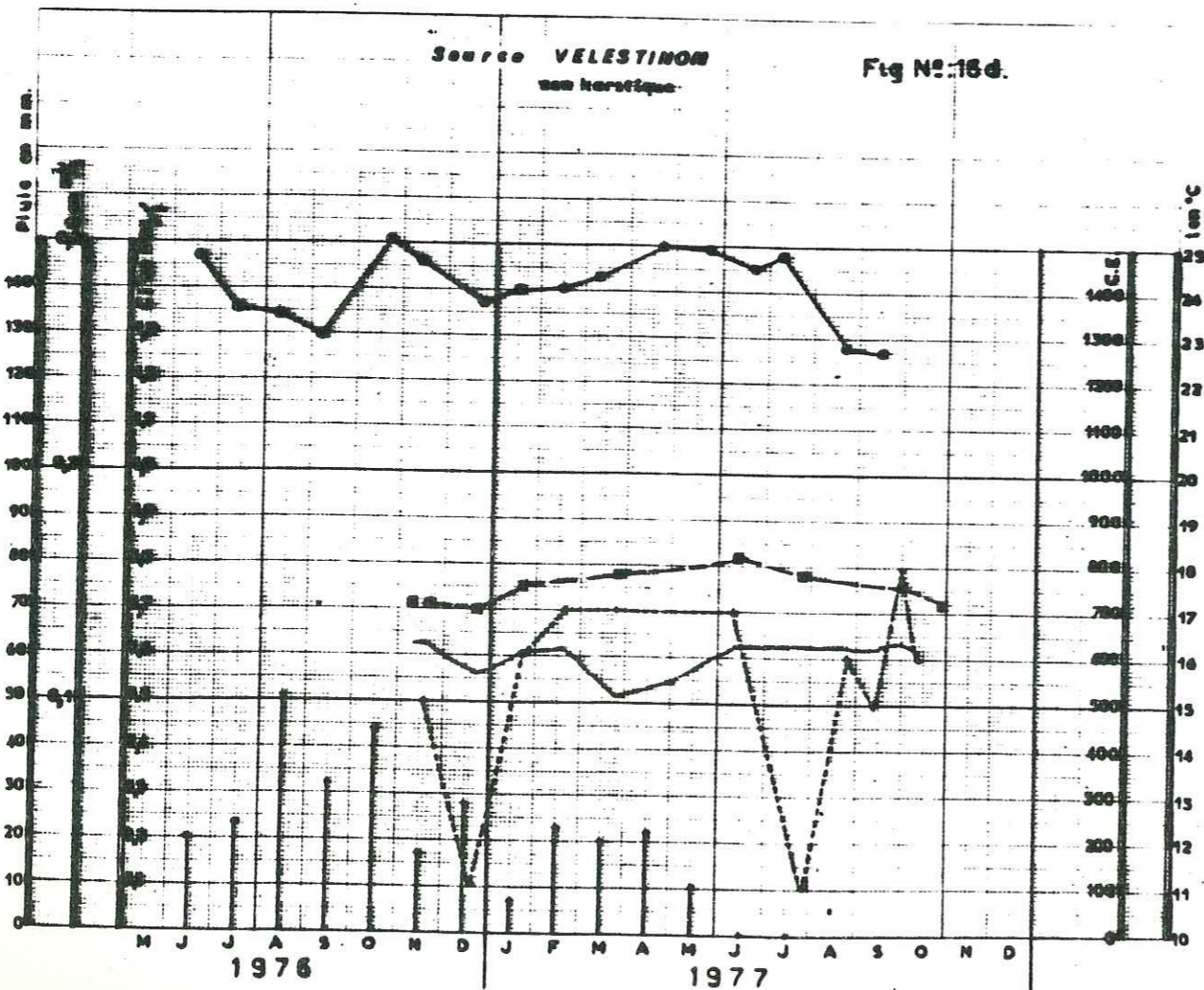
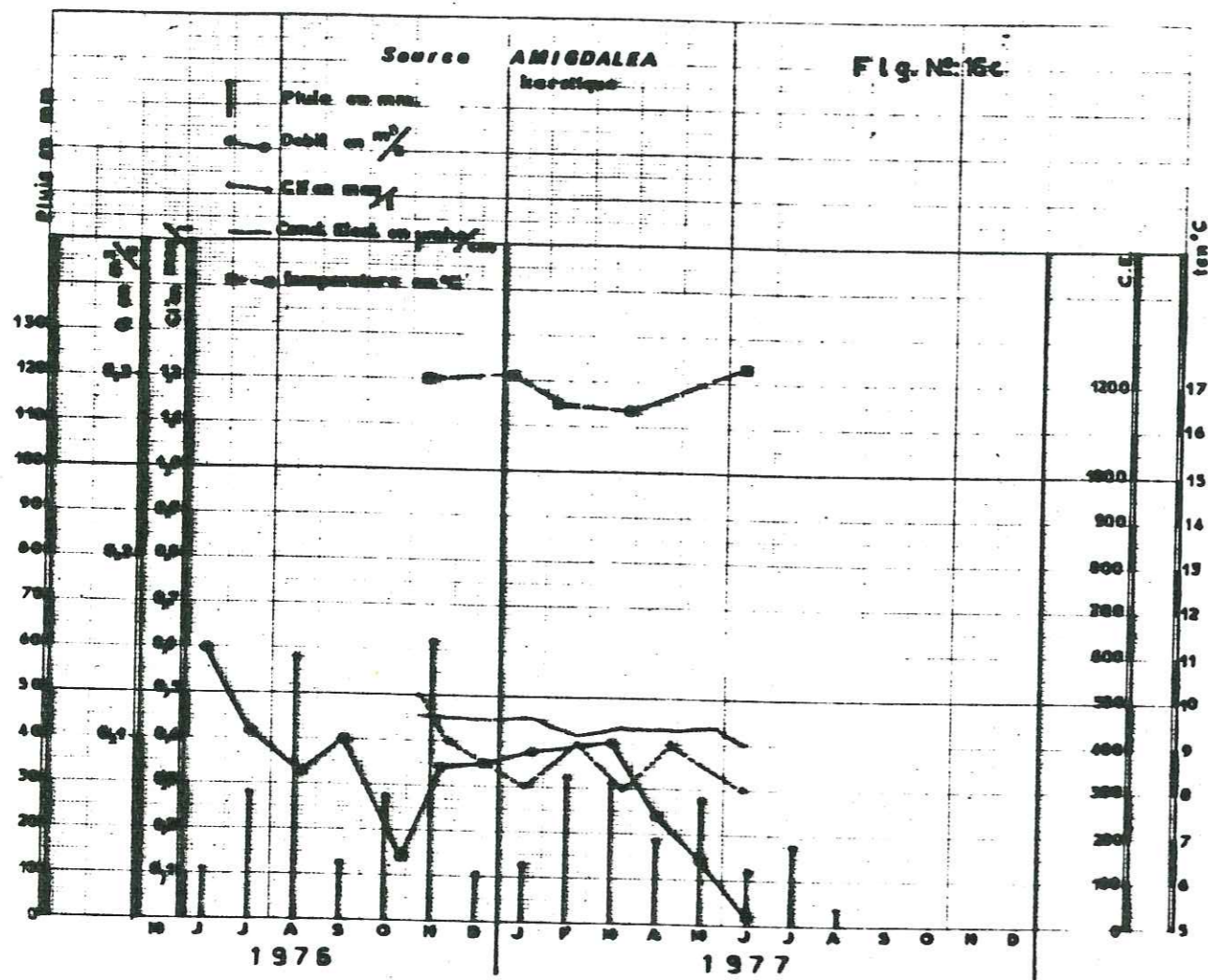
A la date à laquelle nous avons mesuré la température, nous avons pris aussi un échantillon d'eau pour l'analyse chimique complète. Parmi les éléments analysés, la conductivité électrique et l'élément Cl<sup>-</sup> ont été utilisés pour la corrélation.

Toutes ces propriétés physicochimiques sont portées sur les diagrammes arithmétiques de corrélation présentant les variations des propriétés physicochimiques par rapport au temps (voir figures n° 16a, 16b, 16c, et 16d).

D'après les diagrammes, nous pouvons tirer les conclusions générales suivantes :

- la variation de la qualité d'eau des sources karstiques est très petite,
- les minima et les maxima de la qualité et du débit des sources se trouvent en retard d'à peu près deux mois par rapport aux pluies tombées sur le bassin d'alimentation,
- la température commence à augmenter après le commencement de la diminution du débit.
- la variation de la conductivité électrique est très petite.

Tout ceci confirme l'importance du volume des réserves qui se trouvent à l'amont dans chacune de ces sources.



**3-9- CYCLE DE L'EAU DANS LA PLAINE**

Le cycle de l'eau dans la plaine étudiée suit six chemins principaux :

- ruissellement localisé sur les pentes des collines bordières et infiltration ;
- infiltration directe de la pluie dans la plaine ;
- infiltration sur les karsts dans les zones périphériques ;
- infiltration alimentée par les rivières qui débouchent dans la plaine ;
- résurgences qui se manifestent aux bords de la plaine ;
- pompage par l'homme pour l'irrigation des cultures.

**3-9-1- Ruissellement et infiltration sur les zones du piémont**

L'infiltration est faible mais très rarement nulle sur les versants peu perméables qui entourent la plaine. Les roches cristallines permettent une infiltration superficielle remarquable en surface. Au N et au NE de la plaine, l'infiltration due à la tectonisation des roches cristallines donne de nombreuses sources aux bordures et au contact avec les alluvions.

Le débit qui ruisselle va s'infiltrer, en général, et en grande partie dans le piémont. Il y a alors deux régimes d'infiltration du ruissellement sur les zones du piémont :

- la nappe reçoit, par les bordures SW un débit moyen annuel d'environ 1 m<sup>3</sup>/s ;
- l'infiltration par les bordures NE est d'environ 0,2 m<sup>3</sup>/s.

**3-9-2- Infiltration directe de la pluie**

Les données pluviométriques ont permis de définir les différentes zones homogènes d'alimentation de la plaine. Mais en général l'infiltration au milieu de la plaine est faible parce que la terre en surface est argileuse et ne permet pas une grande infiltration. Les lysimètres qui ont été installés dans la plaine ont montré que l'infiltration est petite.

Une infiltration directe importante de la pluie jusqu'à la nappe se produit dans le cône de déjection du Titarissios. Là, on a deux nappes principales : la nappe superficielle et la nappe profonde. L'eau s'infiltré d'abord dans la nappe superficielle qui est une nappe (suspendue) puis va dans la nappe profonde.

Le lysimètre qui a été installé a montré que l'infiltration ici est plus grande que dans les régions de Niki et Gianouli :

- dans la région de Niki, 8 % de la pluie s'infiltrent ;
- dans la région de Gianouli 9-10 % de la pluie s'infiltrent ;
- mais dans la région de Tirnavos - Titarissios, l'infiltration dépasse 10 %.

La pluie a un rapport indirect avec les infiltrations dans les aquifères et l'écoulement superficiel; Il y a un retard de deux mois entre la remontée du niveau des aquifères et les pluies tombées. On peut le voir sur le diagramme de comparaison des pluies avec les variations du niveau de la nappe.

3-9-3- Infiltration de la pluie sur les zones karstiques

L'infiltration de la pluie est très grande dans les zones périphériques karstiques. L'eau infiltrée sur le karst, alimente les aquifères par écoulement souterrain et donne des sources karstiques au contact avec les formations imperméables.

Le taux d'infiltration de la pluie sur ces zones a été calculé à partir du débit à l'exutoire de quelques sources où ont été faits des jaugeages périodiques. Les résultats sont les suivants d'après le chapitre 3-8-2.

Source	Surface A en km <sup>2</sup>	Alt. du bassin	V <sub>R</sub> x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>	Q m <sup>3</sup> /s	V <sub>F</sub> x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>	i
Kefalovrisson	120	265	113	2,54	80	0,70
Amigdaléa	32	90	19,84	0,38	12,0	0,60
Mati-Tirnavou et Ayia-Anna	150	78	114	2,97	82,62	0,72

ou on a :

- A : surface réceptrice de la pluie ;
- V<sub>R</sub> : volume de la pluie moyenne sur la surface A ;
- Q : débit moyen de la source (année moyenne des années 1972 à 1977) ;
- V<sub>F</sub> : volume écoulé par la source
- i : taux d'infiltration =  $\frac{F}{V_R}$

3-9-4- Infiltrations alimentées par les rivières

Les rivières ont une partie de leur cours dans les massifs montagneux périphériques et une partie dans la zone de la plaine. L'infiltration est différente dans ces zones.

- Infiltration en amont du débouché des rivières dans la plaine

Le Titarissios a déposé des sédiments grossiers avant son débouché dans la plaine, sur une longueur de 10-15 km, sous forme de terrasses d'alluvions récentes.

Ces alluvions sont très perméables et une partie du débit d'écoulement s'y infiltre et alimente les nappes des terrasses, mais la plus grande partie du débit qui coule s'y infiltre dans les marbres karstifiés avant d'entrer dans la plaine près de Tirnavos.

Dans la plaine, la nappe alluviale alimentée par les infiltrations du Titarissios est fortement drainée par le karst sous-jacent au NW de Tirnavos.

Une petite partie du débit infiltré alimente la nappe de la plaine ; le reste s'écoule dans l'aquifère karstique qui a pour exutoire principal les sources Mati-Tirnavou et Ayia-Anna.

- Infiltration par les rivières dans la plaine

Les volumes d'eau écoulés par les rivières sont connus aux stations des mesures du débit. Le débit qui coule dans le Titarissios est de l'ordre de 2,5 à 3,5 m<sup>3</sup>/s, mais les deux dernières années, il n'y avait presque pas d'écoulement, ni en hiver.

Pour trouver les valeurs du débit d'infiltration, on prend la différence entre deux stations sur la même rivière : par exemple les stations 5 et 6 sur la rivière Pinios ; bien qu'il y ait des sources entre ces deux stations, il y a une différence négative pendant l'hiver parce qu'il existe une infiltration assez grande par les bords de la rivière vers les calcaires (voir fig. n° 12-3 et planche n° 5).

Il existe aussi d'autres infiltrations par les rivières qui débouchent dans la plaine, comme par exemple la rivière Kousbassaniotiko, rivière Ayia, etc.

3-9-5- Résurgences qui se manifestent aux bords de la plaine

- Résurgences aux bords des massifs cristallins

De petites quantités d'eau s'infiltrent dans les massifs cristallins à faible profondeur, là où les roches sont fracturées. Cette eau suit des lignes tectoniques et réapparaît au contact avec les alluvions argileuses sous forme de petites sources, aux bords NE de la plaine.

- Résurgence des eaux infiltrées

Dans les régions en aval du cône de Titarissios, une partie de l'eau qui apparaît en surface provient de l'aquifère, soit de façon concentrée sous forme de sources, soit de manière diffuse.

L'estimation des débits qui résurgent de la nappe (une grande partie des résurgences est consommée sur place par l'évapotranspiration et une partie ruisselle) est faite par les stations de mesure du débit et dans l'état actuel, les résultats sont les suivants :

- Source Mati-Tirnavou et Ayia-Anna : 3,5 m<sup>3</sup>/s ;
- zones de drainage dans la plaine : lit du Pinios et plaine de Karla } 0,5 à 1 m<sup>3</sup>/s.

3-9-6- Pompages pour l'irrigation des cultures

Il y a une consommation d'eau par pompages pour l'irrigation des différentes cultures dans les régions où existent des aquifères riches ou peu profonds.

D'après les mesures du volume d'eau pompé par les forages dans chaque région, on peut estimer que la consommation moyenne est de 6200 m<sup>3</sup>/ha ou 620 m<sup>3</sup> par strema (1/10 ha) à condition qu'il y ait assez d'eau disponible. On a calculé que 10 % de cette eau se réinfiltrent dans l'aquifère (avis S O G R E A H). Nous donnons ci-après un tableau de la consommation d'eau par les cultures :

Culture	M O I S						Consommation Totale
	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	
Blés besoin net	86,1						86,1
degré de rendement 80 %	107,6						107,6
Coton besoin net		99,2	121,4	152,5	69,3	-	442,4
degré de rendement 80 %		124,0	151,8	190,6	86,6	-	553,0
Trèfles besoin net		124,9	151,1	185,2	168,3	121,7	751,2
degré de rendement 80 %		156,1	188,9	231,5	210,4	152,7	939,0
Maïs besoin net		107,7	131,3	163,4	148,5	-	550,9
degré de rendement 80 %		134,6	164,2	204,2	185,6	-	688,6
Maïs besoin net	-	-	65,7	163,2	148,5	105,9	483,5
degré de rendement 80 %	-	-	82,2	204,2	185,6	132,4	604,4
Fruitiier besoin net		90,6	112,6	143,6	128,7	90,1	562,6
degré de rendement 80 %		132,2	139,5	177,0	160,9	112,6	703,6
Betteraves besoin net		99,2	121,4	152,5	138,6	98,1	609,8
degré de rendement 80 %		124,0	151,7	190,6	173,3	122,6	762,2

3-10- BILAN HYDROLOGIQUE

Nous pouvons évaluer le bilan hydrologique exprimé en mm d'après les résultats concernant la pluviométrie, l'évapotranspiration, l'hydrologie de surface, le ruissellement etc. ; puis passer au bilan hydrologique exprimé en m3 pour une année moyenne.

On sait que la différence entre les quantités d'eau tombées sur un bassin versant et les quantités d'eau écoulées, mesurées à l'exutoire du bassin considéré, constituent le déficit d'écoulement D :

$$P - Q = D$$

où P est la pluviométrie et Q est la quantité d'eau écoulée et mesurée à l'exutoire du bassin versant.

Le terme  $D = E + I$  est le déficit d'écoulement ou =

E : Evapotranspiration

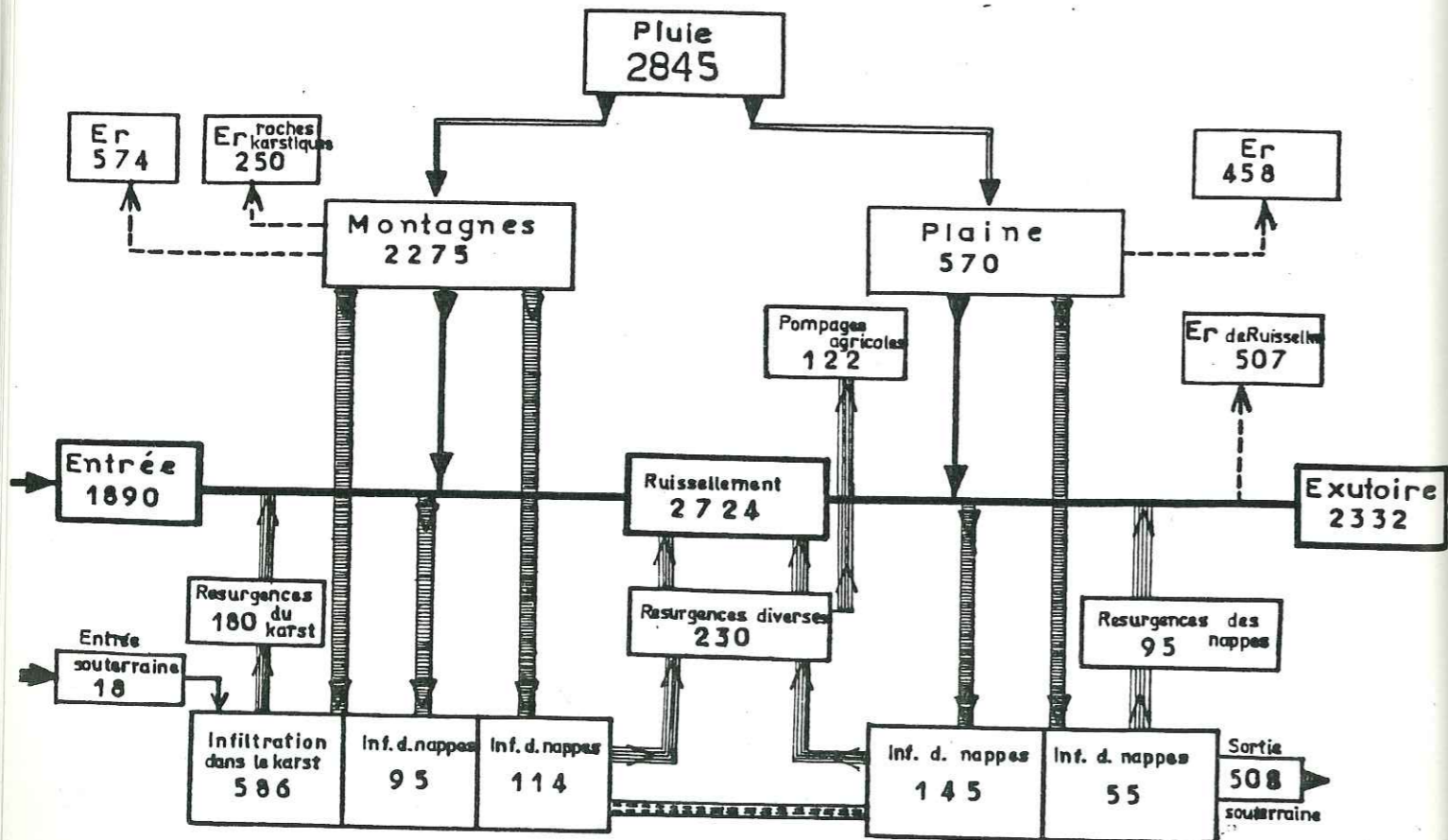
I : Variation des réserves (entrée et sortie d'eau, eau souterraine, etc.), alors on a :

$$P - Q = E + I$$

Nous avons trouvé que les précipitations sont de 627 mm et l'évapotranspiration de 503 mm, il reste les quantités d'eau écoulées plus les variations de réserves qui sont 124 mm.

Cette évaluation du bilan hydrologique est d'ordre général et donne des résultats généraux, en ce qui concerne les facteurs P, Er, Q et I.

En réalité le bilan est beaucoup plus complexe ; on peut schématiser le bilan hydrologique exprimé en quantité d'eau (en m3 x 10<sup>6</sup>) sur une année moyenne, comme suit :



4. ÉTUDE DES NAPPES OU HYDROGÉOLOGIE

L'exploitation de la nappe phréatique de la plaine a commencé depuis longtemps. Il existe des puits anciens, mais le nombre des puits ou forages récents est très grand.

L'eau fournie par les puits est utilisée pour l'irrigation des cultures et pour l'alimentation en eau potable des villages.

Pour pouvoir étudier hydrogéologiquement la région, il faut faire l'inventaire des points d'eau.

4-1- INVENTAIRE DES POINTS D'EAU

Nous avons fait en 1971 le travail d'inventaire des points d'eau quand nous avons commencé l'étude de la plaine (voir carte n° 7). Un deuxième inventaire complémentaire a été fait en 1976-77, qu'a montré une augmentation des puits en forage dans chaque zone. L'augmentation générale était environ 30 %.

Le nombre des points d'eau est très grand et les points très serrés. Parmi le grand nombre des puits ou forages, nous avons choisi moins de la moitié pour faire des fiches. Nous avons fait des fiches de plus de 1800 points d'eau.

La plupart des points d'eau sont peu profonds (1270 points) et ont été utilisés pour l'étude de la nappe phréatique. Le nombre des points d'eau profonds (530 points) était suffisant pour l'étude de la nappe profonde.

En général, la profondeur de la surface piézométrique varie de 0,5 m à 35 m pour la nappe phréatique -variation très grande à cause des conditions différentes suivant la région- et de +5 m (nappe en charge) à 45 m pour les nappes profondes.

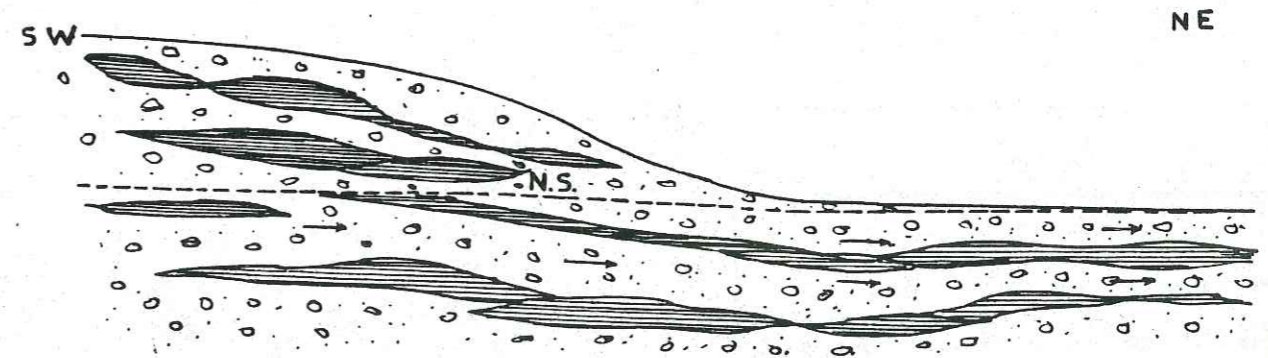
Une telle variation provoque une résurgence de l'eau profonde vers la nappe phréatique ou drainage par la surface ou encore l'inverse.

Dans la plaine occidentale, il existe même des nappes phréatiques qui sont artésiennes, comme dans la région au SW de Trikala.

Dans la plaine orientale, la profondeur de la surface piézométrique de la nappe phréatique est petite au milieu de la plaine, puis devient très grande quand on se rapproche des bordures.

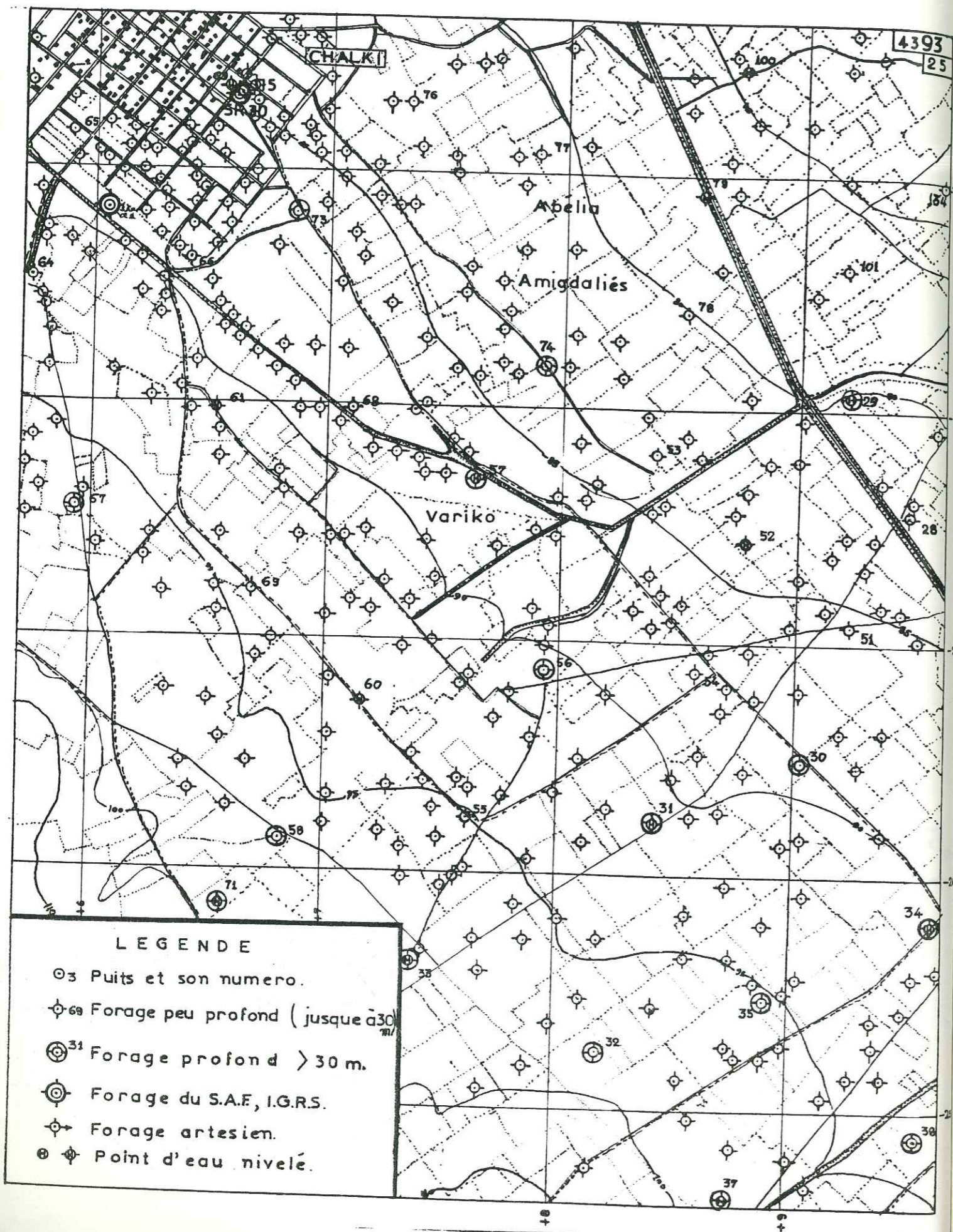
D'ailleurs dans les régions bordières -surtout aux collines SW de Larissa- les deux nappes, phréatique et profonde, deviennent une nappe unique et profonde.

Si nous voulons présenter les nappes de ces régions, il faut les schématiser en divisant en deux la nappe unique du SW vers le NE comme suit :



- N.S. Niveau de la surface piézométrique
- Ecoulement souterrain
- Perméable (aquifère)
- Imperméable ou peu perméable

EXEMPLE DE L'INVENTAIRE DES POINTS D'EAU SUR LES CARTES 1:20.000 Fig. n° 17



Pour chaque puits ou forage privé visité, on a établi une fiche sur laquelle on a porté les caractéristiques du puits, la situation, la température de l'eau et de l'air, l'utilisation, l'équipement et autres documents géologiques concernant la lithologie du puits et des sédiments.

Sur la figure n° 17 on présente un exemple de l'inventaire des points d'eau implantés sur les cartes à l'échelle 1/20 000e (région de Khalki) avec une distinction des puits, forages peu profonds, forages profonds, artésiens et points d'eau nivelés.

4-1-1- Prélèvement d'échantillons d'eau et nivellement

- Les prélèvements d'échantillons d'eau ont été faits pour la plupart des points d'eau inventorisés. Sur 1450 points d'eau peu profonds et profonds on a pris des échantillons qui ont été analysés (Analyse complète au laboratoire d'hydrologie et du sol du Ministère de l'Agriculture).

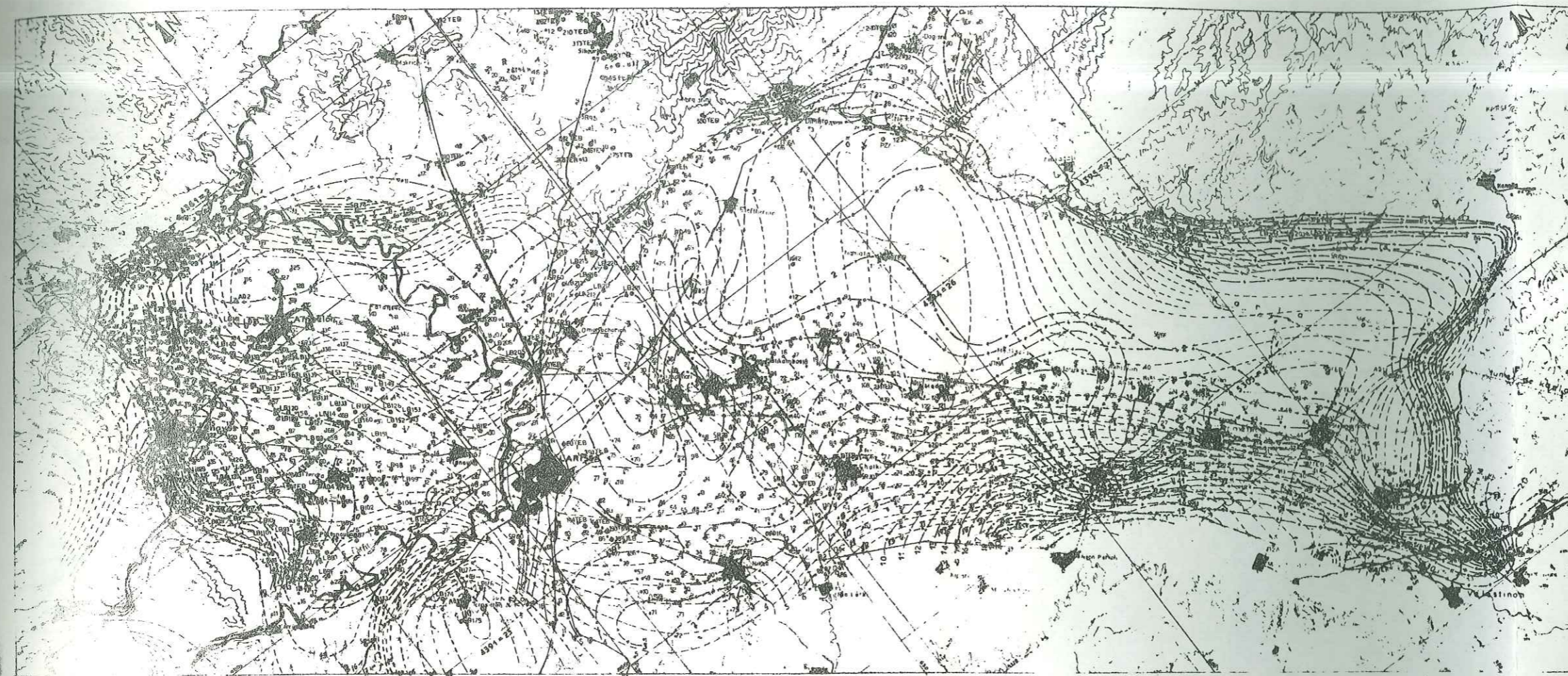
- Le nivellement topographique des puits peu profonds, forages peu profonds, forages profonds, privés ou forages du programme de Développement des Eaux souterraines de la Thessalie a été effectué par le Service topographique du Ministère de l'Agriculture, section Larissa.

La campagne a porté sur le nivellement de 1200 points d'eau dans la plaine orientale, donc sur un réseau suffisamment bon pour l'étude. Sur les points nivelés, le niveau piézométrique a été mesuré périodiquement.

Une carte avec tous les points d'eau utilisés, soit privés, soit du programme de développement (piézomètres, forages de reconnaissance, forages d'exploitation, etc.) est présentée sur la planche n° 7.

Une deuxième carte avec des points d'eau utilisés et les courbes hydroïsohypses de la surface piézométrique des nappes profondes en basses eaux (Aout 1976) et en hautes eaux (Avril 1977) est présentée sur la planche n° 7a.





HYDROGEOLOGIE DE LA PLAINE

Thessalie Orientale

Pl. N° 7

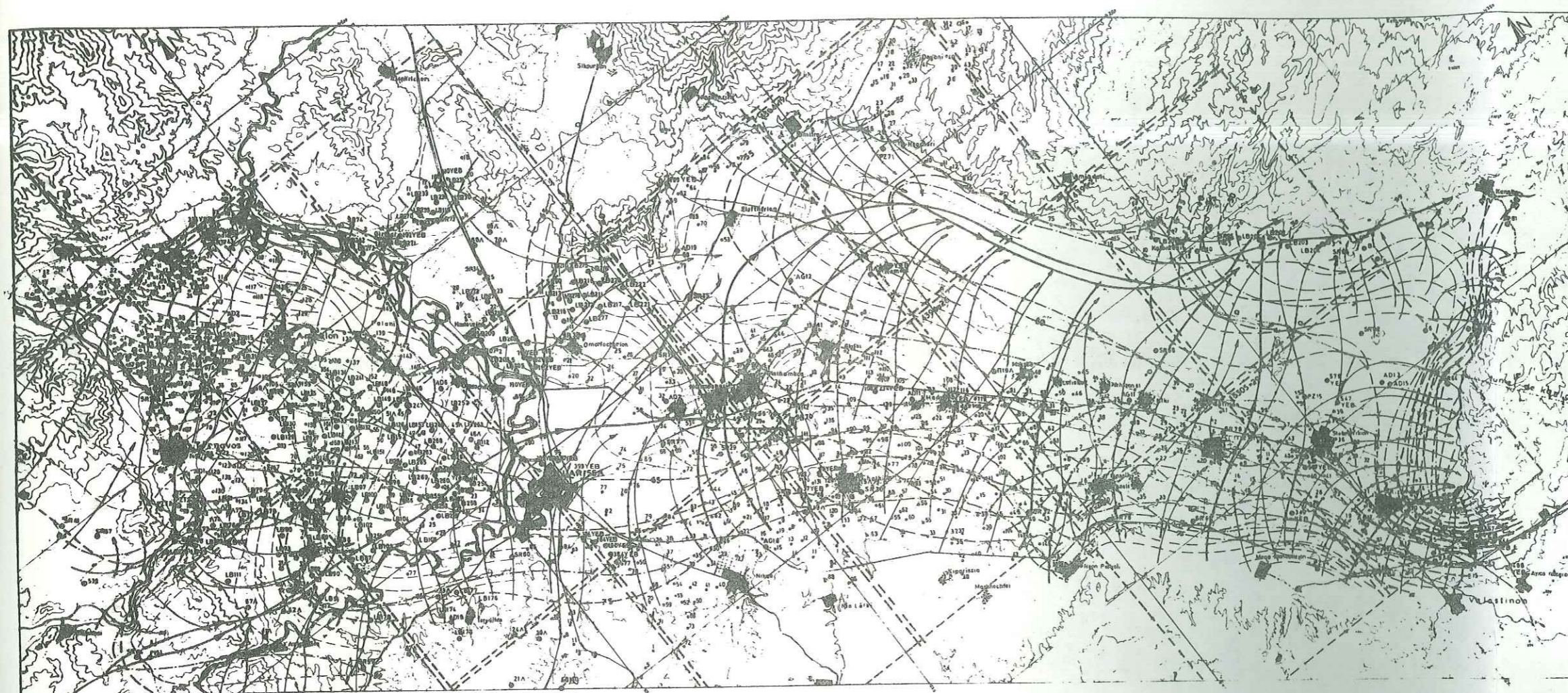
Carte des points d'eau utilisés  
et isobathes de la surface piézométrique

LE G E N D E

ECHELLE 1 100 000 0 1 2 3 4 5 km

- 7 Point d'eau privé (Puits ou forages)
- nAA Piézomètre du SAF (mesures périodiques de la nappe phréatique)
- 0SR5 Forage de reconnaissance et son NF
- 0P216 Piézomètre de reconnaissance et son NF
- 0AD Forage de reconnaissance d'I.G.R.S (I.F.E.V.) et son NF
- 01706 Forage d'exploitation et son NF
- 0W478B Forage d'exploitation du SAF et son NF
- 4371.9 NF de carte au 1/20.000
- 16 - - - - - Courbe d'égal profondeur du niveau statique de la nappe profonde et sa valeur en m. (du mois Avril 1972)
- 16 - - - - - Courbe d'égal profondeur du niveau statique de la nappe phréatique et sa valeur en m. (du mois Septembre 1973)





HYDROGEOLOGIE DE LA PLAINE  
Thessalie Orientale  
Pl. N° 7a

Carte des points d'eau utilisés  
et courbes hydroisohypses de la surface  
piézométrique des nappes profondes

LE G E N D E  
ECHELLE 1 100 000 0 1 2 3 4 5 km

- 012 Point d'eau privé (puits ou forages).
- 018A Piézomètre du SAF (mesures périodiques de la nappe phréatique)
- 0586 Forage de reconnaissance et son N°.
- 0725 Piézomètre de reconnaissance et son N°.
- 0AD13 Forage de reconnaissance d'IGRS (I.F.E.Y.) et son N°.
- 01312 Forage d'exploitation et son N°.
- 0578 Forage d'exploitation du SAF et son N°.

- Courbe hydroisohypse de la S.P. de la nappe profonde. Basses eaux. AOUT 1976
- Courbe hydroisohypse de la S.P. de la nappe profonde. Hautes eaux. AVRIL 1977
- Axes de drainage naturel des eaux souterraines
- Lignes de courant des eaux souterraines

4371e9 N° de carte au 1:20000

#### 4-2- OBSERVATIONS HYDROGEOLOGIQUES SUR LES AQUIFERES

##### Alimentation des nappes phréatique et profonde

L'alimentation des nappes phréatiques et profonde de la plaine orientale se fait :

- à partir des eaux de crues des rivières qui débouchent dans la plaine, notamment le Titarissios et le Pinios ;
- à partir des eaux de la pluie qui arrivent à s'infiltrer sur place ;
- à partir des eaux des collines Plio-quadernaires au SW de Larissa ;
- à partir des eaux des calcaires en bordure de la plaine.

Dans le chapitre hydrologique, nous avons décrit le bilan de l'eau en indiquant quelques pertes par infiltration ; ici nous examinerons chacune des composantes de l'alimentation des nappes.

##### Infiltration de l'eau des rivières

Les eaux des rivières s'infiltrent dans les nappes quand les rivières débouchent dans la plaine. L'infiltration est maximale quand les rivières sont en crue.

La nappe phréatique, en année moyenne, et la nappe profonde de la région de Tirnavos reçoivent les eaux d'infiltration du Titarissios dont le débit est de l'ordre de 1 m<sup>3</sup>/s (d'après le réglage du modèle mathématique S O G R E A H).

La nappe profonde de la région située en amont de Larissa reçoit les eaux du Pinios. La quantité d'eau qui s'infiltré ici est importante, mais les résurgences en aval de Larissa sont aussi importantes.

Le torrent "Khoussavassaniotiko", au bord SW, alimente les nappes phréatiques et profondes de la région de Khaldi. L'infiltration des écoulements superficiels temporaires, d'autres torrents, plus petits, alimente les nappes de la bordure SW de la plaine. Le débit d'infiltration provenant de ces torrents avec l'écoulement souterrain est estimé à 1 m<sup>3</sup>/s.

Le torrent de la plaine d'Ayia participe à la recharge des nappes de la région de Neokhori. D'autres petits torrents, sur la bordure NE de la plaine alimentent les aquifères. Le débit qui s'y infiltre a été estimé à 0,2 m<sup>3</sup>/s (S O G R E A H).

##### Les eaux météoriques infiltrées sur place

Pour pouvoir mesurer quelle quantité d'eau de pluie s'infiltré dans les nappes, on dispose de trois lysimètres dans les villages de Niki, Gianouli et Tirnavos.

Les résultats des mesures, bien que peu certains, indiquent que 8 à 10 % de l'eau météorique s'infiltré. La quantité d'eau qui s'infiltré est donc suffisante pour alimenter les nappes.



### L'eau des collines au SW de Larissa

Les couches qui constituent les collines en bordure SW de la plaine de Larissa ont un pendage dirigé vers la plaine (direction des couches NE). L'écoulement dans ces couches alimente les nappes des alluvions de la plaine ; et comme les formations des collines au SW de Larissa se prolongent sous les alluvions elles constituent un grand front d'alimentation.

### L'eau des marbres aux bords de la plaine

Les marbres de la région de Tirnavos-Amigdaléa sont les plus étendus. L'alimentation des nappes alluviales par ces marbres est importante. Le phénomène inverse se passe en amont du débouché du Titarissios, dans la région de Damassi. Ces marbres donnent les plus importantes sources karstiques qui ont été étudiées dans le chapitre 3-8-2. Il existe d'autres marbres dans la région de Platicambos et Kastri qui alimentent les nappes ou qui donnent des sources, de même que les calcaires de Néon Perivolion et Veletinon. Les marbres de Karla qui s'étendent sur une grande zone reçoivent toujours l'eau des nappes alluviales, puis l'eau s'écoule vers la mer Egée et vers le golfe Pagassitique.

### 4-2-1- Nappe phréatique ou peu profonde

A partir de l'inventaire des points d'eau, nous avons pu faire les observations suivantes sur la nappe phréatique, qui sont présentées sous forme de tableau :

NAPPE PHREATIQUE

Localité ou zone	Epaisseur des aquifères en m	Débit des points d'eau en m <sup>3</sup> /h	Densité des puits par km <sup>2</sup>	Alimentation des nappes	Niveau statique en m	Nature de l'aquifère	Coefficient d'emmagasinement approxim.
Argir-Deléria	5-10	moyen 20-30	22	Infiltration + b *	2-4	Sable + galets	bon
Tirnavos N	2-5	petit 10-15	35	Inf. + marbres	5-7	sable + graviers	bon
" S	5-12	bon 30-40	30	Inf. Titarissios	14-20	" "	moyen
Ambelon	5-15	" 40-50	20	Inf. + al **	Artésien	" "	bon
Falani	5-10	" 40-45	18	Inf + b	Artésien	" fin	bon
Larissa	3-6	petit 10-15	15	Inf. + b	10-15	" fin	petit
Platicambos	3-5	" 10-15	22	Inf. + b	2-5	" fin	moyen
Khalki	2-7	moyen 20	25	Inf. + b	4-7	Sable + graviers	"
Kipseli	2-8	" 20	30	Inf. + b	10-30	" "	bon
Arménion	5-10	bon 30-35	28	Inf. + b	5-20	" "	"
Karla	-	trop petit 1-2	1	Infiltration	Artésien	argile	mauvais
Rizomilos	2-4	moyen 20	25	Inf. + b	2-5	Sable + graviers	bon
Stefanovikion	2-5	" 20	25	Inf. + b	3-6	gros sable + grav.	bon

\* l'alimentation des aquifères provient du ruissellement à la périphérie de la plaine  
 \*\* l'alimentation des aquifères se fait latéralement

### 4-2-2- Nappes profondes

Sous la nappe phréatique existent plusieurs autres nappes reconnues par les forages traversant entièrement les alluvions jusqu'au socle. Les nappes sont superposées et séparées par des couches plus ou moins imperméables intermédiaires et elles ont différentes caractéristiques hydrodynamiques.

L'épaisseur, la profondeur et la transmissivité des nappes profondes varient dans les différentes régions. En général la transmissivité est grande dans la région de Tirnavos et petite dans la région de Karla. La transmissivité des aquifères dans la région du village Ambelon augmente avec la profondeur, car les couches peu profondes sont plus argileuses que les couches profondes qui sont grossières. Les possibilités d'exploitation des nappes en général sont très grandes dans la région de Tirnavos et petites dans la région de Karla.

On sait d'après les forages de reconnaissance et d'exploitation que la lithologie et la granulométrie des aquifères profonds diffèrent dans chaque partie de la zone d'étude. Les possibilités se présentent comme suit :

TABEAU DES POSSIBILITES D'EXPLOITATION DES NAPPES PROFONDES

Localité ou zone	Débit des points d'eau en m <sup>3</sup> /h	Alimentation des nappes	Nature de l'aquifère	Coefficient d'emmagasinement	Transmissivité
Deléria	30-40	Infiltr. + b *	sable fin + grav.	moyen	bonne
Tirnavos	25-150	Inf. Titarissios	sable gros + gr.	bon et très bon	bonne et très b.
Larissa	50-250	Inf.	sable	bon	très bonne
Platicambos	30-80	Inf.	sable fin	bon et moyen	bonne
Omorphokhorion	40-180	Inf.	sable fin	bon	bonne et très b.
Khalki	30-90	Inf. + b	sable moyen	bon	bonne
Kipseli	40-130	Inf. + b	sable + gra. + cogl	bon et moyen	bonne
Arménion	40-120	Inf. + b	sable gros. grav.	bon	bonne
Karla	2-5	-	argile + sable	mauvais	mauvaise
Rizomilos	30-100	Inf. + marbres	sable gros. + grav.	bon et moyen	bonne
Stefanovikion	50-200	Inf. + b	" " "	bon	bonne

\* l'alimentation des aquifères provient des bords.

### 4-2-2-1- Etude granulométrique

On dispose de peu d'analyses granulométriques d'échantillons pris dans les aquifères. Nous avons fait quelques analyses granulométriques et nous avons consulté aussi les analyses granulométriques faites pour l'étude d'un barrage dans la région de Karla.

Nous présentons sur la figure n° 18, trois échantillons choisis dans trois régions différentes de la plaine :

- échantillon n° 1 de la région de Karla,
- " n° 2 de la région de Platicambos-Omorphokhorion,
- " n° 3 de la région de Tirnavos,

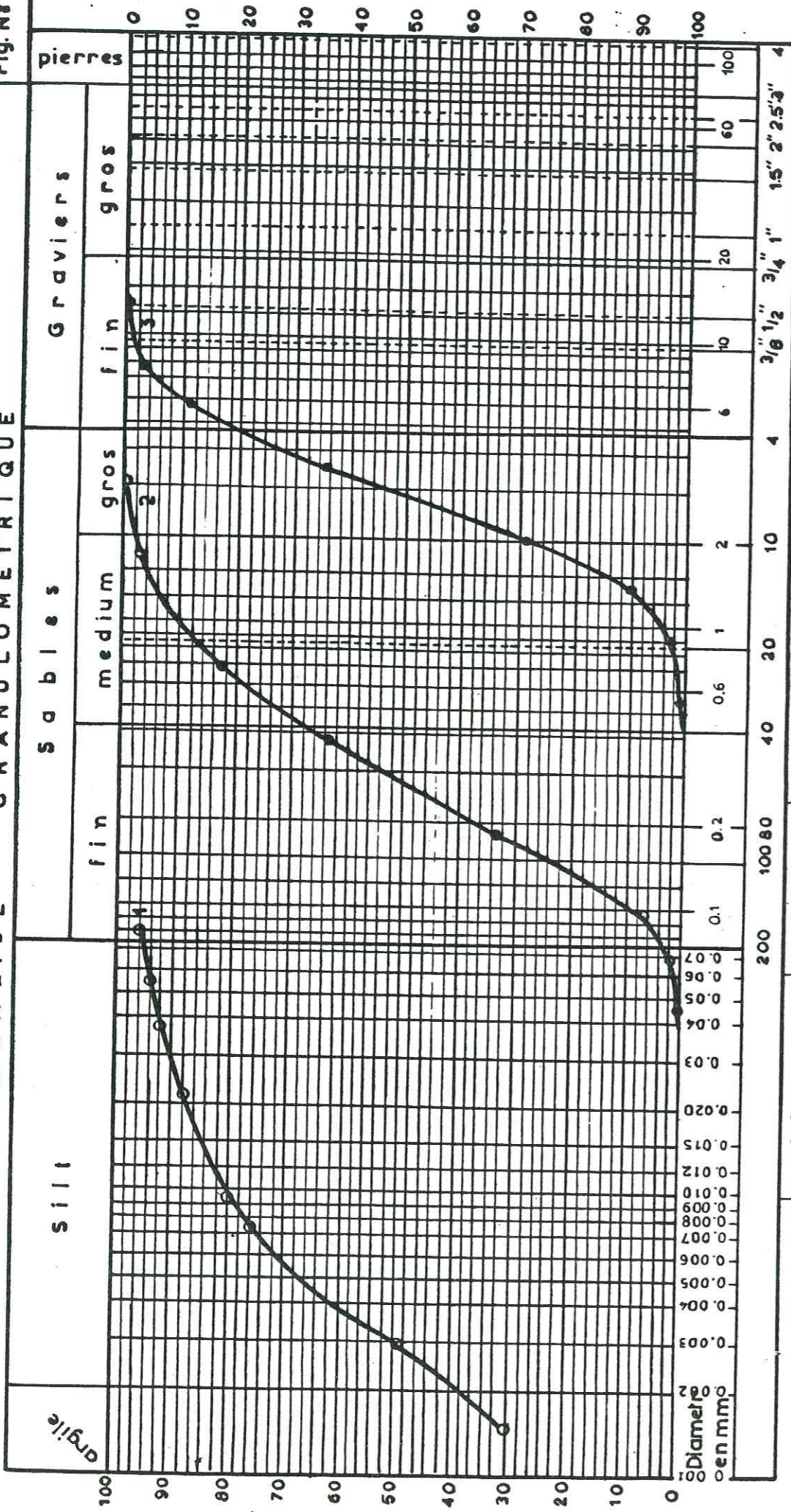
que l'on peut considérer comme représentatifs de la majorité des aquifères de la région.

#### Echantillon n° 1

Pris dans le forage F8 de la région de Karla, à la profondeur de 46 à 47 m, l'échantillon est constitué de silt, de sable fin et d'argile (couche non aquifère).

Fig. N° 18

ANALYSE GRANULOMETRIQUE



Région	Forage	Profondeur	N°	coeff. de l'Uniform.	coeff. de catégorie
Karla Omorfokhorion Tirnavos	F 8 SR60 LB130	46 - 47	1	$U_1 = 0$	$ck = 2,65$
		157 - 167	2	$U_2 = 3,5$	$ck = 1,86$
		54 - 56	3	$U_3 = 2,5$	$ck = 1,51$

Le coefficient d'uniformité, est :  $V = \frac{d_{60}}{d_{10}}$ . Pour l'échantillon n° 1 il est de l'ordre de  $V \approx 8$ . Il n'était pas possible de mesurer la fraction d'argile fine avec les tamis dont on disposait. L'échantillon n'est pas uniforme, mais varié.

Le coefficient de catégorie est :  $C_k = \frac{d_{75}}{d_{25}} = \sqrt{\frac{0,007}{0,001}} = \sqrt{7} = 2,65$   
l'échantillon est argile-silt.

Echantillon n° 2

Pris dans le forage de reconnaissance SR60 de la région d'Omorfokhorion entre les profondeurs de 157 et 167 m, c'est un sable fin. Il a été prélevé dans le meilleur des aquifères du forage. Le coefficient d'uniformité :  $V = \frac{d_{60}}{d_{10}}$  est de l'ordre de 3,5. L'échantillon

n'est pas uniforme, mais l'aquifère est bon du point de vue de l'exploitation de l'eau. Le coefficient de catégorie est  $C_k = \frac{d_{75}}{d_{25}} = \sqrt{\frac{0,52}{0,15}} = \sqrt{3,466} = 1,86$ .

Si on fait le calcul de la perméabilité K par la formule de Allen-Hazen, ou  $K = 100 \cdot d_{10}^2$ , on peut avoir les valeurs de la perméabilité de l'aquifère. Ainsi on a  $K = 10^{-4}$  m/s, et après le pompage  $K = 1,4 \cdot 10^{-4}$  m/s.

Echantillon n° 3

Il a été pris dans le forage d'exploitation LB 130 de la région de Tirnavos entre les profondeurs de 54 et 56 m. C'est le sable grossier d'un bon aquifère uniforme avec peu de graviers et du sable moyen.

Le coefficient d'uniformité est  $V = 2,5$  et l'échantillon est caractérisé comme uniforme. Le coefficient de catégorie est  $C_k = \frac{d_{75}}{d_{25}} = \sqrt{\frac{4,1}{1,8}} = \sqrt{2,277} = 1,51$ , la perméabilité d'après Allen-Hazen est  $K = 100 \cdot d_{10}^2 = 1,8 \cdot 10^{-2}$  m/s, mais d'après le pompage  $K = 2,8 \cdot 10^{-4}$  m/s.

Dans la mesure où ces échantillons sont bien représentatifs de la majorité des formations rencontrées, les exemples cités indiquent que les aquifères de la région d'étude, en général ne sont pas uniformes. Il y a exception lorsque l'aquifère est du sable fin. Dans ce cas, il y a de grands problèmes à l'exploitation car l'entrée du sable est continue.

4-2-3- Nappes des terrains quaternaires.

Dans la plaine, il existe des nappes de grande étendue mais hors de la plaine, il existe aussi des nappes dans les formations conglomératiques. Les aquifères sont les conglomérats des terrasses du Pinios et du Titarissios qui consistent en galets, graviers et gros sable et les conglomérats lacustres sur les collines, au SW de Larissa.

4-2-3-1- Terrasses du Pinios et du Titarissios

En plus des grandes terrasses dans la plaine, il y a des terrasses plus petites en amont des rivières avant leur entrée dans la plaine. Le Titarissios forme des terrasses dans la région de Potamia d'où sort la source d'Amouri. A Damassi, l'eau du Titarissios s'infiltré dans le calcaire à travers d'anciennes terrasses. Il y a un couloir quaternaire entre le Titarissios et le Pinios, dans la région de Damassi. Le remplissage du couloir est fait de sédiments grossiers provenant de l'érosion du calcaire ou quelquefois des ophiolites. C'est un ancien passage du Titarissios. L'épaisseur des alluvions y est environ de 100-110 m. Dans un autre grand couloir, qui rejoint les deux plaines de Thessalie (passage actuel de la rivière Pinios) on note la présence de terrasses dans les régions de Koutsokhiron, Pinias et Zarkon. L'épaisseur des terrasses est grande au milieu du couloir, de l'ordre de 90 m. L'eau des rivières s'infiltré à travers ces formations et pénètre dans les calcaires ou les marbres des deux côtés (SR 86 SR45) de la vallée. Au-dessous des alluvions, on a encore parfois des conglomérats ou des brèches tectoniques dont l'épaisseur peut atteindre 120 m (SR45).

#### 4-2-3-2- Conglomérats au SW de Larissa

Les conglomérats plio-pleistocènes au SW de Larissa ne sont pas riches en eau et ne constituent pas de bons aquifères, mais l'alimentation des nappes alluviales par ces conglomérats est intéressante, car sur les collines, l'infiltration est importante et les couches conglomératiques permettent l'écoulement de l'eau jusqu'aux nappes.

Elles couvrent une grande superficie. Le débit des forages construits dans cette région était de l'ordre de 60 à 100 m<sup>3</sup>/h.

Nous voyons donc que les aquifères alluviaux quaternaires sont hétérogènes non pas seulement du point de vue de leur nature, mais aussi du point de vue de leur capacité en eau.

#### 4-2-4- Les calcaires et marbres perméables en grand

La recherche de l'eau dans les calcaires est très importante mais n'est pas aussi difficile à notre avis que ce que pensent beaucoup d'hydrogéologues.

D'une manière générale, en Thessalie, les calcaires et marbres sont karstifiés sur une épaisseur de 25 à 30 mètres à partir de leur surface.

Lorsque les roches ont été soumises à l'affleurement aux agents atmosphériques, la karstification est très développée et l'on est à peu près certain d'y trouver de l'eau.

Lorsque les calcaires ou marbres sont recouverts par les formations sédimentaires récentes plioquaternaires et alluviales, la probabilité de rencontrer des zones karstiques aquifères reste très grande, car les marbres et les calcaires ont été soumis aux agents atmosphériques pour leur plus grande partie durant tout le début du tertiaire où la région était émergée.

Même dans les sections où les marbres et calcaires n'étaient pas exposés aux agents atmosphériques, on peut trouver de grands chenaux karstiques déterminés par les circulations des eaux en profondeur dans les zones tectoniques.

On ne note pas de différence systématique des types de karstification entre les marbres paléozoïques et les calcaires mésozoïques. Tous sont fortement tectonisés et bien que les marbres présentent une forte recristallisation, leur composition chimique est très voisine, comme le montre le tableau suivant expliquant leur comportement analogue vis-à-vis des dissolutions par les eaux.

Ce sont l'intensité des phénomènes tectoniques ou le temps d'exposition aux agents atmosphériques qui déterminent en chaque point les caractéristiques des systèmes karstiques qui se développent et qui peuvent aller de fissures fines peu élargies à des conduits larges et bien développés.

Ce sont les conditions locales qui provoquent les différences que l'on enregistre sur les débits exploitables sur les forages faits dans les différents secteurs.

Les débits dans les calcaires et marbres peuvent en effet varier de 15 à 400 m<sup>3</sup>/h et peuvent très rarement être inexistant.

Pour chercher l'origine des différences de dissolution entre calcaires mésozoïques et marbres, nous avons exécuté quelques analyses chimiques de ces roches mais les résultats obtenus ne font pas apparaître de différence sensible de la composition chimique des deux types de roches.

TABLEAU DES ANALYSES CHIMIQUES DES CALCAIRES ET MARBRES

Éléments analysés	Marbre de Kalipefki	Marbre de la région centrale	Calcaire mésozoïque (Lamia)	Calcaire du Néon Pervolion
Si O <sub>2</sub>	1,80	1,80	0,80	1,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,20	0,7	0,90	1,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,20	0,10	0,20	0,10
Mg O	1,80	2,10	1,80	4,10
Ca O	51,80	52,90	54,18	50,60
Na <sub>2</sub> O	0,10	—	—	0,20
K <sub>2</sub> O	0,10	0,10	0,11	0,10
C O <sub>3</sub>	43,0	42,30	42,01	42,20

Comme nous l'avons indiqué, la région de la Thessalie a été émergée à la fin du Crétacé et n'a été recouverte de formations lacustres qu'à partir du miocène supérieur.

Les massifs de marbres et de calcaires qui n'avaient pas acquis leur position tectonique définitive étaient donc exposés à l'altération et le niveau de base des circulations aquifères était situé plus bas de ce qu'il est actuellement ce qui explique que l'on trouve des zones karstifiées en-dessous du niveau de base géographique actuel.

Pour expliquer que la zone la plus intensément karstifiée est très généralement de l'ordre de 25 à 30 m, on peut admettre qu'il s'agit d'une zone décomprimée, plus facilement altérable car présentant de nombreuses fissures ouvertes, il est moins probable que cette profondeur corresponde à la profondeur limite de dissolution des calcaires en fonction de la teneur en CO<sub>2</sub> dissous dans les eaux ou à l'épaisseur de la tranche de roche située au-dessus du niveau de base géographique.

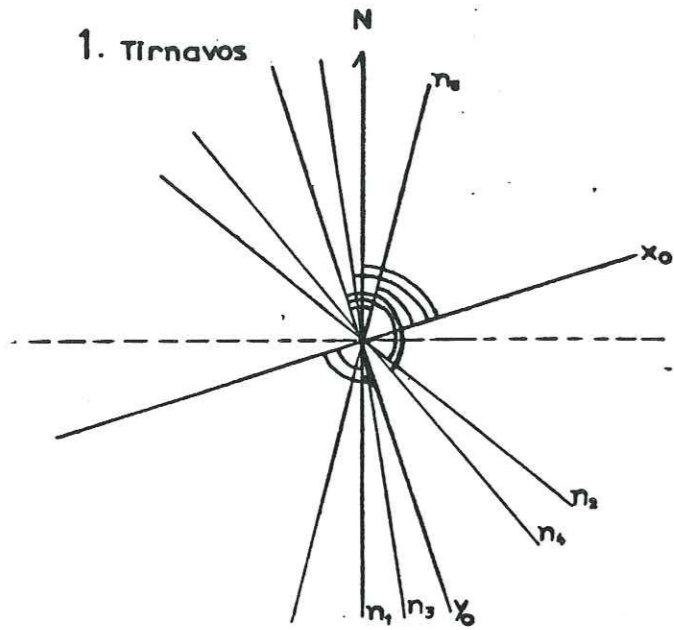
Une dernière hypothèse pourrait comporter l'existence d'une différence de lithologie des zones supérieures des marbres et des calcaires par rapport à leur soubassement mais aucune de nos observations ne va dans ce sens et nous pensons que c'est la zone décomprimée des massifs de calcaires et des marbres, qui, karstifiée durant la longue période allant de la fin du crétacé à l'époque actuelle, délimite cette tranche de 25 à 30 m d'épaisseur qui se révèle la plus intéressante et la plus productive pour les recherches d'eau.

On doit signaler l'existence dans les massifs de marbres et de calcaires de grottes, avens et dolines qui constituent les formes classiques du karst développé, dans les montagnes Ossa, l'Olympe, Paliokastron, etc.

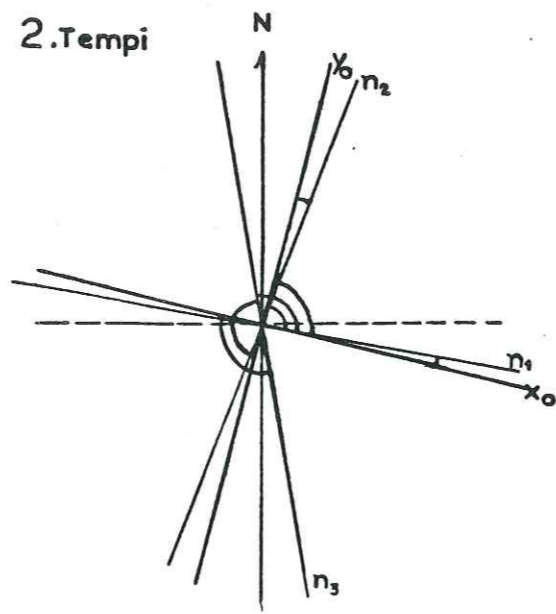
La présence de grottes à des cotes supérieures d'environ 100 mètres au niveau des plaines actuelles témoigne de l'évolution du niveau de base des circulations aquifères en fonction de l'érosion et de la tectonique.

On observe aussi l'existence de nombreuses cristallisations de calcite et aragonite soit dans les fissures, soit dans les grottes, sous forme de stalactites et stalagmites.

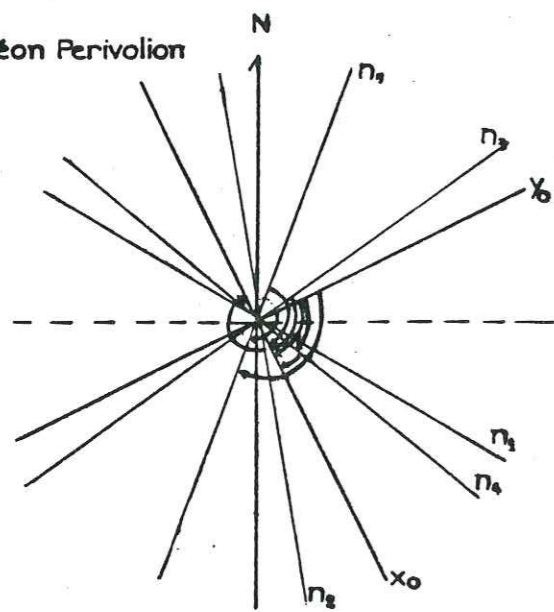
1. Tirnavos



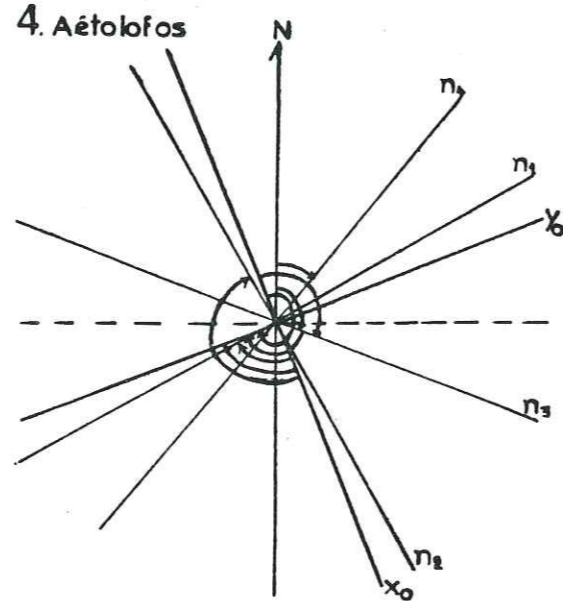
2. Tempi



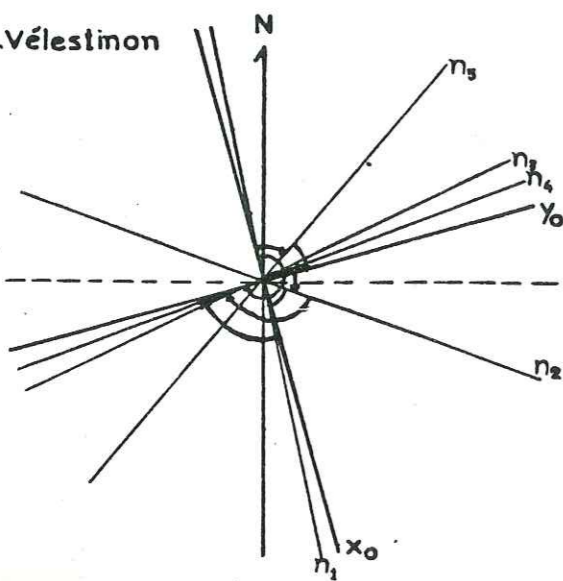
3. Néon Perivolion



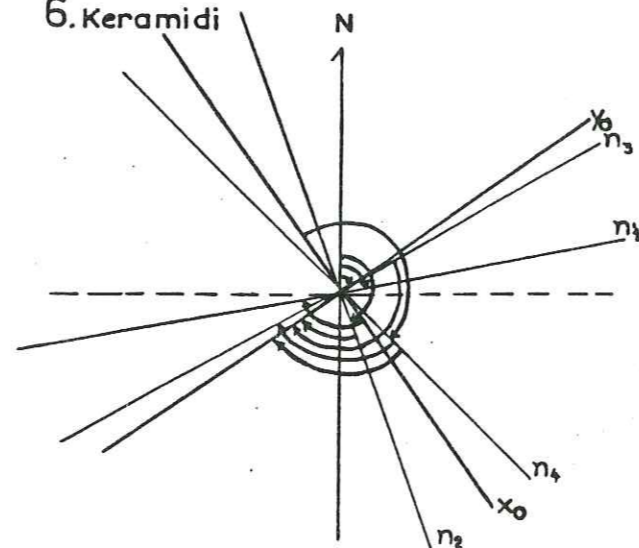
4. Aétolofos



5. Vélestimon



6. Keramidi



4-2-4-1- Détermination de la perméabilité équivalente dans les roches fissurées

Il y a différentes méthodes pour le calcul de la perméabilité dans les roches microporeuses. C'est expérimentalement que l'on trouve la perméabilité soit par les essais de pompage après le calcul de la transmissivité  $T = K \cdot h$  ( $K$  : perméabilité) ; soit par l'expérience de Darcy  $Q = K \cdot s \cdot i$ .

Pour l'estimation de la perméabilité dans les roches fissurées à partir de l'étude statistique de la fissuration, on a appliqué la méthode de Kiraly, connue depuis 1969, qui tient compte de l'anisotropie et de l'hétérogénéité de la perméabilité dans les calcaires fissurés.

Si on connaît les trois paramètres des principaux groupes de fissures, l'orientation  $n$ , la fréquence  $f$  et l'ouverture  $d$ , et en se référant à la direction et au pendage des strates, on peut calculer le tenseur de la perméabilité équivalente par la formule suivante :

$$\bar{K} = \sum_i \bar{K}_i \text{ avec } \bar{K}_i = \frac{g}{12\nu} \cdot f_i \cdot d_i^3 \cdot \bar{A}_i \text{ ou}$$

$g$  = accélération due à la gravité

$\nu$  = viscosité cinématique de l'eau :  $1 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$

$f_i$  = fréquence du ième groupe

$\bar{K}_i$  = tenseur de perméabilité du ième groupe

$$\bar{A}_i = (I - \vec{n}_i \otimes \vec{n}_i)$$

$I$  = matrice identité = 1

$d_i$  = ouverture moyenne des fissures du ième groupe

$\vec{n}_i \otimes \vec{n}_i$  = produit tensoriel de la normale au plan de fissure du i-ème groupe par elle-même. Si  $x_1, x_2, x_3$  sont les composantes du vecteur normal  $\vec{n}$ , on aura :

$$\vec{n} \otimes \vec{n} = \begin{bmatrix} x_1 \\ x_2 \\ x_3 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x_1 & x_1 x_2 & x_1 x_3 \\ x_1 x_2 & x_2^2 & x_2 x_3 \\ x_1 x_3 & x_2 x_3 & x_3^2 \end{bmatrix}$$

$$\bar{A} = (I - \vec{n} \otimes \vec{n}) = \begin{bmatrix} 1-x_1^2 & -x_1 x_2 & -x_1 x_3 \\ -x_2 x_1 & 1-x_2^2 & -x_2 x_3 \\ -x_3 x_1 & -x_3 x_2 & 1-x_3^2 \end{bmatrix}$$

Ainsi nous mesurons sur le terrain : l'orientation, la fréquence et l'ouverture des fissures.

Les  $f_i$  et  $\vec{n}_i$  sont estimées d'après les mesures de terrain. Les ouvertures  $d_i$  sont mesurées puis estimées par hypothèse, car il faut signaler que l'ouverture des diaclases est difficilement mesurable. Il faut bien signaler que les fissures sont souvent remplies par de la calcite secondaire. Le remplissage est plus grand au fond de massifs karstiques. L'ouverture des fissures en surface est très élargie. Il faut ajouter que nous avons négligé les fissures qui sont trop minces ou l'ouverture  $d \rightarrow 0$ .

Pour faciliter les calculs, nous avons pris comme axe de  $x_0$  la direction du pendage, comme axe de  $y_0$  la direction des strates et comme axe des  $z$  la normale aux strates. Les fissures sont considérées comme perpendiculaires à la stratification (voir fig. n° 19).

Nous avons appliqué la méthode d'estimation de la perméabilité équivalente pour six (6) secteurs des différents massifs des marbres et calcaires fissurés de la région de la Thessalie orientale. Ces mesures ont été exécutées sur les carrières existantes pour pouvoir mesurer approximativement la largeur des ouvertures. Il faut noter que les fissures sont encore plus larges ici qu'en profondeur, et les valeurs d'ouverture ont été divisées par 2 ou 3 pour cette raison. A l'emplacement d'une carrière, on peut voir aisément s'il y a remplissage ou non des fissures par de la calcite secondaire ou par de l'argile.

4-2-4-1-1- Les marbres de Tirnavos

Pour estimation de la perméabilité équivalente dans les marbres de Tirnavos, nous avons distingué cinq (5) familles de fissures avec les fréquences :  $f_1 = 0,13$  ;  $f_2 = 0,6$  ;  $f_3 = 0,7$  ;  $f_4 = 0,9$  ;  $f_5 = 0,03$  fissures par m<sup>2</sup>.

Les ouvertures que nous avons mesuré sur la carrière sont :

$D_1 = 5$  mm,  $D_2 = 2,2$  mm,  $D_3 = 3,4$  mm,  $D_4 = 1,2$  mm,  $D_5 = 5$  mm. Nous adoptons pour

le calcul les valeurs d'ouverture des fissures suivantes :

$d_1 = 2,5$  mm,  $d_2 = 1,1$  mm,  $d_3 = 1,7$  mm,  $d_4 = 0,6$  mm,  $d_5 = 2,5$  mm, pour chaque famille.

La direction de pendage est 72°N et la direction des strates est 162°N.

Les normales  $n_i$  sont représentées sur la figure n° 19, par les matrices colonnes suivantes :

$$n_1 = [0,308 \ 0,950 \ 0] , n_2 = [0,540 \ 0,849 \ 0] , n_3 = [0,140 \ 0,989 \ 0] , n_4 = [0,374 \ 0,927 \ 0]$$

$$n_5 = [0,545 \ 0,839 \ 0]$$

On peut avoir pour tenseurs  $\bar{A}_i$  :

$$A_1 = \begin{bmatrix} 0,905 & -0,293 & 0 \\ -0,293 & 0,098 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} A_2 = \begin{bmatrix} 0,709 & -0,458 & 0 \\ -0,458 & -0,279 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} A_3 = \begin{bmatrix} 0,980 & -0,138 & 0 \\ 0,138 & -0,022 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} A_4 = \begin{bmatrix} 0,860 & -0,346 & 0 \\ -0,346 & 0,141 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} A_5 = \begin{bmatrix} 0,703 & -0,457 & 0 \\ -0,457 & 0,296 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}$$

On a pour tenseurs  $\bar{K}_i$  :

$$\bar{K}_1 = \begin{bmatrix} 3,001 & -0,971 & 0 \\ -0,971 & 0,324 & 0 \\ 0 & 0 & 3,316 \end{bmatrix} \cdot 10^{-3} \text{ m/s} \quad \bar{K}_2 = \begin{bmatrix} 0,925 & -0,597 & 0 \\ -0,597 & 0,364 & 0 \\ 0 & 0 & 1,305 \end{bmatrix} \cdot 10^{-3} \text{ m/s} \quad \bar{K}_3 = \begin{bmatrix} 5,507 & -0,775 & 0 \\ -0,775 & 0,124 & 0 \\ 0 & 0 & 5,619 \end{bmatrix} \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$$

$$\bar{K}_4 = \begin{bmatrix} 0,273 & -0,110 & 0 \\ -0,110 & 0,045 & 0 \\ 0 & 0 & 0,318 \end{bmatrix} \cdot 10^{-3} \text{ m/s} \quad \bar{K}_5 = \begin{bmatrix} 0,269 & -0,175 & 0 \\ -0,175 & 0,113 & 0 \\ 0 & 0 & 0,383 \end{bmatrix} \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$$

On a donc :

$$K = \begin{bmatrix} 9,975 & -2,628 & 0 \\ -2,628 & 0,970 & 0 \\ 0 & 0 & 10,94 \end{bmatrix} \cdot 10^{-3} \text{ m/s} = (105,86 - 75,56) \cdot 10^{-3} = 30,3 \cdot 10^{-3} \text{ m/s} = 0,03 \text{ m/s}$$

La matrice  $\bar{K}$  est le tenseur de perméabilité dans la base des couches. On note que dans les marbres de Tirnavos les fissures des familles 3 et 5 sont remplies fréquemment de calcite secondaire ou encore de matériaux calciques mélangés avec de l'argile rouge. Ceci ne se voit que très rarement dans les fissures de la famille 1.

4-2-4-1-2- Les marbres de Tempi

Dans les marbres de Tempi nous avons distingué 3 familles de fissures avec les fréquences :  $f_1 = 0,7$  ;  $f_2 = 0,2$  et  $f_3 = 0,6$  par m<sup>2</sup>.

Les ouvertures que nous avons mesurées dans ces marbres sont :  $D_1 = 7$  mm,

$D_2 = 3$  mm ;  $D_3 = 1,5$  mm, mais pour le calcul nous adoptons les valeurs d'ouverture des fissures suivantes :  $d_1 = 2,3$  mm ;  $d_2 = 1,8$  mm et  $d_3 = 0,8$  mm. La direction de pendage est 104°N et la direction des strates 14°N.

Les normales  $\vec{n}_i$  sont représentées sur la figure n° 19 par les matrices colonnes suivantes :

$$n_1 = [0,995 \ 0,070 \ 0] , n_2 = [0,105 \ 0,994 \ 0] , n_3 = [0,407 \ 0,913 \ 0]$$

Donc, on peut avoir les tenseurs  $\bar{A}_i$  :

$$\bar{A}_1 = \begin{bmatrix} 0,010 & -0,070 & 0 \\ -0,070 & 0,005 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad \bar{A}_2 = \begin{bmatrix} 0,989 & -0,104 & 0 \\ -0,104 & 0,012 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad \bar{A}_3 = \begin{bmatrix} 0,834 & -0,371 & 0 \\ -0,371 & 0,167 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}$$

Nous avons pour les tenseurs  $\bar{K}_i$  :

$$\bar{K}_1 = \begin{bmatrix} 0,070 & -0,488 & 0 \\ -0,488 & 0,694 & 0 \\ 0 & 0 & 6,98 \end{bmatrix} \cdot 10^{-3} \text{ m/s}, \quad \bar{K}_2 = \begin{bmatrix} 0,942 & -0,099 & 0 \\ -0,099 & 0,011 & 0 \\ 0 & 0 & 0,953 \end{bmatrix} \cdot 10^{-3} \text{ m/s}, \quad \bar{K}_3 = \begin{bmatrix} 0,209 & -0,093 & 0 \\ -0,093 & 0,042 & 0 \\ 0 & 0 & 0,251 \end{bmatrix} \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$$

On a donc la valeur moyenne de  $\bar{K}$  :

$$\bar{K} = \begin{bmatrix} 1,221 & -0,680 & 0 \\ -0,680 & 6,99 & 0 \\ 0 & 0 & 8,18 \end{bmatrix} \cdot 10^{-3} \text{ m/s} = (69,75 - 3,32) \cdot 10^{-3} \text{ m/s} = 66,37 \cdot 10^{-3} \text{ m/s} = 0,066 \text{ m/s} \approx 0,07 \text{ m/s}$$

La matrice  $\bar{K}$  est le tenseur de la perméabilité dans la basse de la couche.

Nous n'avons observé de la calcite secondaire que très rarement dans les trois familles de fissures des marbres de la région de Témpi.

4-2-4-1-3- Les calcaires de Néon Perivolion

Nous avons distingué cinq (5) familles des fissures avec des fréquences :

$$f_1 = 0,8 ; f_2 = 0,9 ; f_3 = 0,45 ; f_4 = 0,85 \text{ et } f_5 = 1,8 \text{ par m}^2.$$

Les ouvertures que nous avons mesurées sur la carrière sont :  $D_1 = 5 \text{ mm}$ ,

$D_2 = 3 \text{ mm}$  ;  $D_3 = 4 \text{ mm}$  ;  $D_4 = 1,5 \text{ mm}$  ;  $D_5 = 1 \text{ mm}$ . Nous adoptons pour le calcul, les valeurs d'ouverture des fissures suivantes :  $d_1 = 2,0 \text{ mm}$  ;  $d_2 = 1,2 \text{ mm}$  ;  $d_3 = 1,6 \text{ mm}$  ;  $d_4 = 0,6 \text{ mm}$  ;  $d_5 = 0,4 \text{ mm}$ .

La direction du pendage est  $154^\circ\text{N}$  et la direction des strates est  $64^\circ\text{N}$ .

Les normales  $\bar{n}_i$  sont représentés sur la figure n° 19, par les matrices colonnes

suivantes :

$$\bar{n}_1 = [0,859 \ 0,569 \ 0], \quad \bar{n}_2 = [0,961 \ 0,277 \ 0], \quad \bar{n}_3 = [0,156 \ 0,988 \ 0], \quad \bar{n}_4 = [0,913 \ 0,408 \ 0], \quad \bar{n}_5 = [0,695 \ 0,720 \ 0],$$

Donc, on peut avoir les tenseurs  $\bar{A}_i$  :

$$\bar{A}_1 = \begin{bmatrix} 0,313 & -0,472 & 0 \\ -0,472 & 0,677 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}, \quad \bar{A}_2 = \begin{bmatrix} 0,077 & -0,266 & 0 \\ -0,266 & 0,923 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}, \quad \bar{A}_3 = \begin{bmatrix} 0,976 & -0,154 & 0 \\ -0,154 & 0,024 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}, \quad \bar{A}_4 = \begin{bmatrix} 0,167 & -0,372 & 0 \\ -0,372 & 0,834 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}$$

$$\bar{A}_5 = \begin{bmatrix} 0,517 & -0,500 & 0 \\ -0,500 & 0,412 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}$$

Ainsi, nous avons pour les tenseurs  $\bar{K}_i$  :

$$\bar{K}_1 = \begin{bmatrix} 1,638 & -2,469 & 0 \\ -2,469 & 0,542 & 0 \\ 0 & 0 & 5,23 \end{bmatrix} \cdot 10^{-3} \text{ m/s}, \quad \bar{K}_2 = \begin{bmatrix} 0,098 & -0,338 & 0 \\ -0,338 & 1,173 & 0 \\ 0 & 0 & 1,27 \end{bmatrix} \cdot 10^{-3} \text{ m/s}, \quad \bar{K}_3 = \begin{bmatrix} 1,471 & 0,232 & 0 \\ -0,232 & 0,036 & 0 \\ 0 & 0 & 1,503 \end{bmatrix} \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$$

$$\bar{K}_4 = \begin{bmatrix} 0,025 & -0,056 & 0 \\ -0,056 & 0,125 & 0 \\ 0 & 0 & 0,15 \end{bmatrix} \cdot 10^{-3} \text{ m/s}, \quad \bar{K}_5 = \begin{bmatrix} 0,048 & -0,047 & 0 \\ -0,047 & 0,039 & 0 \\ 0 & 0 & 0,094 \end{bmatrix} \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$$

$$\bar{K} = \begin{bmatrix} 3,28 & -3,142 & 0 \\ -3,142 & 4,915 & 0 \\ 0 & 0 & 8,254 \end{bmatrix} \cdot 10^{-3} \text{ m/s} = (1,33 - 81,5) \cdot 10^{-3} = 51,5 \cdot 10^{-3} \text{ m/s} = 0,05 \text{ m/s}$$

La matrice  $\bar{K}$  est le tenseur de la perméabilité dans la base des couches.

Dans les calcaires crétacés de Néon Perivolion, les fissures de la famille 1 et 3 sont remplies parfois de calcite rougeâtre. Il y a aussi très rarement un remplissage des fissures de la famille 2.

4-2-4-1-4- Les marbres d'Aétolofos

Nous avons distingué quatre (4) familles de fissures dans les marbres de la région située au NW du village Aétolofos, avec des fréquences :  $f_1 = 0,9$  ;  $f_2 = 0,4$  ;  $f_3 = 1,4$  ;  $f_4 = 0,8$  par  $\text{m}^2$ .

Les ouvertures que nous avons mesurées dans les marbres sur le terrain étaient :  $D_1 = 3 \text{ mm}$ ,  $D_2 = 2,5 \text{ mm}$ ,  $D_3 = 2 \text{ mm}$ ,  $D_4 = 2,5 \text{ mm}$ . Mais, pour notre calcul, nous adoptons les valeurs d'ouverture des fissures suivantes :  $d_1 = 1,5 \text{ mm}$ ,  $d_2 = 1,2 \text{ mm}$ ,  $d_3 = 0,9 \text{ mm}$ ,  $d_4 = 1,2 \text{ mm}$ .

La direction du pendage est  $158^\circ\text{N}$  et la direction des strates  $68^\circ\text{N}$ .

Les normales  $\bar{n}_i$  sont représentées sur la figure n° 19, par les matrices colonnes suivantes :  $\bar{n}_1 = [0,139 \ 0,992 \ 0]$ ,  $\bar{n}_2 = [0,988 \ 0,139 \ 0]$ ,  $\bar{n}_3 = [0,670 \ 0,744 \ 0]$ ,  $\bar{n}_4 = [0,470 \ 0,882 \ 0]$

On peut avoir le tenseur  $\bar{A}_i$  pour chaque famille :

$$\bar{A}_1 = \begin{bmatrix} 0,981 & -0,138 & 0 \\ -0,138 & 0,016 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}, \quad \bar{A}_2 = \begin{bmatrix} 0,064 & -0,137 & 0 \\ -0,137 & 0,862 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}, \quad \bar{A}_3 = \begin{bmatrix} 0,551 & -0,498 & 0 \\ -0,498 & 0,447 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}, \quad \bar{A}_4 = \begin{bmatrix} 0,775 & -0,414 & 0 \\ -0,414 & 0,222 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}$$

Ainsi, nous avons pour les tenseurs  $\bar{K}_i$  :

$$\bar{K}_1 = \begin{bmatrix} 2,434 & -0,342 & 0 \\ -0,342 & 0,04 & 0 \\ 0 & 0 & 2,483 \end{bmatrix} \cdot 10^{-3} \text{ m/s}, \quad \bar{K}_2 = \begin{bmatrix} 0,036 & -0,077 & 0 \\ -0,077 & 0,487 & 0 \\ 0 & 0 & 0,56 \end{bmatrix} \cdot 10^{-3} \text{ m/s}, \quad \bar{K}_3 = \begin{bmatrix} 0,460 & -0,416 & 0 \\ -0,416 & 0,373 & 0 \\ 0 & 0 & 0,835 \end{bmatrix} \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$$

$$\bar{K}_4 = \begin{bmatrix} 0,875 & -0,468 & 0 \\ -0,468 & 0,251 & 0 \\ 0 & 0 & 1,13 \end{bmatrix} \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$$

$$\text{On a la valeur moyenne de } \bar{K} = \begin{bmatrix} 3,805 & -1,303 & 0 \\ -1,303 & 1,151 & 0 \\ 0 & 0 & 5,013 \end{bmatrix} \cdot 10^{-3} \text{ m/s} = (21,95 - 8,51) \cdot 10^{-3} \text{ m/s} = 0,013 \text{ m/s}$$

La matrice  $\bar{K}$  est le tenseur de la perméabilité dans la base de la couche.

On note ici de la calcite secondaire parfois dans les fissures de la famille 1 ainsi que dans les fissures de la famille 4. Le remplissage est rare par de la calcite rougeâtre et par de l'argile rouge dans les fissures des familles 2 et 3.

4-2-4-1-5- Les marbres de Velestinon

Nous avons distingué cinq familles de fissures dans les marbres de la région située à l'E de Velestinon, avec des fréquences :  $f_1 = 0,8$ ,  $f_2 = 0,95$ ,  $f_3 = 0,4$ ,  $f_4 = 0,8$ ,  $f_5 = 0,6$  par  $\text{m}^2$ .

Les ouvertures que nous avons mesurées dans la carrière étaient :  $D_1 = 5 \text{ mm}$ ,  $D_2 = 4 \text{ mm}$ ,  $D_3 = 2 \text{ mm}$ ,  $D_4 = 3 \text{ mm}$  et  $D_5 = 4 \text{ mm}$ . Pour le calcul, nous adoptons les valeurs d'ouverture des fissures suivantes :  $d_1 = 1,7 \text{ mm}$ ,  $d_2 = 1,3 \text{ mm}$ ,  $d_3 = 0,7 \text{ mm}$ ,  $d_4 = 1 \text{ mm}$ ,  $d_5 = 1,3 \text{ mm}$ .

La direction du pendage est  $165^\circ\text{N}$  et la direction des strates est  $75^\circ\text{N}$ .

Les normales  $\bar{n}_i$  sont représentées sur la figure n° 19, par les matrices colonnes

suivantes :

$$\bar{n}_1 = [0,995 \ 0,05 \ 0], \quad \bar{n}_2 = [0,572 \ 0,819 \ 0], \quad \bar{n}_3 = [0,174 \ 0,985 \ 0], \quad \bar{n}_4 = [0,082 \ 0,985],$$

$$\bar{n}_5 = [0,574 \ 0,820 \ 0]$$

On peut avoir le tenseur  $\bar{A}_i$  :

$$\bar{A}_1 = \begin{bmatrix} 0,01 & -0,05 & 0 \\ -0,05 & 0,998 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}, \quad \bar{A}_2 = \begin{bmatrix} 0,673 & -0,468 & 0 \\ -0,468 & 0,330 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}, \quad \bar{A}_3 = \begin{bmatrix} 0,970 & -0,171 & 0 \\ -0,171 & 0,03 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix},$$

$$\bar{A}_4 = \begin{bmatrix} 0,993 & -0,081 & 0 \\ -0,081 & 0,03 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad \bar{A}_5 = \begin{bmatrix} 0,671 & -0,470 & 0 \\ -0,470 & 0,328 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}$$

On a pour le tenseur  $\bar{K}_i$  :

$$\bar{K}_1 = \begin{bmatrix} 0,032 & -0,16 & 0 \\ -0,16 & 3,194 & 0 \\ 0 & 0 & 3,2 \end{bmatrix} \cdot 10^{-3} \text{ m/s} \quad \bar{K}_2 = \begin{bmatrix} 1,149 & -0,799 & 0 \\ -0,799 & 0,564 & 0 \\ 0 & 0 & 1,708 \end{bmatrix} \cdot 10^{-3} \text{ m/s} \quad \bar{K}_3 = \begin{bmatrix} 0,109 & -0,019 & 0 \\ -0,019 & 0,003 & 0 \\ 0 & 0 & 0,112 \end{bmatrix} \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$$

$$\bar{K}_4 = \begin{bmatrix} 0,649 & -0,053 & 0 \\ -0,053 & 0,020 & 0 \\ 0 & 0 & 0,654 \end{bmatrix} \cdot 10^{-3} \text{ m/s} \quad \bar{K}_5 = \begin{bmatrix} 0,724 & -0,507 & 0 \\ -0,507 & 0,354 & 0 \\ 0 & 0 & 1,079 \end{bmatrix} \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$$

on a donc la valeur moyenne de :

$$\bar{K} = \begin{bmatrix} 2,663 & -1,538 & 0 \\ -1,538 & 4,135 & 0 \\ 0 & 0 & 6,753 \end{bmatrix} \cdot 10^{-3} \text{ m/s} = (74,36 - 15,97) \cdot 10^{-3} \text{ m/s} = 58,4 \cdot 10^{-3} \text{ m/s} = 0,058 \text{ m/s} \approx 0,06 \text{ m/s}$$

La matrice  $\bar{K}$  est le tenseur de la perméabilité dans la base de la couche.

Dans les marbres du secteur de Veletinon, nous avons un remplissage rare par de la calcite dans les fissures de la famille 1 et aussi parfois on voit de la calcite secondaire avec de l'argile rouge dans les fissures de la famille 5.

4-2-4-1-6- Les marbres de Keramidi

Nous avons distingué quatre (4) familles de fissures dans les marbres de la région située à l'W du village "Keramidi" avec des fréquences :  $f_1 = 0,7$ ,  $f_2 = 0,3$ ,  $f_3 = 1,4$ ,  $f_4 = 1,6$  par m<sup>2</sup>.

Les ouvertures que nous avons mesurées dans les marbres sur une carrière étaient :  $D_1 = 5 \text{ mm}$  ;  $D_2 = 4 \text{ mm}$  ;  $D_3 = 2 \text{ mm}$  ;  $D_4 = 2 \text{ mm}$ .

Nous adoptons pour le calcul les valeurs d'ouverture de fissures suivantes :  $d_1 = 2 \text{ mm}$  ;  $d_2 = 1,2 \text{ mm}$  ;  $d_3 = 1 \text{ mm}$  ;  $d_4 = 1 \text{ mm}$ .

La direction du pendage est 146N et la direction des strates est 56N.

Les normales  $\vec{n}_i$  sont représentées sur la figure n° 19 par les matrices colonnes suivantes :  $n_1 = \begin{bmatrix} 0,408 & 0,913 & 0 \end{bmatrix}$ ,  $n_2 = \begin{bmatrix} 0,971 & 0,242 & 0 \end{bmatrix}$ ,  $n_3 = \begin{bmatrix} 0,07 & 0,994 & 0 \end{bmatrix}$ ,  $n_4 = \begin{bmatrix} 0,981 & 0,191 & 0 \end{bmatrix}$

On peut avoir les tenseurs  $\bar{A}_i$  :

$$\bar{A}_1 = \begin{bmatrix} 0,834 & -0,372 & 0 \\ -0,372 & 0,167 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}, \quad \bar{A}_2 = \begin{bmatrix} 0,057 & -0,235 & 0 \\ -0,235 & 0,942 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}, \quad \bar{A}_3 = \begin{bmatrix} 0,995 & -0,070 & 0 \\ -0,070 & 0,010 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}, \quad \bar{A}_4 = \begin{bmatrix} 0,038 & -0,187 & 0 \\ -0,187 & 0,964 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}$$

Ainsi nous avons pour les tenseurs  $\bar{K}_i$  :

$$\bar{K}_1 = \begin{bmatrix} 3,836 & -1,711 & 0 \\ -1,711 & 0,768 & 0 \\ 0 & 0 & 4,6 \end{bmatrix} \cdot 10^{-3} \text{ m/s} \quad \bar{K}_2 = \begin{bmatrix} 0,039 & -0,161 & 0 \\ -0,161 & 0,647 & 0 \\ 0 & 0 & 0,687 \end{bmatrix} \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$$

$$\bar{K}_3 = \begin{bmatrix} 1,138 & -0,08 & 0 \\ -0,08 & 0,011 & 0 \\ 0 & 0 & 1,144 \end{bmatrix} \cdot 10^{-3} \text{ m/s} \quad \bar{K}_4 = \begin{bmatrix} 0,050 & -0,244 & 0 \\ -0,244 & 1,261 & 0 \\ 0 & 0 & 1,308 \end{bmatrix} \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$$

On a donc la valeur moyenne de  $\bar{K} = \begin{bmatrix} 5,063 & -2,196 & 0 \\ -2,196 & 2,687 & 0 \\ 0 & 0 & 7,692 \end{bmatrix} \cdot 10^{-3} = (104,64 - 37,09) \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$

= 0,068 m/s 0,07 m/s.

La matrice  $\bar{K}$  est le tenseur de la perméabilité dans la base de couches. Dans les marbres de la région, on a observé un remplissage très rare de quelques fissures de la famille 1 et 4 qui augmente en profondeur.

4-2-4-1-7- Résultats et conclusions

Les valeurs de la perméabilité équivalente K que nous avons trouvées pour chacun des massifs karstiques sont présentées sur le tableau suivant :

Localités	Sources	Perméabilité équivalente K en m/s	Débit moyen en m <sup>3</sup> /s
Tirnavos	Mati et Ayia-Anna	0,03	2,98
Témpi	Témpi	0,066	4,0
Neon Perivolion	-	0,05	Pas de source
Aétolofos	Vrisi	0,013	0,005
Veletinon	Veletinon vers la mer	0,06	0,200
Keramidi	Sources sous-marines	0,068	1-2

En comparant la perméabilité équivalente de chacun de ces massifs et les débits des sources qu'ils donnent, on peut dire que les valeurs obtenues sont proches de la réalité.

Les marbres de la région de Tirnavos qui ont une valeur de la perméabilité équivalente K = 0,03 couvrent une grande surface et donnent les grandes sources : Mati-Tirnavou et Ayia-Anna. Le coefficient  $\alpha$  de Maillet est  $\alpha = 0,014$ .

Le même phénomène se passe aussi pour les marbres de Témpi ou K = 0,066 ; la surface est plus grande, les débits des sources sont aussi plus grands (Q = 2 à 5 m<sup>3</sup>/s) et le coefficient  $\alpha$  de Maillet est de l'ordre  $\alpha = 0,006$ .

Le calcaire de Néon Perivolion, -de petite étendue- ne donne pas de sources mais alimente les aquifères des formations quaternaires où on pompe l'eau.

Le massif des marbres d'Aétolofos donne de très petites sources mais la surface qu'il couvre est aussi très petite. (Perméabilité équivalente K = 0,013).

Les marbres de Veletinon s'évacuent vers la mer -le golfe pagassitique- ou ils donnent des sources sous-marines.

Enfin les marbres de Keramidi donnent aussi des sources sous-marines vers la mer Egée dont le débit ne peut pas être mesuré.

Les valeurs de la perméabilité équivalente K que l'on a trouvées donnent une connaissance exacte des caractères hydrodynamiques des divers formations karstiques du système hétérogène de Thessalie Orientale constitué principalement de formations alluviales et karstiques.

Nous étudierons maintenant les propriétés hydrogéologiques des formations semi-perméables ou imperméables.

4-2-5- Les formations imperméables

En dehors des sédiments récents quaternaires (silts, argiles et marnes, classés dans les formations imperméables,) les schistes, surtout d'âge paléozoïque, et les roches éruptives sont imperméables sur une grande épaisseur.

Les formations schisteuses et éruptives ont subi l'influence des efforts tectoniques et ont été plissées ou parfois, rarement, faillées mais moins que les calcaires et les marbres.

En surface ces formations imperméables sont altérées, fissurées. Dans les zones de décompression, la fracturation est plus forte.

L'eau y entre à faible profondeur, crée des nappes et sort aux points topographiques les plus bas sous forme de petites sources; mais il existe plusieurs sources avec des débits intéressants, qui proviennent de schistes et de roches éruptives surtout en bordure NE de la plaine.

4-2-5-1- Les schistes cristallins

Les schistes sont des roches déformables et prennent donc des formes variées quand ils sont soumis à des efforts tectoniques. Dans notre région, dans le massif pélagonien, les mouvements tectoniques ont été nombreux; les schistes ont été parfois faillés et dans les couches les plus dures on peut trouver des fissures ouvertes. L'eau n'entre dans ces petites fissures que jusqu'à une profondeur assez faible car, souvent plus bas, les fissures et les diaclases sont remplies par des matériaux d'altération et sont devenus imperméables, comme d'ailleurs toute la masse des schistes.

Lorsque les schistes sont perméables en surface dans la région d'étude, ils forment toutefois des petits réservoirs intéressants.

Quand un forage a atteint des terrains cristallins soit comme socle, après la traversée des sédiments quaternaires ou après des alluvions grossières, soit comme affleurement, on a trouvé un aquifère intéressant au sommet de la série des schistes, sur une épaisseur de 6 à 10 m.

4-2-5-2- Les roches éruptives

Les roches éruptives sont surtout les ophiolites qui affleurent sur une grande étendue.

Les ophiolites peuvent être plus perméables en surface que les schistes dans les zones de fracturation. Des aquifères se sont constitués selon le même processus que dans les schistes.

D'habitude, dans les collines et à cause de la fracturation, on peut trouver des petites quantités d'eau jusqu'à la profondeur de 12 m et plus (débit : 60 m<sup>3</sup>/h). Les aquifères de cette zone fracturée qui se vident souvent aux points les plus bas, donnent de petites sources.

Quelquefois, quand les ophiolites ne sont pas couvertes par des sédiments récents et quand elles ont été broyées par les efforts tectoniques, on trouve l'eau jusqu'à la profondeur de 50 à 70 m, mais les quantités d'eau sont certainement petites.

Après l'étude des formations à perméabilité en grand, nous présentons quelques coupes hydrogéologiques surtout à la périphérie du système karstique.

4-2-6- Quelques coupes hydrogéologiques

Pour étudier les rapports hydrogéologiques de la plaine principale avec les plaines périphériques ou avec l'extérieur de la plaine (comme par exemple la mer), nous présentons trois coupes hydrogéologiques sur la figure n° 20.

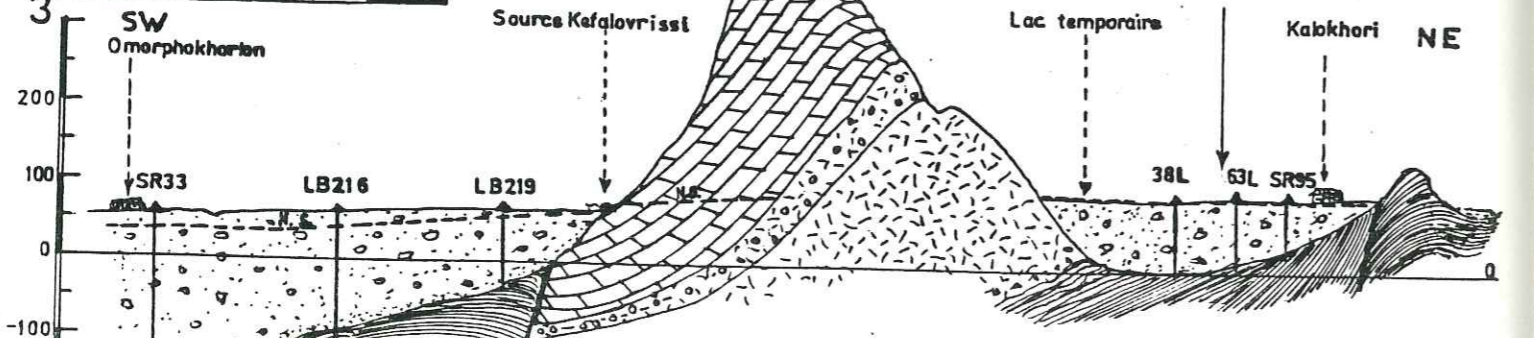
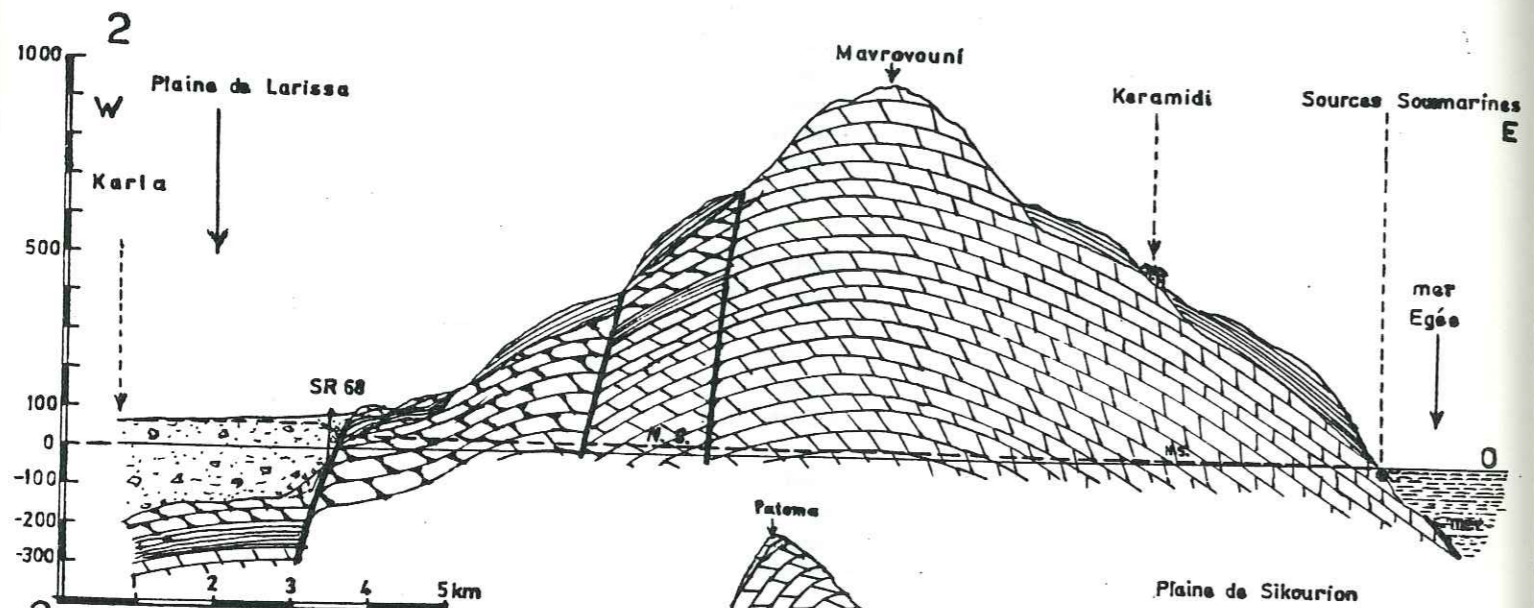
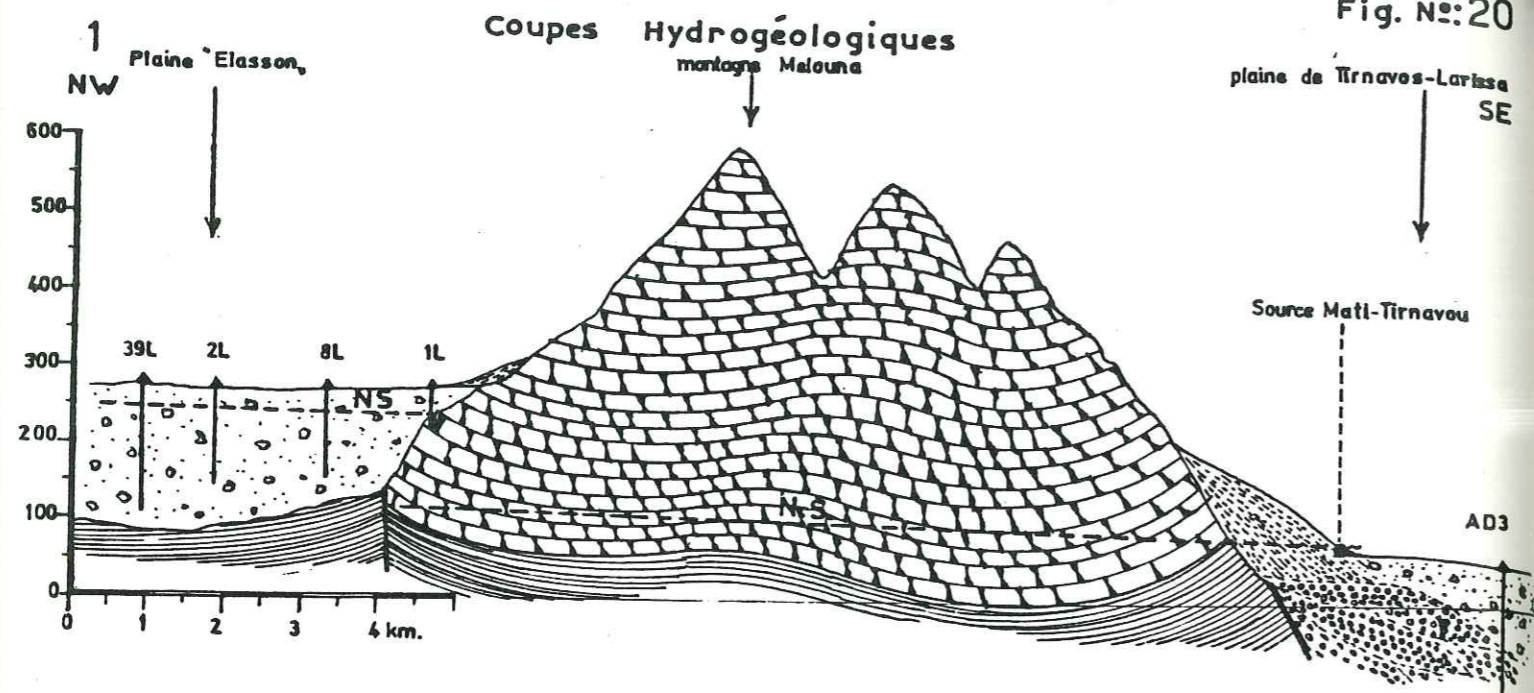
- La première coupe hydrogéologique montre les rapports entre la plaine périphérique d'Elasson et la plaine principale de Larissa-Tirnavos (Direction de la coupe NW-SE). La plaine périphérique d'Elasson forme une cuvette remplie de formations quaternaires de 180 à 200 m d'épaisseur. Les aquifères se vident vers les marbres supérieurs karstiques de la montagne de "Melouna" et à travers les éboulis de pentes l'eau émerge par la source Mati-Tirnavou, au bord de la plaine principale.

Le niveau statique dans la plaine périphérique d'Elasson, est de l'ordre de 20 m de profondeur et de 150 m dans les marbres.

- La deuxième coupe hydrogéologique indique la vidange des nappes de la plaine principale (région de Karla) vers la mer Egée. La vidange se fait à travers les marbres inférieurs de la montagne "Mavrovouni" vers la mer où on trouve des sources sous-marines. Comme dans le "Karla" les aquifères sont très petits au point de vue épaisseur et transmissivité, et juste après les nappes alluviales l'eau tombe dans les marbres karstiques où il y a une grande transmissivité et où le niveau d'eau est très profond. Ainsi se forme un seuil comme on le voit sur les cartes isopiézométriques, cartes n° 10 et 11.

- La troisième coupe hydrogéologique montre les rapports de la plaine de Sikourion avec la plaine principale. A l'Ouest du village de Kalokhori dans la plaine de Sikourion, il se forme un petit lac temporaire, pendant l'hiver, qui devient sec en été. Il existe une vidange à travers les marbres de la montagne "Patoma" vers la plaine principale où émerge la source karstique de Kéfalovrissi.





LEGENDE

- |  |  |  |                                |
|--|--|--|--------------------------------|
|  | Alluvions: perméables et semi-perméables     |  | Marbres supérieurs: karstiques |
|  | Eboulis de pentes: perméables                |  | Schistes: imperméables         |
|  | Conglomerats P1 et Ps: perméables            |  | Marbres inférieurs: karstiques |
|  | Conglomerats des ophiolites: semi-perméables |  | Niveau d'eau                   |
|  | Ophiolites: imperméables                     |  | Failla                         |

4-3- TRAVAUX DE FORAGES

Près de 40 forages de reconnaissance et 15 piézomètres ont été effectués en 1972 et en 1973 dans la plaine E. Plus de 180 forages d'exploitation ont également été effectués en 1973, 1974, 1975, 1976 et 1977 dans le cadre du programme de développement des eaux souterraines de la Thessalie.

Il y avait aussi à peu près 40 anciens forages du S.A.F. qui ont été exécutés pour des exploitations privées, ainsi que 20 forages de reconnaissance exécutés par ETHIGME (IGEY) en 1970-1971, dans le cadre du programme du développement des eaux souterraines de la Thessalie.

Les forages de reconnaissance ont été exécutés pour étudier la nature du terrain, déterminer les caractéristiques hydrodynamiques des aquifères et connaître la profondeur et la nature du substratum (socle).

Plusieurs forages de reconnaissance ont été transformés en forages d'exploitation. Les forages de reconnaissance et d'exploitation ont été équipés de tubes pleins dont le diamètre est d'habitude de 10", 12" ou 14", quelquefois 16", dans le cas où nous avons un grand débit (dans les calcaires).

Les tubes porte-crépines ou les crépines sont de diamètre 12", 10", 8" et 6". Les forages de reconnaissance sont tous de type télescopique, mais nous avons réalisé plusieurs types de forages d'exploitation.

Les types de forages sont :

- Type A Californien. La colonne de tubes de même diamètre jusqu'au fond ;
- Type B Télescopique. La colonne de crépines a un diamètre plus petit que les tubes pleins ;
- Type C Télescopique. La profondeur des aquifères est connue d'avance.
- Type D Dans les calcaires. La partie forée dans le calcaire n'est pas tubée ;
- Type E Dans les alluvions et calcaires. Tubage jusqu'au calcaire, cimentation et puis forage dans le calcaire.

Dans le programme des forages d'exploitation, on a le plus souvent utilisé trois types de forages ; les types A, B et D.

La profondeur moyenne des forages de reconnaissance était de 160 m, tandis que pour les forages d'exploitation elle était de 110 m.

L'exécution de tous ces forages nous a permis, avec les carottages électriques effectués dans chacun, d'acquérir une connaissance assez précise des aquifères.

4-3-1- Forages de reconnaissance

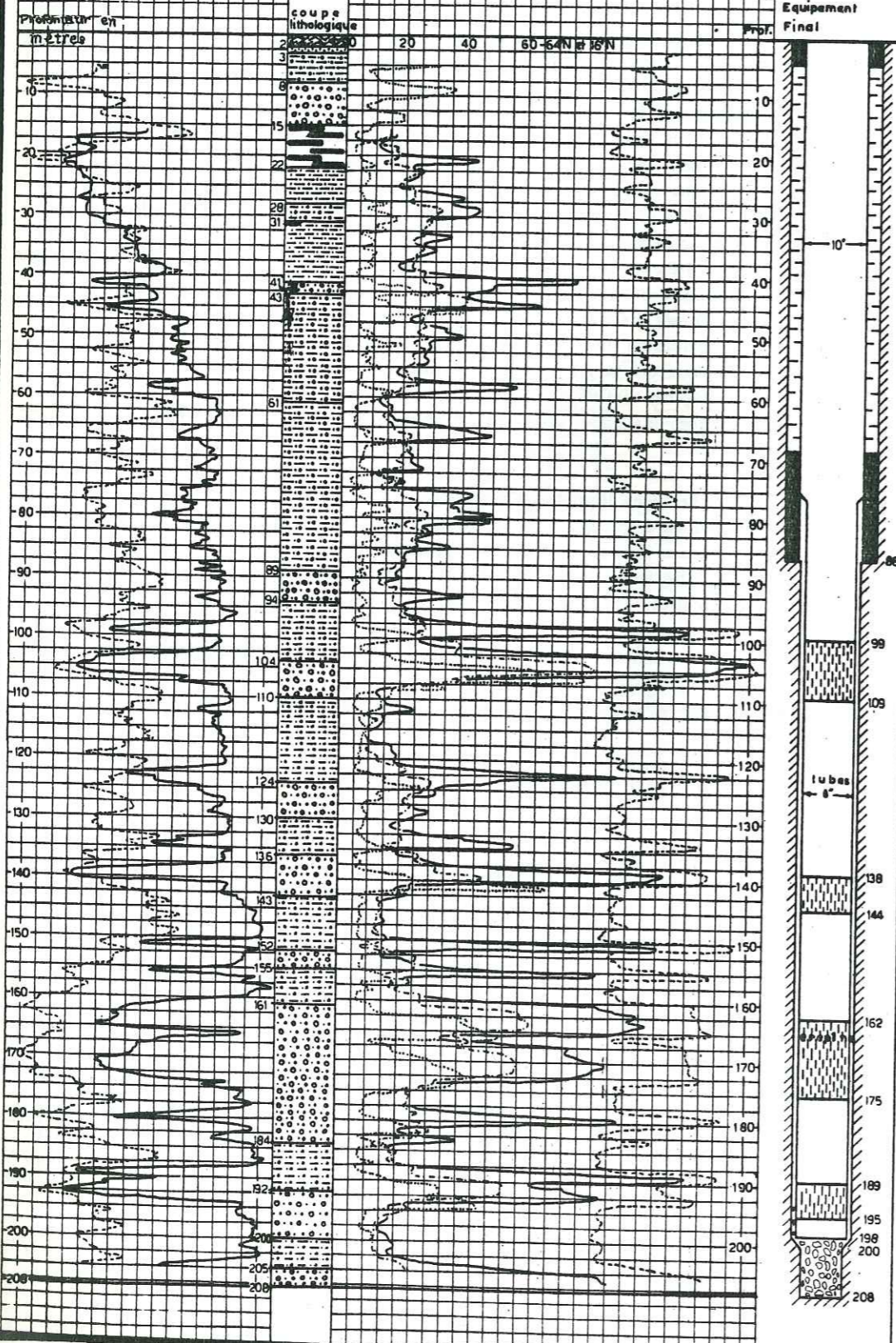
Sur chaque forage de reconnaissance, ont été effectués les travaux suivants :

- forage en diamètre 6"1/2 à 9"7/8, très souvent jusqu'au socle,
- carottage électrique. Diagraphie : 16" normal, 64" normal, 6" latéral. Polarisation spontanée et  $\gamma$ -ray.
- Exécution des essais d'eau.
- Alésage, dans le cas de transformation en sondage d'exploitation, en 15" 1/2 à 17" 1/2, rarement 22" ou 20".
- Tubage ; tubage principal tubes porte-crépines ou crépines. Type des crépines à pont avec deux ou trois dimensions de fentes : 1 mm, 1,5 mm et 2-2,5 mm.
- Cimentation : par une circulation de boue.
- Gravillonnage : diamètre de graviers mis en place : 2 à 5 mm et 3 à 6 mm.
- Développement ; par air-lift et ensuite par pompage.
- Essai de pompage et prélèvement d'échantillons d'eau pour analyse complète.

Fig N°21.1

EXEMPLE D'UN CAROTTAGE ÉLECTRIQUE DANS LE FORAGE DE RECONNAISSANCE

FORAGE : SR 36



**SITUATION**  
 PREFECTURE : LARISSA.  
 PROVINCE : LARISSA.  
 VILLAGE : AMBOLON.  
 ALTITUDE : Z : 71,77 m.  
 COORDONÉES X : 0617,070 m.  
 y : 4399,350 m.  
 CARTE DE REFERENCE : 43.71.  
 ECHELLE : 1 : 20.000

Sondeuse : BOMAB - 500  
 Date de commencement : 25/9/1972  
 Fin : 9/12/1972  
 Profondeur totale : 208 m.  
 Tubage final : 198 m.  
 Niveau statique : 3,09 m.  
 Date de mesure : 20/10/73.  
 Pompe cas vertical : diamètre : 6".  
 Débit optimum : 170 m<sup>3</sup>/h.  
 Niveau de pompage : 14,05 m.  
 Profondeur de la pompe : 54 m.

**LEGENDE**  
 1ère COLONNE  
 — Pol. spontanée R=4  
 - - - γ-ray R=10  
 2ème COLONNE  
 - - - 64" Normal R=10  
 — 16" Normal R=10  
 ····· 6" Latéral R=20  
 - - - Single point R=10

Résistivité de la boue Rm = 40 Ωm · m  
**LITHOLOGIE**  
 Sol végétal  
 Sable  
 Sable grossier  
 Argile  
 Galets  
 Lignite

4-3-2- Forages d'exploitation

Les forages d'exploitation ont été effectués de la façon suivante :

- forage en grand diamètre 15" à 22", jusqu'à la profondeur prévue ;
- alésage ;
- tubage principal : dans le cas des forages télescopiques, cimentation par la base, reforage et deuxième tubage avec des tubes porte-crèpines ;
- gravillonnage : le diamètre des graviers est le même que dans les forages de reconnaissance ;
- développement : par air-lift et pompage ;
- essais de pompage et prélèvement d'échantillon d'eau pour analyse complète.

La différence entre les forages de reconnaissance et les forages d'exploitation porte sur l'exécution des essais d'eau et sur le premier forage. Les forages de reconnaissance ont été forés en petit diamètre et on a fait l'alésage ensuite, tandis que dans les forages d'exploitation le forage s'est fait directement au diamètre prévu.

Dans chaque forage, a été exécuté un carottage électrique avec l'appareil "Logmaster" qui nous a donné les diagrammes suivantes :

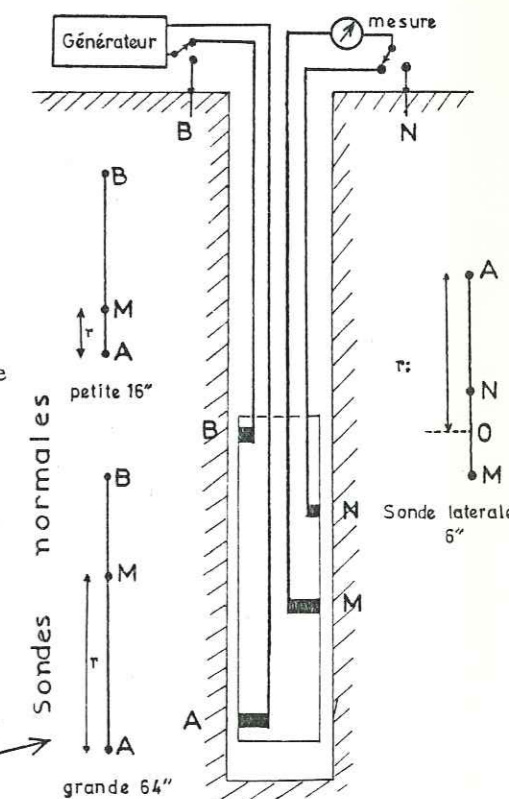
- Résistivité du terrain :

- sondes 16" normal
- 64" normal
- 6" latéral

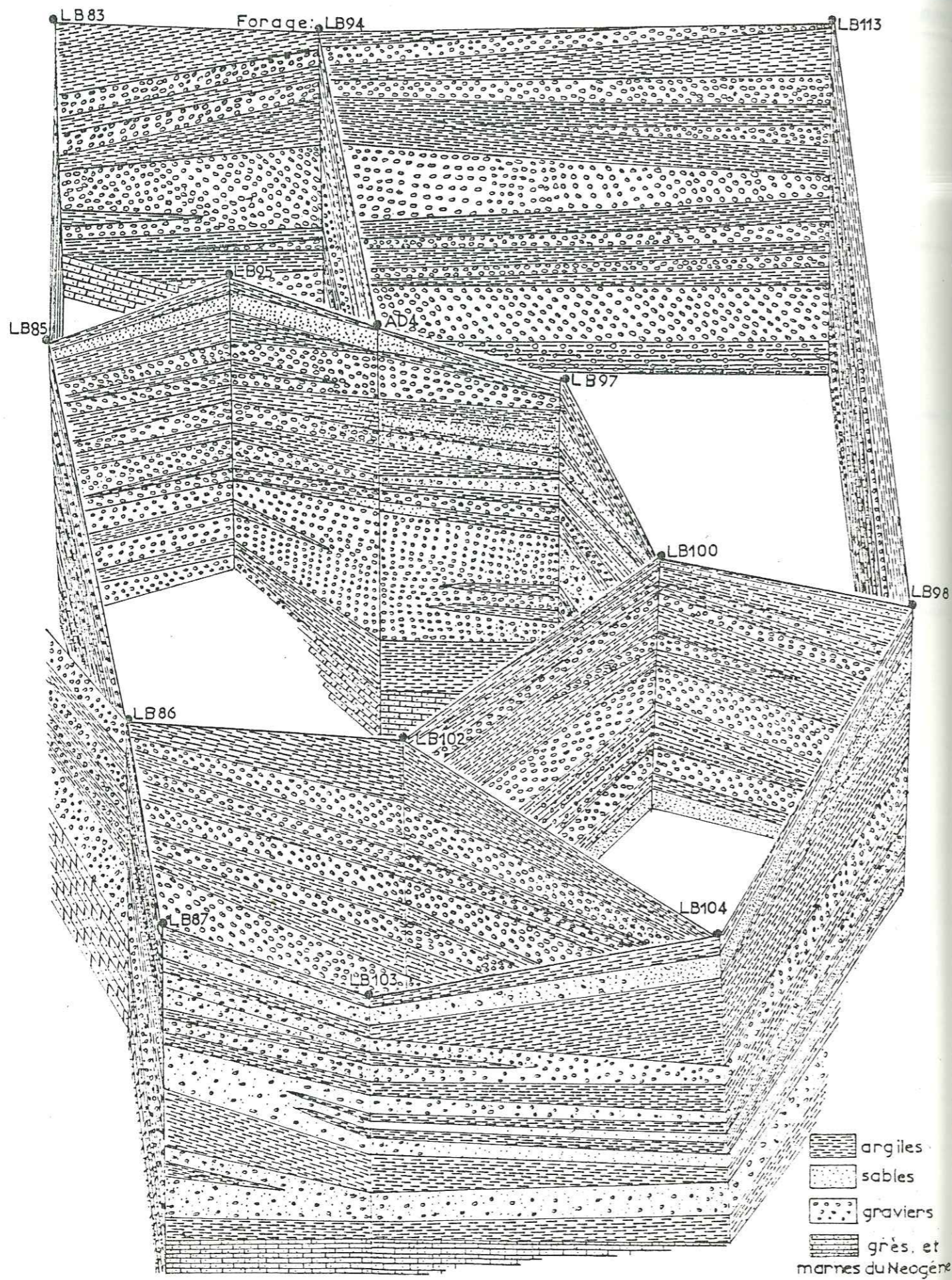
- Polarisation spontanée et  
 - Rayons : γ-ray .

Un exemple de carottage électrique fait dans le forage de reconnaissance SR 36 pour préciser la position des aquifères et pour crépiner est donné sur la figure n° 21.1.

dispositif de mesure de la résistivité du terrain dans les forages.



Un tableau des caractéristiques des forages exécutés est donné dans l'annexe avec les caractéristiques du tubage principal (profondeur et diamètre de tubes) des tubes porte-crèpines (longueur des crèpines diamètre et profondeur) et la position des crèpines. Le rabattement spécifique pour chaque forage, ainsi que la profondeur totale forée sont également indiqués.



4-3-3- Blocs diagrammes

Le nombre de forages et le nombre de sondages électriques, qui ont été exécutés dans les diverses zones du domaine d'étude sont suffisamment grands malgré l'hétérogénéité et la forme lenticulaire des couches aquifères ou non aquifères, pour nous permettre de faire un bloc diagrammes dans la région du village de Dendra (voir figure n° 21-2).

Dans ce secteur, la profondeur des forages est d'environ 100 m.

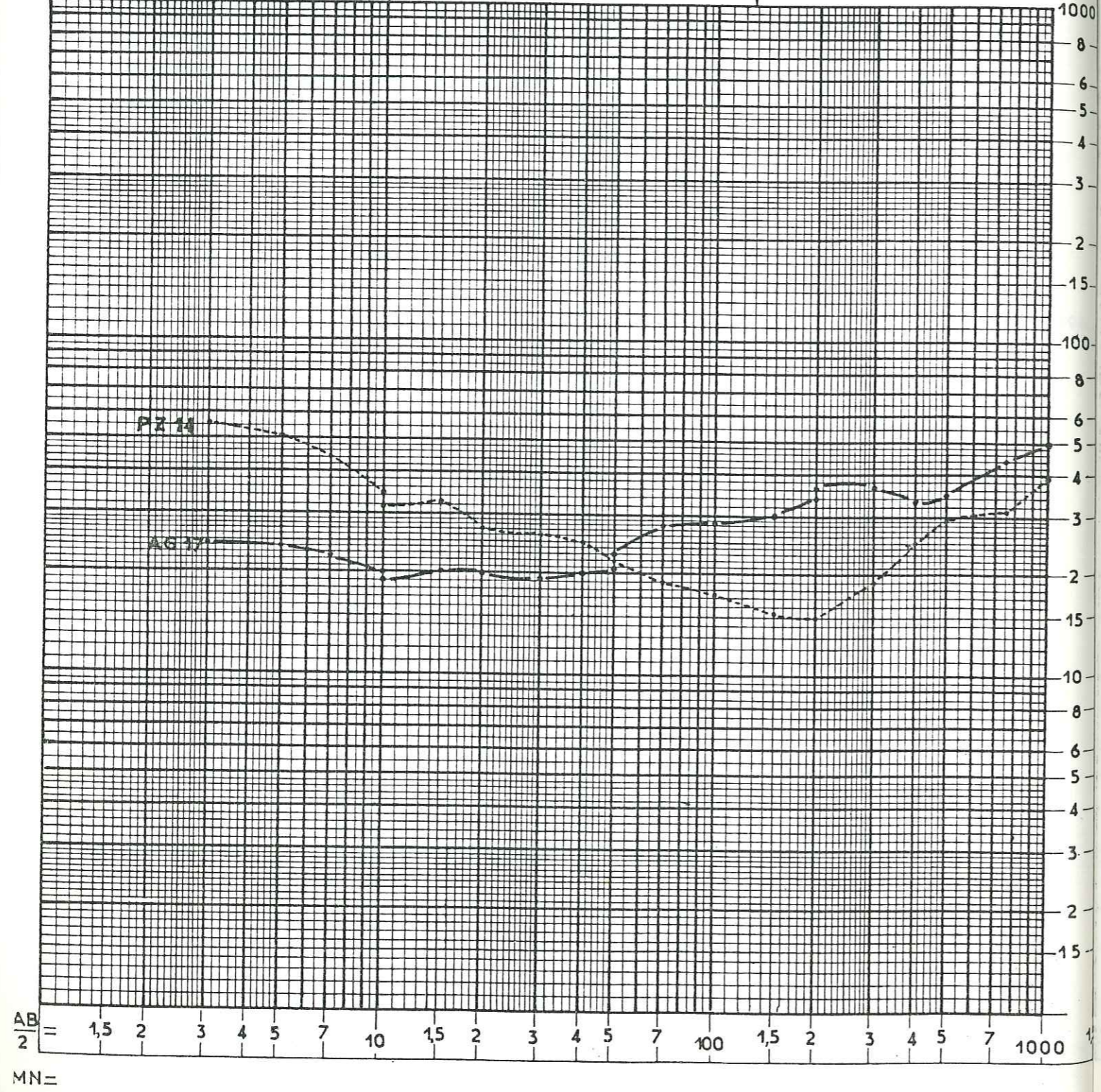
Le nombre des forages est suffisant pour couvrir en continu une grande surface et les forages sont très rapprochés. La distance entre forages n'étant que de 400 à 1000 m.

Les couches traversées par les forages sont en général au point de vue granulométrique des aquifères sableux ou graveleux et les non-aquifères les argiles. Les couleurs des formations sont grises, rouges ou blanches en fonction des conditions de la sédimentation des dépôts.

La plupart des forages ont traversé dans les derniers mètres les formations du Néogène : grès calcaires marneux ou marnes que nous avons pu très bien distinguer et c'est là un résultat important.

EXEMPLE DE SONDAGES ELECTRIQUES Fig. N°:21.3  
Par C.G.G.

Date : 12 / 8 / 72 et 8 / 8 / 72		Zone: K	Profil: S. E. : G4/Ket H7/K
Coupe des terrains: AG 17.(1)		PZ 14.(2)	etalonage sur Forages: AG17 et PZ14
0 à 100m: Argile alternée avec sables et graviers.	0 à 240m: Argile alternée avec sables et graviers.		Azimut de AB : NS ..... 1
100 à 157m: Argile grise.	240 à 380m: Gravières enrobés d'argile.		340gr----- 2
157 à 180m: Argile grise alternée avec sables grossiers			
180 à 274m: Argile avec graviers.			
>274m: Gneiss.			



AB/2 = 1,5 2 3 4 5 7 10 15 20 30 40 50 70 100 150 200 300 400 500 700 1000  
MN =

4-4- TRAVAUX DE GEOPHYSIQUE

En plus des sondages mécaniques et des piézomètres qui donnent une bonne connaissance de la forme des aquifères, ainsi que leurs caractéristiques hydrodynamiques, grâce aux essais de pompage, il y a eu trois campagnes de prospection géophysique électrique.

Ces travaux de géophysique ont été exécutés par différentes sociétés ou organisme et ont eu pour but essentiel l'étude de la structure de la plaine par la méthode électrique.

La prospection électrique consiste à mesurer la résistivité des différentes tranches de terrain des formations meubles de surface et du substratum.

Pour cela, le dispositif Schlumberger a été utilisé : un quatripole A M N B, dans lequel A et B sont les électrodes d'injection de courant et M et N les électrodes de mesure (petite distance).

La résistivité du terrain est :  $\rho = K \frac{\Delta V}{I}$

D'après la loi d'Ohm, on a :

$\rho$  : résistivité apparente du terrain

I : intensité de courant émis entre A et B

$\Delta V$  : différence de potentiel mesurée entre M et N.

En agrandissant le dispositif, on augmente la profondeur d'investigation.

On trace la courbe  $\rho = f \left( \frac{AB}{2} \right)$  sur un diagramme bilogarithmique.

L'interprétation se fait en comparant la courbe obtenue avec des abaques précalculés. On détermine la profondeur des couches à partir de certaines hypothèses sur l'épaisseur et la résistivité des différentes couches de terrain.

La précision de l'interprétation est fonction des hypothèses de départ que l'on fait (voir fig. n° 21-3).

Plusieurs sondages électriques ont été fait aux emplacements de forages pour avoir évidemment un étalonnage précis des travaux de géophysique et pour pouvoir faire l'interprétation des sondages.

4-4-1- Travaux de géophysique effectués par I. G. R. S. ou par Lerici -Electrowatt

Les sondages électriques par I. G. R. S. ou I. G. M. E. (ex. : I. G. E. Y.) ont été exécutés dans la région de Tirnavos en 1967 et 1971 sur 4 profils indiqués sur la carte n° 8.

L'orientation de chaque sondage était variable ainsi que l'orientation des profils.

Trois profils ont une direction E-W et un profil est NNW-SSE.

Le but de l'exécution des sondages électriques était d'étudier l'épaisseur et la nature des formations du cône du Titarissios, en vue de l'exploitation des eaux souterraines.

La distance A B était de 500 à 600 m jusqu'à 1000 m. Ces sondages électriques ont été utilisés dans l'étude de la région de Tirnavos, grâce à une comparaison avec les forages exécutés en 1970 et 1971.

Les sondages électriques effectués par la Société Lerici pour l'étude de la compagnie Electrowatt en 1967 sont au nombre de 84 répartis sur 15 profils orientés SW-NE (voir carte n° 8).

Ces sondages ont également donné une bonne connaissance de la structure de la plaine. Ils ont fourni des renseignements intéressants sur l'épaisseur des alluvions et la nature du substratum.

4-4-2- Travaux de géophysique exécutés par C. G. G.

La Compagnie Générale de Géophysique (C. G. G.) a réalisé 855 sondages électriques en 1972, répartis en 9 zones dans les plaines de la Thessalie, pour l'étude hydrogéologique de la Société S. O. G. R. E. A. H.

Deux zones : K et L se trouvent dans la plaine orientale à Karla et à Larissa et comprennent les sondages électriques suivants :

- Zone K : 79 S.E.

- Zone L : 142 S.E., soit au total 221 sondages électriques dont la répartition selon

les longueurs de ligne A B est la suivante :

ZONE	A B = 600 m	A B = 1000 m	A B = 2000 m
K	-	27	52
L	6	7	129

Le but de l'étude géophysique était :

- de déterminer l'épaisseur et la nature du recouvrement alluvial et de mettre en évidence les zones où les caractéristiques semblaient les plus favorables pour une exploitation de l'eau ;
- de déterminer la profondeur du substratum et si possible de donner des indications sur sa nature (calcaire ou schiste - perméable ou imperméable).

Les buts précédents ont été établis spécialement pour la région de l'ancien lac de Karla où les schistes et les marbres qui constituent le substratum se mélangent.

Pour la région de Larissa (zone L) les problèmes posés étaient les suivants :

- suivre les variations lithologiques des alluvions anciennes du Titarissios et du Pinios,
- rechercher si les marbres qui affleurent au NE de Larissa se prolongent vers le S, sous les alluvions, à une profondeur accessible par les forages.

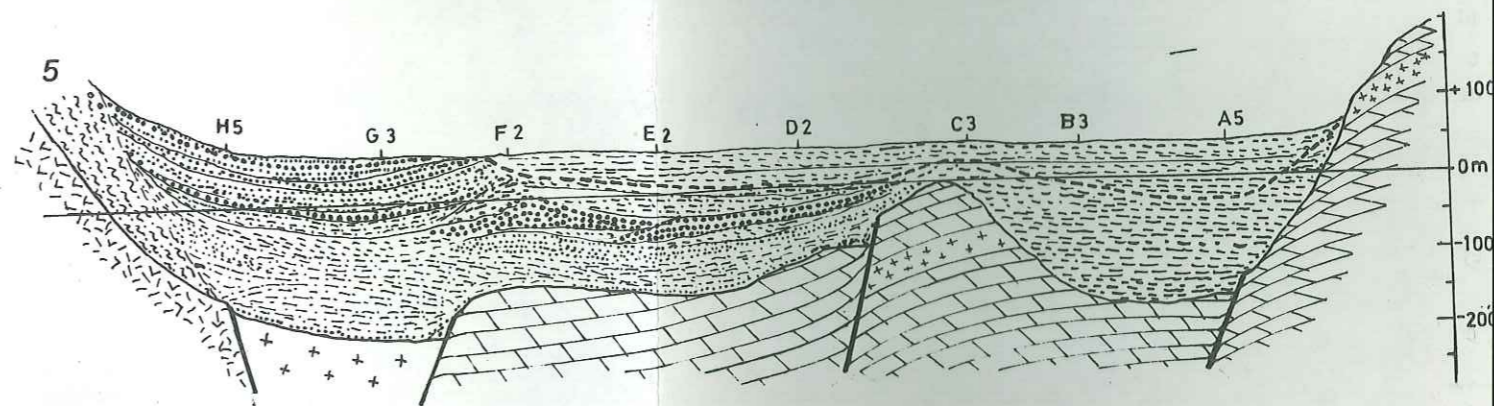
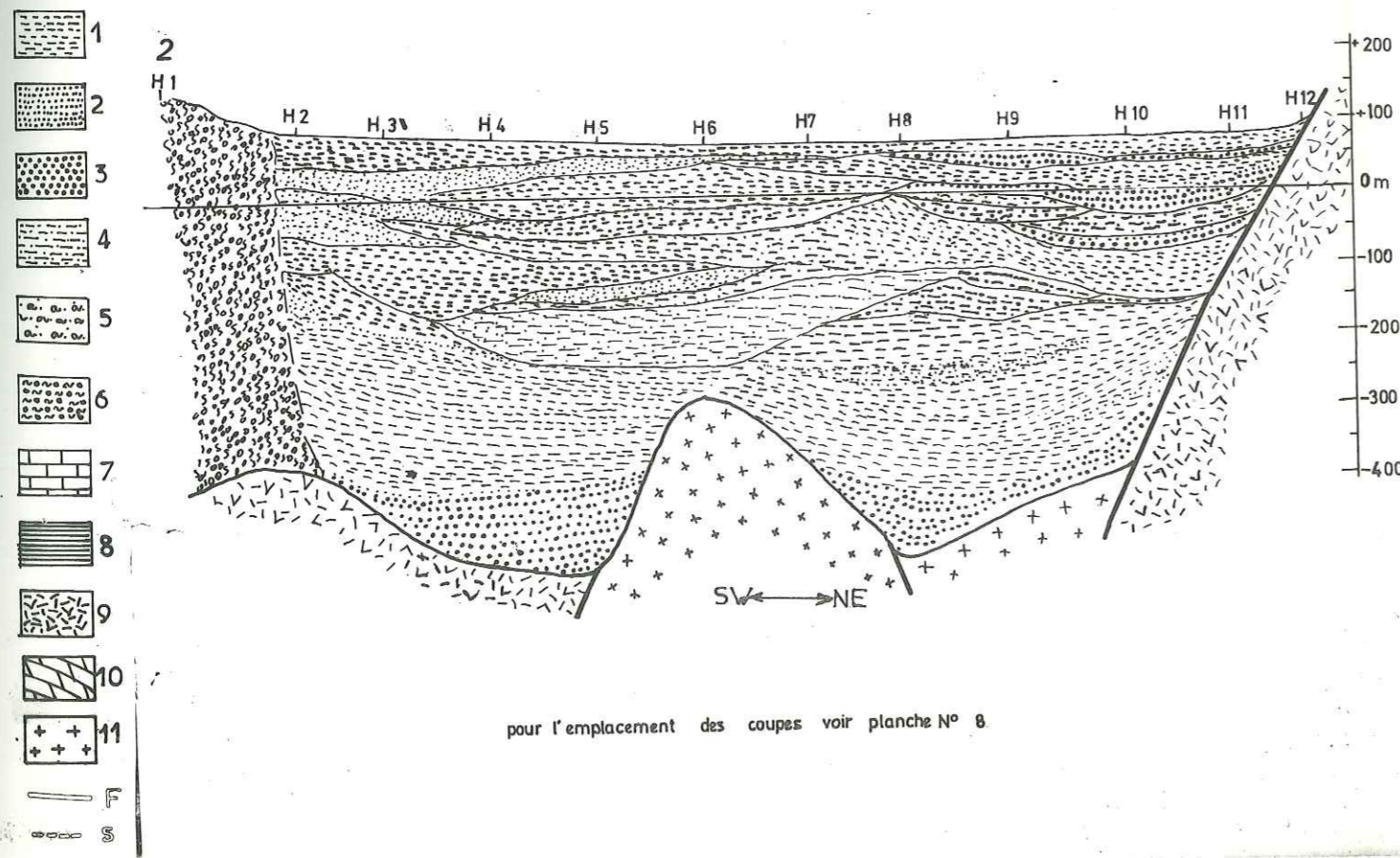
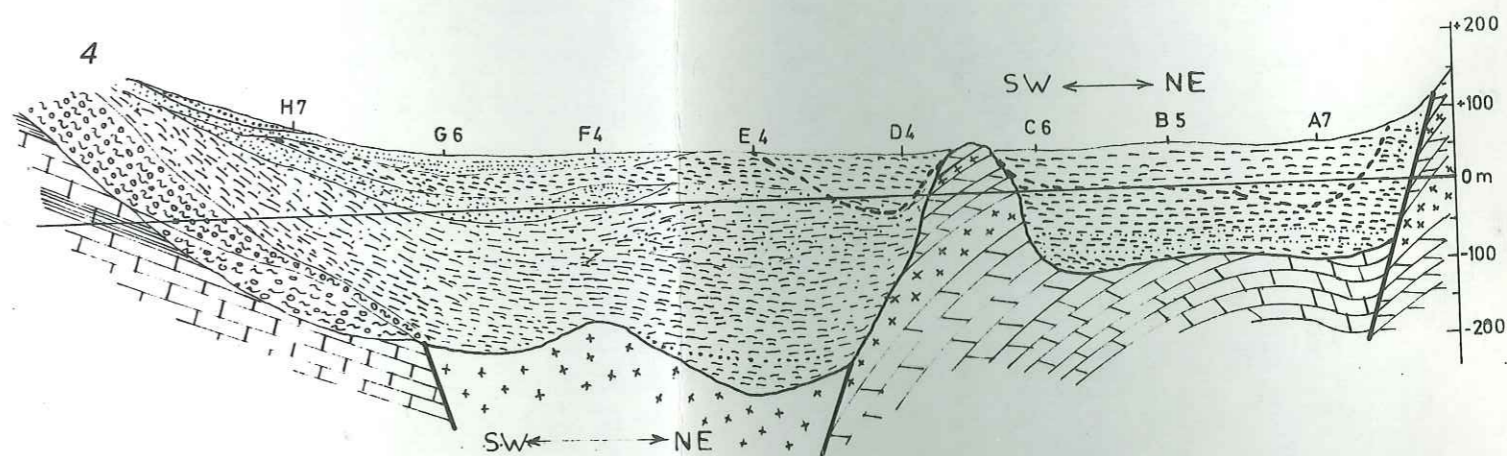
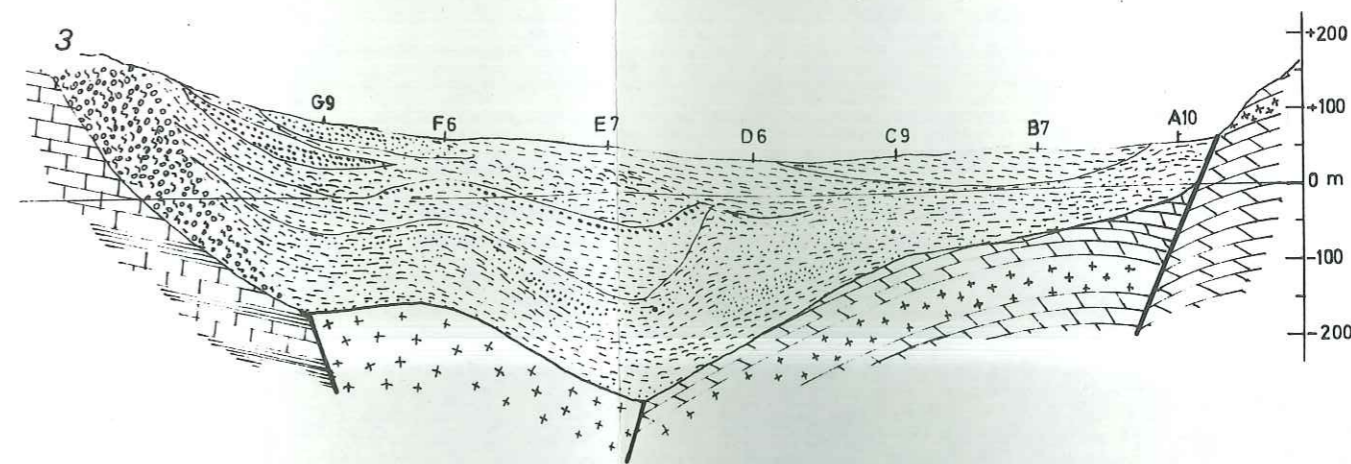
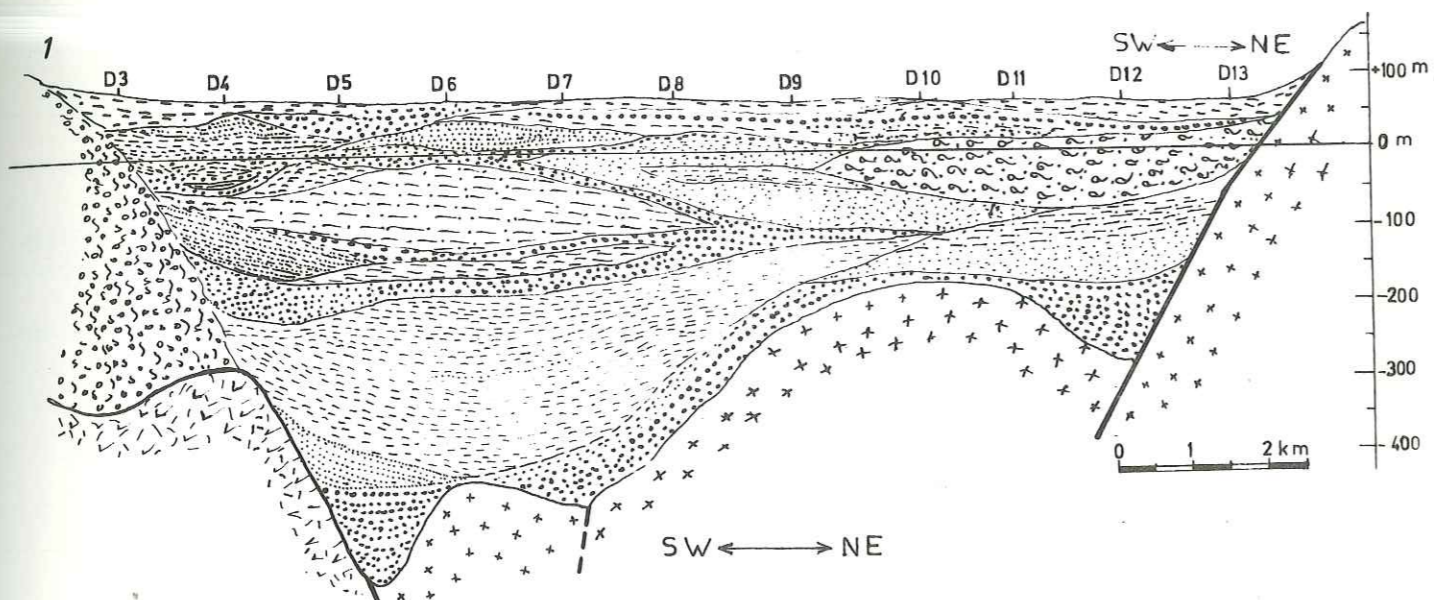
Pour la région de Karla, le problème posé à la géophysique était de déterminer la structure de la partie souterraine des marbres.

Après l'exécution des travaux de géophysique, plusieurs sondages (forages) mécaniques ont été réalisés à la place d'un sondage électrique pour en contrôler l'interprétation.

# Coupes Géophysiques transversales

d'après l'interprétation des sondages électriques appuyée sur les coupes lithologiques des forages

Fig. N°:22



4-4-2-1 - Résultats

Les résultats obtenus par les sondages électriques ont été présentés sur cartes, et ont permis de tracer :

- cartes de résistivité apparente pour AB = 100 m  
AB = 200 m  
AB = 400 m  
AB = 1000 m  
AB = 2000 m

- coupes de résistivité apparente
- cartes du toit du résistant profond (substratum des alluvions).

Dans la région de Karla, les coupes électriques interprétées et comparées avec les coupes de forage faites ultérieurement donnent la forme de la dépression de l'ancien lac avec 3 ou 4 remontées du socle qui correspondent aux collines qui apparaissent dans la plaine.

A partir de la surface, un premier niveau très conducteur représente les formations salées. Puis le deuxième niveau, plus épais, représente les formations très argileuses contenant des niveaux sableux ou graveleux peu épais.

Un substratum résistant constitué de marbres en alternance avec des schistes a été trouvé par les forages au SE de la plaine de Karla.

Dans la région de Kipseli-Armenion, les profils E et F indiquent que le substratum résistant est constitué par le socle cristallin, les schistes jurassiques ou des calcaires crétacés ou jurassiques.

Dans la région de Larissa, l'étude géophysique nous a permis de connaître les variations de niveau du toit du substratum et sa nature :

- à l'W, il existe deux plages résistantes, correspondant probablement aux alluvions anciennes du Pinios, le substratum consiste en schistes cristallins ;
- Au SE et au voisinage du village de Khalki, les résistivités apparentes sont un peu plus élevées parce que le recouvrement contient des passées graveleuses et sableuses. Le substratum est du cristallin.
- Au N, les résistivités apparentes sont très faibles, car le recouvrement est constitué essentiellement d'argiles avec des passées sableuses salées à leur partie supérieure. Le substratum est formé de schistes.

- Au NE de Larissa, au village d'Omorphokhorion, les résistivités apparentes sont plus élevées. La région contient des passées sableuses ou graveleuses de faible épaisseur (mélanges d'argiles). Le substratum est cristallin ou ophiolitique.

Sur la carte de géophysique, on voit les courbes du toit du substratum résistant profond (voir carte n° 8). On présente sur la figure n° 22 quelques coupes transversales de résistivité apparente obtenue d'après les sondages électriques et comparées avec les forages réalisés.

Sur la légende des coupes géophysiques, on a porté la lithologie des roches qui ont été trouvées par les sondages géophysiques (D9) :

1. Argiles ; 2. Sables ; 3. graviers ; 4. Argiles avec du sable ; 5. Conglomérats plioquaternaire sableux ;
6. Conglomérats plioquaternaire argileux ; 7. Calcaires mésozoïques ; 8. Schistes mésozoïques ;
9. Ophiolites ; 10. marbres paléozoïques ; 11. Roches cristallophyliennes ; En fin, les failles sont indiquées avec F et la surface S du changement de la salinité de l'eau est représentée sur les 5 coupes transversales de la plaine.

4-5- SUBSTRATUM DES ALLUVIONS

Dans le fossé principal de Larissa la nature du substratum varie dans chaque région comme sa profondeur qui va de 0 à 600 m.

Les travaux de recherche ont été les suivants :

- géophysique : anciennes mesures gravimétriques, magnétiques et de sondages électrique ;
- forages de reconnaissance : dans le programme d'étude des nappes souterraines. il a été fait plusieurs forages de reconnaissance qui ont permis de préciser la nature et la profondeur du substratum comme indiqué sur les cartes 4 et 14. Nous avons constaté que le substratum a été modelé par l'érosion, car sur plusieurs forages, avant de rencontrer le socle on a trouvé de gros blocs provenant des roches du socle.

4-5-1- Région de Tirnavos (voir carte n° 4)

A l'Ouest de Tirnavos, dans une zone proche des affleurements de marbres, le substratum est formé de marbres qui se prolongent vers la plaine. Au Nord de Tirnavos, à une distance de 7 km, après les sources Ayia-Anna, il y a des lambeaux gneissiques ou ophiolitiques en surface. Ici, le substratum est formé par ces roches imperméables qui se prolongent jusqu'à la bordure N qui est constituée aussi de schistes cristallophylliens imperméables.

Au Sud de Tirnavos, le substratum imperméable est du Néogène : marnes et calcaires marneux. Le Néogène repose souvent sur les marbres, et plus rarement sur les schistes. Toute la partie E de Tirnavos a comme substratum des schistes. La profondeur au milieu de la plaine de Tirnavos est assez grande et arrive jusqu'à 600 m.

4-5-2- Région de Larissa

La région de la ville de Larissa a comme substratum imperméable des schistes à l'Est et le Plio-Quaternaire à l'Ouest. A l'E du village Nikéa, le socle formé de calcaires jurassiques alternants avec des schistes jurassiques apparaît en surface, mais près du village, à l'Ouest, au Nord et au Sud, le socle consiste en Pliocène imperméable.

La profondeur du substratum, près de Larissa est assez grande et arrive jusqu'à 600 m, tandis qu'au Nord et au Nord Est du village de Nikéa, la profondeur est de l'ordre de 400 m.

Plus au Sud, le Plio-Quaternaire forme en surface les collines de la région, mais les sédiments sont perméables.

4-5-3- Région de Mélissa

Le substratum de la région, au milieu de la plaine est formé de schistes cristallins, d'ophiolites et de marbres.

Sur une partie du graben d'Ayia, le substratum consiste en une alternance de marbres avec des schistes greissiques ; le reste présente un substratum de schistes cristallins.

La profondeur du substratum peut arriver jusqu'à 550 m, au milieu de la plaine.

Dans la région des villages de Mélissa et de Karla, le substratum est formé par les schistes et parfois les ophiolites. Sa profondeur est de l'ordre de 600 m.

4-5-4- Région de Karla

Le bassin d'effondrement de Karla présente comme substratum des marbres en alternance irrégulière avec des schistes.

La profondeur du substratum n'est pas très grande. Elle est au maximum de 250 m dans le bassin de l'ancien lac de Karla. Il y a trois files de marbres altérés avec des schistes dans la région du lac, donc le substratum remonte en surface (Petra-Kharakiotiki magoula et Barouti magoula).

Dans la plupart des forages, on a trouvé cette alternance de marbres et de schistes, tandis qu'on trouve très rarement des marbres massifs.

Il y a des zones du substratum qui sont formées par les marbres au bord du lac, mais près du village de Kanalia, sur une zone de 2-3 kms, le substratum consiste en roches imperméables cristallophylliennes (gneiss, ophiolites, schistes). Une autre zone de schistes imperméables est celle de Velestinon-Agios Georgios, mais ici les schistes sont du Jurassique. Dans cette région, la profondeur du substratum ne dépasse pas 200 m.

4-5-5- Région de Kipseli-Armenion

A l'Ouest du village Kipseli, une partie du substratum est du flysch ou des schistes jurassiques; La profondeur arrive jusqu'à 300 m, et vers le milieu de la plaine est plus grande (350 à 400 m).

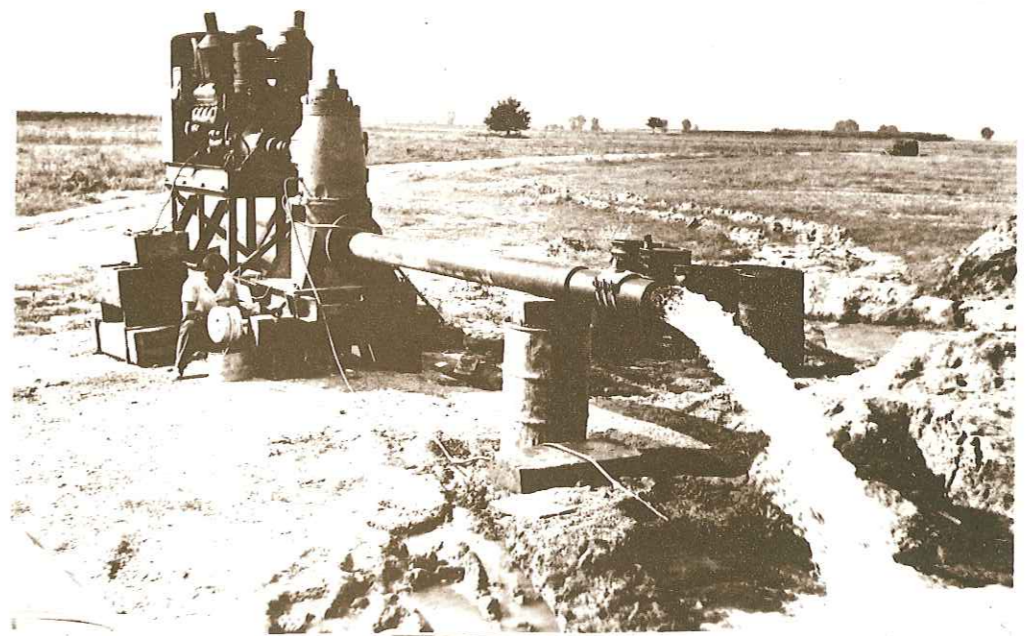
Au Sud ou au Sud Est du village, le substratum est formé de calcaires jurassico—crétacés altérés avec des schistes jurassiques (radiolarites). La profondeur est de 300 m.

A l'Ouest des villages d'Armenion et de Stefanovikion, le substratum imperméable consiste en sédiments de l'Oligocène : marnes ou calcaires marneux.










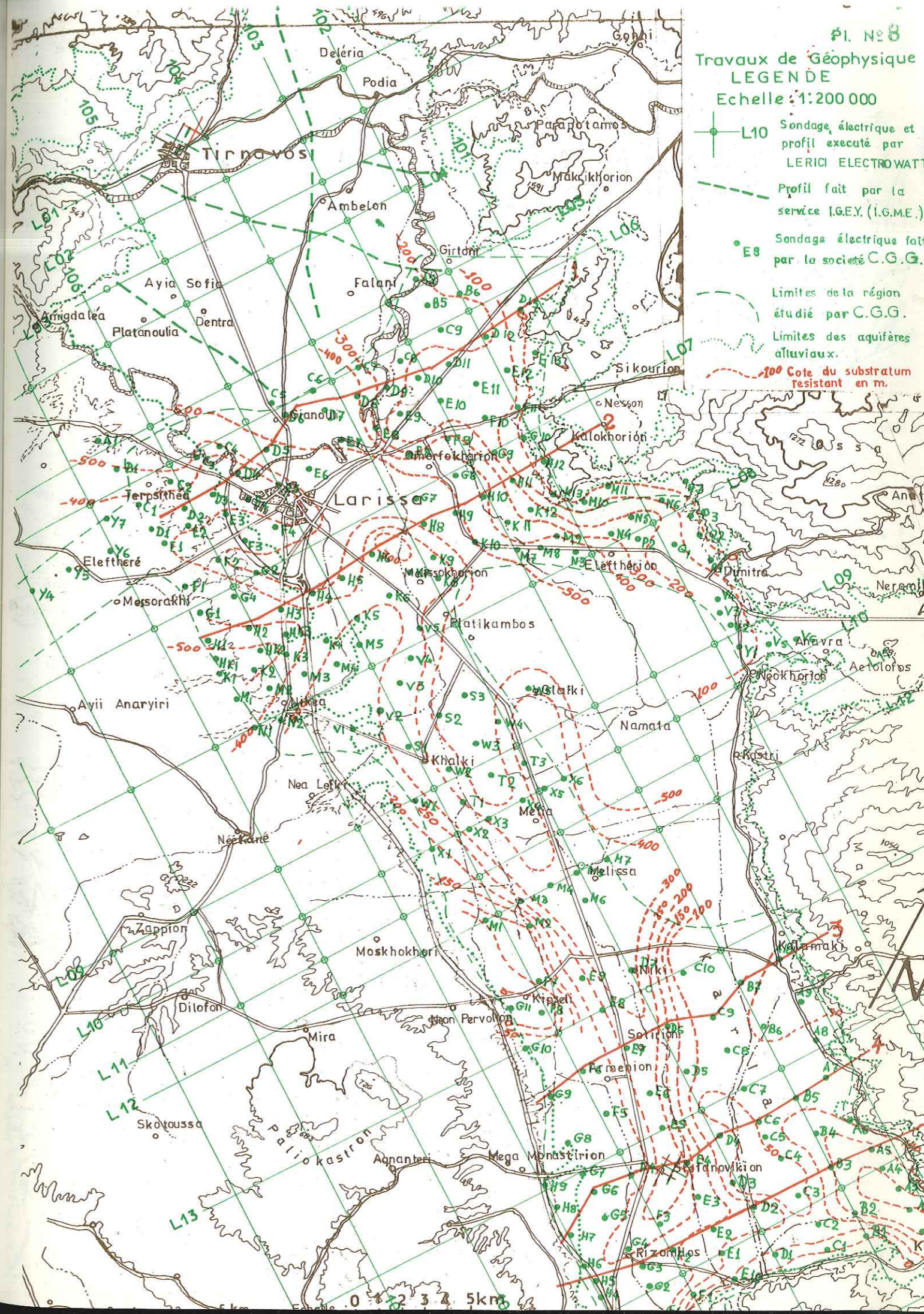
5 - Karstification dans les grottes à l'Ossa .



6 - Un essai de pompage au forage LB 151 .

Travaux de Géophysique  
LEGENDE  
Echelle: 1:200 000

-  L10 Sondage électrique et profil exécuté par LERICI ELECTROWATT
-  Profil fait par le service I.G.E.Y. (I.G.M.E.)
-  E8 Sondage électrique fait par la société C.G.G.
-  Limites de la région étudiée par C.G.G.
-  100 Cote du substratum résistant en m.

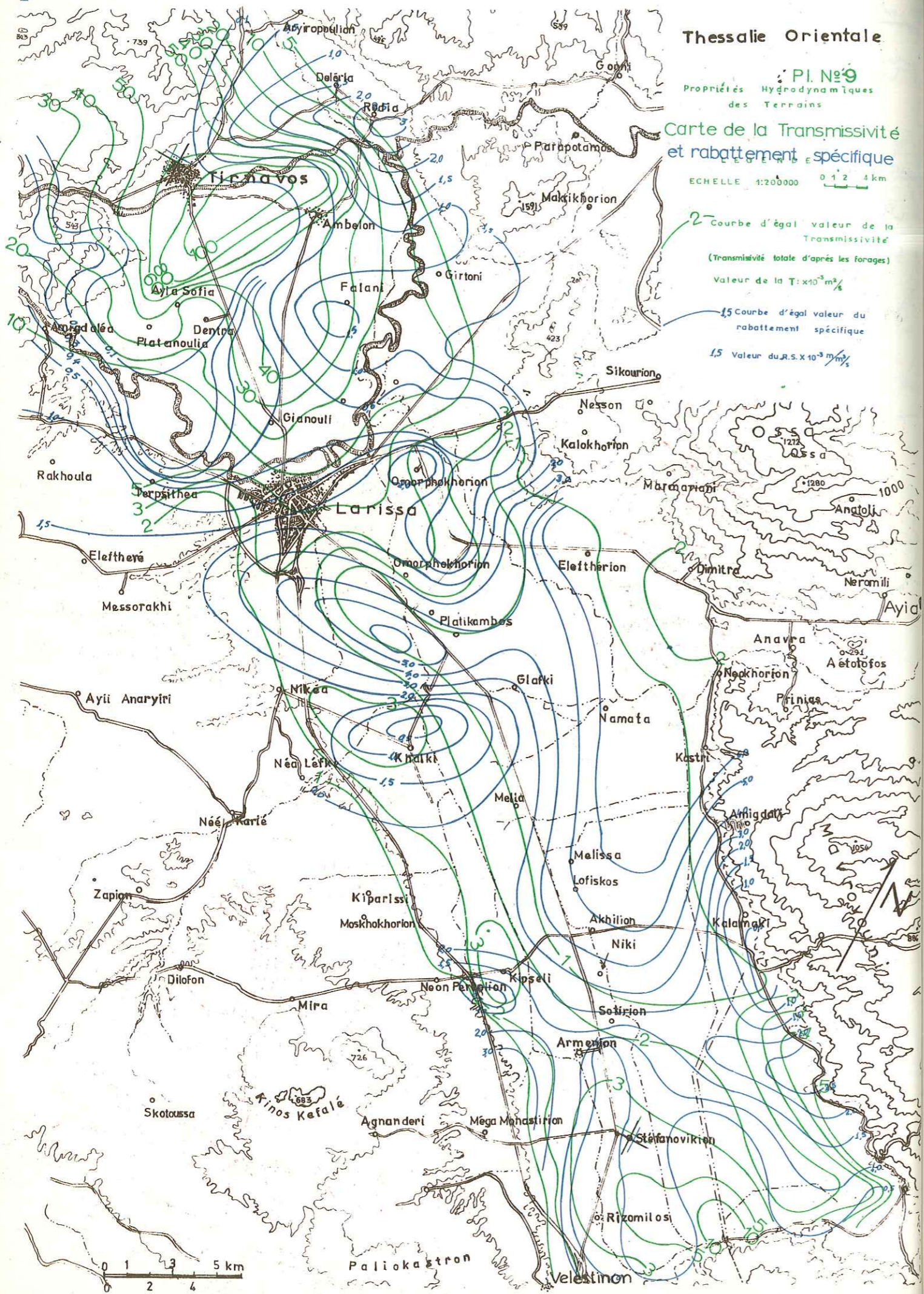


### Thessalie Orientale

PI. N° 9  
Propriétés Hydrodynamiques  
des Terrains

### Carte de la Transmissivité et rabattement spécifique

Echelle 1:200000 0 1 2 4 km



## 5. PROPRIETES HYDRODYNAMIQUES DES TERRAINS

L'étude des propriétés hydrodynamiques des nappes a tout d'abord été réalisée par des essais de pompage et aussi par des essais de débit, souvent effectués par procédé air-lift. Les résultats obtenus présentés sur des cartes donnent une connaissance satisfaisante des nappes pour la construction des modèles.

### 5-1- LA TRANSMISSIVITE

La transmissivité est une propriété qui caractérise les possibilités d'écoulement souterrain, elle a donc une valeur très importante. C'est donc l'indication principale de la quantité d'eau qu'on peut pomper dans la nappe.

La transmissivité a été mesurée et calculée avec des essais de débit et des pompages. Dans notre région, la transmissivité a été la propriété hydrodynamique la mieux étudiée grâce aux différents forages mécaniques réalisés spécialement.

Nous avons fait aussi des calculs par la méthode de B. Mijatovic pour avoir des valeurs de la transmissivité que nous avons comparé avec celles obtenues par les essais de pompage.

#### 5-1-1- Essai de débit ou Essai d'eau

Le but des essais de débit est de mesurer la transmissivité ou d'autres propriétés hydrodynamiques d'un aquifère.

La méthode consiste à forer d'abord toute la série des nappes ou entièrement la nappe à étudier (voir fig. n° 23). Après on élargit le trou jusqu'au toit de l'aquifère à étudier, ou jusqu'à 1 à 3 m au-dessus du toit en diamètre voulu. On nettoie le trou jusqu'à la base de l'aquifère. Puis on pose le tubage provisoire (de diamètre 6, 8 ou 10 pouces) avec à sa base un cône d'étanchéité qui repose sur la réduction d'un trou, c'est-à-dire, au-dessus du toit de l'aquifère.

Au-dessous du cône il y a des tubes et crépines, par exemple de diamètre 4", d'une longueur de 6 à 10 mètres ou plus.

En surface, la tête est constituée d'une sortie d'eau horizontale et deux trous pour l'entrée de deux tubes auxiliaires de petit diamètre : 1" ou 2", destinés le premier à l'envoi de l'air comprimé, et le deuxième aux mesures du niveau dynamique de l'eau dans le forage.

Il faut en outre disposer d'une sonde électrique pour les mesures du niveau et d'un dispositif de mesures du débit.

La profondeur du tube d'air qui dépend de la puissance du compresseur arrive jusqu'à 70-80 m. A la base de la colonne des tubes d'air, on visse la "clarinette". C'est un tube de même diamètre que les tubes d'air spécialement construit pour répartir l'air dans l'eau. La clarinette, longue d'un mètre, a une quinzaine d'entailles.

La diminution de densité de l'eau permet la sortie du mélange d'air et eau par la tête du forage.

On peut contrôler l'étanchéité du cône en mesurant le niveau de la boue à l'extérieur de la colonne des tubes.

La durée de pompage était de 1 h à 3 h ou très rarement 5 heures. Les mesures de la remontée du niveau d'eau (niveau dynamique) dans le tube auxiliaire ont été faites pendant un temps au moins, égal ou au minimum équivalent à la moitié de la durée du pompage. Dans le cas présenté sur la figure n° 23, nous avons fait un essai à l'air-lift dans le forage SR36 à une profondeur de 101 à 106 m. Le cône d'étanchéité était placé à la profondeur de 100 m. La colonne d'air était à 80 m et les tubes de mesure du niveau d'eau à 99 m. La durée de pompage était de 14 à 17 h = 3 h, et la remontée du niveau dynamique a été mesurée pendant 1 h et 30'.

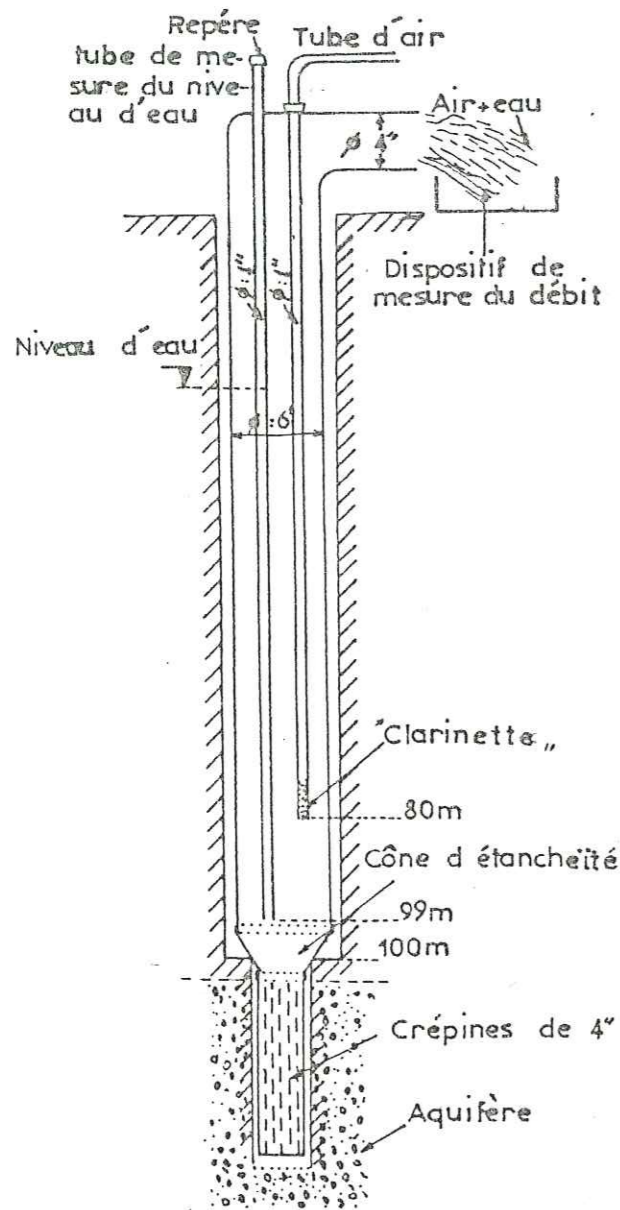
Le débit +Q à la sortie était de 5,4 m<sup>3</sup>/h ou 1,5.10<sup>-3</sup> m<sup>3</sup>/s.

DANS UN AQUIFERE

(Essai d'eau)

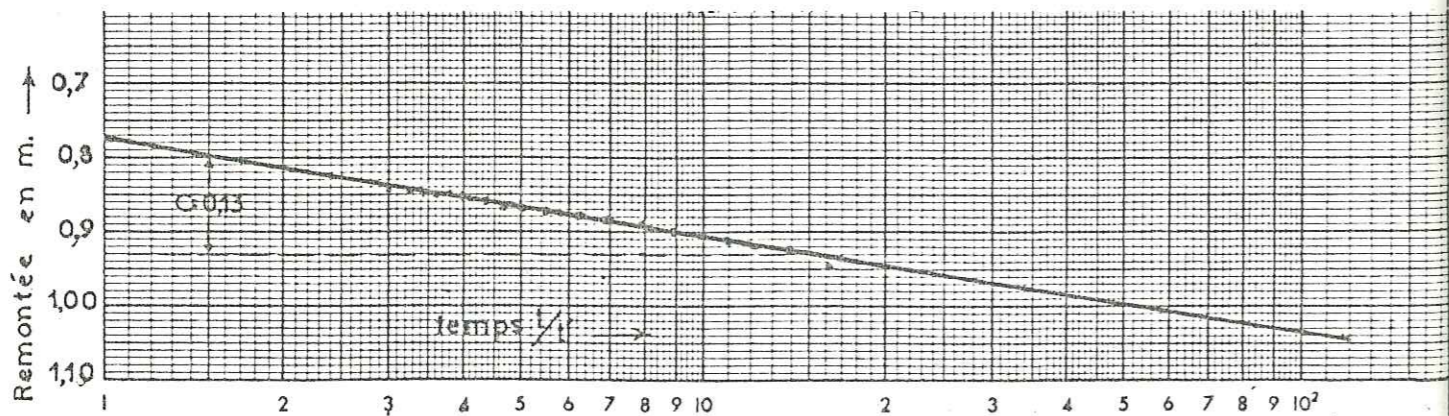
Débit:  $Q = 5,4 \text{ m}^3/\text{h}$ .

Durée de pompage: 14h00 à 17h00 = 3h = t



Remontée du niveau d'eau

TEMPS t'	NIVEAU DYNAMIQUE N. D. en m	TEMPS t'	NIVEAU DYNAMIQUE N. D. en m
1'17"	36,00	9'35"	1,00
1'30"	34,00	12'00"	0,95
1'43"	32,00	14'00"	0,92
1'57"	30,00	16'00"	0,92
2'10"	28,00	18'00"	0,92
2'25"	26,00	23'00"	0,90
2'38"	24,00	26'00"	0,89
2'58"	22,00	30'00"	0,88
3'07"	20,00	35'00"	0,875
3'25"	18,00	40'00"	0,87
3'42"	16,00	45'00"	0,87
3'59"	14,00	50'00"	0,865
4'17"	12,00	56'00"	0,86
4'36"	10,00	60'00"	0,85
4'56"	8,00	65'00"	0,85
5'45"	6,00	70'00"	0,85
6'30"	2,00	75'00"	0,85
7'35"	1,60	80'00"	0,85
7'55"	1,40	85'00"	0,85
8'20"	1,20	90'00"	0,85



Calcul de la Transmissivité:

Valeur de  $Q = 5,4 \text{ m}^3/\text{h} = 1,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$  et  $C = 0,13 \text{ m}$ .

donc:  $T = \frac{0,183 Q}{C}$

$T = 2,1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$

TABLEAU DES ESSAIS A L'AIR-LIFT DANS LES FORAGES DE RECONNAISSANCE DANS LES AQUIFERES ALLUVIAUX

N° de point d'eau	date	profondeur	épaisseur	Débit		$\Delta s$ (en m)	transmissivité en $\text{m}^2/\text{s}$	N.S. sous lesol (m)
				l/s	m/h			
SR 29	14-9-72	109-117	8	5		19	$2,2 \cdot 10^{-4}$	2,35
	16-9-72	48-53	5	11		7	$1 \cdot 10^{-3}$	8,5
SR 30	16-9-72	126-132	6	3,5		27	$4,2 \cdot 10^{-4}$	5,85
SR 31	10-9-72	92-97	5	6,3		29	$2,8 \cdot 10^{-4}$	--
SR 32	17-10-72	92-98	6	2,7		24	$4 \cdot 10^{-4}$	12,7
SR 33	19-9-72	62-67	5	4,7		--	$2,5 \cdot 10^{-4}$	4,46
	23-9-72	172-178	6	3,7		32	$3 \cdot 10^{-4}$	2,32
SR 34	23-10-72	130-136	6	6		44	----	--
	27-10-72	174-180	6	10		35	---	--
SR 35	5-9-72	40-45	5	1,7		20	$4,5 \cdot 10^{-4}$	+0,56
SR 36	4-10-72	100-105	5	1,5		49	$2,1 \cdot 10^{-3}$	+2,52
SR 37	8-11-72	84-95	11	1,2			$1,2 \cdot 10^{-4}$	+4,55
	16-11-72	162-166	4	2		50	$5,6 \cdot 10^{-4}$	+1,85
SR 43	3-6-73	79-96	17	1,8	6,6	21	$9 \cdot 10^{-3}$	28,2
	5-6-73	105-115	10	1,8	6,6	34	$5 \cdot 10^{-3}$	26,4
SR 58	4-8-73	86-91	5	5,7	20,7	23	$6,5 \cdot 10^{-3}$	16,2
SR 60	9-8-72	129-134	5	1,4	4,9	43	$5 \cdot 10^{-4}$	+0,15
	13-8-73	191-196	5	6,8	24,5	43	$2,1 \cdot 10^{-3}$	+2,9
SR 61	6-10-73	77-86	9	7,8	28,3	6	$2 \cdot 10^{-3}$	36,3
	10-10-73	125-130	5	-	0,5	40	----	--
	14-10-73	182-193	11	4,4	15,8	35	$6,7 \cdot 10^{-4}$	36,5
SR 63	31-8-73	66-75	9	10	35	18	$1,8 \cdot 10^{-3}$	22,2
	2-9-73	96-105	9	5,6	20	12	$5,2 \cdot 10^{-4}$	41,45
SR 64	16-8-73	57-63	6	6,9	25	16	$1,6 \cdot 10^{-3}$	4,3
	23-8-73	149-156	7	4	14,4	39	$6,1 \cdot 10^{-4}$ & $3,1 \cdot 10^{-5}$	3,8
SR 65	29-10-73	73-78	5	6,9	12	12	$5 \cdot 10^{-4}$	19,25
	1-11-73	80-150	70	4,8		12	$4,3 \cdot 7 \cdot 10^{-4}$	19,1
SR 66	19-9-73	100-105	5		2,7	45	$4,4 \cdot 10^{-5}$	1,6
	24-9-73	139-145	6		1,1	70	$3 \cdot 10^{-5}$	1,95
SR 68	30-11-73	30-43	13		0,5	12	très faible	18,7
SR 70	14-11-73	35-40	5		1,2	25,6	$2 \cdot 10^{-4}$	2,7
SR 73	1-11-73	70-75	5	9,3	34,4	17	$3,8 \cdot 10^{-3}$	6,06
				-	-	-	----	--
SR 74	4-10-73	31-36	5	2	7,2	19	$1,8 \cdot 10^{-3}$	9,7
	6-10-73	70-75	5	1,1	3,9	53,5	$2,7 \cdot 10^{-3}$	9,6
SR 77	10-12-73	83-88	5	8,9	32	27	$5,4 \cdot 10^{-4}$	7
SR 78	7-1-74	70-75	5	7,9	28,5	23	$8,5 \cdot 10^{-4}$	+1,3
SR 79	31-10-73	115-124	9	9,5	34	21	$2,4 \cdot 5 \cdot 8 \cdot 10^{-3}$	1,1
	4-11-73	157-175	18	10,5	37,8	13,5	$3,1 \cdot 10^{-3}$	2,6
SR 82	9-11-73	143-148	5		18,6		$1,2 \cdot 10^{-3}$	
SR 83	3-3-74	177-182	5		7	20	$1,6 \cdot 10^{-4}$	30,7
SR 93	6-2-74	62-67	5	3,2	20	34	$5,6 \cdot 10^{-4}$	8,25
	13-2-74	112-117	5		53	17	$4,9 \cdot 10^{-3}$	8,05
SR 95	6-3-74	100-104	4		30	41	$3 \cdot 10^{-4}$	6,3
PZ 7	12-10-72	83-89	6	2		37	$2 \cdot 10^{-4}$	+2,3
PZ 14	5-5-73	169-175	6		10,3	17	$5,5 \cdot 10^{-5}$	7,5

Le calcul de la transmissivité a été fait après la détermination de C = rabattement ou remontée en mètres pour un cycle logarithmique, sur le diagramme semilogarithmique de Jacob :

$$Q = 1,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$$

$$C = 0,13 \text{ m}$$

et :

$$T = \frac{0,183 \cdot Q}{C} = \frac{0,183 \cdot 1,5 \cdot 10^{-3}}{0,13}$$

$$T = 2,1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$$

Le procédé était bien adapté au terrain et au matériel dont on disposait, ainsi le succès des essais a été bon. Sur le tableau précédent, on cite les essais à l'air-lift exécutés dans les forages de reconnaissance avec la profondeur et l'épaisseur de l'aquifère, le débit pompé, le rabattement :  $\Delta_s$

obtenu et la transmissivité calculée d'après l'essai d'eau.

Tous les essais dont nous donnons les résultats ont été réalisés dans les divers niveaux du remplissage plioquatenaire (excepté le forage SR63).

Le procédé que nous avons utilisé nous a permis de déterminer la transmissivité des différents aquifères traversés par chaque forage en étudiant chaque aquifère sur une tranche de 6 à 12 m séparément.

### 5-1-2- Essai de pompage

Le développement à l'air-lift et à la pompe a été fait après la fin de l'équipement d'un forage. L'essai de pompage en deux stades a été réalisé après le développement :

- Essai de pompage par paliers et essai de pompage à débit constant.

L'essai par palier a été fait en trois paliers de débit enchaînés et successifs ou avec arrêt du pompage et retour au niveau statique pour chaque palier.

Le temps de pompage pour chaque palier était de 2 h ainsi que la remontée intermédiaire. L'essai à débit constant a été fait au deuxième stade avec une durée de 12 à 24 heures. La durée de 12 heures était prévue pour les forages à petit débit jusqu'à 100 m<sup>3</sup>/h, la durée de 18 heures pour les forages de débit Q = 200 m<sup>3</sup>/h et la durée de 24 heures pour les forages de Q = 300 m<sup>3</sup>/h ou plus.

Les mesures du niveau d'eau étaient faites avec une sonde électrique et celles de débit avec des tubes de Pitot bien étalonnés, avec des cuves et chronomètres et des compteurs d'eau pour des tubes 8", 6" et 4". La précision des mesures était suffisamment bonne.

Après le dépouillement des documents de mesure par la méthode approximative de Jacob avec la courbe  $\Delta s = f(t)$  du rabattement en fonction du temps sur papier semilogarithmique, nous avons tiré les valeurs de la transmissivité T pour chaque forage pompé.

Sur les pages suivantes, on trouve dix (10) cas de courbes de Jacob correspondant à l'interprétation de la remontée (voir figures 24-1, 24-2, 24-3, 24-4, 24-5, 24-6, 24-7, 24-8, 24-9, 24-10).

- SR 29 : il y a deux valeurs de la transmissivité bien rapprochées.
- SR 31 : exemple caractéristique où tous les points d'observation se trouvent sur une droite.
- SR 32 : on voit deux valeurs de la transmissivité, bien distinctes, l'une correspondant à T, près du forage, l'autre à T dans une zone plus éloignée.
- SR 33 : les points d'observation s'éloignent de la droite au début de la remontée, la ligne est en réalité une courbe, la transmissivité diminue quand on s'éloigne du forage.
- SR 35 : les points d'observation se trouvent sur la droite.
- SR 36 : les points d'observation s'éloignent de la droite et quand on s'éloigne du forage T diminue (les forages SR 33 et SR 37 sont artésiens).
- SR 37 : même cas que les forages artésiens SR 33 et SR 36.
- SR 38 : deux valeurs de la transmissivité bien distinctes.
- SR 61 : plusieurs valeurs de la Transmissivité.
- LB 199 : la transmissivité augmente quand on s'éloigne du forage.

D'après l'épaisseur h de l'aquifère, on peut trouver le coefficient de perméabilité du terrain k (Darcy) cité dans les exemples précédents.

Dans les tableaux de l'annexe, on cite les valeurs de la transmissivité des forages, calculées d'après les mesures de l'abaissement et de la remontée. A l'abaissement, la première partie de la courbe caractérise la zone située près du forage et la deuxième partie de la courbe caractérise la zone située à plus grande distance du forage. C'est le contraire à la remontée.

La transmissivité totale a été utilisée pour évaluer la capacité des aquifères, pour tracer la carte de la transmissivité, et pour faire des modèles hydrogéologiques.

Fig. N°:24.1

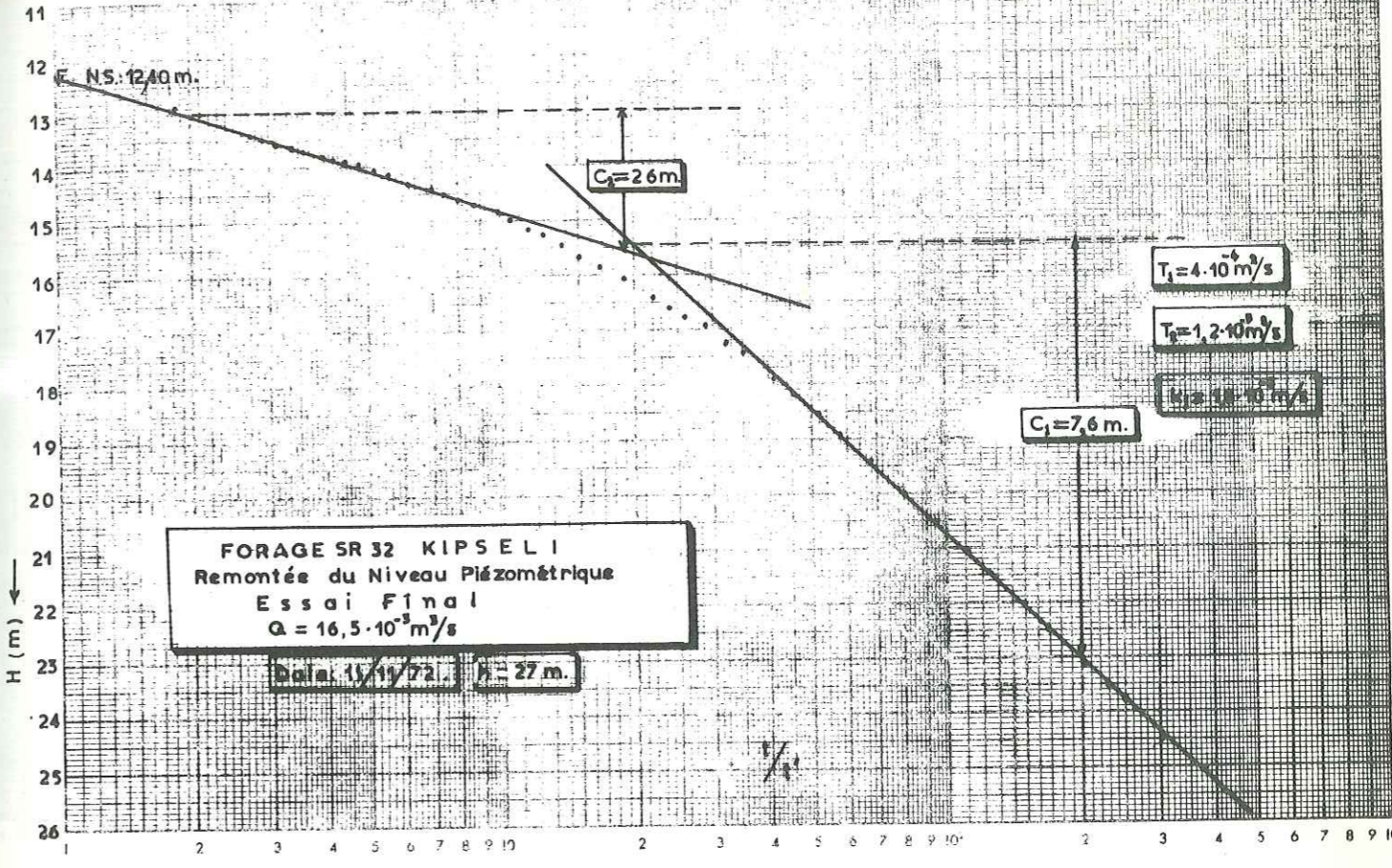
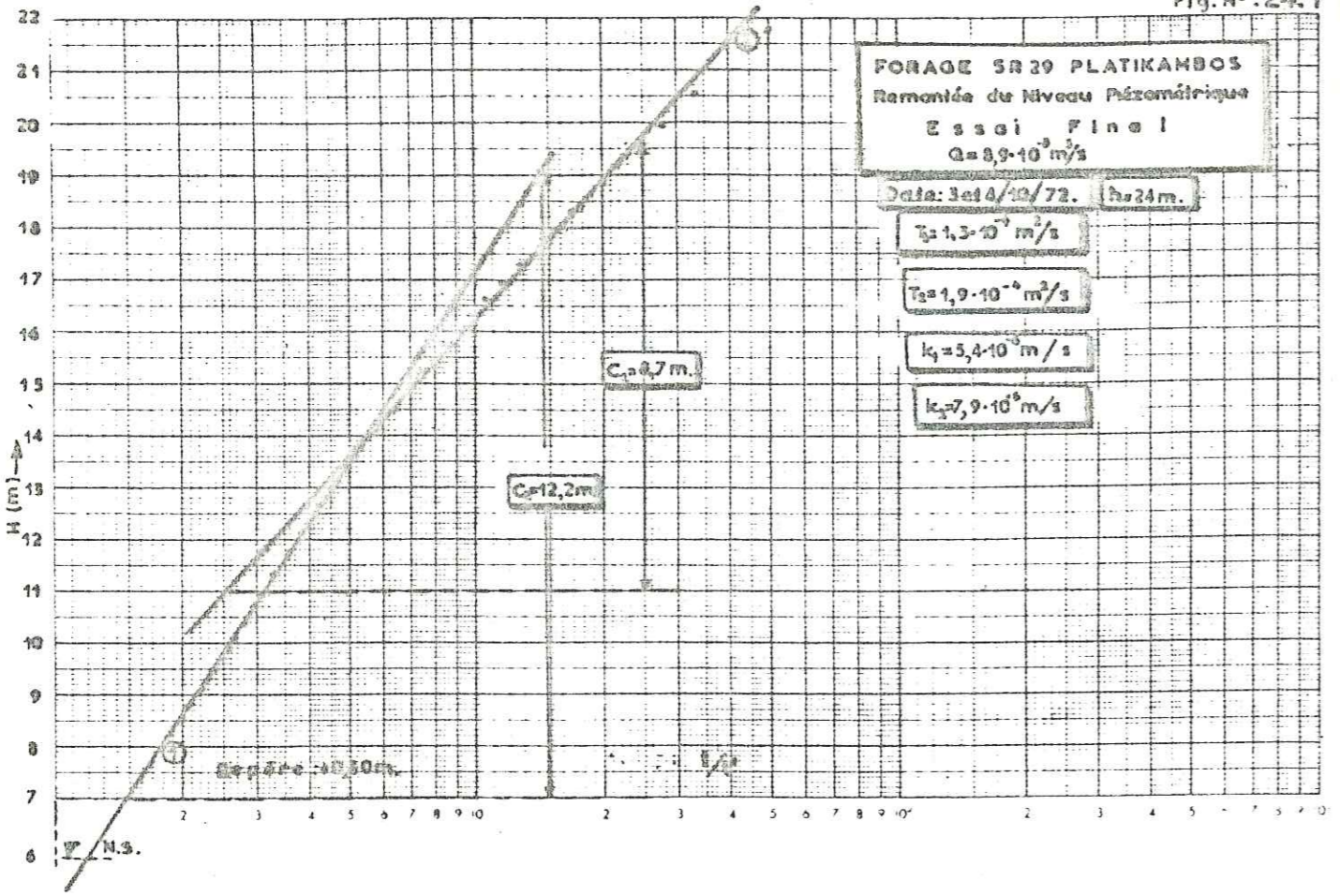


Fig. N°:24.2

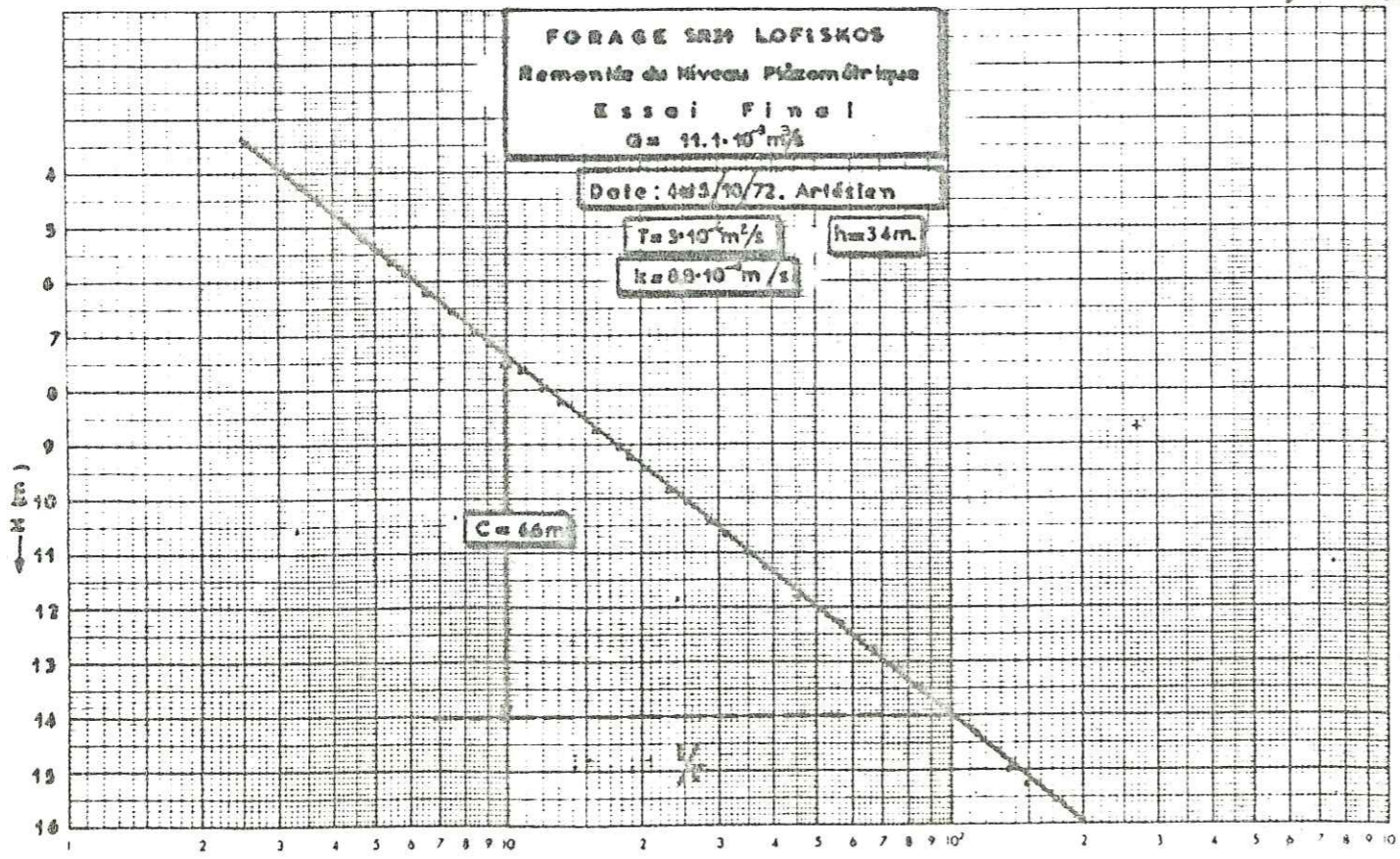
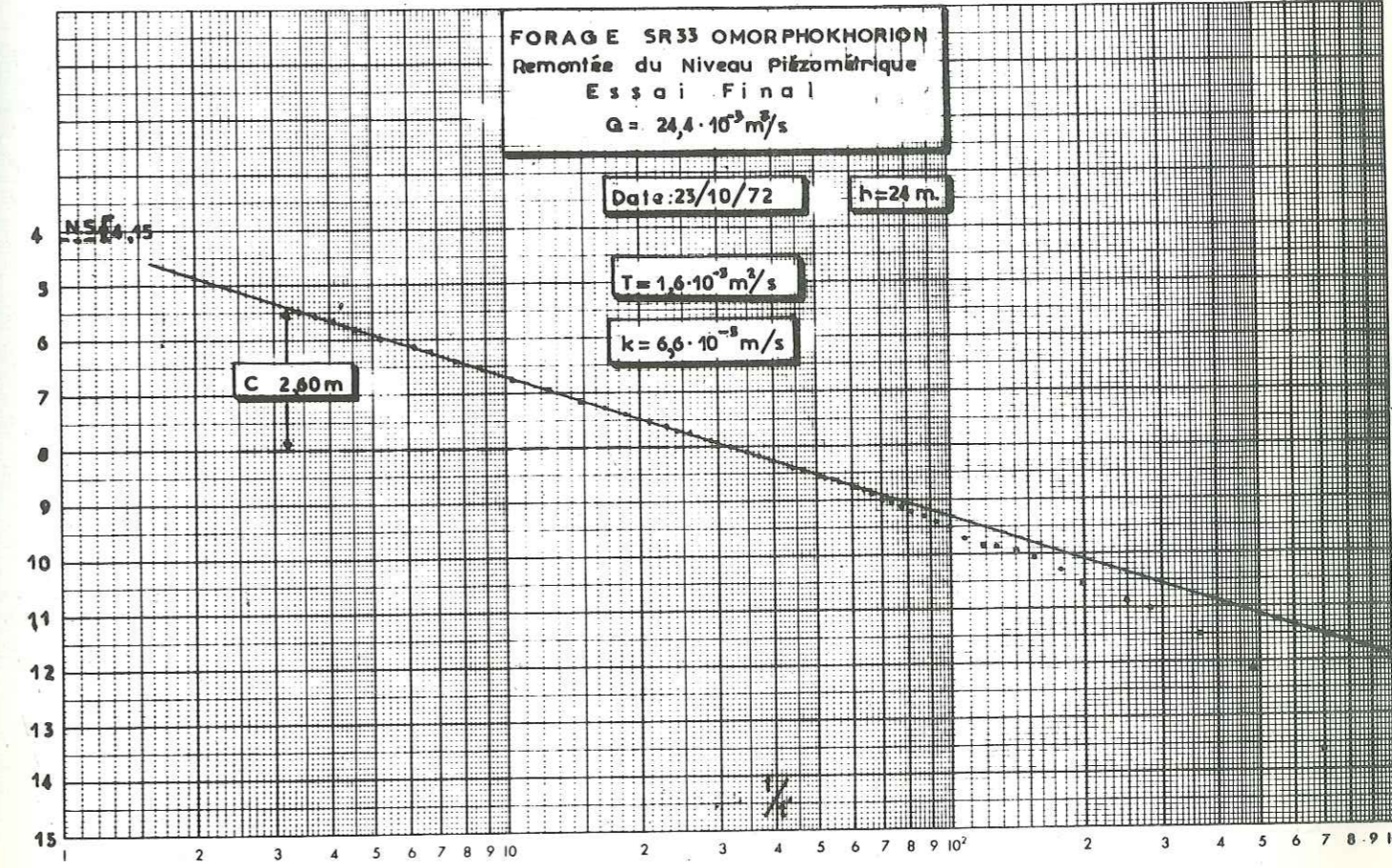
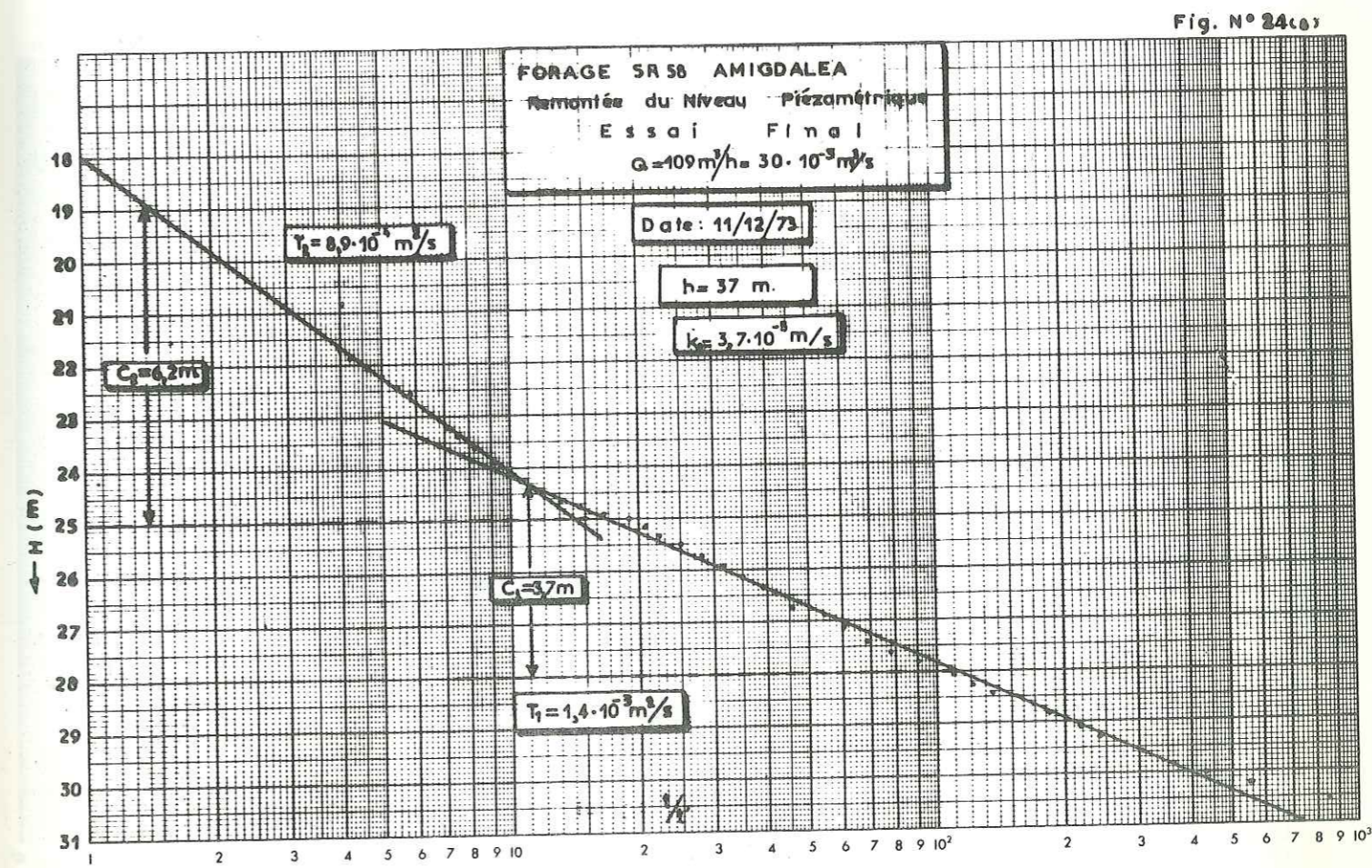
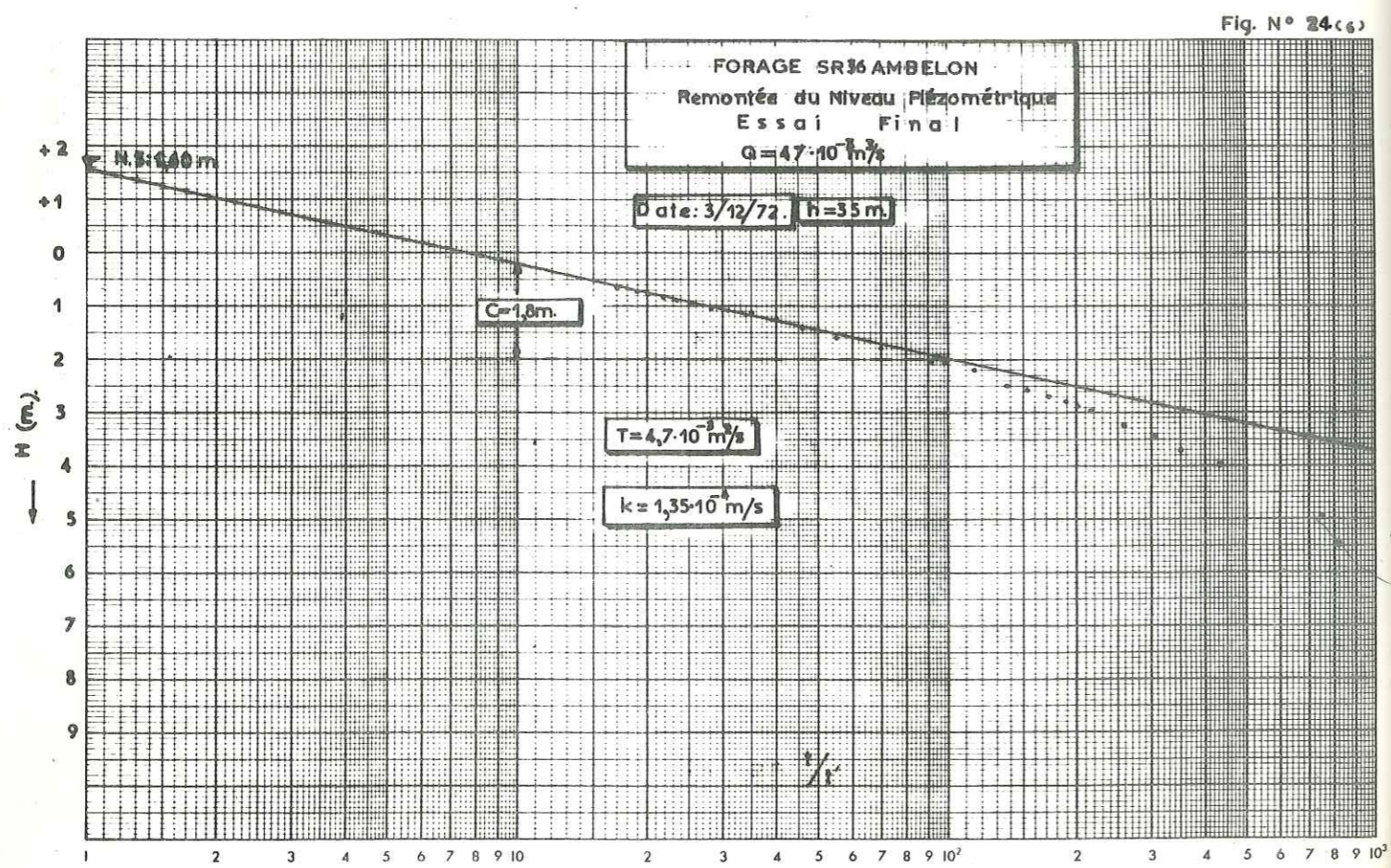
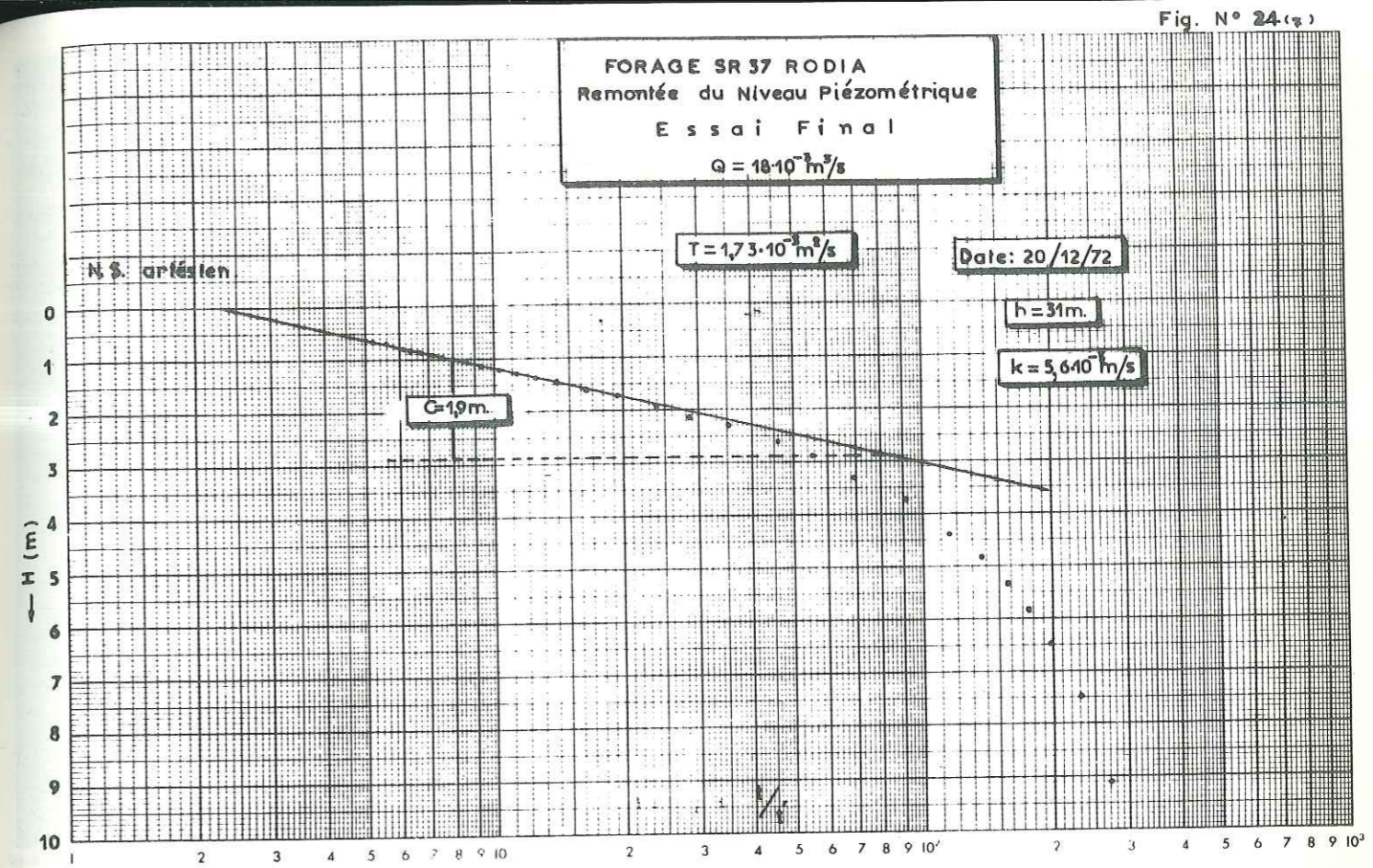
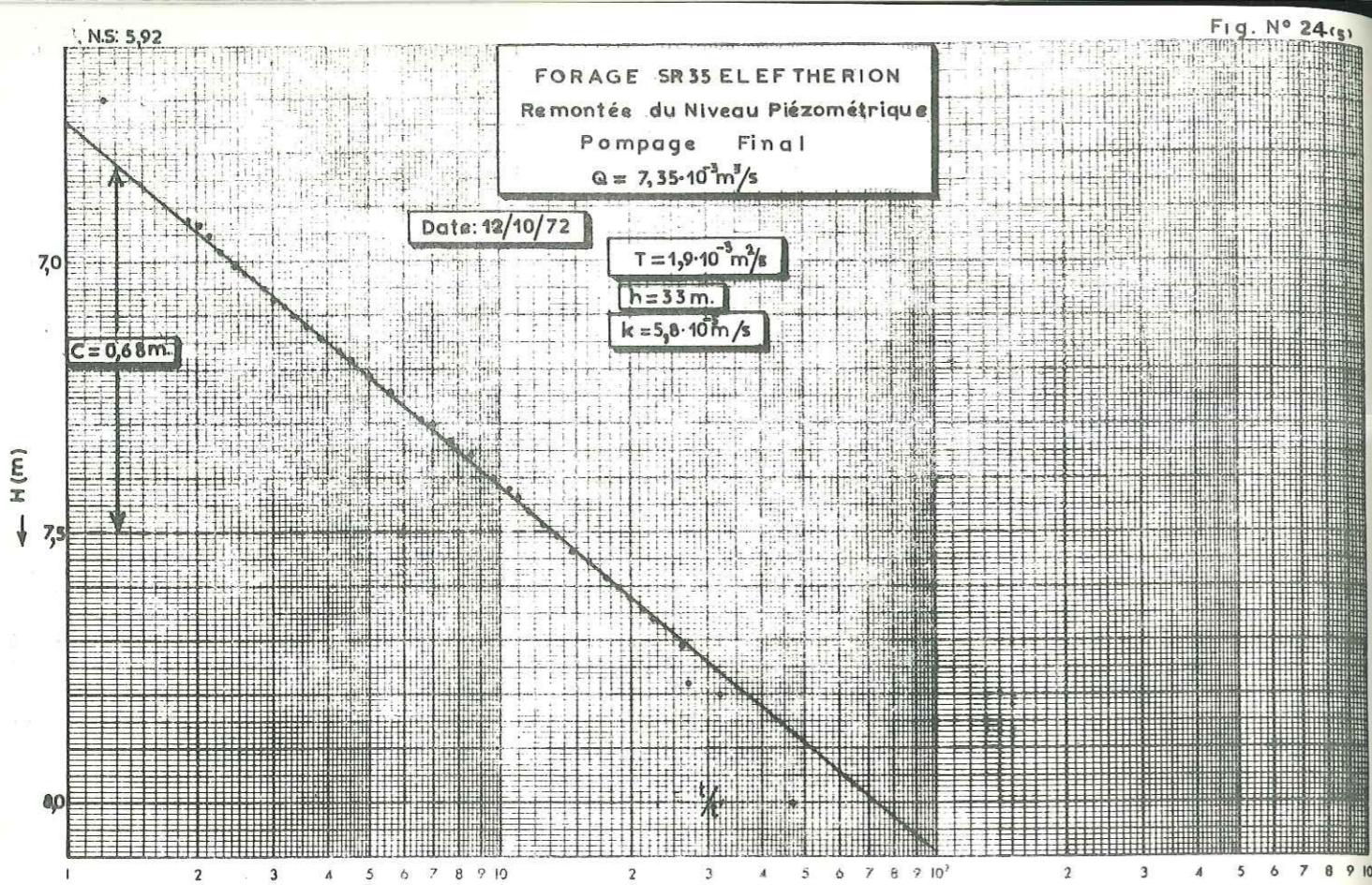
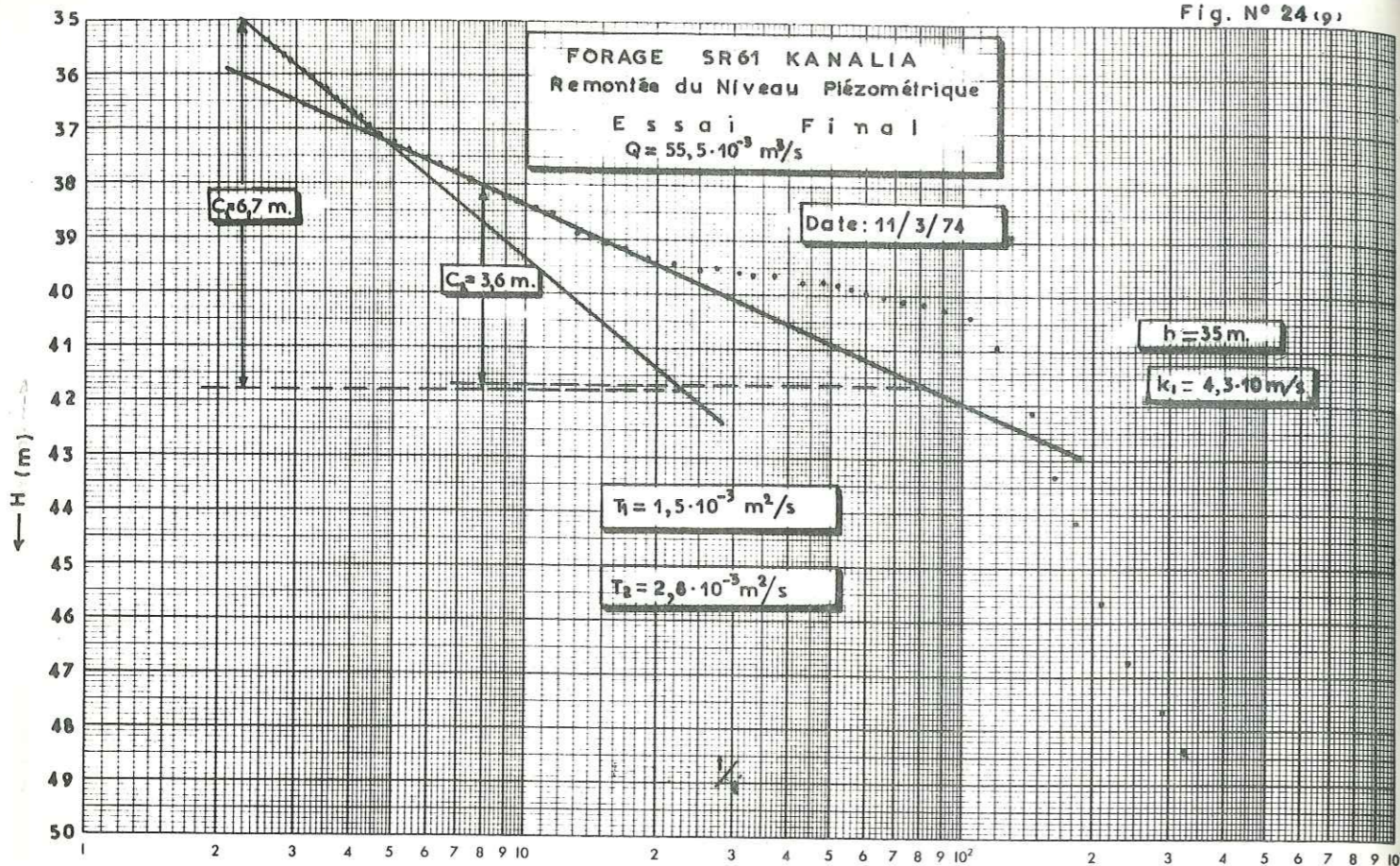


Fig. N° 24 (a)







La carte montre d'abord une zone de très grande transmissivité des alluvions dans la région de Tirnavos-Ambelon. Elle atteint ici  $2,5 \cdot 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$ . A la bordure N, elle diminue (valeur  $2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ ). Dans la région d'Omorphokhorion elle est de  $1,0 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$  (voir carte n° 9). La transmissivité est petite ( $10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ ) dans la région de Karla, ainsi qu'aux limites W de Karla. Mais plus à l'W la transmissivité augmente quand on s'approche de la bordure SW ( $2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ ). Au bord SW, dans la région de Khalki, la transmissivité atteint  $5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ . Au Sud de la plaine, dans les régions de Stefanovikion et Rizomilos, elle arrive à  $4 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ . Les calcaires et marbres de la région de Tirnavos ont une transmissivité de l'ordre de  $5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$  ainsi que les calcaires des régions Kanalia et Rizomilos (voir annexe tableau des valeurs de la transmissivité).

5-1-3- Coefficient d'emmagasinement S

Sauf dans les cas où on a des nappes à surface libre, pour mesurer le coefficient d'emmagasinement, il faut faire des essais de pompage de grande durée. On sait que pour les nappes captives la formule  $S = \frac{2,25 T t^0}{r^2}$ , n'est pas valable, car la compressibilité du terrain intervient dans le coefficient d'emmagasinement S. La durée de nos essais de pompage n'était pas très grande (24 h au maximum) et les valeurs du S, que nous avons trouvées ne sont pas très représentatives du terrain. Les différentes mesures faites dans les alluvions avec des piézomètres, autour des points d'eau suivants, ont donné des valeurs du coefficient d'emmagasinement ci-dessous :

- Forage : SR 39,  $S = 1,6 \cdot 10^{-2}$  et  $t_0 = 11$  à  $16 \text{ mm}$
- Forage : LB 90,  $S = 5,2 \cdot 10^{-4}$  (valeur très petite).

Ces valeurs sont petites par rapport aux valeurs du coefficient S trouvées par réglage du modèle mathématique.

Puisque les essais de pompage à partir desquels on peut calculer le coefficient d'emmagasinement S sont peu nombreux et puisque les résultats ne sont pas très fiables, nous avons fait le calcul du coefficient d'emmagasinement S avec différentes méthodes de calcul, qui conviennent mieux aux formations du remplissage de la cuvette de Thessalie orientale.

Fig. N° 24 (10)

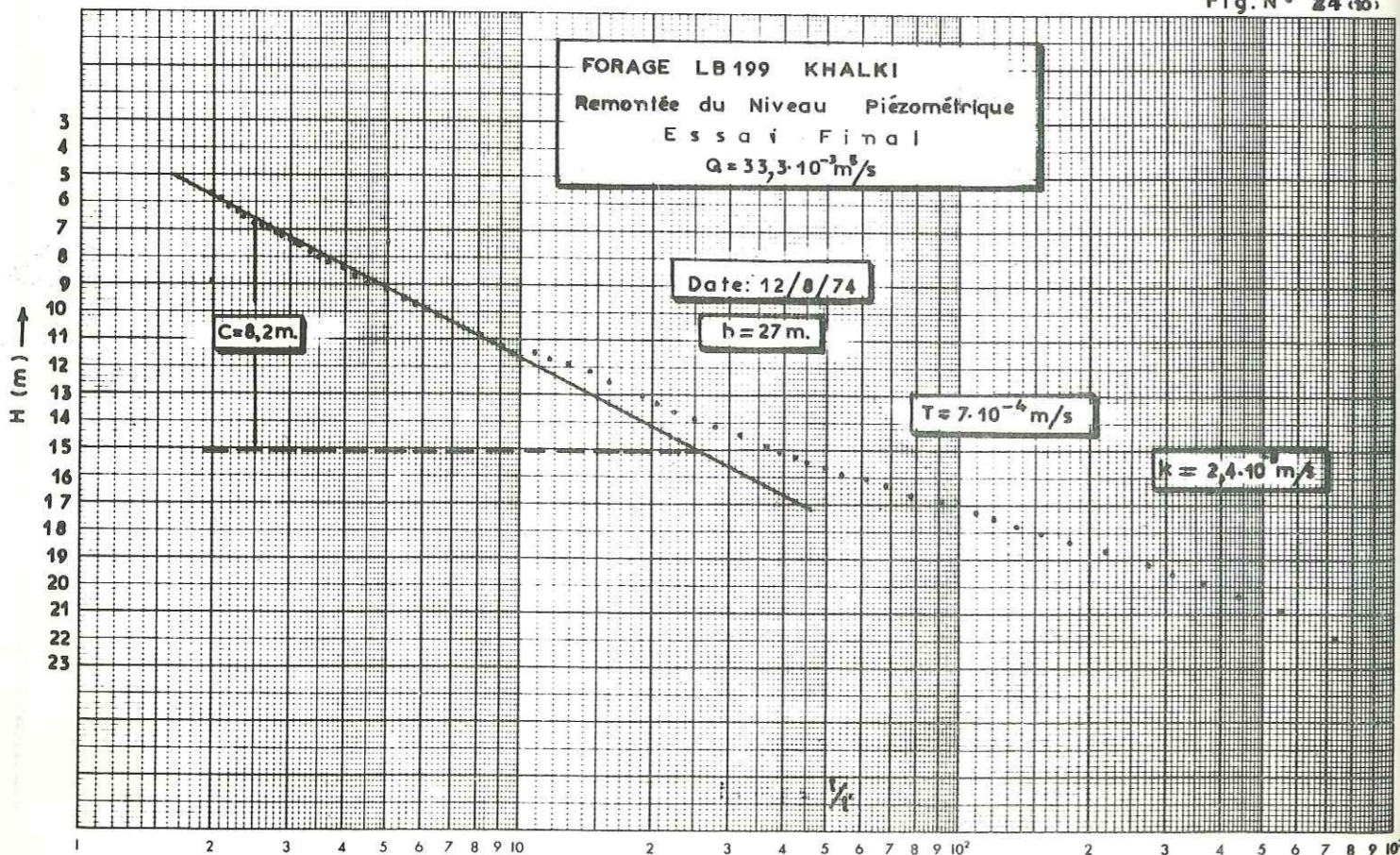
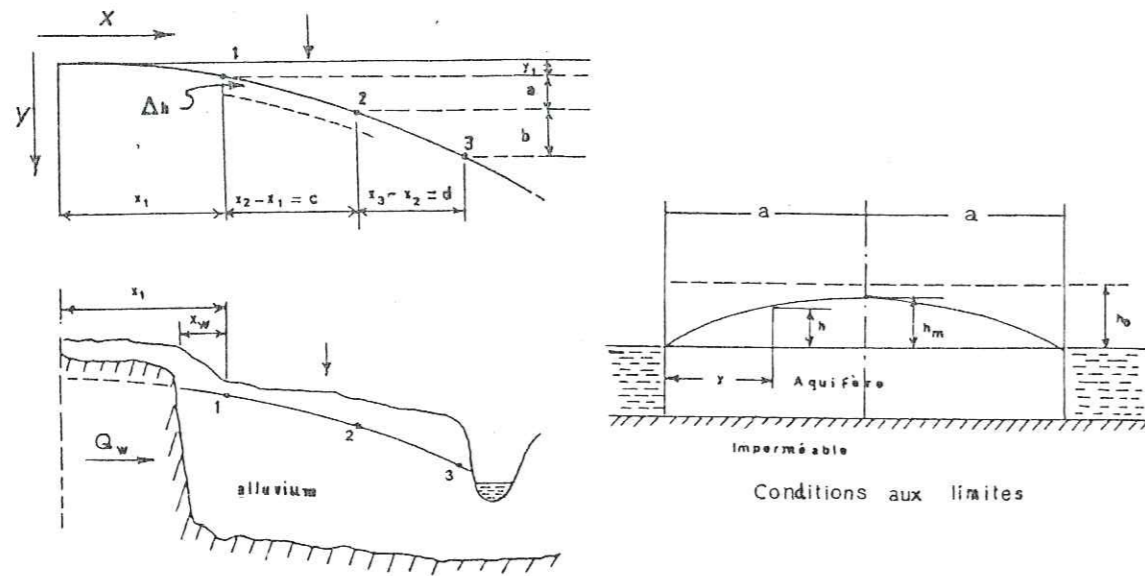


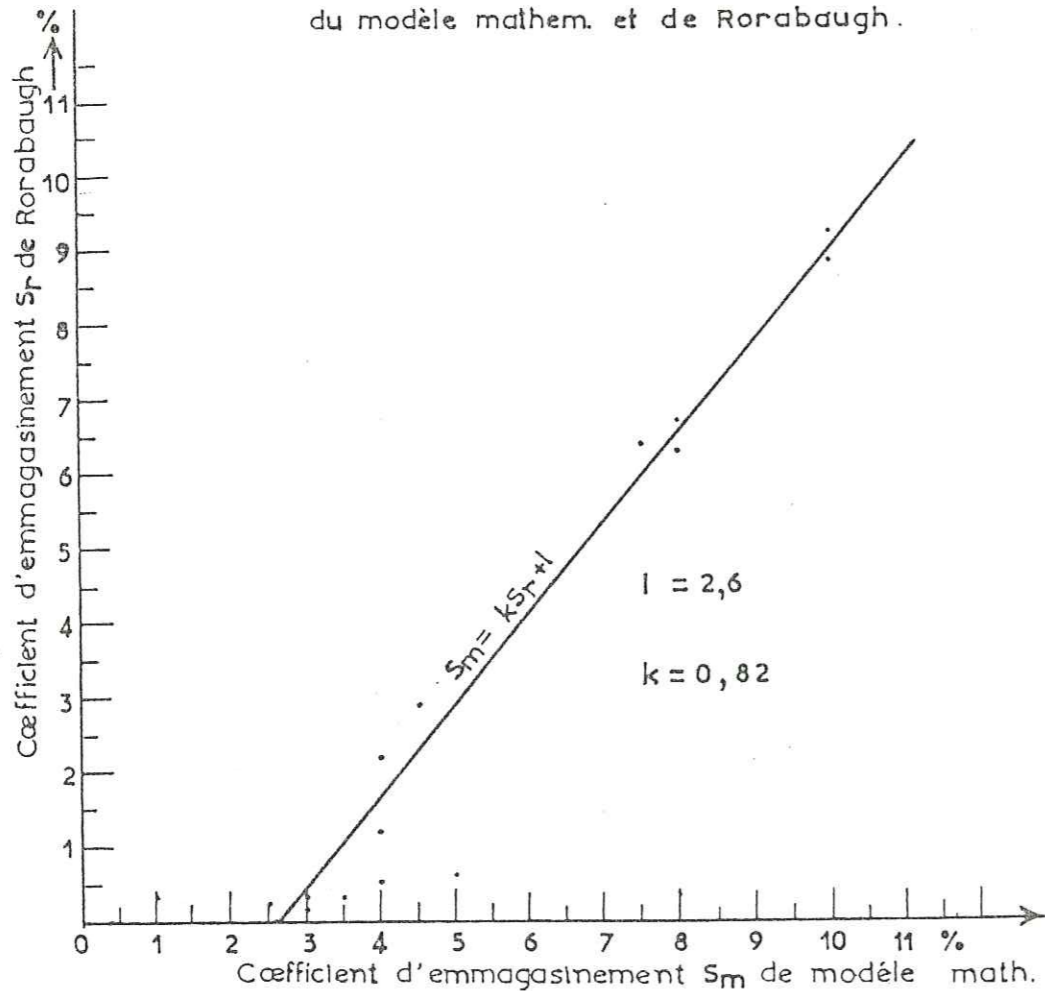


Fig. N° 25.

Principe de la méthode de RORABAUGH



Correlation des valeurs du coeff.d'emmagasinement S du modèle mathem. et de Rorabaugh.



5-1-3-1- Confirmation des valeurs du coefficient d'emmagasinement, Calcul par la méthode de RORABAUGH

Pour confirmer et vérifier les valeurs du coefficient d'emmagasinement introduites dans les modèles ; modèle mathématique et modèles électriques, nous avons calculé le coefficient d'emmagasinement à partir de l'équation établie par RORABAUGH (1960) dans le cas où l'on étudie trois piézomètres alignés sur une même ligne de courant d'eau dans un aquifère de grandes dimensions (voir figure n° 25-1).

En régime de tarissement, la diffusivité de la nappe est exprimée par :

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

$\Delta h$  : est la variation du niveau d'eau entre la période de nappe haute et de nappe basse exprimée en mètres (voir figure n° 25).

$\Delta t$  : est la durée du temps entre nappe haute et nappe basse, exprimée en secondes :

$c = x_1 - x_2$  et  $d = x_2 - x_3$  où  $x_1, x_2, x_3$  sont les distances des différents piézomètres 1, 2, 3, aux limites de la nappe.

Les valeurs sont déterminées et mesurées à partir des cartes piézométriques en basses eaux. Les valeurs a et b sont les différences de niveaux d'eau que l'on peut déterminer aussi à partir de la carte piézométrique. Les valeurs a, b, c et d sont exprimées en mètres.

Si nous voulons situer la validité de chaque méthode utilisée, il faut admettre que la méthode d'essai de pompage donne de très bonnes valeurs de la transmissivité mais pas de S.

Le modèle mathématique donne par le réglage de très bonnes valeurs du coefficient d'emmagasinement S.

La méthode de Rorabaugh présente des valeurs des caractères hydrodynamiques T et S, qui sont moins bonnes que les autres, mais assez bonnes dans la réalité.

Enfin, la méthode d'Archie de calcul de la porosité utile donne des valeurs assez grandes, qu'il faut corriger pour tenir compte de la présence d'argile dans les couches du terrain.

Les méthodes de calcul des paramètres hydrodynamiques dans les diverses zones des aquifères alluvioquaternaires, confirment l'hétérogénéité des aquifères qui, en réalité est grande, comme dans les formations karstiques.

Tableau des coefficients d'enmagasinement d'après la méthode RORABAUGH

LOCALITE (Zone)	N° de point d'eau Distances c et d en m	$\Delta h$ en m	Transmissivité en m <sup>2</sup> /s	Diffusivité de la nappe		Coefficient d'enmagasinement %
				$\frac{T}{S}$		
Ambelon	PZT, SR 36 AG8 7500 4400	1,5	0,060		0,68	8,8
Tirnavos	PZT <sub>2</sub> AD1 AD2 1500 6700	2,0	0,030		0,32	9,3
Deléria	AD3 SR75 SR37 2500 3500	1,4	0,005		0,078	6,4
Larissa	AG18 AG7 AD6 6500 3600	1,6	0,010		0,35	2,9
Nikea	AD16 SR77 SR72 5000 3800	2,1	0,003		1,8	0,2
Melissokhorion	SR77 AD9 SR72 1800 1900	2	0,004		0,18	2,2
Khalki	P4L SR30 AD11 3300 4500	2,2	0,005		0,92	0,5
Platikambos	AD16 SR29 AG12 4500 8000	1,8	0,003		0,25	1,2
Khalki-Nikea	AD16 SR71 SR70 2200 3400	2	0,005		0,08	6,3
Melissa	25-46 SR32 SR31 1400 4700	2,5	0,004		2,76	0,2
Kipseli	25-147 AG14 SR66 5200 2400	0,8	0,003		0,468	0,6
Arménion	SR48 SR78 PZ15 3900 3700	1	0,004		2,77	0,2
Stefanovikion	P2L 587 YEB ADIS 3700 4200	1	0,005		1,2	0,4
Rizomilos	PZ14 AG17 SR63 2900 3700	2	0,012		0,18	6,7
Kh lof	E-13 F ETBA SR63 1400 2100	1	0,002		0,011	18

Nous avons appliqué cette formule dans les différentes zones de la plaine de la Thessalie Orientale, pour les piézomètres situés sur les mêmes lignes d'écoulement de la nappe.

Dans le tableau suivant, on donne les différentes valeurs utilisées pour trouver la diffusivité et le coefficient d'enmagasinement.

Les valeurs d'enmagasinement qu'on trouve dans les aquifères alluviaux avec la méthode de RORABAUGH sont plus basses que les valeurs de  $S_m$  trouvées avec les modèles.

Si on fait une comparaison entre les valeurs du  $S_r$  (Rorabaugh) et du  $S_m$  (modèles), on trouve le coefficient numérique de correction k. On peut donc calculer l'équation de la droite du rapport de  $S_r$  et  $S_m$  qui est :  $S_m = 1 + k S_r$ .

A partir des deux points A et B de coordonnées (fig. n° 25-3),

$$A : S_m = 3,45 \text{ et } S_r = 1 \quad B : S_m = 10 \text{ et } S_r = 9$$

$$\text{nous avons } 3,45 = 1k + 1 \quad \text{et}$$

$$10 = 9k + 1$$

$$\text{alors } 6,55 = 8k \quad \text{et } k = \frac{6,55}{8} = 0,81875 = \boxed{0,82}$$

$$1 = 3,45 - 0,82 = \boxed{2,6}$$

La corrélation est donc bonne et les résultats obtenues par cette méthode intéressants.

Nous pouvons constater que la méthode du Rorabaugh est mieux adaptée dans les cas où les 3 piézomètres ne sont pas très éloignés, et dans le cas où la nappe présente une fluctuation sensible. Dans la Thessalie orientale, les piézomètres mesurés sont souvent éloignés et la nappe n'est pas homogène. Dans le cas où le gradient hydraulique est grand, nous voyons que la méthode donne des valeurs qui présentent des écarts importants.

#### 5-1-3-2- Détermination de la transmissivité T et du coefficient d'enmagasinement S par la méthode de B. MIJATOVIC

##### 5-1-3-2-1- Introduction

Pour la construction des modèles, nous avons tenu compte des valeurs de la transmissivité T obtenue à partir des pompages d'essais dans les forages faits dans les alluvions et aussi dans les marbres. Pour les valeurs du coefficient d'enmagasinement S, nous avons dû adopter celles fournies par les modèles après réglage.

Pour confirmer les valeurs du coefficient d'enmagasinement S, nous avons encore utilisé la méthode proposée par B. MIJATOVIC, dans le cas des roches perméables, en grand (marbres).

La méthode d'évaluation des paramètres T et S se base sur l'analyse de la courbe de tarissement par l'application des fonctions exponentielles de types :

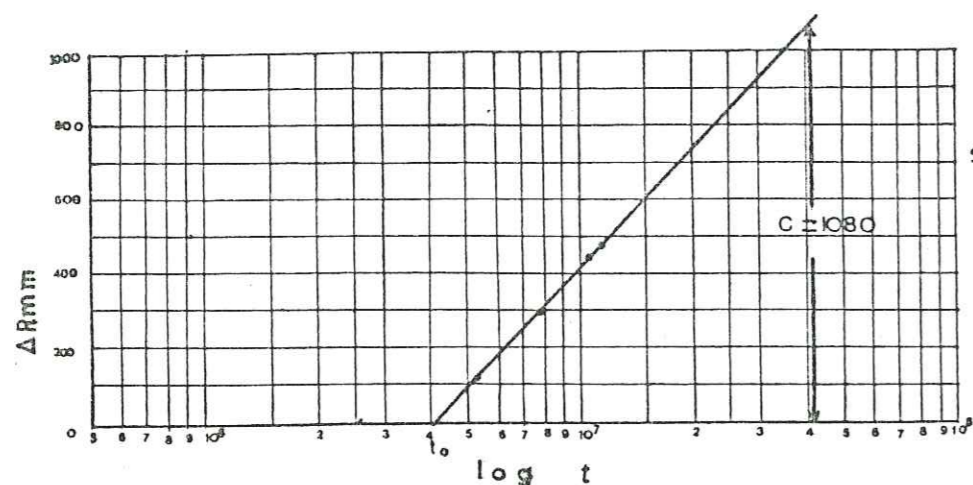
$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha(t-t_0)} \quad \text{et}$$

sur l'analyse de l'évaluation du niveau piézométrique des eaux souterraines karstiques, par l'application de l'équation d'approximation logarithmique de Jacob et Theis pour le régime d'écoulement non permanent :

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

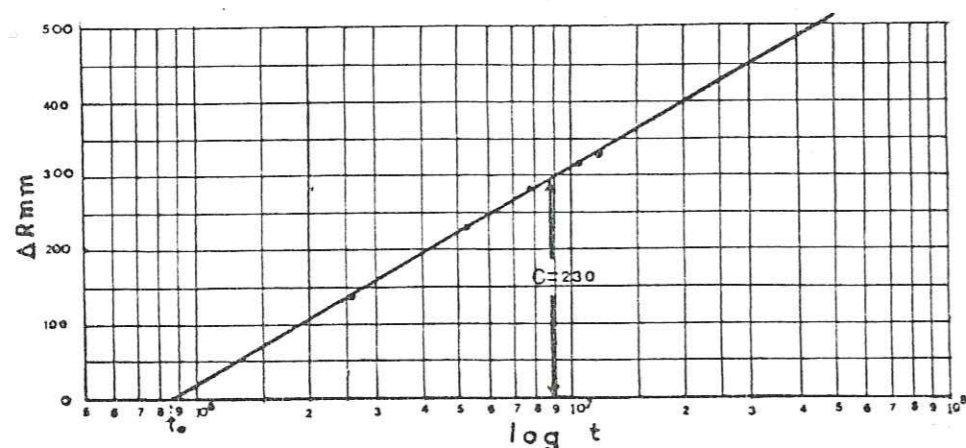
Fig. N°:26.

VARIATION DES RESERVES Dans les sources karstiques



source Kefalovrisson

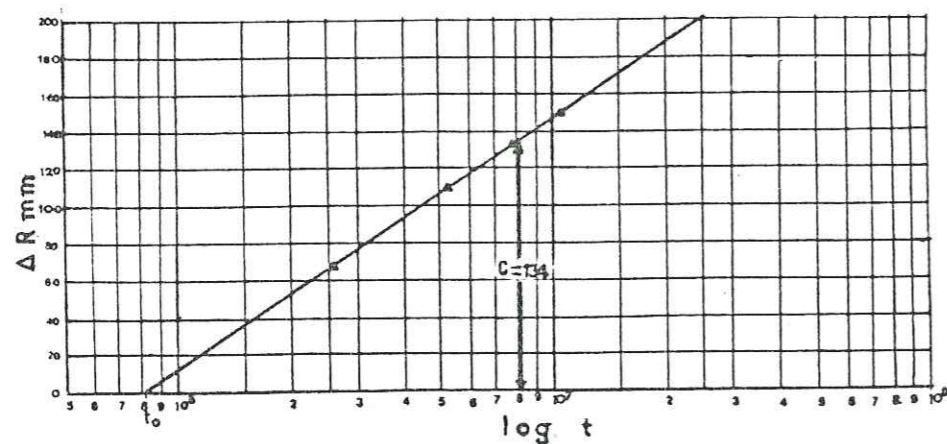
Fig. N°:26.a.



source

Mati-Tirnavou

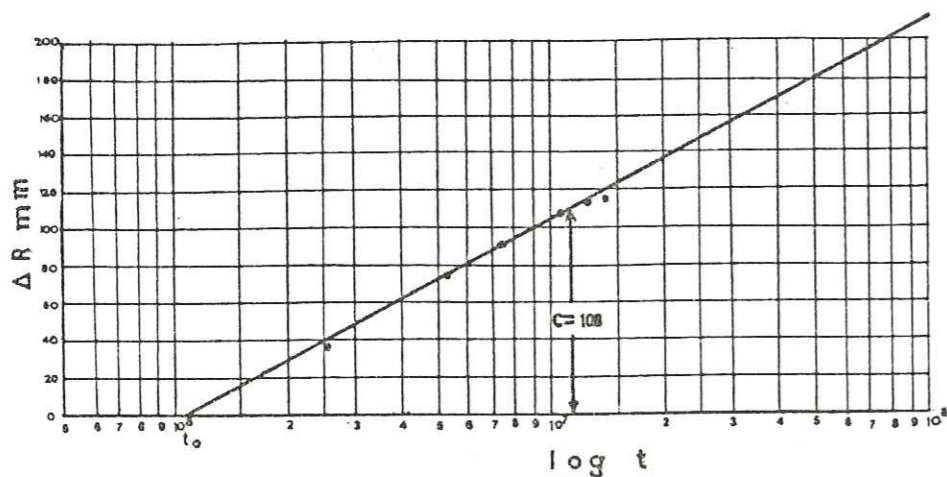
Fig. N°: 26.b.



source

Ayia-Anna

Fig. N°:26.c.



source

Amigdaléa

Fig. N°:26.d.

5-1-3-2-2- Application de la méthode

L'application de la méthode de B. MIJATOVIC nécessite de déterminer par la courbe de tarissement les valeurs :

$\Delta r$  : indice d'enmagasinement exprimé en mm, et  
 $\Delta R$  : variation des réserves dans la période considérée exprimé en mm.

Le coefficient de tarissement est connu d'après la courbe de tarissement.

L'indice d'enmagasinement peut-être défini comme le quotient du volume d'eau de la vidange d'un aquifère karstique durant la période de tarissement par la superficie de l'aquifère-réservoir et représente la lame d'eau écoulée pendant le tarissement.

On sait que d'après la courbe de tarissement, le volume d'eau enmagasiné a un instant  $t$ , au cours de l'étiage, exprimé en  $m^3$  est défini par la formule :

$$V_t = \frac{Q_r}{\alpha} \quad \text{et pour } t = t_0 \quad V_0 = \frac{Q_0 \cdot 86400}{\alpha}$$

L'indice d'enmagasinement sera donc :

$$\text{pour } t = t_0 \quad r_0 = \frac{V_0}{E} = \frac{0,86400}{E \cdot \alpha}$$

$E$  : surface du bassin d'alimentation de la source ou surface de l'aquifère, calculée à partir de la carte géologique et des cartes piézométriques.

$$\text{pour } t = t_0 \text{ nous avons, } \Delta r_t = \frac{V_t}{E} = \frac{Q_t \cdot 86,4}{E \cdot \alpha}$$

$$\text{La variation des réserves devient donc : } \Delta R = \Delta r_0 - \Delta r_t$$

Les valeurs de  $\Delta R$  peuvent être considérées comme les rabattements successifs de la nappe karstique au cours d'un pompage en régime de non équilibre ; ainsi on arrive à une fonction de la forme :

$Y = c (\log b + \log x)$  qui est représentée par l'équation d'approximation logarithmique de Jacob-Theis (L). La constante  $c$  est déterminée par :

$$c = \frac{0,183 Q}{T} \quad \text{donc les variables sont : } Y = \Delta R \text{ et } X = t$$

La droite représentative de cette fonction est obtenue en portant en abscisse les logarithmes du temps  $t$  et en ordonnée les valeurs de  $\Delta R$ .

Cette droite permet de calculer par application de la méthode des différences finies la constante  $c$ , donc la transmissivité  $T$  (voir figure n° 26).

La constante  $c$  correspond au coefficient angulaire de la droite dévolution c'est la dérivée d'où :

$$c = \frac{0,183 Q}{T} = \frac{dy}{dx} = \frac{\delta (\Delta R)}{\delta (\log t)}$$

Nous avons fait les calculs pour les quatre sources principales karstiques, Kefalovrisson, Mati-Tirnavou, Ayia-Anna et Amigdaléa, et nous avons trouvé les variations des réserves  $\Delta R$  en mm, ainsi que l'indice d'enmagasinement  $\Delta r$  exprimé en mm.

Sur le tableau suivant, nous avons le débit de la source chaque mois (30 jours) après la crue, le temps exprimé en secondes. Dans ce tableau on donne les valeurs calculées en période d'étiage des sources, les paramètres  $\Delta r$  et  $\Delta R$ , ainsi que les valeurs des réserves dynamiques.

Sur la figure n° 26, nous avons tracé la droite de variation des réserves en fonction du logarithme du temps  $t$  pour les quatre sources karstiques, pour trouver le coefficient  $c$  (c'est à d. la variation de  $\Delta R$  pour un cycle logarithmique).

Si nous avons le débit moyen pour la période d'étiage de chaque source, nous pouvons calculer la transmissivité  $T$  d'après la formule :

$$T = \frac{0,183 \cdot Q}{c}$$

Tableau de calcul des variations des réserves  $\Delta R$  des sources karstiques

Source karstique	Q en m3/s	Période à compter en jours	temps t en sec	Réserves dynamiques en m3	Indice d'emmagasinement r en mm	Variations des réserves R en mm
Kefalovrisson	3,189	3 juin	0	72 508 000	1036	0
	3,150	après 30 j	2 592 000	71 621 000	1023	13
	2,850	60	5 184 000	64 800 000	926	110
	2,320	90	7 776 000	52 748 000	754	282
	1,830	120	10 368 000	41 608 000	594	442
	1,620	140	12 096 000	36 834 000	526	510
Mati-Tirnavou	6,100	20 avril	0	37 646 000	306	0
	3,950	Après 30 j	2 592 000	24 377 000	198	108
	2,540	60	5 184 000	15 675 000	127	179
	1,620	90	7 776 000	9 998 000	81	225
	1,050	120	10 368 000	4 567 000	53	253
	0,740	150	12 960 000	4 567 000	37	269
Ayia-Anna	0,920	10 mai	0	5 678 000	196	0
	0,603	Après 30 j	2 592 000	3 721 000	128	68
	0,402	60	5 184 000	2 481 000	86	110
	0,302	90	7 776 000	1 864 000	64	132
	0,210	320	10 368 000	1 296 000	45	151
Amigdaléa	0,700	1er mai	0	4 086 000	128	0
	0,500	après 30 j	2 592 000	2 919 000	91	37
	0,310	60	5 184 000	1 810 000	56	72
	0,193	90	7 776 000	1 127 000	35	93
	0,121	120	10 368 000	706 000	22	106
	0,086	150	12 960 000	502 000	16	112
	0,081	165	14 256 000	473 000	14	114

On a :

- Pour la source de Kefalovrisson :  
le débit moyen  $Q_m = 2,94$  m3/s, surface  $E = 120$  km2 et coefficient de tarissement  $\alpha = 0,0038$ , si  $c = 1,080$  m comme nous le voyons dans la figure n° 26a, la transmissivité est  $T = \frac{0,183 Q}{c} = \frac{0,183 \cdot 2,94}{1,080} = 0,49 = 4,9 \cdot 10^{-1}$  m2/s.

- Pour la source de "Mati-Tirnavou", nous avons :  $Q$  moyen = 2,55 m3/s, surface  $E = 123$  km2 et le coefficient de tarissement  $\alpha = 0,014$ , si  $c = 0,230$  (voir figure n° 26b) la transmissivité est :  $T = \frac{0,183 \cdot 2,55}{0,23} = 2,028$  m2/s

- Pour la source "Ayia-Anna" on a  $Q$  moyen = 0,423 m2/s. La surface  $E = 29$  km2 et le coefficient de tarissement  $\alpha = 0,014$ , si  $c = 0,134$  (voir figure n° 26c) la transmissivité  $T = \frac{0,183 \cdot 0,423}{0,134} = 0,577$  m2/s.

- Pour la source "Amigdaléa", on a  $Q$  moyen = 0,254 m3/s. La surface  $E = 32$  km2 et le coefficient de tarissement  $\alpha = 0,0148$ , si  $c = 0,108$  (voir figure n° 26d) la transmissivité  $T = \frac{0,183 \cdot 0,254}{0,108} = 0,43$  m2/s

Les valeurs de la Transmissivité trouvées avec la méthode de B. MIJATOVIC nous paraissent convenables dans les roches karstiques donnant des sources. Mais il faut trouver le coefficient numérique de correction reliant ces valeurs et celles qui ont été obtenues par les modèles. Selon B. MIJATOVIC il faut multiplier la T par un coefficient numérique 2.

Ainsi d'après les modèles dans la région des marbres de la source Mati-Tirnavou (Ouest de Tirnavos) la transmissivité totale serait de 1,2 m2/s et nous trouvons selon la méthode de B. MIJATOVIC la valeur 2,03 m2/s. Donc le coefficient numérique de correction est 1,7. Si nous utilisons le coefficient de correction pour les autres sources qui se trouvent hors du modèle, nous obtenons les valeurs de la transmissivité des aquifères alimentant les sources :

- Kefalovrisson:  $T = 0,20$  m2/s
- Amigdaléa:  $T = 0,25$  m2/s
- Ayia-Anna:  $T = 0,34$  m2/s

Pour trouver le coefficient d'emmagasinement S des unités karstiques alimentant des sources, on choisit l'implantation d'un piézomètre fictif à la limite du bassin d'alimentation. A ce point, le rabattement doit être nul et on peut faire le calcul avec la formule :

$$S = \frac{2,25 \cdot T \cdot t_0}{x^2}$$

Les piézomètres fictifs que nous utilisons pour le calcul sont placés sur une ligne d'écoulement à la limite du bassin d'alimentation, au droit de la source. Le temps  $t_0$  est donné par les diagrammes des variations des réserves de la figure n° 26.

- Pour la source Kefalovrisson  $t_0 = 4 \cdot 10^6$  sec, et la distance du piézomètre fictif est à 7000 m, donc le coefficient d'emmagasinement est :

$$S = \frac{2,25 \cdot 0,49 \cdot 4 \cdot 10^6}{(7000)^2} = \frac{4,41 \cdot 10^6}{49 \cdot 10^6} = 0,09 \text{ ou encore } S = 9 \%$$

- Pour la source Mati-Tirnavou,  $t_0 = 8,7 \cdot 10^5$  sec, et le piézomètre fictif est placé à la distance de 6000 m. Le coefficient d'emmagasinement est :

$$S = \frac{2,25 \cdot 2,03 \cdot 8,7 \cdot 10^5}{(6000)^2} = \frac{3,8 \cdot 10^6}{64 \cdot 10^6} = 0,060 \text{ ou encore } S = 6 \%$$

- Pour la source Ayia-Anna  $t_0 = 8,2 \cdot 10^5$  sec. et le piézomètre fictif est placé à la distance de 5500 m. Le coefficient d'enmagasinement est :

$$S = \frac{2,25 \cdot 0,577 \cdot 8,2 \cdot 10^5}{(5500)^2} = \frac{1,0645 \cdot 10^6}{30,25 \cdot 10^6} = 0,035 \text{ ou encore } S = 3,5 \%$$

- Par l'unité karstique de la source Amigdaléa  $t_0 = 1,1 \cdot 10^6$  sec. et le piézomètre fictif est placé à la distance de 5000 m. Le coefficient d'enmagasinement est :

$$S = \frac{2,25 \cdot 0,43 \cdot 1,1 \cdot 10^6}{(5000)^2} = \frac{1,0642 \cdot 10^6}{25 \cdot 10^6} = 0,043 \text{ ou encore } S = 4,3 \%$$

5-1-3-2-3- Comparaison des valeurs à celles obtenues par les essais de pompage

Les valeurs de la Transmissivité et du coefficient d'enmagasinement S obtenues par la méthode de Mijatovic et par les essais de pompages sont présentées sur le tableau suivant :

Unité Karstique	Source	Méthode de Mijatovic		Essai de pompage
		T	S	T
Kefalovrisson	Kefalovrisson	0,29	0,09	
Tirnavou	Mati-Tirnavou	2,03	0,06	0,044
	Ayia-Anna	0,34	0,035	0,04
Amigdaléa	Amigdaléa	0,25	0,043	0,022

Nous n'avons pas eu de valeurs du coefficient d'enmagasinement S par les essais de pompage dans ces massifs de marbres de la région parce que nous n'y avons fait que des essais de courte durée et on sait que pour avoir de bons résultats concernant S, il faut faire un essai de pompage de longue durée.

Dans les massifs de marbres étudiés, les essais de courte durée qui ont été exécutés n'ont permis de déterminer que T et les caractéristiques d'exploitation de chaque forage et les valeurs de la transmissivité T obtenues par les essais de pompages sont plus petites que les valeurs obtenues par la méthode de Mijatovic car les valeurs de  $T = 10^{-1}$  m<sup>2</sup>/s pour les essais de pompage dans les forages en terrains karstiques sont fréquentes.

Les valeurs du coefficient d'enmagasinement S trouvées par la méthode de Mijatovic sont représentatives de la réalité dans les roches karstiques et le coefficient d'enmagasinement S trouvé dans la plaine de la Thessalie Orientale qui varie de 1 % à 6 %, est comparable à celui déterminé en Crète où nous avons fait des essais de pompage de longue durée dans les massifs karstiques et où nous avons trouvé S = 3 à 12 % et parfois S = 15 %.

5-1-3-3- Méthode d'Archie pour le calcul de la porosité utile

Une nouvelle méthode de calcul de la porosité utile ou coefficient d'enmagasinement S a été proposée dernièrement par M. Archie. Nous l'avons utilisée dans notre région d'étude.

La méthode est basée sur la formule d'Archie qui consiste à déterminer le rapport entre la résistivité Re d'un horizon mesuré par sondage électrique ou par logging, et la résistivité de l'eau contenue dans la couche (RW).

$$F = \frac{Re}{RW} = \frac{d}{\Phi^m}$$

F : facteur de formation

Re : Résistivité de l'aquifère

Rw : Résistivité de l'eau contenue

$\alpha$  : paramètre variant de 0,8 à 1 (0,8 dans les sables et 1 dans les formations compactes).

m : exposant = 1,3 pour les formations compactes (pouvant aller jusqu'à 2)

$\Phi$  : porosité utile ou coefficient d'enmagasinement

Pour simplifier on a souvent  $F = \frac{Re}{RW} = \frac{1}{\Phi^2}$

Pour appliquer la méthode, nous avons utilisé les valeurs obtenues pour chaque facteur dans les différentes zones de la région d'étude. Ainsi on a :

Re : 20 à 100 jusqu'à 150 ohm. m.

Conductivité électrique de l'eau : 300 à 800 jusqu'à 2500  $\mu$ mho/cm ou  $10^{-6}$  mho/cm.

Nous avons distingué l'eau peu profonde de l'eau profonde dans les cas où il y avait une différence de la qualité de l'eau des aquifères dans la même zone.

TABLEAU DES RESULTATS DE LA METHODE D'ARCHIE

Zone et aquifère	E A U		Terrain	Re	$\Phi$	Coeffici. de correction	Porosi. utile corrig.
	Conductivité électrique en $\mu$ mho/cm ou $10^{-6}$ mho/cm	Résistivité Rw en ohm. m	Re en ohm. m	Re / Rw			
Tirnavos phréatique	500 à 700	15 à 20	60 à 70	3 à 4,6	0,5	0,10	0,05
" profonde	300 à 400	25 à 33	100	3 à 4	0,5	0,15	0,07
Larissa	400	25	80	3,2	0,6	0,10	0,06
Bords SW Khalki	600	15	50	3,3	0,6	0,15	0,09
Karla phréatique	2500	4	6 - 7	1,5 à 1,7	0,8 à 0,76	0,08	0,06
" profonde	800	12	20 - 30	1,7 à 2,5	0,63 à 0,76	0,06	0,05
Eaux des marbres	350	30	1500	50	0,44	0,14	0,14

La valeur brute de la porosité que nous avons trouvée, avec la méthode d'Archie pour chaque zone étudiée paraît très grande.

Mais la résistivité de l'aquifère que l'on mesure concerne la totalité des sédiments. Pour trouver la vraie porosité des couches qui donnent l'eau, il faut calculer le rapport entre les hauteurs exactes des aquifères non argileux et la hauteur totale des sédiments.

On définit ainsi un coefficient de correction des aquifères non argileux par lequel il faut multiplier les valeurs brutes de la porosité utile pour obtenir les vraies valeurs de cette porosité utile.

Dans ces conditions, nous avons trouvé des valeurs très plausibles :

Dans la région de Tirnavos la porosité utile de la nappe phréatique est : 0,05

Dans la région de Tirnavos la porosité utile de la nappe profonde est : 0,07

Dans la région de Larissa la porosité utile de la nappe est : 0,06

Dans la région de Bords SW la porosité utile de la nappe est : 0,09

Dans la région de Karla la porosité utile de la nappe phréatique est : 0,06

Dans la région de Karla la porosité utile de la nappe profonde est : 0,05

Il est évident que les valeurs de la porosité utile trouvées après utilisation du coefficient de correction sont représentatives de la nature des aquifères.

5-1-4- Calcul des pertes de charge dans les forages

Le rabattement dans les forages pendant les essais de pompage provient de plusieurs facteurs :

- pertes de charge dans la couche aquifère
- pertes de charge au contact et à la traversée de la crépine,
- pertes de charge dans la crépine et le tubage, etc.

Tous ces facteurs provoquent des rabattements qui s'ajoutent pour avoir le rabattement total qui est  $H = AQ + BQ^2$ . A : facteur constant qui dépend de l'aquifère et B : est un facteur qui dépend des caractéristiques du forage (tubage, crépines, etc.).

Pendant des essais de pompage, on a mesuré le rabattement donc les pertes de charge totales. Mais (Castany) le rabattement total  $H = H_1 + (H_2 + H_3)$  et  $H_1 = AQ$  aussi  $H_2 + H_3 = BQ^2$ .

$H_1$  = correspond aux pertes de charge dans l'aquifère,  
 $H_2 + H_3$  = correspond aux pertes de charge créées par le système de captage.

Les mesures pendant les essais de pompage (trois paliers enchaînés ou avec retour au niveau statique et un débit constant) ont permis de tracer la courbe caractéristique de chaque forage (courbe de Q en fonction de rabattement H).

Sur la figure n° 27, nous avons tracé quelques exemples de courbes caractéristique pour 5 forages construits dans les alluvions et ensuite nous avons trouvé les pertes de charge dues aux aquifères et les pertes de charge dues au système de captage (forage).

Sur le tableau suivant, il y a les valeurs des pompages par paliers le débit Q, le rabattement H, le rabattement spécifique H/Q (m/m3/s) et les pertes de charge dues aux aquifères et aussi au système de captage.

D'après le tableau, nous avons tracé les droites de pertes de charge (voir fig. n° 27) pour trouver les facteurs A et B, par la droite représentant le débit Q en fonction du rabattement spécifique H/Q. Ainsi, nous avons calculé les pertes de charge  $H_1 = AQ$  (aquifère) et les pertes de charge  $H_2 + H_3 = BQ^2$  (forage).

Nous avons trouvé que dans les forages LB236, LB250, LB151 et LB92 les pertes de charge du forage sont plus petites que les pertes de charge de l'aquifère, donc la construction du captage est bonne et sans pertes de charges anormales.

Dans le cas du forage LB202 les pertes de charge dues au forage sont très grandes. L'essai de pompage indique que les pertes de charge du captage  $BQ^2$  sont 4 à 7 fois plus grandes que les pertes de charge AQ de l'aquifère.

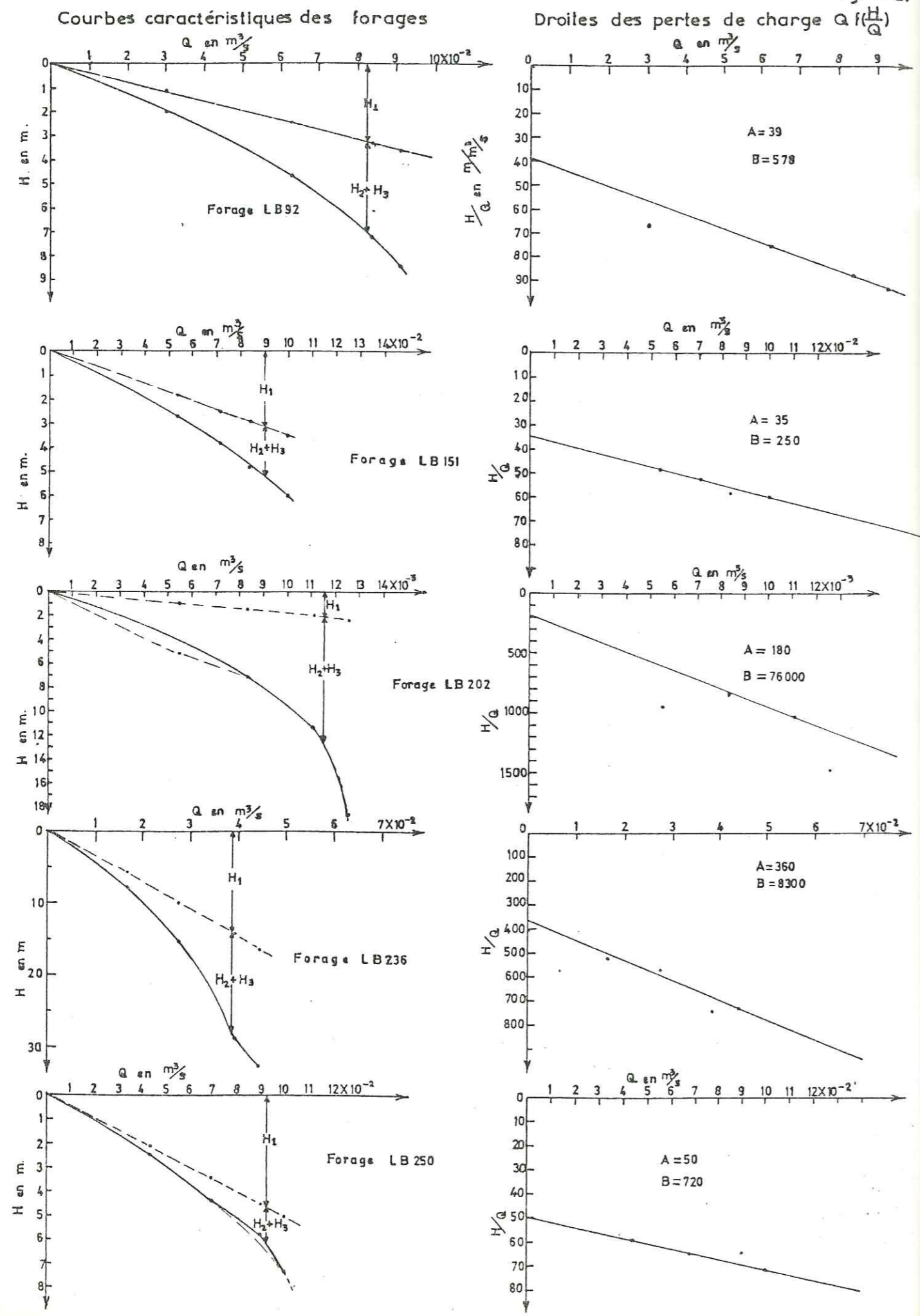
On peut même construire la droite caractéristique du forage sur diagramme bilogarithmique (voir figure n° 28). Nous avons tracé la droite de Q (en m3/h) en fonction de H en m. Cette droite donne l'équation caractéristique de chaque forage de la forme  $Q = c H^{\text{tang } a}$ , c : est la constante de la droite et a est l'angle de la droite avec l'axe de H. Ainsi nous avons trouvé pour chaque forage l'équation suivante :

- LB92 :  $\text{tang } a = \text{tang } 38^\circ = 0,78$  et  $c = 62 \text{ m}^3/\text{h/m}$  donc l'équation  $Q = 62 H^{0,78}$
- LB 151 :  $\text{tag } a = \text{tang } 36^\circ$  et  $c = 38,5 \text{ m}^3/\text{h/m}$  donc l'équation :  $Q = 38,5 H^{0,73}$
- LB 202 :  $\text{tang } a = \text{tang } 30^\circ = 0,58$  et  $c = 9,7 \text{ m}^3/\text{h/m}$  donc l'équation  $Q = 9,7 H^{0,58}$
- LB 236 :  $\text{tang } a = \text{tang } 36^\circ = 0,73$  et  $c = 12,6 \text{ m}^3/\text{h/m}$  donc l'équation  $Q = 12,6 H^{0,73}$
- LB 250 :  $\text{tang } a = \text{tang } 49^\circ = 1,15$  et  $c = 43 \text{ m}^3/\text{h/m}$  donc l'équation  $Q = 43 H^{1,15}$

Pour les pertes de charge dans les forages construits dans les roches karstiques nous donnons trois exemples pour comparer les différentes valeurs de pertes de charge.

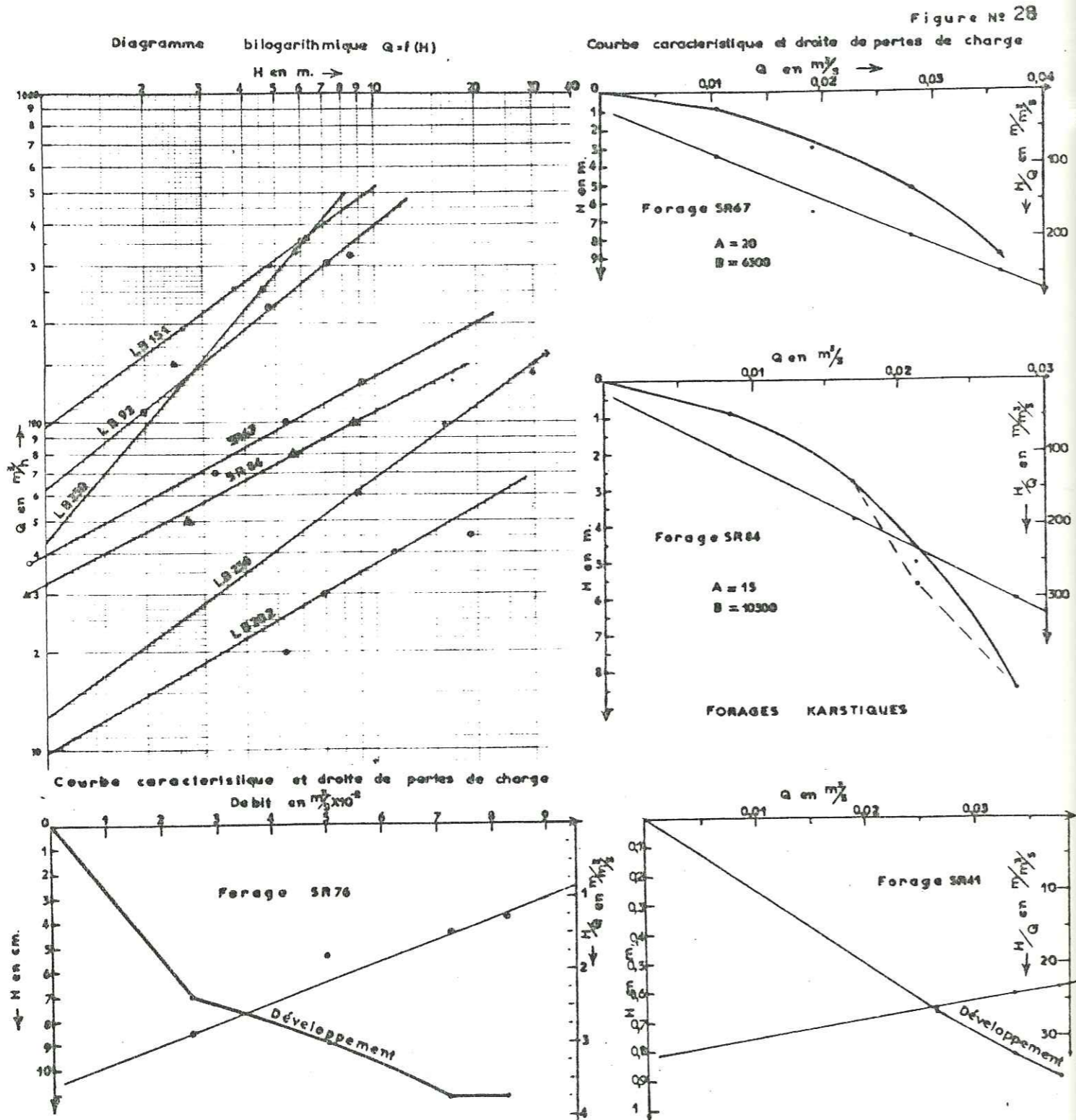
Ainsi sur la figure n° 27, on a pour les forages karstiques les courbes du débit Q en fonction de rabattement H. Dans le tableau, on trouve aussi le débit des pompages par paliers, le calcul des pertes de charge dues aux aquifères karstiques et à la construction du captage. Dans le cas des forages karstiques, souvent le facteur A a des valeurs petites car on a une bonne transmissivité de l'aquifère (voir tableau). Le facteur B présente des valeurs plus grandes que dans ces forages dans les alluvions. Il faut signaler que dans plusieurs forages karstiques, il y a eu un développement du forage pendant le

Fig. N°27



CALCUL DES PERTES DE CHARGE DANS LES FORAGES ALLUVIAUX

N° de Forage	Pompage par pallier	Durée en heures	Débit		Rabatement H en m	Spécifique $\frac{H}{Q}$ m³/s	Transmissivité		Pertes de charge		Obs A et B
			$Q$ en m³/h	$Q$ en m³/s			abaissée	remontée	Aquifère $H_1 = AQ$	Forage $H_2 + H_3 = \frac{BQ}{2}$	
LB 92	1	2	108	0,03	2,00	66,7	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$2,5 \cdot 10^{-2}$	1,17	0,83	A = 39 B = 578
	2	2	225	0,0625	4,7	75,2	$2,1 \cdot 10^{-2}$	$2,2 \cdot 10^{-2}$	2,44	2,28	
	3	2	300	0,083	7,2	86,4	$2,2 \cdot 10^{-2}$	$2,2 \cdot 10^{-2}$	3,25	3,95	
	C	22(2)	330	0,092	8,4	91,6	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$2,2 \cdot 10^{-2}$	3,58	4,82	
LB 151	1	2	194	0,054	2,61	48,3	$4,3 \cdot 10^{-2}$	$4,1 \cdot 10^{-2}$	1,89	0,73	A = 35 B = 250
	2	2	257	0,071	3,75	52,6	$3,7 \cdot 10^{-2}$	$3,8 \cdot 10^{-2}$	2,48	1,26	
	3	2	300	0,083	4,88	58,8	$3,5 \cdot 10^{-2}$	$3,9 \cdot 10^{-2}$	2,90	1,72	
	C	24(2)	360	0,100	5,94	59,4	$3,3 \cdot 10^{-2}$	$3,5 \cdot 10^{-2}$	3,50	2,50	
LB 202	1	2	20	0,0055	5,23	950			0,99	4,24	A = 180 B = 76.000
	2	2	30	0,0083	6,89	830			1,49	5,40	
	3	2	40	0,0111	11,37	1024			2,00	9,37	
	C	12(2)	45	0,0125	18,67	1493	$8,3 \cdot 10^{-4}$	$9,1 \cdot 10^{-3}$	2,25	16,42	
LB 236	1	2	60	0,0167	8,70	522			6,0	2,7	A = 360 B = 8300
	2	2	100	0,0278	15,7	565			10,0	5,7	
	3	2	140	0,0389	29,1	748			14,0	15,1	
	C	12(2)	160	0,0444	32,4	729	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$3,4 \cdot 10^{-3}$	16,0	16,4	
LB 250	1	2	150	0,042	2,46	59	$0,21 \cdot 10^{-2}$	$1,02 \cdot 10^{-2}$	2,1	0,36	A = 50 B = 720
	2	2	248	0,069	4,51	65	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	3,44	1,07	
	3	2	327	0,090	5,73	64	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$	4,5	1,23	
	C	21(2)	360	0,100	7,27	72,7	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	5,0	2,27	



CALCUL DES PERTES DE CHARGE DANS LES FORAGES KARSTIQUES

N° de forage	Pompage par pallier	Durée en heure	Débit		Rabatement		Transmissivité		Pertes de charge		
			Q en m³/h	Q en m³/s	H en m	A/Q³ en m/m³/s	m²/s	m²/s	H₁ = AQ	Forage H₂+H₃=BQ³	
SR 76	1	2	90	0,025	0,07	2,8	1,10.10 <sup>-1</sup>				
	2	2	180	0,05	0,09	1,8	2,6.10 <sup>-1</sup>				
	3	2	260	0,072	0,11	1,5					
	C	24	300	0,083	0,11	1,3	3,4.10 <sup>-1</sup>	1,5.10 <sup>-1</sup>			
SR 67	1	2	38	0,0105	0,9	86	6,4.10 <sup>-3</sup>	5,5.10 <sup>-3</sup>	0,69	A = 20 B = 6300	
	2	2	70	0,019	3,2	168	7,9.10 <sup>-3</sup>		2,82		
	3	2	100	0,028	5,3	189	6,3.10 <sup>-3</sup>	1,1.10 <sup>-3</sup>	4,74		
	C	12	130	0,036	9,0	250	4,1.10 <sup>-3</sup>	9.10 <sup>-3</sup>	8,28		
SR 84	1	2	30	0,0083	0,85	102	4,1.10 <sup>-3</sup>	9,8.10 <sup>-3</sup>	0,73	A = 15 B = 10.300	
	2	2	50	0,0139	2,68	93	6,3.10 <sup>-3</sup>	7,9.10 <sup>-3</sup>	2,47		
	3	2	80	0,022	5,70	257	1,10	3,1.10 <sup>-2</sup>	5,37		
	C	12	100	0,028	8,50	303	2,8.10 <sup>-2</sup>	2,2.10 <sup>-2</sup>	8,08		
SR 41	1	45'	95	0,0264	0,7	26,5					
	2	4h15'	120	0,0333	0,8	24	4.10 <sup>-2</sup>	4.2.10 <sup>-2</sup>			
	C	21	135	0,0375	0,88	23,4					



pompage ; ceci se voit sur la courbe caractéristique et sur la droite des pertes de charge. La courbe caractéristique indique une augmentation du débit sans augmentation du rabattement, mais au contraire diminution du rabattement, il en est de même pour la droite des pertes de charge. Exemple les forages SR41 et SR76, pas de A et B (négative ?).

Pourtant dans quelques forages karstiques, on peut extrapoler la valeur A et les pertes de charge de l'aquifère et du système de captage. On a alors pour SR84 et SR67 les pertes de charge de l'aquifère qui sont 3 à 8 fois plus petites que celles du forage. Mais celles-ci sont très petites par rapport aux pertes de charge dans les forages, alluviaux. En raison de la grande Transmissivité des roches karstiques, bien que le système de captage soit bon, nous avons un grand rapport des deux types de pertes de charge (voir figure n° 29).

C'est une propriété bien distincte dans les deux grands types des formations (karstiques et alluvieux) du système d'aquifères hétérogènes de Thessalie orientale.

5-1-5- Conclusions générales pour les caractéristiques hydrodynamiques des roches karstiques et des alluvions

Nous avons rassemblé sur le tableau suivant les valeurs obtenues dans les différentes unités karstiques, après étude des caractéristiques hydrodynamiques par les essais de pompage, la méthode de fissuration, la méthode de tarissement, la méthode de Rorabaugh, de Mijatovic, et le modèle mathématique :

Comparaison des caractéristiques hydrodynamiques des unités karstiques de la Thessalie Orientale déterminées par les diverses méthodes

Unité karstique	Essai de pompage				Modèle mathématique			Méthode de Tarissement (Mijatovic)			Méthode de fissuration	
	Puits	T en m <sup>2</sup> /s	K en m/s	S en %	T en m <sup>2</sup> /s	K en m/s	S en %	Sources	T en m <sup>2</sup> /s	S en %	T en m <sup>2</sup> /s	K en m/s
Tirnavos	SR41	0,042	0,0037	.....	1,2	0,09	5,5	Mati-Tir.	2,03	6	0,9	0,03
	SR67	0,005	0,0017	.....	0,8	0,011	5	Ayia-Anna	0,577	3,5	-	-
Amigdaléa	SR84	0,022	0,0024	.....	0,08	0,07	6	Amigdaléa	0,43	4,3	-	-
	LB 228	0,0016	0,0001	.....	-	-	-	-	....	....	-	-
Néon-Perivolion	SR76	0,35	0,01	.....	0,065	0,01	6,5	-	.....	....	-	-
	-	-	-	-	-	-	6,5	Velestinon	W...	....	1,0	0,05
Velestinon E	SR63	0,001	0,00004	-	-	-	-	-	-	-	1,2	0,06
	SR64	0,01	0,0003	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rizomilos	.....	.....	.....	2	.....	...	-	-	-	-	-	-
Stefanovikion	SR79	0,02	0,013	...	0,08	0,002	7	-	-	-	-	-
Keramidi	LB202	0,008	0,0004	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-
	LB204	0,0013	0,00005	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-
	SR62	0,2	0,0067	0,2	-	-	-	-	-	-	1,36	0,068
Tempi	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,32	0,066
Aétolofos	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,39	0,013
Kefalovrisson	-	-	-	-	-	-	-	Kefalovrisson	0,49	9	-	-

Dans le tableau on peut faire la comparaison des différentes valeurs des caractéristiques hydrodynamiques entre les différentes unités karstiques. Les caractéristiques hydrodynamiques trouvées d'après des essais de pompage et le modèle mathématique (dites : méthodes pratiques ou méthodes expérimentales) paraissent plus vraisemblables que les valeurs des caractéristiques hydrodynamiques trouvées par les méthodes de calcul (dites : méthodes théoriques). Bien que la méthode de tarissement donne de bonnes valeurs et que dans la méthode de fissuration de Kiraly les résultats soient bons. Parfois, il y a des écarts, qui pourraient s'expliquer par les difficultés des mesures, et par les variations de la fissuration d'un point à l'autre dans le même massif karstique.

Nous observons une grande différence entre les propriétés hydrodynamiques déterminées à partir des essais de pompage et celles calculées sur le modèle mathématique.

L'explication peut être la suivante :

Les essais de pompage sont trop courts pour pouvoir donner des valeurs de S représentatives pour l'ensemble des aquifères comme le fait le modèle mathématique. Le modèle mathématique donne des valeurs pour l'ensemble des aquifères d'une zone (sur toute l'épaisseur), tandis qu'un forage souvent n'arrive pas au socle imperméable.

L'emploi de toutes ces méthodes d'étude des caractères hydrodynamiques des aquifères karstiques du bassin de la Thessalie Orientale nous amène à constater que :

- la perméabilité des marbres de Tirnavos est comprise entre 0,03 m/s et 0,01 m/s, soit une valeur moyenne de 0,02 m/s. Il s'agit donc d'une perméabilité grande.

- La perméabilité des marbres Amigdaléa est aussi très élevée ainsi que celles des calcaires de Néon-Perivolion.

La perméabilité des marbres de Vélestinon est variable mais souvent grande, tandis que celle des marbres de Keramidi est toujours grande. La méthode de fissuration montre une grande perméabilité des marbres de Tempé et d'Aétolofos.

Cette valeur très élevée permet d'expliquer les forts débits des sources issues des massifs karstiques de la région de la Thessalie Orientale.

Localement et très rarement quelques parties de massifs ont de petites perméabilités avec de petites sources et parce qu'elles ont une faible fissuration.

La transmissivité des roches karstiques est aussi très grande. Les quatre méthodes utilisées donnent une transmissivité qui varie entre 1,2 m<sup>2</sup>/s et 0,005 m<sup>2</sup>/s soit une valeur moyenne de 0,6 m<sup>2</sup>/s, caractéristique des marbres de la région.

Les valeurs du coefficient d'enmagasinement, qui varient suivant les lieux et les méthodes de calcul employées entre 0,2 et 9 pour cent (%), sont des valeurs variables et bonnes, ce qui confirme l'intérêt d'exploitation des massifs karstiques en connaissant les réserves et la qualité de l'eau.

Pour les aquifères alluviaux (ou bien alluvioquaternaires ou poreux) nous avons récapitulé sur un tableau les caractéristiques hydrodynamiques déterminées à partir des essais de pompages du Modèle Mathématique de la Méthode de Rorabaugh et de la méthode d'Archie :

COMPARAISON DES CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES DES AQUIFERES ALLUVIAUX  
DE LA THESSALIE ORIENTALE DETERMINEES PAR LES DIVERSES METHODES

Aquifère à la localité ou zone	Puits ou forage	Essai de pompage			Modèle Mathématique			Méthode de Rorabaugh		Méthode d'Archie
		T en m <sup>2</sup> /s	K en m/s	S en %	T en m <sup>2</sup> /s	K en m/s	S en %	T en m <sup>2</sup> /s	S en %	Porosité utile corrigée en %
Tirnavos profond phréati.	LB81 SR39a	2.10 <sup>-2</sup>	1,5.10 <sup>-4</sup>	2	1.10 <sup>-1</sup>	3.10 <sup>-4</sup>	7	3.10 <sup>-2</sup>	9,3	7
				2			2			5
Ambelon	SR36	4,7.10 <sup>-3</sup>	1,35.10 <sup>-4</sup>		2.10 <sup>-2</sup>	5.10 <sup>-4</sup>	5	6.10 <sup>-2</sup>	8,8	-
Larissa	AG18	1.10 <sup>-2</sup>	5.10 <sup>-4</sup>		5.10 <sup>-3</sup>	6.10 <sup>-5</sup>	5	1.10 <sup>-2</sup>	2,9	6
Khalki	SR30	1,8.10 <sup>-3</sup>	6.10 <sup>-5</sup>		5.10 <sup>-3</sup>	4.10 <sup>-5</sup>	7	5.10 <sup>-3</sup>	0,5	9
Platicambos	SR29	1,5.10 <sup>-4</sup>	6.10 <sup>-6</sup>	8	8.10 <sup>-4</sup>	8.10 <sup>-6</sup>	3	3.10 <sup>-3</sup>	1,2	
Kipseli	SR32	1.10 <sup>-3</sup>	1,8.10 <sup>-5</sup>		3.10 <sup>-3</sup>	3.10 <sup>-5</sup>	7	3.10 <sup>-3</sup>	0,6	
Armenion	SR78, SR43	1.10 <sup>-3</sup>	5.10 <sup>-5</sup>		2.10 <sup>-3</sup>	3.10 <sup>-5</sup>	7	4.10 <sup>-3</sup>	0,2	
Karla	SR66	1,34.10 <sup>-5</sup>	1,34.10 <sup>-3</sup>		1.10 <sup>-3</sup>	1.10 <sup>-5</sup>	7	2.10 <sup>-4</sup>	0,2	5
Rizomilos	SR63	1.10 <sup>-3</sup>	6,7.10 <sup>-5</sup>	1	3.10 <sup>-3</sup>	4.10 <sup>-5</sup>	5	1,2.10 <sup>-2</sup>	6,7	
Stefanovikion	587VEB	3.10 <sup>-3</sup>	1,5.10 <sup>-4</sup>		4.10 <sup>-3</sup>	6.10 <sup>-6</sup>	4	5.10 <sup>-3</sup>	0,4	

Dans le tableau récapitulatif on peut voir que les valeurs trouvées par les méthodes utilisées sont très proches et comparables.

Ainsi dans les aquifères alluviaux de la région de Tirnavos on a une transmissivité très grande et nous voyons que les valeurs données par les essais de pompage, le modèle mathématique et la méthode de Rorabaugh sont assez proches l'une de l'autre (de 2.10<sup>-2</sup> à 3.10<sup>-2</sup>); ceci confirme l'intérêt de l'exploitation des aquifères de la zone de Tirnavos.

Dans la zone d'Ambelon, les résultats des méthodes utilisées sont aussi bonnes et la comparaison des caractères hydrodynamiques montre que les valeurs sont proches. T varie de 6.10<sup>-2</sup> à 4.10<sup>-3</sup> m<sup>2</sup>/s et K de 5.10<sup>-4</sup> à 6.10<sup>-5</sup> m/s.

Dans la zone de Larissa, les différentes valeurs des caractères hydrodynamiques T, K et S, sont aussi encore comparables. Il y a des écarts entre les valeurs trouvées par les méthodes utilisées, mais ils ne sont pas très grands car pour la transmissivité T les trois valeurs obtenues sont : 1.10<sup>-2</sup> m<sup>2</sup>/s, 0,5.10<sup>-2</sup> m<sup>2</sup>/s et 1.10<sup>-2</sup> m<sup>2</sup>/s.

Dans la région de Khalki les valeurs des caractères hydrodynamiques calculés par les divers méthodes sont identiques.

La zone de Platicambos présente aussi des valeurs des caractères hydrodynamiques données par les divers méthodes utilisées très proches et comparables entre elles.

La zone bordière SW des villages Kipseli, Armenion, Rizomilos et Stefanovikion, donne aussi des valeurs des caractères hydrodynamiques assez proches. La transmissivité trouvée par les divers méthodes de calcul est presque identique encore.

Dans la zone de Karla, bien que les valeurs de la transmissivité T, de la perméabilité K et du coefficient d'enmagasinement S soient très petites par rapport avec d'autres régions de la plaine, les calculs faits donnent des valeurs très proches et comparables.

Toutes ces méthodes d'étude des caractères hydrodynamiques des aquifères alluviaux montrent l'hétérogénéité des aquifères d'une zone à l'autre, mais chaque méthode donne pour une même zone des valeurs bonnes et comparables.

### 5-2- REPRESENTATION GRAPHIQUE DES PROPRIETES DES NAPPES

La représentation graphique des propriétés des nappes se fait sur les cartes piézométriques par les courbes hydroisohypses (isopières) aux différentes saisons à basses eaux, moyennes eaux et hautes eaux.

Les propriétés hydrodynamiques : débit, gradient hydraulique, transmissivité, perméabilité, coefficient d'enmagasinement, profondeur des aquifères, épaisseur des aquifères, battement des nappes et cotes du substratum sont des données à connaître pour évaluer les possibilités d'exploitation des nappes.

#### 5-2-1- Cartes piézométriques

Les cartes piézométriques ont été établies pour fournir des renseignements sur l'écoulement et l'alimentation des nappes, pour l'exécution des modèles ainsi que pour l'exploitation des eaux souterraines, en tenant compte d'autres facteurs, comme p.ex. la transmissivité, la perméabilité, les dimensions de l'aquifère etc.

Les mesures périodiques du niveau piézométrique de la nappe phréatique et des nappes profondes et le nivellement topographique des points d'eau de la plaine orientale, nous ont permis d'établir les cartes piézométriques.

#### - Mesures périodiques du niveau piézométrique :

Les mesures périodiques du niveau piézométrique ont été faites systématiquement. Les points d'eau ont été mesurés chaque semaine ou chaque 10 jours depuis mai 1972, pendant une durée de sept ans et les observations se poursuivent chaque 15 jours.

Un réseau de 140 points d'eau a été choisi et les points sont répartis dans toute la plaine.

D'autres mesures ont été faites dans 120 à 130 points d'eau. Le niveau piézométrique a été mesuré tous les 4 mois pendant des époques de hautes eaux, moyennes eaux et basses eaux, pour obtenir un état des nappes dans quatre époques intéressantes de l'année.

La difficulté était que quelques points de mesures étaient pompés pendant l'été, mais c'était inévitable, car presque tous les points d'eau privés sont équipés d'une pompe.

Parmi les points des mesures, il y avait un grand nombre de piézomètres ou forages de reconnaissance exécutés au cours du programme.

Nous avons fait deux cartes piézométriques (voir planches n° 10 et 11) correspondant aux basses eaux et aux hautes eaux et nous avons distingué les nappes phréatiques et profondes parce que le comportement de ces nappes est très différent.

#### 5-2-1-1- Cartes piézométriques correspondant aux basses eaux (août 1973).

Nous avons tracé une carte pour la nappe phréatique -couleur vert - et une carte pour la nappe profonde -couleur rouge -.

Les deux cartes et la planche n° 10 ont été établies à partir du niveau piézométrique des points d'eau qui ont été mesurés du 5 au 15 août 1973, dans un intervalle de temps assez court et après la fin des pompages agricoles, pour éliminer l'effet de l'exploitation possible d'un point sur l'autre.

Le tracé des isopièzes donne le comportement des deux nappes et permet de distinguer plusieurs zones individualisées, la réaction d'une zone sur l'autre, l'alimentation de la nappe profonde par la nappe phréatique ou l'inverse, ainsi que la résurgence d'eau et l'écoulement superficiel dans les zones artésiennes.

Les cartes ont permis aussi de préciser les axes des écoulements souterrains, l'alimentation et l'exutoire des nappes -le gradient hydraulique (les maximums et les minimums)- dans chaque région, le convergence et la divergence des lignes de courant, les zones convexes et concaves de la surface piézométrique. On a donc l'image des nappes en basses eaux.

Par la suite, ces cartes permettent d'étudier l'évolution de la surface piézométrique des nappes, de faire les cartes de la classification hydromorphologique et de préciser les régions (points) les plus favorables pour le captage des nappes. Mais pour le captage on examinera aussi d'autres propriétés caractéristiques des nappes.

Sur la carte n° 10, les courbes hydroisohypses (isopièzes) de la nappe phréatique suivent en général la surface du sol.

Spécialement pour la région de Tirnavos, la carte montre les échanges d'eau entre le Titarissios et les nappes des calcaires et des alluvions.

L'eau du Titarissios, avant son débouché dans la plaine, traverse des terrasses alluviales et alimente les calcaires de la région de Damassi sur les deux côtés.

Après le débouché dans la plaine, le Titarissios alimente une nappe phréatique (peu profonde) suspendue. Par la suite une partie de l'eau s'infiltré dans la nappe profonde toujours dans les sédiments grossiers du cône de Titarissios et une partie de l'eau alimente les calcaires de la région, aussi à travers des alluvions.

L'eau se dirige vers l'Est, après Tirnavos, et les lignes de courant s'ouvrent en éventail jusqu'au lit du Pinios.

Un grand axe de drainage des eaux souterraines suit parallèlement le Pinios à l'Ouest. A l'Est et le long de l'autoroute de Larissa, une ligne de partage des eaux divise l'écoulement en deux parties. A l'Est de la ligne de partage, un autre axe de drainage se dirige vers Karla ; sa direction est NW → SE. L'eau s'évacue vers la mer à travers les marbres.

Ce drainage porte sur les eaux des collines au S de Larissa et au SW de Kipseli-Armenion. L'écoulement souterrain de la nappe profonde est presque le même dans la région de Tirnavos et dans celle de Larissa. La ligne de partage des eaux est déplacée vers l'Est et passe par Platikambos-Khalki.

Dans la région de Karla, il y a un axe de drainage de direction S-N et une autre ligne de partage des eaux de même direction qui passe par Rizomilos. Ici l'eau se déverse au-dessus d'un seuil, et puis s'écoule vers la mer.

5-2-1-2- Cartes piézométriques des hautes eaux (avril 1974, carte n° 11)

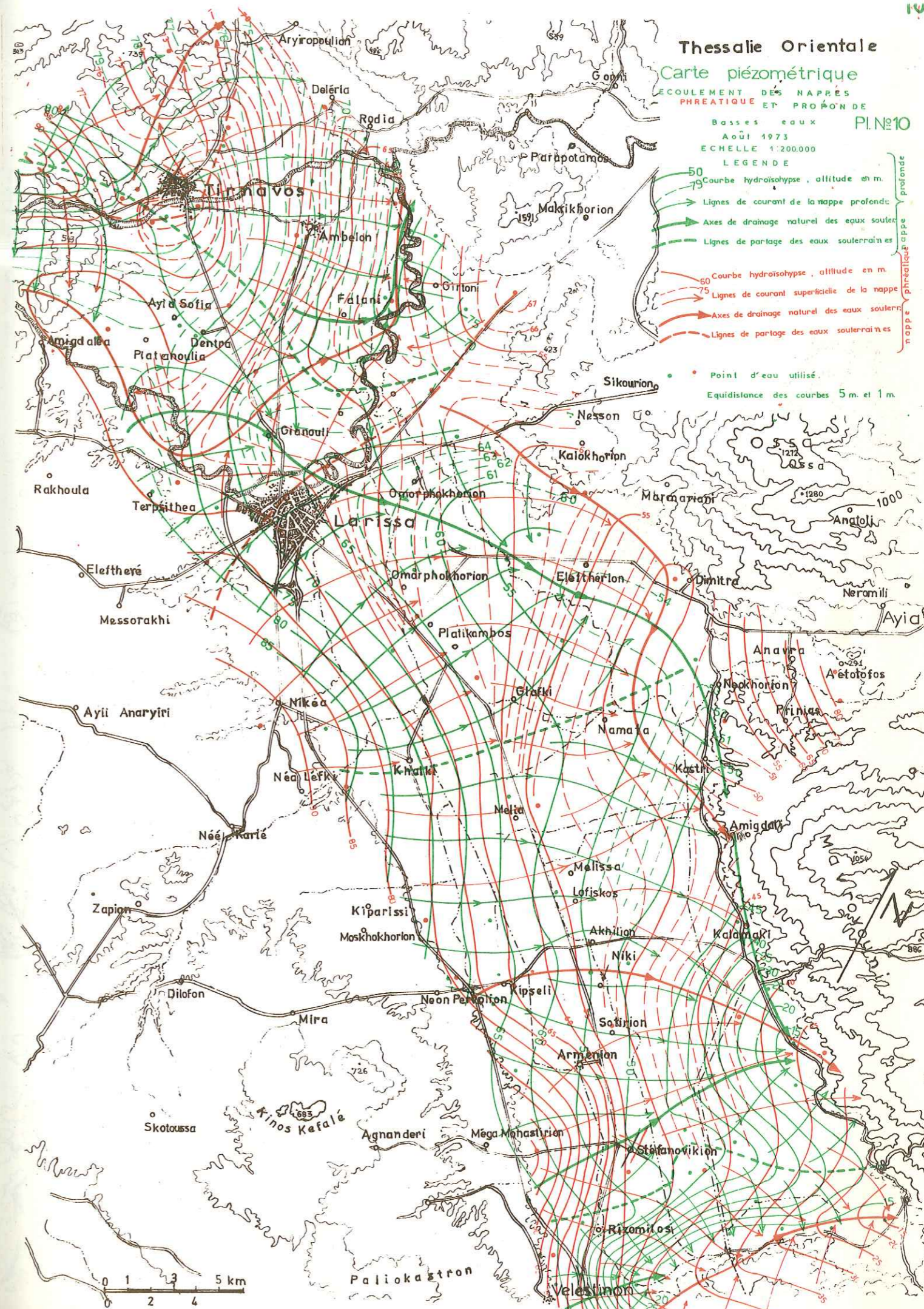
Deux cartes ont été tracées, une pour la nappe phréatique -couleur rouge- et une autre pour la nappe profonde -couleur bleue-.

Ces cartes ont été faites à partir du niveau piézométrique des points d'eau mesurés pendant la première quinzaine du mois d'avril 1974 et le tracé de ces isopièzes donne la forme de la surface piézométrique des deux nappes pendant les hautes eaux.

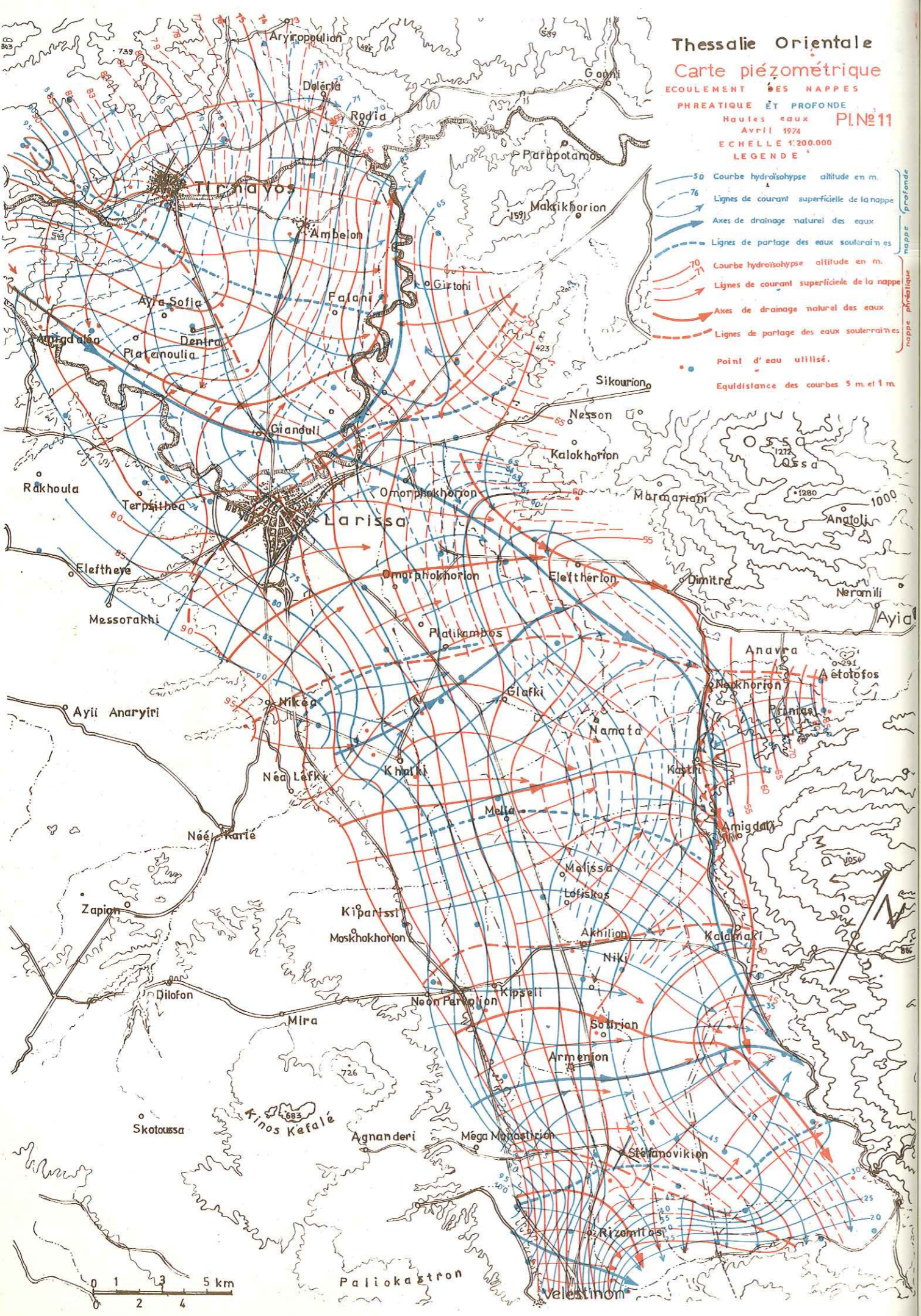
Les cartes ont permis de préciser les lignes d'écoulements souterrains ainsi que l'alimentation et les exutoires au printemps, quand le niveau des nappes est haut.

On remarque que le gradient hydraulique est plus élevé qu'en période de basses eaux. Dans la région de Tirnavos, les calcaires ne sont plus alimentés par des alluvions, mais c'est le contraire. Les lignes d'écoulement sont en éventail et se dirigent vers l'Est.

L'axe de drainage de la nappe phréatique est le même qu'en août 1973 aux basses eaux. Il en est de même de la ligne de partage des eaux souterraines qui passe par la route nationale de Larissa en direction S-N.



**Thessalie Orientale**  
**Carte piézométrique**  
 ECOULEMENT DES NAPPES  
 PHREATIQUE ET PROFONDE  
 Hautes eaux  
 Avril 1974  
 ECHELLE 1:200.000  
 LEGENDE  
 P.I.N. n° 11



Plus à l'Est, il y a un grand axe de drainage dans la région de Karla, de direction NW-SE. Il reçoit d'autre part trois axes de drainage secondaires provenant du bord des collines SW.

Pour la nappe profonde, on remarque une ligne de partage des eaux dans la région de Tirmavos, car l'alimentation du Titarissios est très grande et change la forme des lignes d'écoulement. Plus à l'Est, à l'axe de drainage se déplace vers le lit de la rivière "Pinios". La ligne de partage de Larissa devient moins visible, tandis que plus à l'Est l'axe de drainage de Karla devient plus visible et reçoit, comme pour la nappe phréatique l'eau de trois axes secondaires provenant du bord des collines SW.

Le seuil, au-dessus duquel les eaux se déversent dans la région de Rizomilos-Kanalia, se remarque bien et la pente hydraulique de la surface piézométrique est très grande.

Après la construction des cartes piézométriques des basses eaux et de s hautes eaux de l'année 1974, nous avons tracé des cartes piézométriques pour des années suivantes : 1975, 1976 et 1977 en basses eaux en moyennes eaux et en hautes eaux. Il n'y a pas de différence sur la forme générale de la surface piézométrique entre les cartes de l'année 1974 et celle s des années 1975, 1976 et 1977. Il y a seulement une diminution générale de la hauteur de la surface piézométrique de l'ordre de 1 à 3 mètres.

5-2-2- Gradient hydraulique (horizontal) i et différence de la charge verticale des nappes (carte n° 12).

Les cartes piézométriques faites pourront donner le gradient hydraulique (horizontal) i de la surface piézométrique ( voir planche n° 12 ).

La carte présente cinq zones avec des courbes isoclines de la surface piézométrique de la nappe profonde :

- zone de gradient hydraulique inférieur à 1/1000 ;
- zone " " compris de 1 à 2/1000 ;
- zone " " de 2 à 5/1000 ;
- zone " " de 5 à 10/1000 ;
- zone " " supérieur à 10/1000 .

La carte a été dessinée à partir des mesures faites en période de basses eaux en août 1973.

Le minimum du gradient hydraulique inférieur à 1‰ se trouve dans la région de Karla, Eleftherion, Omorphokhorion et Platanoulia.

Les zones du gradient hydraulique de 5 à 10/1000 se trouvent aux bords de la plaine. Dans la région de DÉLÉRIA, Girtoni, Nikéa, Khaldi, Kipseli, Néon-pervoli, Niki, Méga-Monastiri et Rizomilos.

Les zones des maximums du gradient supérieur à 10/1000 se trouvent entre Nikéa et Khalki, et dans la région du seuil Rizomilos-Kanalia.

Sur cette carte, on présente la différence de charge verticale des nappes phréatique et profonde au même point.

La carte de la charge verticale des nappes présente les possibilités d'échange d'eau entre les deux nappes phréatique et profonde et entre la nappe phréatique et la surface.

Il y a une courbe équipotentielle de la différence de charge verticale égale à 0. Le long de cette courbe il n'existe pratiquement pas d'échange, ni d'écoulement vertical de l'eau à l'époque où ont été faites les mesures (basses eaux).

Théoriquement, les résurgences sont plus grandes dans les régions où la différence de charge est très grande, comme par exemple dans les régions de Rodia, Girtoni, Melissa, Armenion, Stefanovikion, etc. mais les résurgences et l'alimentation des nappes peu profondes dépendent aussi de la transmissivité et de la perméabilité verticale des couches intermédiaires, semi-perméables entre les deux nappes ainsi que de la transmissivité des nappes donnant ou recevant de l'eau.

Dans la région où la nappe est à la surface libre (région de Tirmavos), il y a une infiltration continue pendant toute l'année soit de l'eau de pluie soit de l'eau de l'écoulement de rivières, car la différence de charge est toujours négative.

Dans les régions où la différence de charge est positive, c'est-à-dire où la surface piézométrique des nappes profondes est plus haute que celle de la nappe phréatique, il y a des résurgences si le niveau de l'eau dépasse la surface du sol.

5-2-3 - Battement des nappes (cartes n° 13)

Les mesures périodiques ont été utilisées pour tracer les courbes de variation du niveau de la S.P. pendant les années d'observation. Ces mesures ont également été utilisées comme piézomètres de référence pour le réglage du modèle mathématique.

Les courbes de niveau (H) en fonction du temps (t) ont été tracées par S O G R E A H à l'ordinateur. Nous avons tracé sur papier millimétré les courbes du niveau statique (H) des points de mesure en fonction du temps (t) voir figures n° 29-1, 29-2, 29-3 et 29-4 de 1972 à 1977.

Ainsi, pour les points d'eau peu profonds qui ont été présentés en deux groupes, on peut observer dans les six zones les variations annuelles suivantes :

- 1- La nappe phréatique des bords N et W présente une grande variation annuelle du niveau statique, plus de 11 m, (deux subdivisions) d'abaissement du niveau de la nappe depuis 1972 à 1977 est d'environ 3 m.
- 2- La nappe phréatique au milieu du bassin (partie nord de Larissa) a une variation annuelle de l'ordre de 1 à 3 m. L'abaissement du niveau de la nappe depuis 1972 à 1977 est environ 2 m.
- 3- La nappe phréatique aux bords NE et E a une variation annuelle de 2 à 5 m (abaissement du niveau 3 m).
- 4- La nappe phréatique au milieu du bassin (partie sud-Platicambos) a une variation annuelle pas très forte (1-2 m).
- 5- La nappe à la bordure S présente une variation annuelle du niveau statique assez forte (5 à 8 m).

Les points d'eau profonds ont été présentés en deux groupes donnant la variation annuelle du niveau statique dans les six zones suivantes :

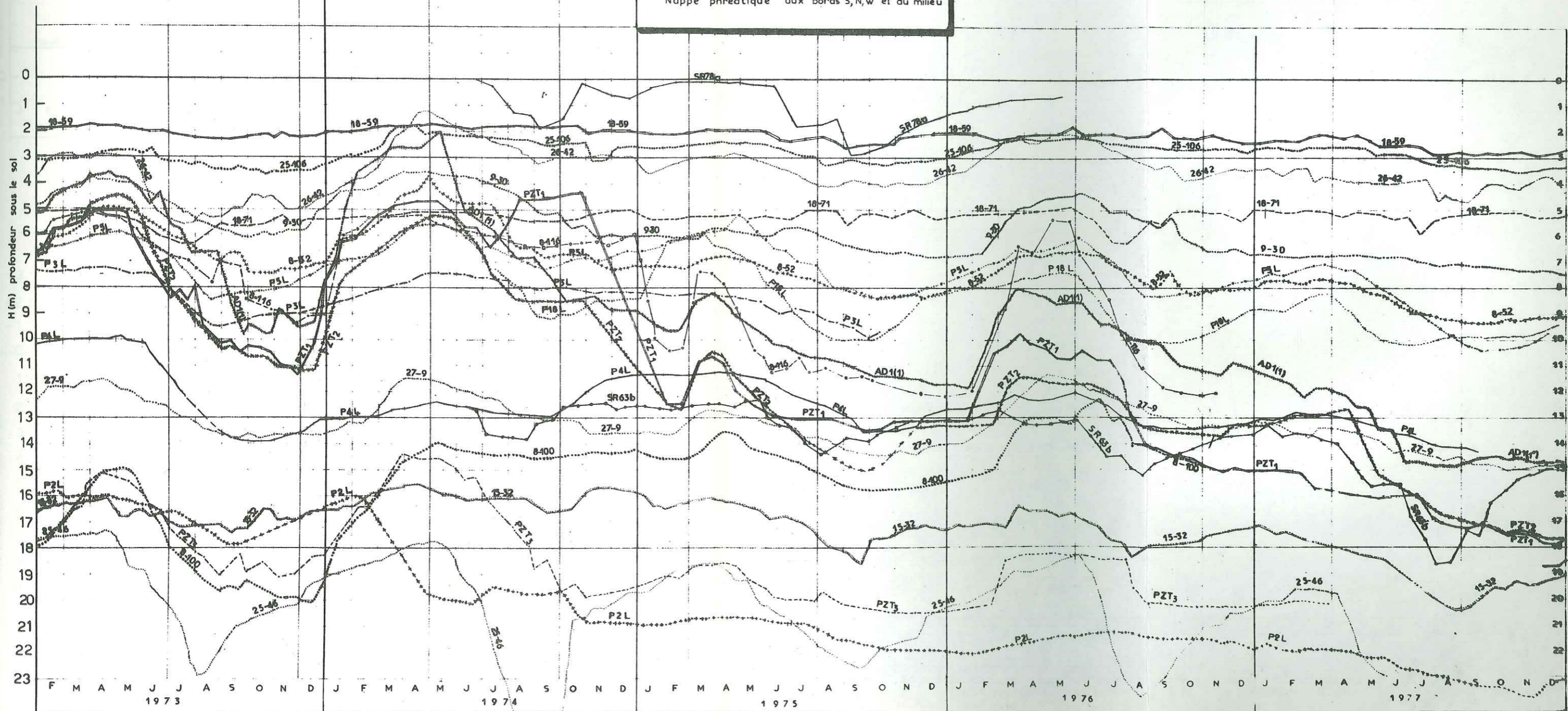
- 1- La nappe profonde du Tirnavos présente une petite variation annuelle du niveau statique (de 1 à 3,5 m).
- 2- La nappe profonde aux bords W et NE donne une variation annuelle de l'ordre de 2 à 4 m.
- 3- La nappe profonde au milieu et au NE (nappe artésienne) a une variation du niveau petite ou moyenne (1 à 4 m).
- 4- La nappe profonde au milieu du bassin montre une diminution de la variation de l'W à l'E de 4 à 1 m.
- 5- La nappe profonde au S du bassin, a une variation du niveau moyen de l'ordre de 1 à 3 m.
- 6- La nappe profonde des bords de Karla a une très grande variation qui dépasse les 12 m.

En comparant les courbes de variation du niveau des points d'eau situés sur la même ligne d'écoulement, il est possible de trouver la vitesse théorique de l'écoulement des eaux souterraines dans les aquifères.

Une vitesse moyenne approximative de l'ordre de 120 m par jour a été calculée d'après les vitesses suivantes :

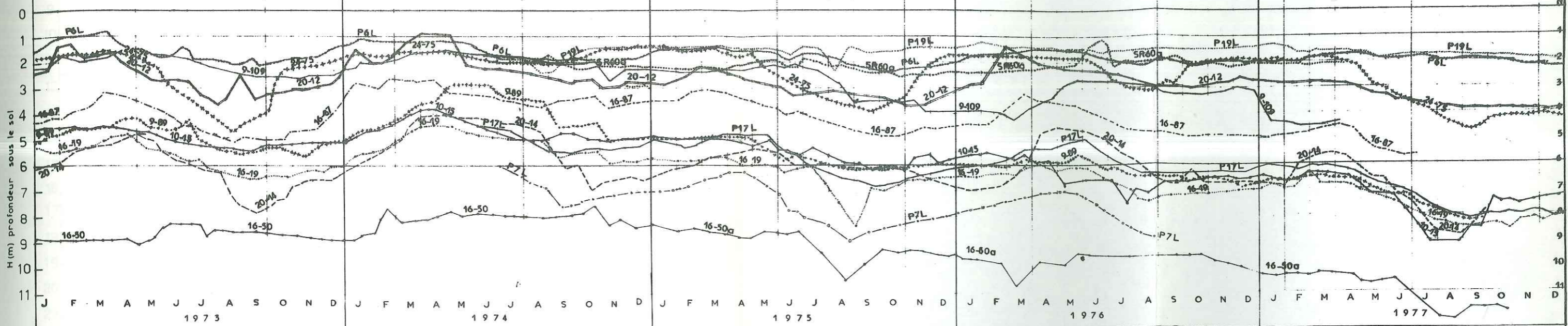
Fig. N° 29.1.

THESSALIE ORIENTALE  
VARIATION MENSUELLE DU NIVEAU D'EAU  
DANS LES PUIITS PEU PROFONDS  
Nappe phréatique aux bords S, N, W et au milieu

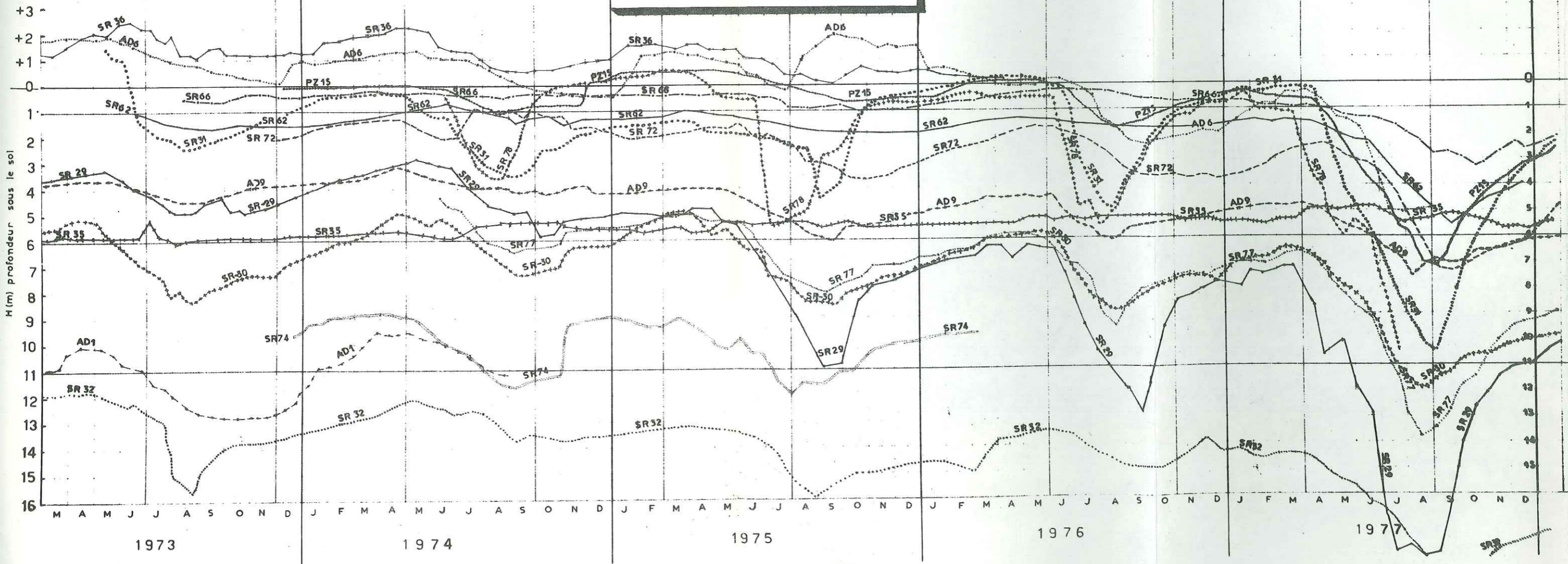


THÈSSALIE ORIENTALE  
 VARIATION MENSUELLE DU NIVEAU D'EAU  
 DANS LES PUIITS PEU PROFONDS  
 Nappe phréatique aux bords NE, E et au milieu

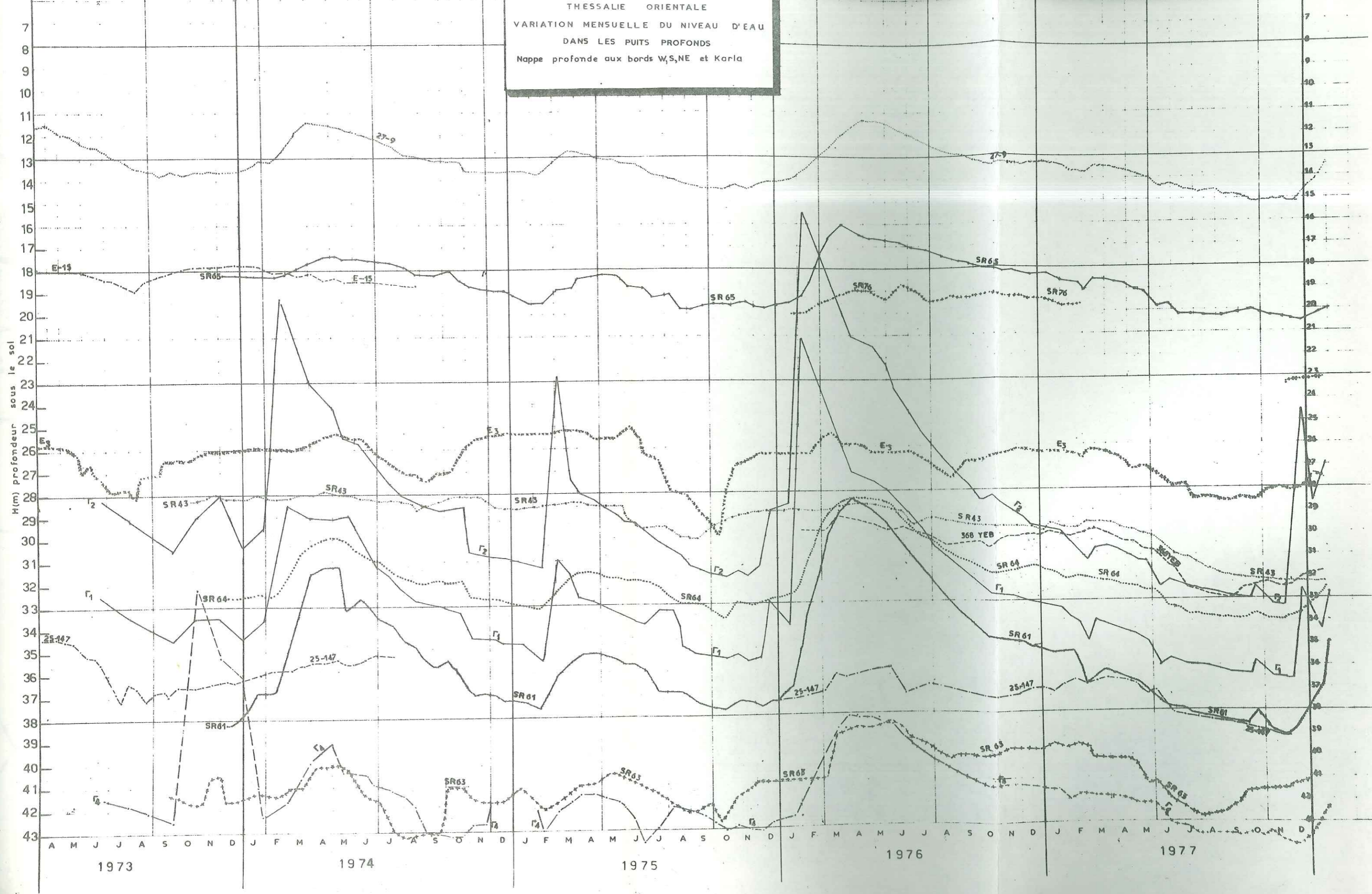
Fig. N°: 29.2



THESSALIE ORIENTALE Fig. N°: 29.3  
 VARIATION MENSUELLE DU NIVEAU D'EAU  
 DANS LES PUIITS PROFONDS  
 Nappe profonde aux NE, milieu et à Tirnavos

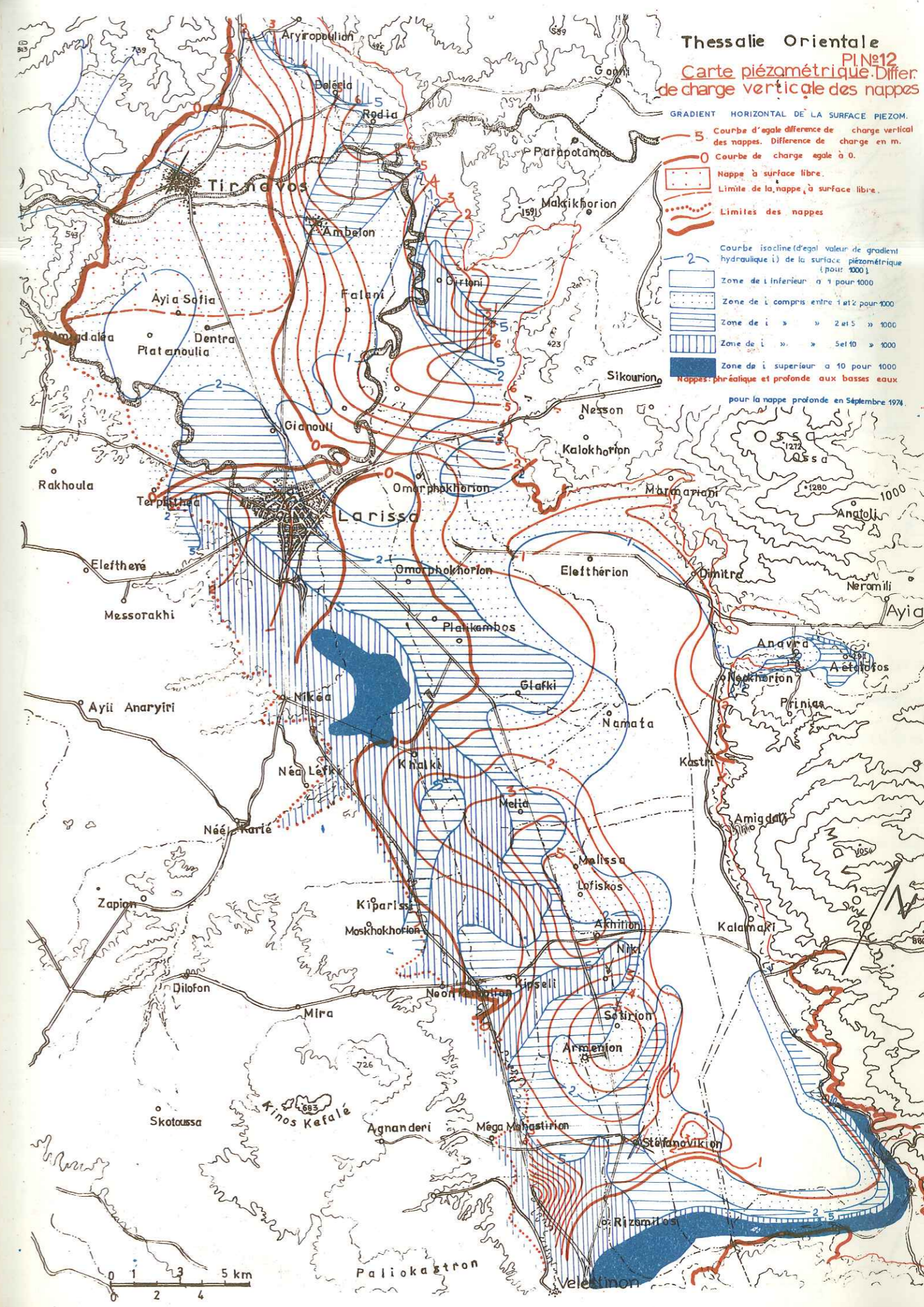


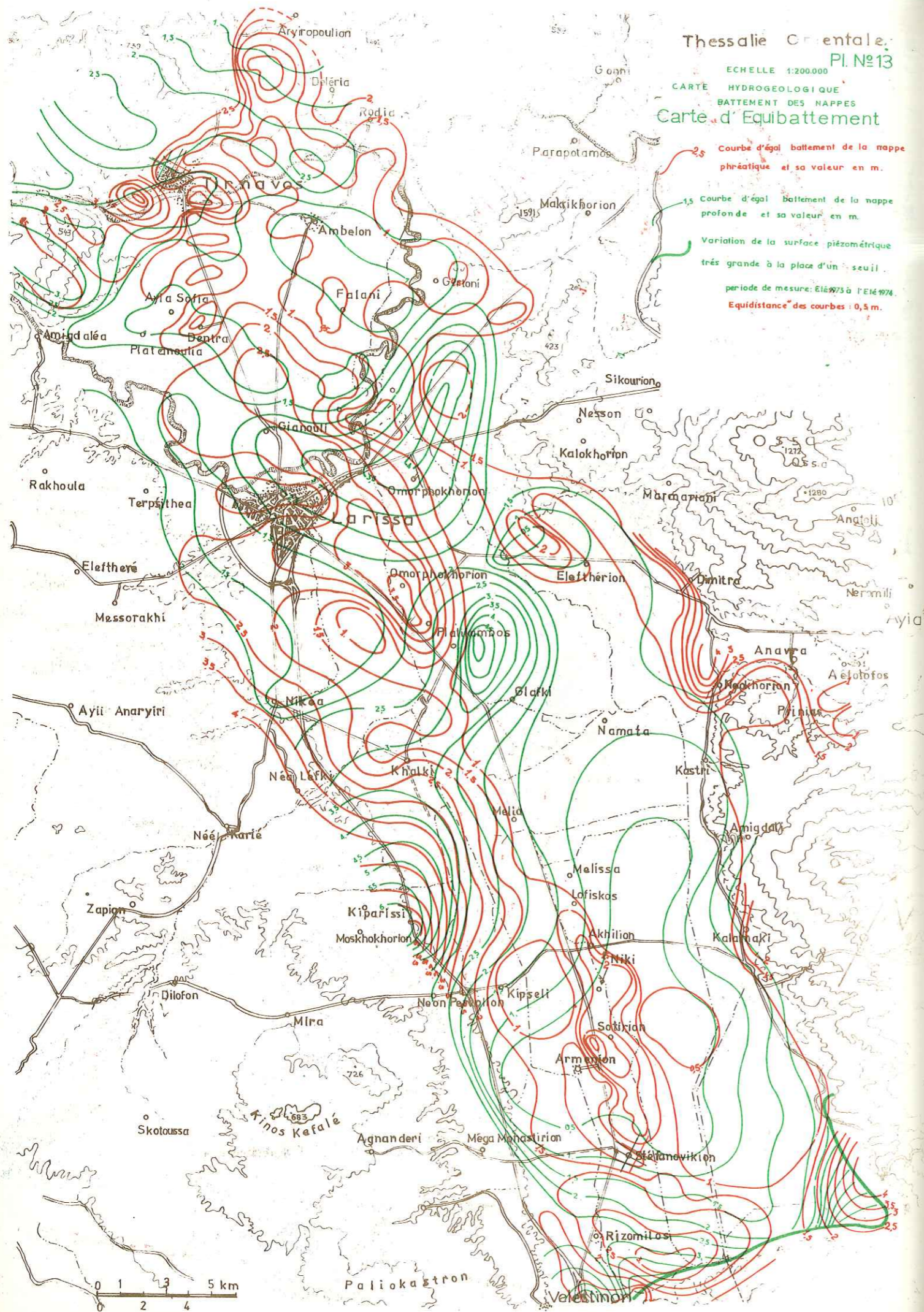
THESSALIE ORIENTALE  
 VARIATION MENSUELLE DU NIVEAU D'EAU  
 DANS LES PUIS PROFONDS  
 Nappe profonde aux bords W,S,NE et Karla





**Thessalie Orientale**  
**PI. N°12**  
**Carte piézométrique. Différence de charge verticale des nappes**





Vitesse en mètres par jour

Région	nappe phréatique	nappe profonde
Tirnavos	80 à 120	140 à 200
Larissa	90 à 120	200 à 400
Armenion	110 à 120	100 à 120
Velesinon		110 à 130
Platicambos	150 à 180	30 à 50

La vitesse d'écoulement des eaux souterraines que l'on détermine par la méthode de variation du niveau statique de la nappe, n'est pas une vitesse réelle qui traduit le déplacement des molécules d'eau dans les aquifères, mais est due aussi aux pressions exercées par les molécules d'eau.

La détermination de la vitesse de l'écoulement de l'eau souterraine avec cette méthode nous amène à calculer la vitesse réelle par la loi de Darcy (voir G. Castany : Prospection et exploitation des eaux souterraines).

La formule est connue  $V_e = \frac{Ki}{m_e}$  = vitesse réelle, ici

K : le coefficient de perméabilité de Darcy K en m/s,  
i : le gradient hydraulique et  
 $m_e$  : la porosité efficace.

Ainsi, nous pouvons calculer la vitesse réelle par l'application de la formule dans les divers zones de la plaine :

- Zone de Tirnavos : pour la nappe phréatique, on a :  $K = 5.10^{-4}$  m/s,  $i = 8.10^{-3}$  et  $m_e = 0,05$  donc la vitesse réelle  $V_e = \frac{Ki}{m_e} = \frac{5.10^{-4} \cdot 8.10^{-3}}{0,05} = 8.10^{-5}$  m/s ou 6,9 m/j  
Pour la nappe profonde, on a :  $K = 8.10^{-4}$  m/s,  $i = 2.10^{-3}$  et  $m_e = 0,04$  et  $V_e = 4.10^{-5}$  m/s ou 3,5 m/j
- Zone de Larissa : Pour la nappe phréatique, on a :  $K = 5.10^{-5}$  m/s,  $i = 10^{-2}$  et  $m_e = 0,06$  alors  $V_e = 8.3.10^{-3}$  m/s ou 7,2 m/j.  
Pour la nappe profonde, on a :  $K = 2.10^{-4}$  m/s,  $i = 8.10^{-3}$  et  $m_e = 0,05$  la  $V_e = 3.1.10^{-5}$  ou 2,8 m/j
- Zone d'Arménion : Pour la nappe phréatique :  $K = 10^{-4}$  m/s,  $i = 9.10^{-3}$  et  $m_e = 0,06$  alors  $V_e = 1,5.10^{-5}$  m/s ou 1,4 m/j  
Pour la nappe profonde :  $K = 10^{-4}$  m/s,  $i = 10^{-2}$  et  $m_e = 0,05$  alors  $V_e = 2.10^{-5}$  m/s ou 1,7 m/j.
- Zone de Vélesinon : Pour la nappe phréatique :  $K = 9.10^{-5}$  m/s,  $i = 1,5.10^{-2}$  et  $m_e = 0,04$  donc  $V_e = 3,4.10^{-5}$  m/s ou 2,9 m/j.  
Pour la nappe profonde :  $K = 8.10^{-5}$  m/s,  $i = 8.10^{-3}$  et  $m_e = 0,03$  donc  $V_e = 2,1.10^{-5}$  m/s ou 1,8 m/j.
- Zone de Platicambos : Pour la nappe phréatique :  $K = 1,5.10^{-4}$  m/s,  $i = 8.10^{-3}$  et  $m_e = 0,04$  donc  $V_e = 3.10^{-5}$  m/s ou 2,6 m/j.  
Pour la nappe profonde :  $K = 8.10^{-5}$  m/s,  $i = 5.10^{-3}$  et  $m_e = 0,07$  donc  $V_e = 1,3.10^{-5}$  m/s ou 1,1 m/j.

Aussi, en général la vitesse trouvée par la loi de Darcy varie de 1,1 m/j à 7,2 m/j dans les divers zones de la plaine.

Nous pouvons constater que la vitesse d'écoulement des eaux souterraines trouvées par la loi de Darcy est beaucoup plus petite que la vitesse calculée par l'étude des fluctuations du niveau de la nappe.

A partir des mesures du niveau statique dans les points régulièrement observés, on a établi deux cartes d'équibatteement, l'une pour la nappe phréatique, ou libre, l'autre pour les nappes profondes ou artésiennes (voir carte n° 13).

En général, la carte nous a permis de conclure que :

- la variation du niveau de la nappe phréatique dans la plaine de Karla est petite (1 m), ainsi que dans la région du village Ambelon ;
- les variations du niveau, au bord de la plaine sont toujours plus grandes qu'au milieu ;
- il y a une zone au bord SW où la variation du niveau est très grande.

Ce phénomène ne provient pas seulement de la transmissivité du terrain, mais aussi de la topographie et de la structure de la région et des pompages dans les points d'eau.

Pour la nappe profonde, ce n'est pas le même phénomène ; les variations du niveau piézométrique dans les différentes régions se font pour différentes raisons :

- Dans la région karstique de Tirnavos-Damassi, il n'y a pas une très grande variation à cause de la grande perméabilité des calcaires (la nappe se vide par les sources Mati-Tirnavos et Ayia-Anna).
- Dans la région de Kanalia et de Rizomilos, les calcaires se vidant vers la mer et il y a une très grande variation du niveau statique de la nappe à l'aval d'un seuil (déversoir) près des marbres dans les alluvions.
- Dans les régions où la nappe se trouve en charge, comme par exemple à Falani et à Omorphokhorion, il y a aussi une variation du niveau piézométrique importante.
- Dans d'autres régions, la variation est moyenne ou petite et dépend de la transmissivité du terrain, de la structure, ainsi que des volumes pompés dans les régions, pour l'irrigation.

5-2-4- Epaisseur des aquifères.

Pour la connaissance de l'épaisseur des aquifères, nous avons tracé les courbes isopaches qui indiquent l'épaisseur approximative de l'ensemble des aquifères alluviaux profonds (carte n° 14, couleur vert). Comme documents nous avons utilisé l'épaisseur des aquifères traversée par les forages, ou encore, nous avons consulté les travaux géophysiques.

Les maximums d'épaisseur se trouvent à Larissa-Tirnavos-Ambelon et à Platicambos-Khalki, tandis que les minimums sont dans la région de Karla et des villages de Kipseli-Néon Pervolion. La carte donne la puissance des aquifères pour l'évaluation des réserves des nappes.

Cette carte, comparée avec celle de la transmissivité et du gradient hydraulique donne le débit que l'on peut obtenir par unité de largeur de la nappe, d'après la formule de Darcy :

$$Q_u = K.H.i$$

où  $Q_u$  = le débit par unité de largeur de la nappe,

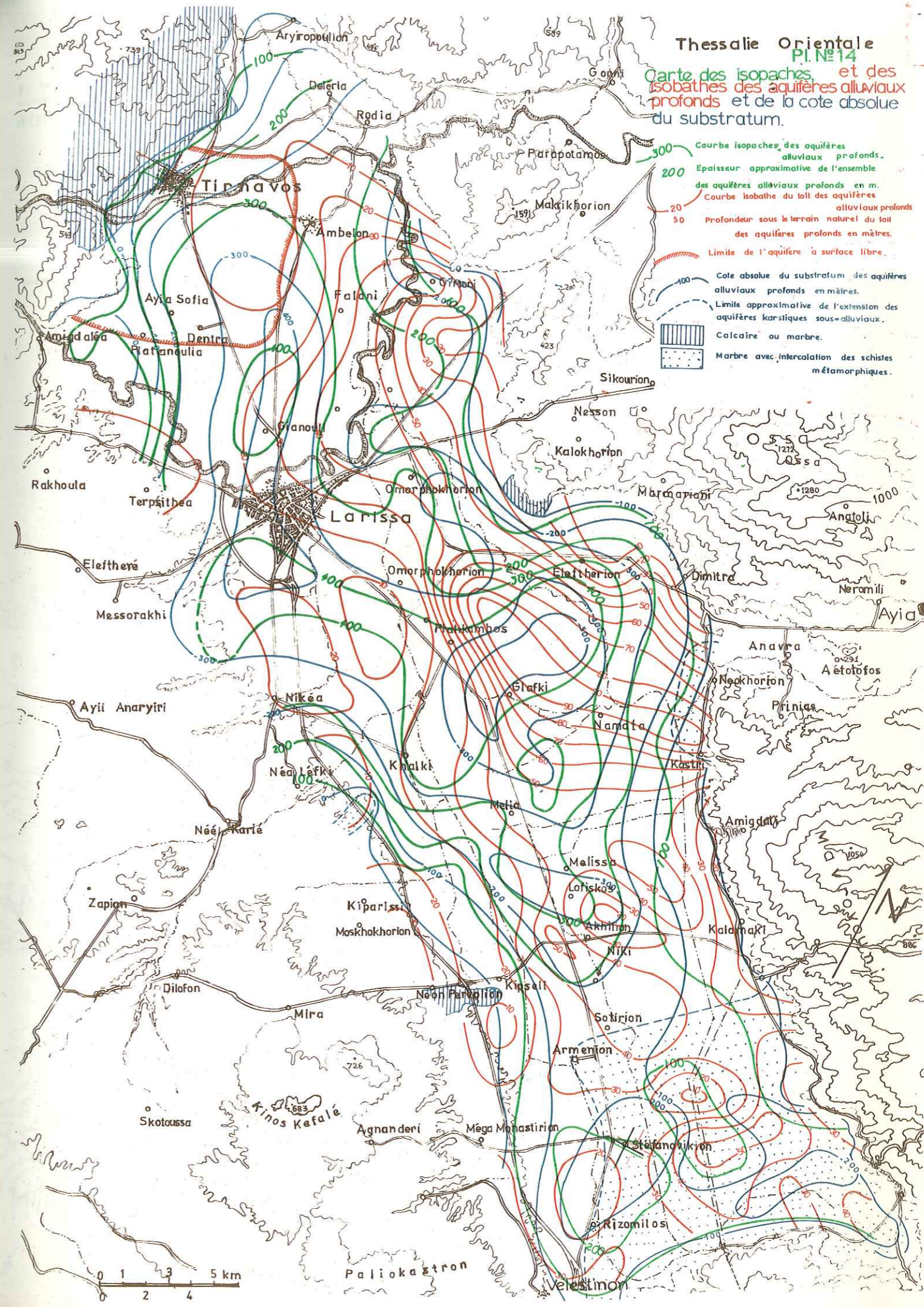
$K$  = le coefficient de perméabilité horizontale,

$H$  = puissance (épaisseur) de l'aquifère,

$i$  = le gradient hydraulique.

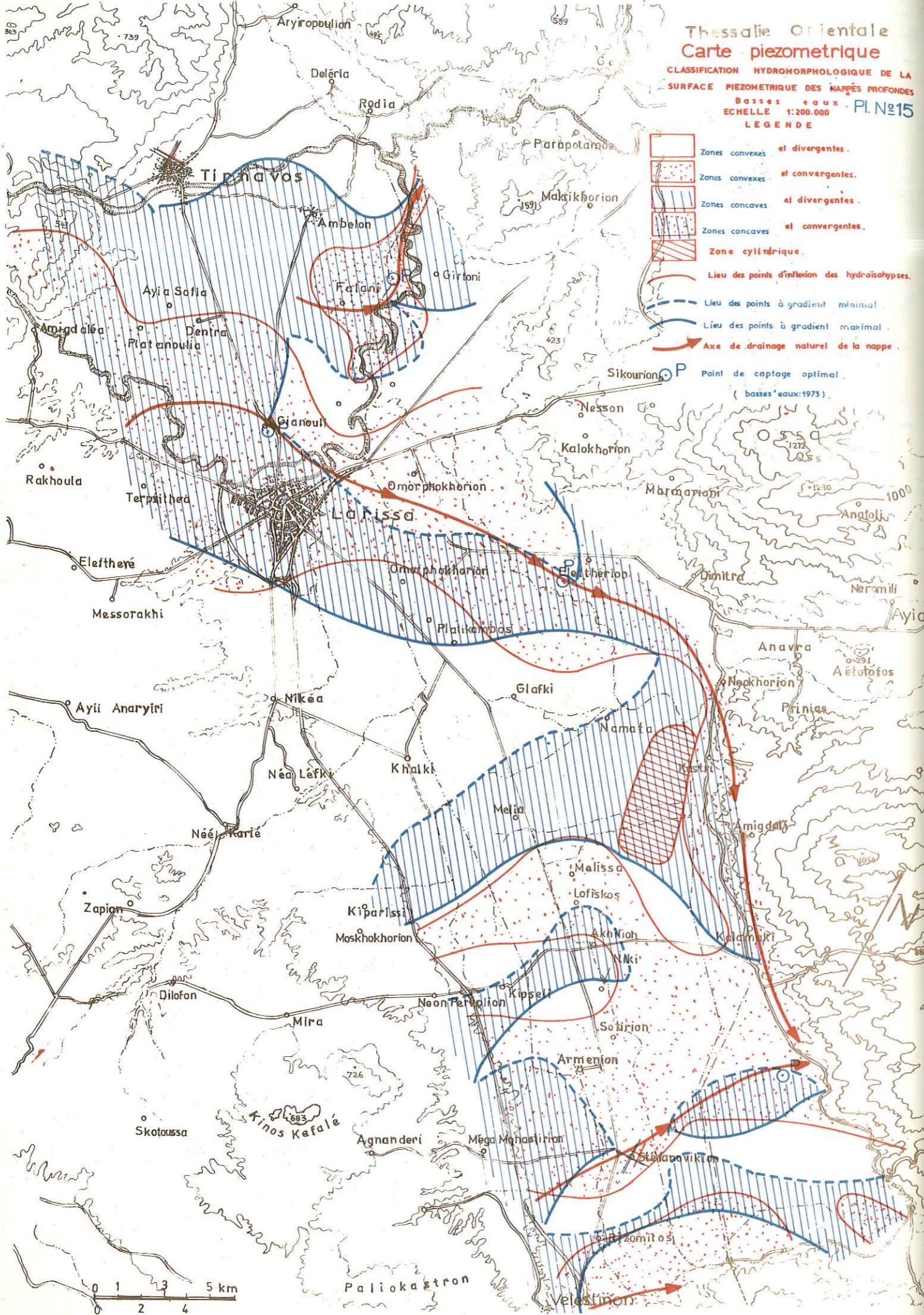
Sur la carte n° 14, nous avons tracé les cotes absolues du niveau de l'horizon imperméable sous les aquifères alluviaux (voir sur la carte couleur bleue). La carte est utile pour l'exploitation des nappes parce qu'elle donne la profondeur qu'il faut atteindre par sondage dans chaque région, pour avoir une exploitation complète de tous les aquifères.

La profondeur du substratum imperméable varie en chaque point de la plaine. En général, elle est grande au milieu de la plaine et devient petite aux bords. Dans la région de Tirnavos, elle est importante (≈ 500) et dans la région de Karla elle est petite (200 m au maximum).



### Thessalie Orientale Carte piézométrique

CLASSIFICATION HYDROMORPHOLOGIQUE DE LA  
SURFACE PIÉZOMÉTRIQUE DES NAPPES PROFONDES  
Basses eaux - Pl. N°15  
Echelle 1:200.000  
LEGENDE



#### 5-2-5- Profondeur du toit des nappes.

A partir des documents dont on dispose, nous avons tracé les courbes de profondeur du toit des aquifères alluviaux profonds sous la surface du sol. Cette carte est présentée sur le plan du substratum imperméable des aquifères alluviaux (voir carte n° 14).

L'utilité pratique des courbes de la profondeur du toit des nappes est d'indiquer dans chaque région la profondeur du toit des aquifères intéressants. En cas d'exploitation par forage, elles fournissent des indications sur la position des crépines.

La profondeur du toit est petite (30 à 40 m) dans les régions de Tirnavos, Khalki et Karla (Lofiskos-Kipseli) et grande dans les régions Omorphokhorion, Girtoni, Platikambos et Namata, ainsi qu'à Niki et Karla SE.

#### 5-2-6- Analyse de la surface piézométrique (carte n° 15).

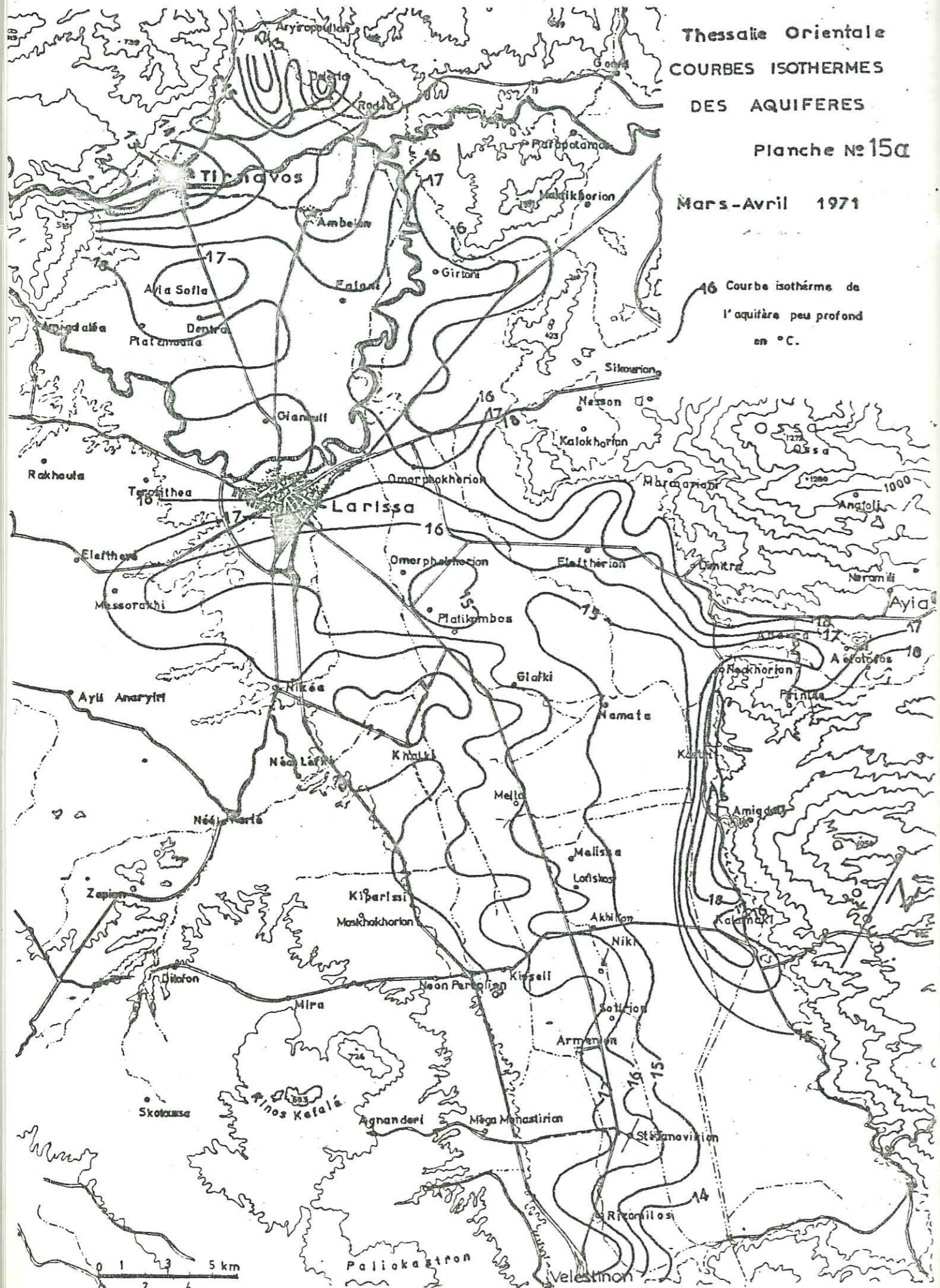
A partir des courbes hydroisohypses et de la carte du gradient horizontal nous avons construit la carte des différentes zones de la surface piézométrique qui sont convexes ou concaves, convergentes ou divergentes. Ainsi, nous avons construit les 4 zones de S.P. : convexe et divergente, convexe et convergente, concave et divergente et concave et convergente. On peut aussi distinguer une zone (région Mélissa) où la surface piézométrique est cylindrique (voir carte n° 15).

Nous avons tracé aussi le lieu des points de gradient hydraulique maximal et du gradient hydraulique minimal, ainsi que les axes de drainage naturel des eaux de la nappe profonde à l'époque des basses eaux où a été faite la carte.

Les limites aval des zones concaves et convergentes sont les sites les plus favorables pour l'implantation de captages. En particulier les points d'intersection entre les axes de drainage souterrain et les zones convergentes (c'est-à-dire axes de drainage naturel et les lieux de gradient minimal) sont favorables pour capter (points P sur la carte n° 15). La méthode est graphique, simple, économique et utile à l'implantation optimale d'un captage dans les aquifères exploités.

Thessalie Orientale  
COURBES ISOTHERMES  
DES AQUIFERES  
Planche N° 15a

Mars-Avril 1971



16 Courbe isotherme de l'aquifère peu profond en °C.

5-3- LA TEMPERATURE DES EAUX SOUTERRAINES

5-3-1- Généralités

L'eau de la pluie, après avoir traversé la surface du sol, s'infiltré dans la zone d'aération jusqu'à la surface de la nappe.

L'eau souterraine traversera donc les différentes zones thermiques. Et dans chacune de ces zones, l'eau aura tendance à se mettre en équilibre thermique avec les terrains traversés.

Pendant le printemps, les pluies ont à peu près la température moyenne annuelle. Ces pluies pénétreront dans un sol ayant un déficit de chaleur, donc les eaux subiront un refroidissement. En été les pluies plus chaudes pénétré dans un sol plus froid, tandis qu'en hiver, les eaux plus froides s'infiltré dans un sol plus chaud.

Dans la région de la Thessalie orientale, les eaux qui s'infiltré jusqu'à la nappe pourront circuler dans les zones d'hétérothermie ; elles subiront des variations continues de température, soit annuelles, soit parfois journalières dans la nappe peu profonde.

L'eau à traversé une zone d'hétérothermie journalière, de faible épaisseur, entre ensuite une zone d'hétérothermie annuelle plus profonde, puis commence à circuler (grosso-modo) horizontalement dans les aquifères profonds.

5-3-2- Courbes isothermes

L'existence de mesures de la température sur chaque point d'eau pendant une époque connue a permis de tracer les courbes de la température des eaux souterraines (isothermes des eaux souterraines) des nappes peu profondes.

Une carte de la température des aquifères peu profonds (de 15 à 30 m de profondeur) a été établie dans la région de la Thessalie orientale (voir carte n° 15a).

En comparant cette carte avec la carte des hydroschyses et des lignes d'écoulement des eaux souterraines, nous avons constaté que les deux cartes se ressemblent. Dans les régions où les aquifères sont homogènes, les courbes hydroschyses sont identiques aux isothermes des eaux souterraines, tandis que dans les régions où les aquifères sont hétérogènes, il y a une différence.

En été, on constate une décroissance de la température de l'eau selon les lignes d'écoulement des eaux souterraines car vers l'aval de l'écoulement, l'eau prend la température du sol qui est plus froid.

La direction de diminution de la température de l'eau est donc la même que la direction de l'écoulement des eaux souterraines.

La diminution de la température observée de l'Ouest vers l'Est de la plaine, est due aussi à ce que la nappe à l'Ouest est profonde ( plus de 30 m ), puis vers l'Est devient superficielle ( 2 à 5 m ).

À l'Ouest elle subit donc l'influence de la chaleur géothermique, tandis qu'à l'Est elle subit l'influence des variations saisonnières et de la zone neutre (15°C).

Au contraire en hiver les aquifères qui sont influencés par les apports depuis les massifs calcaires reçoivent des eaux dont la température est plus faible que celle du terrain.

En effet l'eau qui circule dans les grosses fissures des calcaires, a pratiquement la température de l'eau d'hiver (température faible 13° à 14° C ).

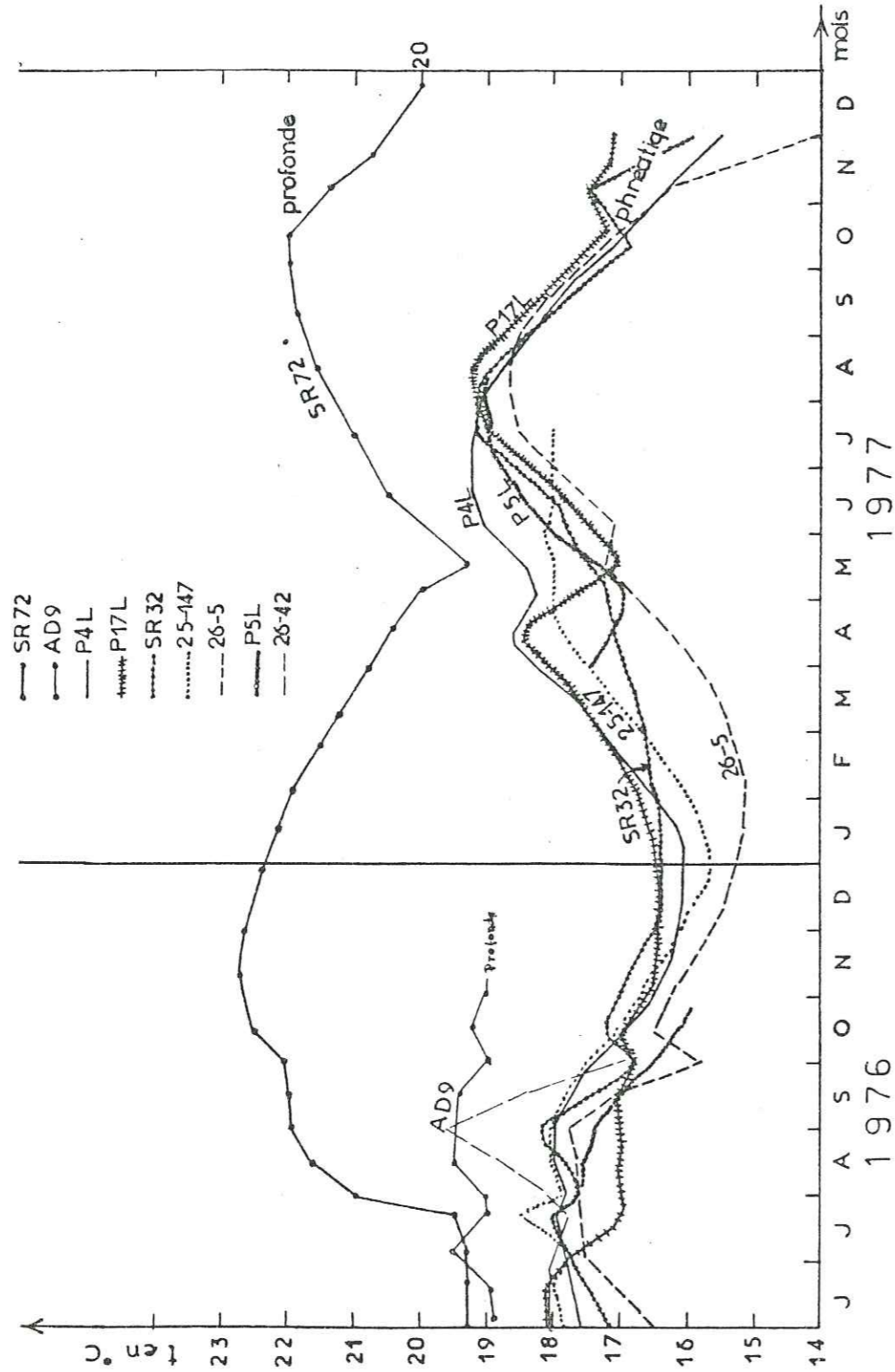
Quand elle entre dans les aquifères alluviaux depuis les zones de roches karstiques ( ex. région Tirnavos-carte n° 15 a ) elle provoque un refroidissement de l'eau de la nappe. Dans ce cas la température des eaux augmente de l'amont vers l'aval des écoulements.

Une autre propriété caractérise la température des aquifères. Dans les zones où la perméabilité de l'aquifère est forte, ainsi que la circulation de l'eau, pendant le printemps nous avons un fort gradient positif de la température vers l'aval des écoulements souterrains, tandis que dans les zones où la perméabilité est faible, il y a un faible gradient positif de température vers l'aval de l'écoulement souterrain.

Sur la carte, on peut voir qu'il y a une zone dans la région de Karla où la température est faible 15°C et presque constante, ici la perméabilité est très petite, la circulation d'eau très faible, et l'eau prend la température du sol ( température moyenne 15°C ).

Figure n° 29a

VARIATION DE LA TEMPERATURE  
Dans les points d'observation des nappes



Dernièrement, nous avons observé que dans les régions où le substratum est formé de roches éruptives il y a une température élevée par rapport aux autres régions où le substratum est formé de marbres-calcaires ou d'autres formations.

Nous donnons l'explication suivante :

Les roches éruptives peuvent amener la chaleur profonde plus facilement que les autres roches car elles se continuent en profondeur dans le sillon et ce sont de bons conducteurs de la chaleur géothermique.

Nous avons construit des diagrammes de variation des températures dans des points d'observation peu profonds et profonds.

Nous voyons que les points d'eau peu profonds sont influencé par les variations de la température de l'air, tandis que les points profond ne réagissent pas (voir figure n° 29a).

5-3-3- Calcul de la vitesse.

Après ces mesures de la température des eaux des aquifères, nous avons mesuré la température de l'eau dans quelques points situés sur les lignes de courant de l'écoulement souterrains.

Les mesures de la température pendant le printemps et en été ont montré que la vitesse d'écoulement des eaux souterraines n'est pas constante pendant la durée d'une année, elle varie d'une époque à l'autre. Ceci, pourrait s'expliquer par la variation de la pression (variation du niveau piézométrique) des nappes, qui est la raison principale du changement de la vitesse des eaux souterraines.

Ainsi d'après la formule donnée par H. Schoeller (les eaux souterraines p. 237).

$$\frac{d\vartheta}{dx} = \frac{\textcircled{a}}{\epsilon \cdot V} - K \cdot \frac{\vartheta - \vartheta_s}{\epsilon \cdot h \cdot V}$$

ou on  $\textcircled{a} = 1,3 \cdot 10^{-6} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{s}$  ou  $1,3 \cdot 10^{-2} \text{ cal/m}^2 \cdot \text{s}$

$d\vartheta$  = différence de la température de deux points considérés.

$dx$  = distance de deux points considérés.

$\epsilon$  = épaisseur de la nappe

$h$  = profondeur de la nappe sous le sol.

$K$  = perméabilité de Darcy.

$\vartheta$  = température d'origine

$\vartheta_s$  = température de la zone neutre.

$V$  = vitesse de circulation de l'eau.

Nous avons trouvé que la vitesse de l'écoulement varie de 100 m/j à 200 m/j.

Ainsi avec les valeurs numériques suivantes :

$\textcircled{a} = 1,3 \cdot 10^{-2} \text{ cal/m}^2 \cdot \text{sec}$

$d\vartheta = 0,8^\circ\text{C}$

$dx = 2 \text{ km}$

$\vartheta = 17^\circ\text{C}$

$\vartheta_s = 15^\circ\text{C}$

$\epsilon = 25 \text{ m}$

$h = 90 \text{ m}$

$K = 10^{-5} \text{ m/s}$ , nous avons trouvé

la vitesse de l'écoulement des nappes profondes  $V = 0,0013 \text{ m/s} = 125 \text{ m/j}$  qui est la plus fréquente.

## 6.ÉTUDE PAR LES METHODES D'ANALOGIE

Dans la nature, plusieurs phénomènes suivent des règles analogues et pour résoudre un problème, il est souvent commode de le traiter comme un autre phénomène analogue qu'on peut mieux étudier.

Pour l'étude hydrogéologique des nappes souterraines qui doivent aboutir à la définition des modalités économiques d'exploitation des eaux, on réalise souvent des modèles mathématiques, physiques ou analogiques hydrauliques et électriques.

La réalisation d'un modèle se fait en quatre grandes phases :

- collection des données sur le terrain,
- construction du modèle,
- réglage du modèle,
- exploitation du modèle.

Ainsi pour la Thessalie, un modèle mathématique a été établi dans le cadre du programme d'exploitation des eaux souterraines en collaboration avec SOGREA.

Un modèle sur papier conducteur a été réalisé pour cette étude avec une nouvelle méthode.

Enfin, nous avons construit un modèle de résistances-capacités pour mieux représenter les formations aquifères, affiner la simulation des conditions hydrodynamiques réelles et obtenir des résultats plus précis qu'il est intéressant de comparer aux résultats des autres modèles.

### 6-1 - MODELE MATHEMATIQUE

Le modèle mathématique exécuté par la SOGREAH représente les caractéristiques propres des aquifères de la Thessalie orientale. Il simule les conditions d'écoulement qui règnent à chaque instant dans les aquifères ainsi qu'à leurs limites. Pour la réalisation du modèle, on a utilisé toutes les données disponibles concernant les nappes, la géologie, l'hydrologie superficielle (météorologie, infiltrations), les fluctuations de niveau des eaux de la Thessalie et les paramètres hydrodynamiques des nappes, etc.

#### 6-1-1 - Hypothèses de base

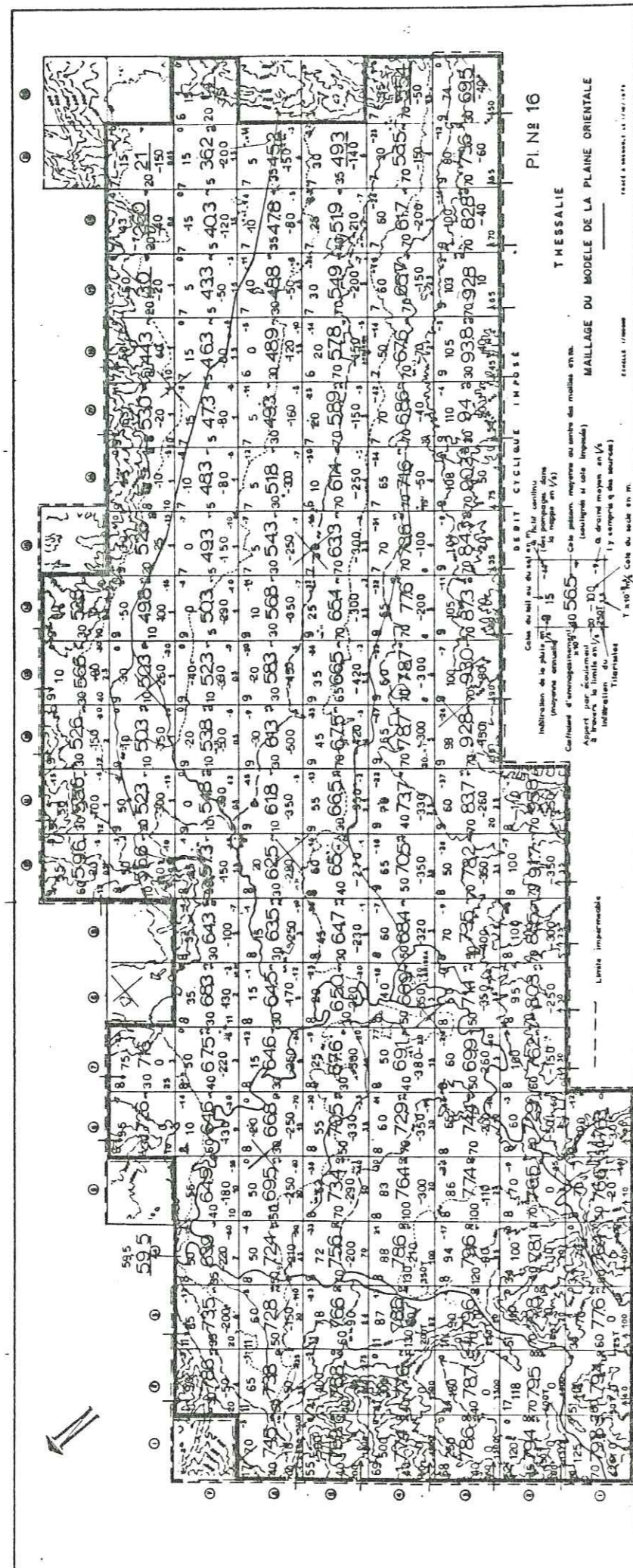
La réalisation du modèle a été faite avec les hypothèses simplificatrices de base suivantes :

- les écoulements dans les aquifères suivent la loi de Darcy ;
- l'ensemble des aquifères constitue un aquifère unique (en réalité deux aquifères) ;
- l'épaisseur de l'aquifère est très petite par rapport aux dimensions horizontales ;
- l'aquifère a une perméabilité horizontale, isotrope dans chaque maille et peut varier d'une maille à l'autre.

#### 6-1-2 - Données

Les données nécessaires à l'élaboration du modèle sont nombreuses et de natures diverses :

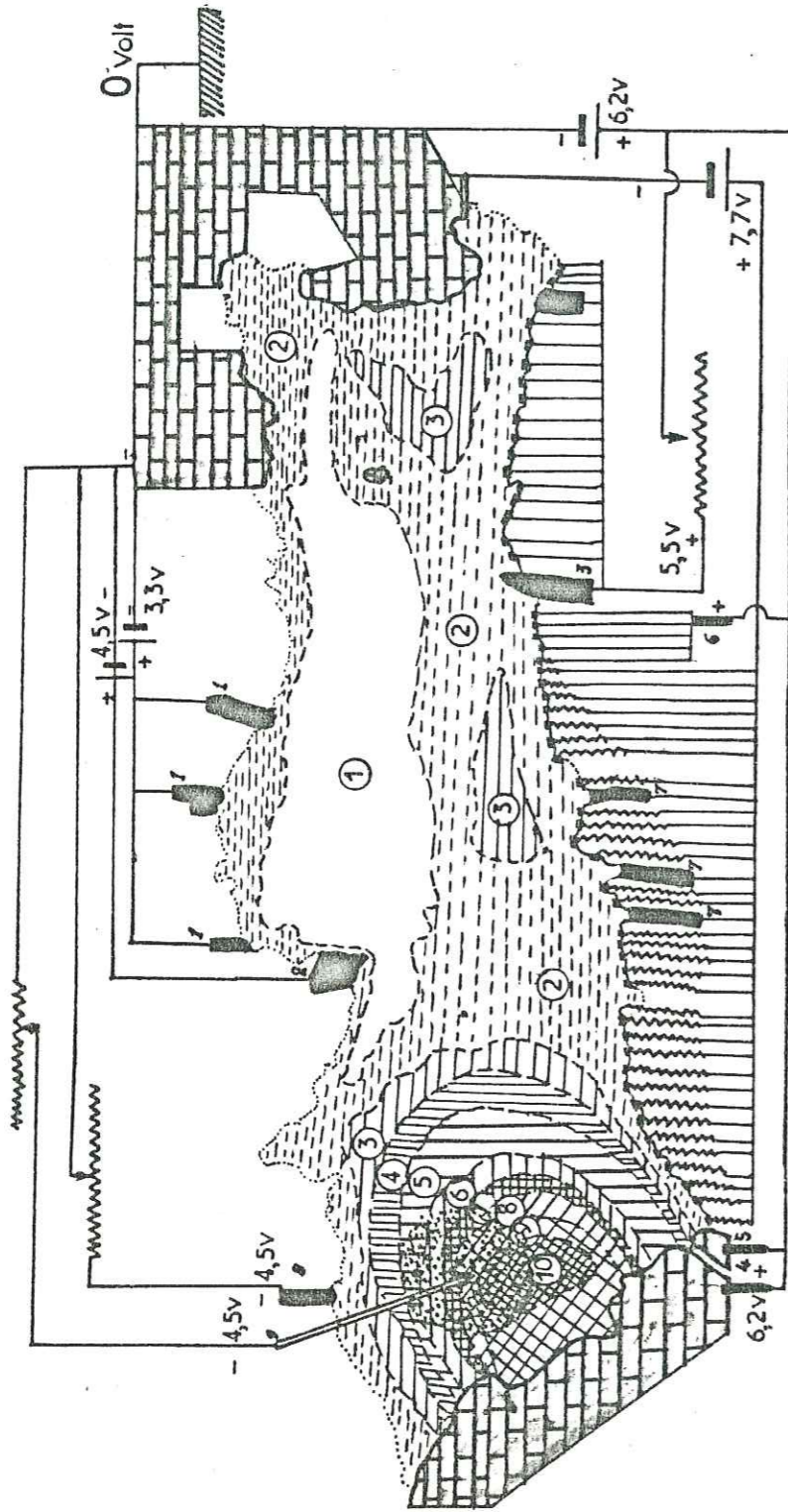
- documents hydrologiques (pluie, infiltration, ruissellement, réserves au sous-sol) ;
- limites des aquifères (cote du substratum (socle), du toit, cote de drainage, limites latérales, cote du niveau intermédiaire) ;
- paramètres hydrodynamiques (transmissivité suivant  $ox$  et  $oy$  et coefficient d'enmagasinement) ;
- conditions aux limites (nature du substratum et des limites) ;
  - . Echanges d'eau en surface, infiltration ou résurgence (débit drainé).
  - . Echanges d'eau à travers les limites latérales.
- . Prélèvements dans la nappe au moyen de forages ou de puits.
- surface piézométrique.
  - . Variation du niveau piézométrique dans les piézomètres de référence,
  - . Cartes piézométriques à différentes époques de la période de réglage.











LEGENDE

4,5v	Tension du courant. en volts	⑤	Région de Résist.=700Ωhms
4,5v	Chassis à 0 volt	⑥	» =510Ωhms
4,5v	Place des électrodes et N°	⑦	» =380Ωhms
6,2v	Limites imperméables	⑧	» =320Ωhms
	Limites semiperméables	⑨	» =240Ωhms
	Limites perméables	⑩	» =180Ωhms
	Polentiomètre		
	Region d'exploitation		
	Sonde d'		
	Région de Résist.=5000Ωhms		
	Région de Résist.=2500Ωhms		
	Résist.=2000 Ωhms		
	» =1000 Ωhms		

6-2- MODELE SUR PAPIER CONDUCTEUR

6-2-1- Introduction

Le modèle hydrogéologique sur papier électrique est l'instrument grâce auquel on réalise la synthèse de toutes les données relatives à l'alimentation et à l'écoulement des eaux souterraines. Le modèle sera utilisé pour préciser quantitativement l'évolution future, les conditions d'écoulement et en particulier, les niveaux piézométriques en fonction de l'accroissement des prélèvements d'eau dans les nappes étudiées.

Pour un programme d'exploitation donné, le modèle permettra de déterminer en général les niveaux piézométriques engendrés par les pompages.

Le modèle représente, dans la mesure du possible, les aquifères de la Thessalie orientale avec leurs caractéristiques hydrogéologiques et les conditions aux limites.

Pour la réalisation du modèle, on a utilisé toutes les données disponibles concernant la géologie superficielle et les eaux souterraines (nappes aquifères) de la région étudiée.

6-2-2- Hypothèse de base

Les formations aquifères de la Thessalie orientale sont particulièrement hétérogènes et les conditions d'écoulement des eaux souterraines sont très complexes.

Pour représenter les écoulements des aquifères dans le modèle, on a fait les hypothèses suivantes :

- dans la région étudiée, on suppose que l'ensemble des aquifères constitue un aquifère unique (hypothèse simplificatrice) ;
- l'épaisseur de l'aquifère est très petite par rapport à ses dimensions horizontales, et ceci permet de représenter dans le modèle, les vecteurs des vitesses par leur projection dans un plan horizontal ;
- les écoulements dans l'aquifère obéissent à la loi de Darcy. Cette hypothèse est valable dans les alluvions, car les valeurs de la perméabilité (gradient hydraulique) sont petites.

Pour un point quelconque (x, y) de l'aquifère, la loi de Darcy est traduite par l'équation d'écoulement de Darcy en régime permanent :

$$\vec{Q} = T \overrightarrow{\text{grad } H} \quad (621.1)$$

où Q désigne le débit à travers une section verticale de largeur unité et de hauteur égale à l'épaisseur de l'aquifère, et T et H représentent respectivement la transmissivité et la cote (niveau) piézométrique.

Un conducteur électrique de résistivité  $\rho$ , soumis à un champ de tension électrique V est le siège d'un courant électrique dont le vecteur densité de courant est donné par la loi d'Ohm généralisée :

$$\vec{I} = \frac{1}{\rho} \overrightarrow{\text{grad } V}$$

ou I est l'intensité du courant électrique à travers une bande de papier de largeur unité,  $\rho$  est la résistivité électrique et V la tension du courant électrique.

On voit donc que les lois de l'écoulement de l'électricité dans un conducteur sont analogues à celles de l'écoulement d'un fluide à travers un milieu poreux.

Le modèle sur papier a été établi sur ce principe.

- on admet que le milieu aquifère a une perméabilité horizontale isotrope dans chaque aquifère, mais varie dans les quatre régions ou dix qui ont des transmissivités différentes.

- on suppose que l'infiltration par la surface est petite par rapport à l'alimentation aux limites et que, dans l'aquifère l'écoulement est homogène partout dans le sens horizontal.

- les calcaires karstiques sont exclus du modèle ; ils sont représentés comme limites de perméabilité infinie car ils sont très perméables.

6-2-3- Données nécessaires

Les données utiles pour un modèle sont nombreuses et de natures diverses. Les deux grandes catégories sont :

- les limites,
- les paramètres hydrodynamiques.

6-2-3-1- Les limites latérales

On a choisi trois limites différentes :

- les imperméables : limites constituées par des schistes cristallins ;
- les semi-imperméables : limites constituées par des conglomérats plio-quaternaires ;
- les perméables : limites constituées par des calcaires - marbres.

Aux limites imperméables, le papier conducteur du modèle utilisé a été coupé (voir photo n° 7) comme on le représente sur la figure n° 30.

Aux limites perméables (contours des calcaires karstiques dont la conductivité électrique est infinie), le papier conducteur a été enduit de peinture d'argent.

Aux limites des aquifères semi-perméables, c'est-à-dire pour les collines plio-quaternaires qui se trouvent au SW de Larissa - le papier conducteur a été coupé en bandes (largeur 3 mm) ; une bande sur deux a été enlevée comme on le voit sur la photo n° 7 et sur la figure n° 30, ce qui donne au papier une résistance plus grande.

6-2-3-2- Limites de l'aquifère

En plus des limites latérales de l'aquifère en bordure de la plaine qui sont bien définies d'après la géologie et la géophysique, on a introduit aussi les valeurs du niveau d'eau, les valeurs de l'infiltration par les rivières et les valeurs de la transmissivité.

- La cote du niveau statique dans les différentes régions a été définie par le nivellement topographique et les mesures piézométriques dans les points d'eau ;
- les valeurs de la transmissivité que nous avons déduit des pompages définissent les limites des aquifères de transmissivité différente. Les gammes de transmissivité que nous avons pu obtenir à la première exécution du modèle étaient de  $1,68$  à  $9,18 \times 10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s, ce qui correspond à l'inverse de la conductivité électrique et à la résistivité du papier de  $3500$  à  $650$  ohms par m<sup>2</sup>. A la deuxième exécution du modèle, nous avons eu des gammes de transmissivité de  $15.10^{-3}$  à  $50.10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s qui correspondent à la conductivité électrique de  $0,15.10^{-3}$  à  $5.10^{-3}$  μm ho/cm et à la résistivité du papier conducteur de  $6500$  à  $200$  ohms par m<sup>2</sup>.

Dans le paramètre de la transmissivité, on tient compte à la fois de l'épaisseur de l'aquifère et de la perméabilité (k Darcy) du terrain, l'épaisseur de l'aquifère n'a donc pas été représentée séparément parce qu'on a fait varier la transmissivité.

L'infiltration par les rivières, qui a été définie d'après les mesures de débit a été introduite dans le modèle : pour cela on a injecté du courant par un potentiomètre qui amène le courant dans la partie où la rivière s'infiltré. Dans le cas de résurgence d'eau, on a enlevé du courant en diminuant la résistance. On a donc une augmentation de la conductivité électrique réglée par un autre potentiomètre (voir fig. n° 30).

6-2-3-3- Paramètres hydrodynamiques

Les essais de pompage dans les forages de reconnaissance et d'exploitation, bien développés, ont permis de calculer la transmissivité de la tranche de l'aquifère qui a été effectivement concernée par l'écoulement convergent vers les forages pompés.

Le nombre de forages pompés était suffisant, donc les valeurs de transmissivité étaient assez denses dans les formations aquifères.

Nous avons fait varier la transmissivité sur le papier conducteur, qui par construction est homogène, de la façon suivante :

- dans les régions où l'on voulait avoir une transmissivité plus grande que celle du papier, nous avons augmenté la conductivité par les deux méthodes ci-dessous :

- a) en peignant de petits points avec de la peinture argent ou
- b) en superposant plusieurs couches de papier qui ont été collées délicatement sur

le premier pour avoir une continuité suffisante.

- Là où on voulait diminuer la transmissivité par rapport à celle du papier, nous avons découpé des petits points dans le papier.

On ne dispose que de très peu de valeurs du coefficient d'enmagasinement S, mais , nous n'avons pas à en tenir compte dans le modèle électrique.

La méthode de coloration avec des points argent a été appliquée pour la première fois et les résultats obtenus étaient bons car on a fait des échantillons sur des papiers séparés et on a mesuré la résistivité ou la conductivité électrique des échantillons. Ainsi, nous avons pu obtenir la gamme des transmissivités désirées après expérience sur échantillons.

6-2-3-4- Conditions aux limites

L'épaisseur de l'aquifère est très petite par rapport à ses dimensions horizontales et les cotes du substratum et du toit des aquifères ne sont pas utilisées car l'épaisseur de l'aquifère intervient par la transmissivité.

Les échanges d'eau à travers les limites latérales ou les échanges d'eau en surface sont définis et introduits dans le modèle. L'ensemble des échanges d'eau aux limites latérales et les prélèvements d'eau dans la nappe au moyen de forages sont calculés et introduits comme entrée ou sortie d'eau, donc comme entrée ou sortie de courant électrique dans le modèle.

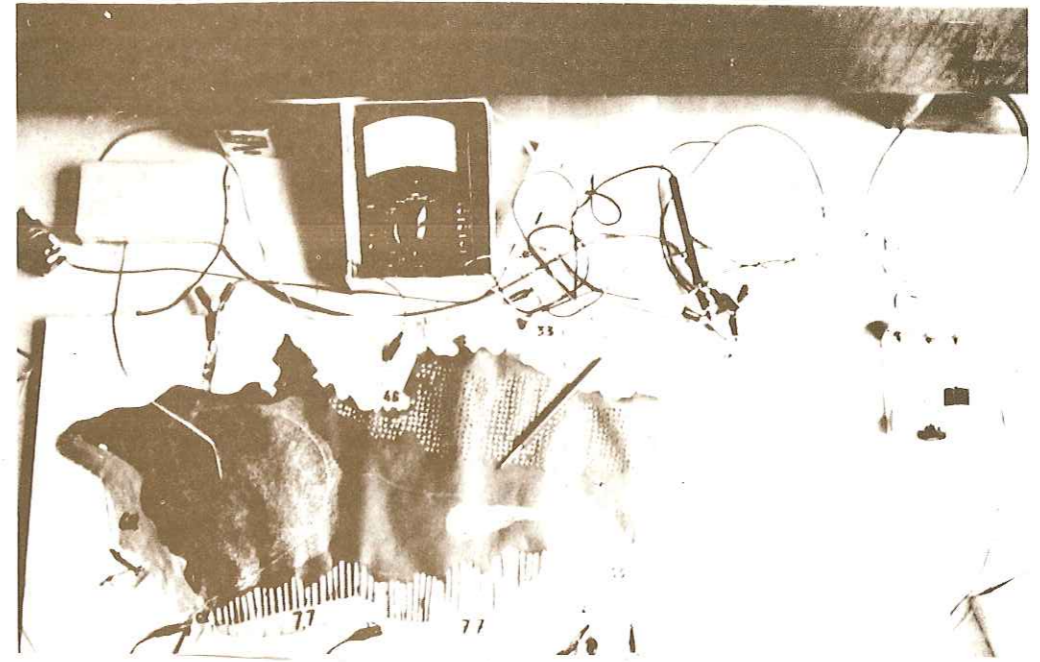
6-2-3-5- Autres perspectives - construction du modèle

Le premier modèle sur papier conducteur représente le régime moyen de la nappe. Comme les variations du niveau d'eau (H) de la nappe sont petites, pendant l'année, le modèle en régime permanent représente, avec une bonne approximation l'état piézométrique moyen de la nappe.

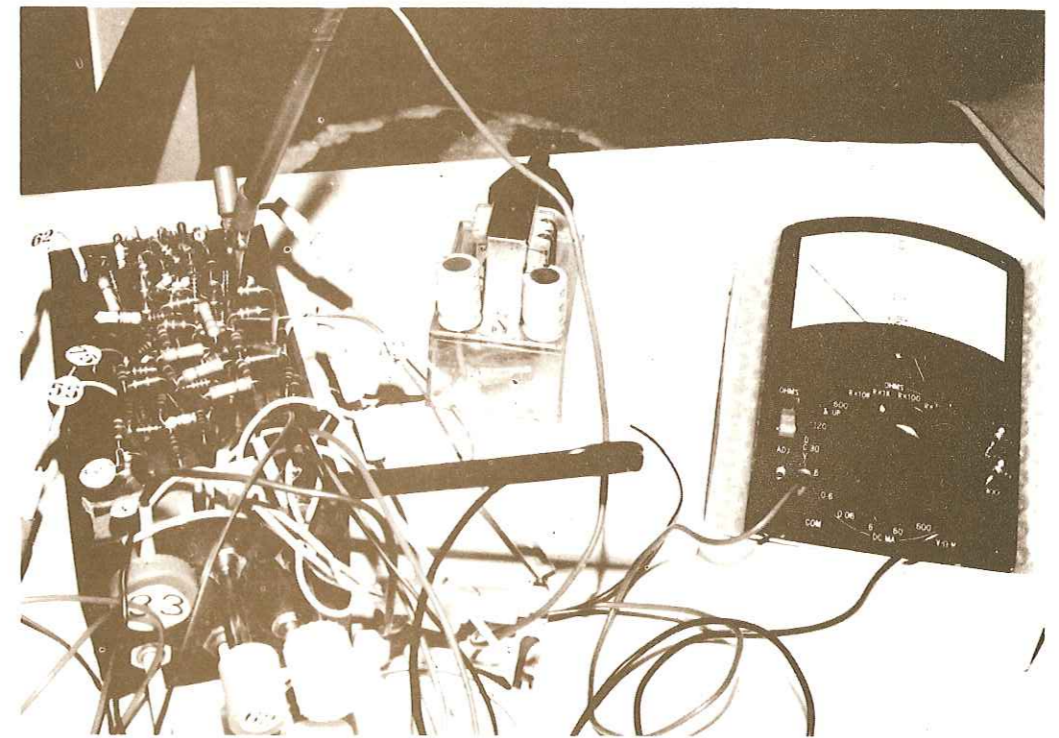
Les hauteurs de la surface piézométrique sont les moyennes annuelle du niveau observé. La cote la plus basse de la surface piézométrique, qui était de 15 m dans les régions de Kanalia, a été utilisée comme 0 du courant électrique ou du châssis du système (point négatif).

Cette valeur a été soustraite de toutes les hauteurs d'eau.

- pour H = 48 m on a  $V_1 = 4,8 - 1,5 = 3,3$  volts
- pour H = 60 m on a  $V_2 = 6,0 - 1,5 = 4,5$  volts
- pour H = 70 m on a  $V_3 = 7,0 - 1,5 = 5,5$  volts
- pour H = 75 m on a  $V_6 = 7,5 - 1,5 = 6,0$  volts
- pour H = 77 m on a  $V_6 = 7,7 - 1,5 = 6,2$  volts (3 entrées du courant)
- pour H = 92 m on a  $V_7 = 9,2 - 1,5 = 7,7$  volts.



7 - Modèle analogique sur papier électrique



8 - Modèle de résistances - capacités

On peut faire varier les hauteurs de la surface piézométrique, c'est-à-dire les volts sur chaque entrée ou sortie du courant, en utilisant des potentiomètres. Ainsi, nous pouvons avoir un régime transitoire.

Les trois limites que nous avons introduites dans le modèle étaient au NE les imperméables, au SW les semi-perméables et au NW et SE les perméables.

Les échanges d'eau étaient mesurés aux limites perméables et semi-perméables. L'entrée d'eau était représentée comme courant électrique positif. Il y a 5 régions de tension différente (la quatrième a 3 entrées identiques) et au total 7 entrées du courant électrique. Les sorties d'eau étaient représentées comme courant électrique négatif. Ici, à part le chassis-point négatif O du courant, il y avait une autre sortie d'eau "la sortie du Pinios". La hauteur d'eau était de 60 m et les volts appliqués de 6,0-1,5 = 4,5 volts. Cette sortie du courant a été réglée avec un potentiomètre, de même que la région des résurgences où la valeur en volts était réglée avec un autre potentiomètre (voir figure n° 30).

6-2-4- Principes de calcul par analogie électrique sur papier conducteur

Les deux équations  $\vec{Q} = T \text{ grad } \vec{H}$  et  $\vec{I} = 1/\rho \text{ grad } \vec{V}$  sont les équations analogues générales pour n'importe quel modèle électrique.

L'équation de Darcy est :

$$Q = LT \frac{\Delta H}{\Delta X} \quad (624.1)$$

ou L : longueur totale de l'aquifère

T : la transmissivité de l'aquifère,

$\Delta H$  : la différence de hauteur de l'eau entre les deux points considérés.

$\Delta X$  : la distance horizontale sur l'axe des points considérés comme les points de référence.

L'analogie électrique est :

$$I = l \frac{1}{\rho} \frac{\Delta V}{\Delta X} \quad (624.2)$$

l = longueur de l'analogie

$\frac{1}{\rho}$  = conductivité électrique du papier

$\Delta V$  = la différence de tension du courant électrique entre les deux points considérés.

$\Delta X$  = Distance horizontale sur l'axe des points considérés comme points de référence.

Une formule générale de la correspondance entre les paramètres hydrodynamiques et les paramètres électriques a été établie sous la forme suivante :

$$\frac{Q}{T.H.D} = \frac{I}{V \cdot \frac{1}{\rho} \cdot e'd}$$

6-2-5- Facteurs d'échelle

La correspondance entre les paramètres hydrodynamiques et les paramètres électriques a été choisie comme suit :

6-2-5-1- La hauteur H en mètres de la surface piézométrique avait une correspondance avec la tension en volts et le facteur d'échelle était :

$$H \text{ (m)} = K_1 \cdot V \text{ (volts)} \text{ ou } 1 \text{ m de } H = \frac{1}{10} \text{ volts ou encore :}$$

$$K_1 = \frac{H}{V} = \frac{10}{1} = 10 \text{ ou } \boxed{K_1 = 10}$$

6-2-5-2- Transmissivité

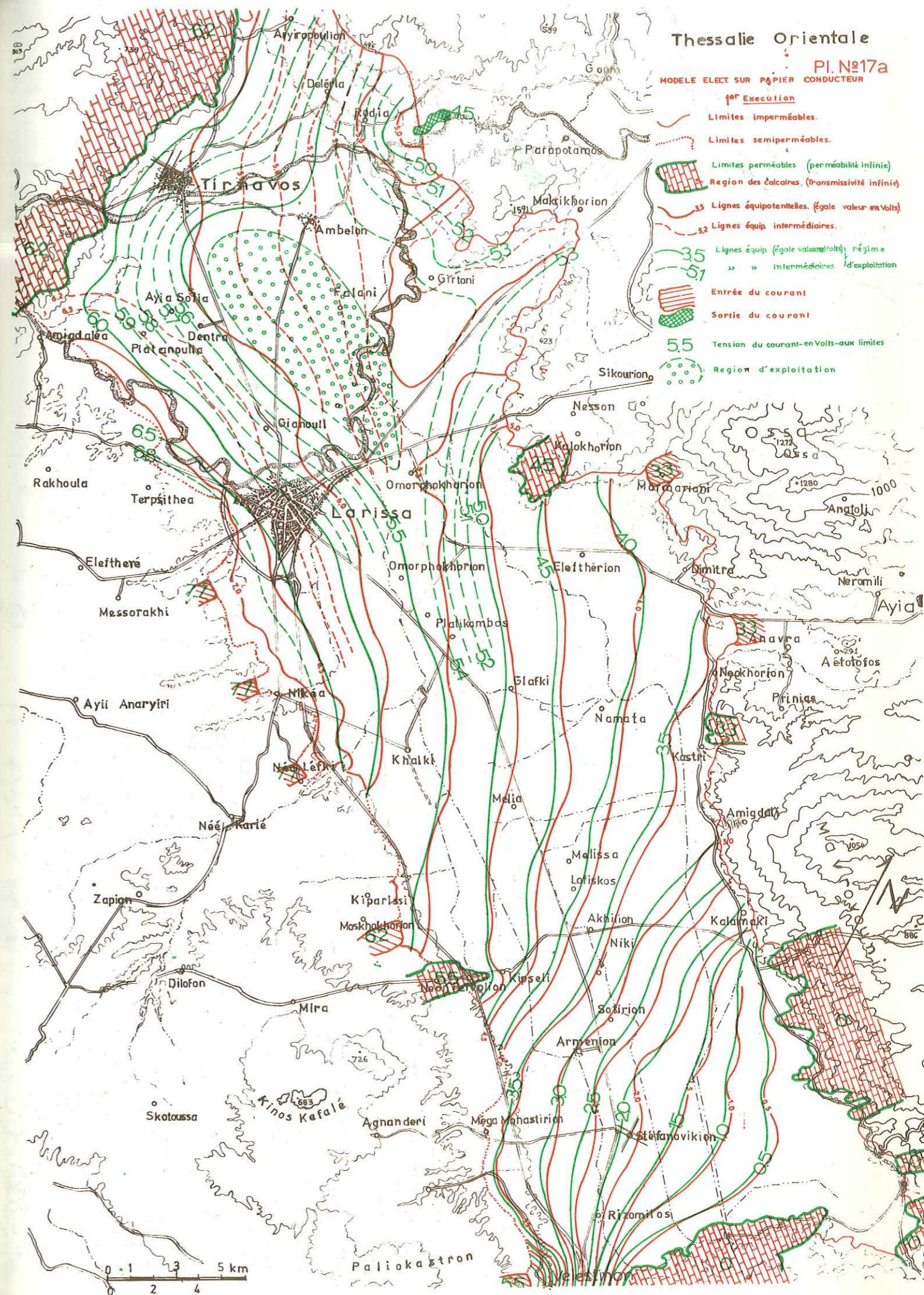
Pour trouver une correspondance entre la Transmissivité du terrain et la conductivité électrique, nous avons établi les valeurs de la résistivité obtenue d'après les expériences sur les échantillons de papier électrique, construis en dessinant de petits points avec de la peinture argent, ou en coupant des petits points dans le papier.

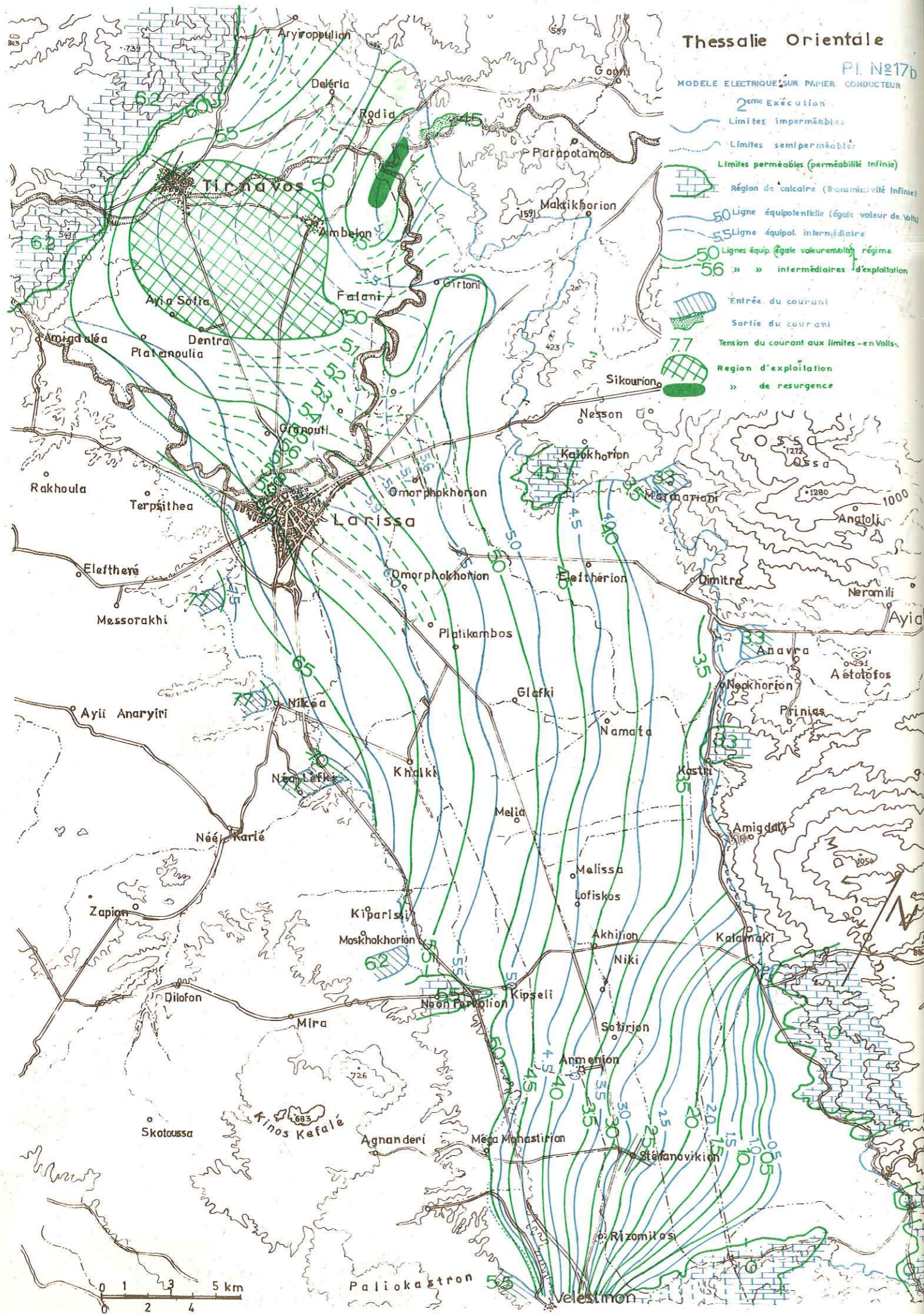
Ainsi nous avons obtenu pour le premier modèle les valeurs suivantes :

Gammes choisies	Résistivité $\rho'$ en Ohms. m <sup>2</sup>	Conductivité électrique X 10 <sup>-3</sup> m hos/m <sup>2</sup>	Facteur d'échelle	Transmissivité T en X 10 <sup>-3</sup> m <sup>2</sup> /s
1	3500	0,28	6	1,68
2	2500	0,40	6	2,40
3	1100	0,90	6	5,40
4	650	1,53	6	9,18

Pour le deuxième modèle, nous avons obtenu les valeurs ci-dessous :

Gammes choisies	Resistivité en Ohms. m <sup>2</sup>	Conductivité électrique X 10 <sup>-3</sup> m hos/m <sup>2</sup>	Facteur d'échelle	Transmissivité T en X 10 <sup>-3</sup> m <sup>2</sup> /s
1	6500	0,15	10	1,5
2	3100	0,35	10	3,5
3	2100	0,5	10	5
4	1000	1	10	10
5	700	1,43	10	14,3
6	510	1,95	10	19,5
7	380	2,63	10	26,3
8	320	3,12	10	31,2
9	240	4,16	10	41,6
10	200	5,00	10	50,0





Donc le facteur d'échelle entre la Transmissivité en m<sup>2</sup>/s du terrain et la conductivité électrique du papier conducteur était :

$$T \text{ (en m}^2/\text{s)} = K_2 \cdot \text{Cond. élec. ou } T = K_2 \cdot \frac{1}{\rho}$$

Ainsi pour le premier modèle on a :  $K_2 = 6$  et pour le deuxième modèle, nous avons la valeur :  $K_2 = 10$

6-2-5-3- Débit Q

Le débit d'échange entre l'aquifère (Q mesuré en m<sup>3</sup>/s) correspond à l'intensité du courant électrique en ampères et le facteur d'échelle est :

$$Q \text{ (m}^3/\text{s)} = K_3 \cdot I \text{ (ampère)}$$

Le facteur  $K_3$  a un rapport avec  $K_1$  et  $K_2$  qu'on trouve d'après des équations

citées :

$$K_3 = K_2 \cdot K_1, \text{ car :}$$

$$R \text{ (ohms)} = \frac{K_3}{K_1 \cdot T \text{ (m}^2/\text{s)}} \text{ donc pour le premier modèle nous avons :}$$

$$K_3 = 6 \cdot 10 = 60 \text{ et pour le deuxième modèle : } K_3 = 10 \cdot 10 = 100$$

$$K_3 = 60 \text{ et } K_3 = 100$$

6-2-5-4- Dimensions

Les longueurs  $D$  en m du terrain avaient une correspondance avec la longueur du modèle électrique  $d$  en m, donc l'échelle arithmétique était :

$$D \text{ (en m)} = K_4 \cdot d \text{ (en m)}$$

$$\text{or : } D = 100\,000 \cdot d \text{ donc } K_4 = 100\,000 \text{ pour les deux modèles.}$$

6-2-6- Les mesures effectuées sur le modèle

Les résistances totales en chaque point du papier conducteur ont été mesurées avant l'envoi du courant électrique.

Après montage du modèle, nous avons envoyé le courant électrique continu prévu à chaque électrode sur les limites du modèle (voir figure n° 30).

Nous avons réglé la sortie du Pinios en 4, 5 volts (sortie du courant), ainsi que le 5,5 volts d'envoi du courant au point 3 (tension  $V_3$ ).

Ensuite nous avons mesuré l'intensité du courant qui passe à chaque électrode du modèle.

Les tableaux suivants montrent les résultats de mesures :

1er MODELE

N° d'électrode	Volts	Résistance mesurée en Ohms . m <sup>2</sup>	Intensité théorique calculée en Ampères	Intensité mesurée en Ampères	Facteur d'échelle	Débit en m <sup>3</sup> /s
1	3,3	5000	0,66 . 10 <sup>-3</sup>	0,71 . 10 <sup>-3</sup>	60	42,6 . 10 <sup>-3</sup>
2	4,5	5800	0,775 . 10 <sup>-3</sup>	0,058 . 10 <sup>-3</sup>	60	3,48 . 10 <sup>-3</sup>
3	5,5	1500	3,666 . 10 <sup>-3</sup>	2,78 . 10 <sup>-3</sup>	60	166,8 . 10 <sup>-3</sup>
4	6,0	5800	1,034 . 10 <sup>-3</sup>	2,52 . 10 <sup>-3</sup>	60	152,6 . 10 <sup>-3</sup>
5	6,0	6600	0,909 . 10 <sup>-3</sup>	0,05 . 10 <sup>-3</sup>	60	3,0 . 10 <sup>-3</sup>
6	6,0	4800	1,250 . 10 <sup>-3</sup>	3,51 . 10 <sup>-3</sup>	60	216,0 . 10 <sup>-3</sup>
7	7,7	5000	1,500 . 10 <sup>-3</sup>	1,81 . 10 <sup>-3</sup>	60	108,2 . 10 <sup>-3</sup>
Sortie du Pinios	4,5	8000	0,562 . 10 <sup>-3</sup>	0,70 . 10 <sup>-3</sup>	60	42,0 . 10 <sup>-3</sup>

2em MODELE

N° d'électrode	Volts	Résistance mesurée en Ohms . m <sup>2</sup>	Intensité théorique calculée en Ampères	Intensité mesurée en Ampères	Facteur d'échelle	Débit en m <sup>3</sup> /s
1	3,3	3900	0,847 . 10 <sup>-3</sup>	0,82 . 10 <sup>-3</sup>	100	82 . 10 <sup>-3</sup>
2	4,5	4000	1,124 . 10 <sup>-3</sup>	0,32 . 10 <sup>-3</sup>	100	32 . 10 <sup>-3</sup>
3	5,5	970	5,671 . 10 <sup>-3</sup>	3,80 . 10 <sup>-3</sup>	100	380 . 10 <sup>-3</sup>
4	6,2	2120	2,922 . 10 <sup>-3</sup>	3,45 . 10 <sup>-3</sup>	100	345 . 10 <sup>-3</sup>
5	6,2	2610	2,475 . 10 <sup>-3</sup>	0,015 . 10 <sup>-3</sup>	100	1,5 . 10 <sup>-3</sup>
6	6,0	3180	1,885 . 10 <sup>-3</sup>	0,02 . 10 <sup>-3</sup>	100	2 . 10 <sup>-3</sup>
7	7,7	2210	3,486 . 10 <sup>-3</sup>	2,20 . 10 <sup>-3</sup>	100	220 . 10 <sup>-3</sup>
Sortie du Pinios 8	4,5	4000	1,124 . 10 <sup>-3</sup>	0,93 . 10 <sup>-3</sup>	100	93 . 10 <sup>-3</sup>
Résurgence 9	4,5	2000	2,248 . 10 <sup>-3</sup>	1,60 . 10 <sup>-3</sup>	100	160 . 10 <sup>-3</sup>

Les résultats de mesures indiquent que le premier modèle avait des valeurs de T et Q très petites par rapport aux valeurs réelles.

Le deuxième modèle avait des valeurs de T et de Q proches des valeurs réelles, mais aussi légèrement plus petites.

6-2-7- Exploitation du modèle électrique

Pendant les premières mesures sur le modèle, nous n'avons pas envisagé de variations des quantités d'eaux exploitées.

L'exploitation du modèle a été faite ensuite dans la région de Tirnavos. Là, nous avons supposé un abaissement du niveau de l'eau des aquifères d'environ 5 m, donc diminué de 0,5 volt la tension sur le modèle et étudié l'effet sur l'ensemble du modèle.

Sur le premier modèle, nous avons mesuré une intensité de 1,3 mA, ce qui montre un débit  $Q_1 = 1,3 \cdot 60 \text{ m}^3/\text{s} = 78 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$ .

Le deuxième modèle a donné comme intensité 4,3 mA, donc un débit de  $Q_2 = 100 \cdot 4,3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s} = 430 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$ .

Les valeurs des débits qui passent par chaque électrode aux limites étaient :

N° d'électrode	Volts	Résistance mesurée en ohms	Intensité calculée en ampères	Intensité mesurée en exploitation en ampères	Facteur d'échelle	Débit en m <sup>3</sup> /s
1	3,3	3900	0,82 . 10 <sup>-3</sup>	0,80 . 10 <sup>-3</sup>	100	80 . 10 <sup>-3</sup>
2	4,5	4000	0,32 . 10 <sup>-3</sup>	0,37 . 10 <sup>-3</sup>	100	37 . 10 <sup>-3</sup>
3	5,5	970	3,80 . 10 <sup>-3</sup>	3,80 . 10 <sup>-3</sup>	100	380 . 10 <sup>-3</sup>
4	6,2	2120	3,45 . 10 <sup>-3</sup>	4,20 . 10 <sup>-3</sup>	100	420 . 10 <sup>-3</sup>
5	6,2	2610	0,015 . 10 <sup>-3</sup>	0,013 . 10 <sup>-3</sup>	100	1,3 . 10 <sup>-3</sup>
6	6,0	3180	0,20 . 10 <sup>-3</sup>	0,20 . 10 <sup>-3</sup>	100	20 . 10 <sup>-3</sup>
7	7,7	2210	2,20 . 10 <sup>-3</sup>	2,20 . 10 <sup>-3</sup>	100	220 . 10 <sup>-3</sup>
Sortie du Pinios	4,5	4000	0,93 . 10 <sup>-3</sup>	0,90 . 10 <sup>-3</sup>	100	90 . 10 <sup>-3</sup>
Résurgence 9	4,5	2000	1,60 . 10 <sup>-3</sup>	1,60 . 10 <sup>-3</sup>	100	160 . 10 <sup>-3</sup>
Exploitation	4,5	68	-	4,30 . 10 <sup>-3</sup>	100	430 . 10 <sup>-3</sup>

6-2-8- Résultats et Conclusions

Toutes les conditions aux limites et les résultats des modèles sont présentés sur les cartes des modèles électriques et sur la photographie n° 7. Les lignes équipotentielles d'égal voltage sont présentées sur les cartes n° 17 a et 17 b.

En général, la forme des lignes équipotentielles de courant est presque identique aux courbes isopièzes sur des cartes piézométriques.

- En comparant les lignes équipotentielles avec des courbes isopièzométriques, on trouve que, sur le premier modèle il y a des écarts sensibles, surtout dans la région de Karla ; par contre, dans le deuxième modèle, les écarts sont moins grands.

- La transmissivité obtenue n'atteint pas les valeurs réelles, mais si on veut comparer les valeurs obtenues aux valeurs réelles on peut changer le facteur d'échelle de la transmissivité. Dans ce cas, les petites valeurs seront beaucoup trop augmentées, alors que les grandes valeurs arriveront aux réelles. On pourrait envisager de réaliser une distorsion d'échelle mais elle serait difficile à calculer et l'on n'aurait plus de correspondance entre les équipotentielles électriques et les courbes isopièzes.



En conclusion, il apparaît que le modèle électrique, très économique à réaliser, permet de représenter les formations aquifères de façon quasi-continue.

Il est donc possible d'obtenir après le réglage du modèle une meilleure connaissance de la répartition des transmissivités; mais, par contre, il est impossible d'en tirer des conclusions concernant le coefficient d'enmagasinement S. Pour remédier à cette infériorité du modèle électrique par rapport au modèle mathématique, il nous a paru intéressant de réaliser un modèle à résistances - capacités qui, lui, tiendra compte de ces données hydrodynamiques très importantes.

6-3- MODELE DE RESISTANCES - CAPACITES

6-3-1 - Introduction

Les résultats et l'exécution du modèle sur papier électrique avec une nouvelle méthode nous ont amené à réaliser un autre modèle électrique de Résistances - capacités, pour améliorer la représentation du milieu étudié.

Le modèle sera utilisé pour préciser les conditions d'écoulements des nappes de la Thessalie orientale et améliorer les résultats obtenus avec le modèle sur papier conducteur.

La réalisation du modèle de R.C. nécessite l'utilisation de toutes les données disponibles sur l'hydrogéologie, la géologie et les propriétés physiques et hydrodynamiques des aquifères.

Le modèle représentera les aquifères profonds avec leurs caractéristiques hydrogéologiques et les conditions aux limites.

Comme pour le modèle sur papier conducteur, la loi de l'écoulement en milieu poreux de Darcy  $\vec{Q} = -T \text{ grad } H$  est analogue à celle de la loi d'Ohms pour l'électricité  $\vec{I} = -\frac{1}{\rho} \text{ grad } V$ .

6-3-2- Hypothèses de base

La construction d'un modèle repose toujours sur un certain nombre d'approximations dont nous devons savoir apprécier les limites de validité.

On fait toujours des hypothèses simplificatrices de base. On suppose que l'ensemble des aquifères constitue un aquifère unique, et que l'épaisseur de l'aquifère est très petite par rapport à ses dimensions horizontales. L'ensemble des terrains est représenté par un nombre de mailles limité, comme dans les modèles mathématiques.

Toutes ces hypothèses simplificatrices et aussi d'autres (par ex. l'utilisation d'un facteur d'échelle unique pour deux grandeurs), ont été utilisées sur le modèle de résistances - capacités.

Le facteur  $K_g$  est utilisé pour la correspondance entre la capacité choisie et le produit du coefficient d'enmagasinement S par la surface de la maille  $\alpha$ .

Nous n'avons simulé qu'un écoulement bidimensionnel dans un plan, la troisième dimension Z étant intégrée dans le facteur transmissivité.

6-3-3- Données nécessaires et limites des aquifères

Les données utiles et nécessaires pour l'exécution du modèle sont nombreuses et de natures diverses. Généralement pour le modèle de R.C. les données nécessaires sont :

- les limites des aquifères,
- les échanges d'eau à travers les limites,
- les paramètres hydrodynamiques : Transmissivité T et coefficient d'enmagasinement S,
- les paramètres physiques comme les dimensions, les hauteurs de la surface piézométrique etc.

Ainsi les limites que nous avons utilisées pour le modèle étaient :

- les imperméables constitués par les schistes,
- les perméables et semi-perméables constitués par les différentes autres roches situées aux limites.

Aux limites imperméables, la transmissivité est nulle. C'est le cas aux limites latérales du modèle là où il n'y a pas d'entrée ou sortie du courant par électrode ( $\text{div} = 0$ ).

Aux autres limites, nous avons mis la transmissivité mesurée sur le terrain.

Les calcaires et marbres ont une très grande transmissivité qui varie, sur le modèle, de  $100 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$  à  $10 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ . Les limites latérales des autres roches ont des transmissivités qui varient de  $10 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$  à  $0,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$  (voir figure n° 31.1).

La cote (hauteur) du niveau statique, connue par le nivellement topographique et les mesures piézométriques dans les points d'eau, a été introduite sous forme de tension en dixièmes de volts.



6-3-5-1 - La hauteur H en mètres de la surface piézométrique avait une correspondance avec la tension en volts :

- pour H = 48 m on a  $V_1 = 48-15 = 33$  ou  $33 \times \frac{1}{10} = 3,3$  volts ;
- pour H = 60 m on a  $V_2 = 60-15 = 45$  ou  $45 \times \frac{1}{10} = 4,5$  volts ;
- pour H = 70 m on a  $V_3 = 70-15 = 55$  ou  $55 \times \frac{1}{10} = 5,5$  volts ;
- pour H = 77 m on a  $V_4 = 77-15 = 62$  ou  $62 \times \frac{1}{10} = 6,2$  volts ;
- pour H = 90 m on a  $V_7 = 90-15 = 75$  ou  $75 \times \frac{1}{10} = 7,5$  volts ;

Donc le facteur d'échelle était (comme sur le modèle du papier électrique) :

$$H \text{ (m)} = K_1 \cdot V \text{ (volts)} \text{ ou } 1 \text{ m de } H = \frac{1}{10} \text{ volts ou encore}$$

$$K_1 = \frac{H \text{ (m)}}{V \text{ (volts)}} = 10 \quad \text{donc } \boxed{K_1 = 10}$$

6-3-5-2 - La Transmissivité du terrain obtenue par les essais de pompages et le réglage du modèle mathématique, avait une correspondance avec l'inverse de la résistance comme suit :

Transmissivité du terrain $\times 10^{-3}$ m <sup>2</sup> /s	Facteur d'échelle $K_2$	Valeurs des Résistances ( $\frac{1}{T} = R$ ) en Ohms
0,42 x 10 <sup>-3</sup>	1	2400
0,48	1	2100
0,67	1	1600
0,68	1	1500
0,98	1	1020
1	1	1000
1,47	1	680
1,66	1	600
1,9	1	520
2	1	500
2,1	1	470
2,4	1	410
2,7	1	370
3	1	330
3,2	1	310
3,3	1	300
3,7	1	270
4	1	250
4,5	1	220
5	1	200
5,8	1	170
6,7	1	150
9,1	1	110
10,5	1	95
10,8	1	92
16	1	62
21	1	47
22	1	45
31	1	32
37	1	27
45	1	22
48	1	21
71	1	14
100	1	10

Donc le facteur d'échelle entre la transmissivité du terrain en m<sup>2</sup>/s et la résistance électrique était :

$$T \text{ (m}^2/\text{s)} = K_2 \cdot \frac{1}{R \text{ (ohms)}} \quad \text{ou} \quad K_2 = \frac{T}{\frac{1}{R}} = T \cdot R \quad \text{et les valeurs utilisées}$$

étaient  $K_2 = 0,001 \cdot 1000 = 1$

$$\boxed{K_2 = 1}$$

Il n'y a pas de correspondance entre les dimensions du terrain et les dimensions du modèle car le facteur  $\alpha^2$  a été pris comme le produit avec le coefficient d'enmagasinement.

6-3-5-3 - Le coefficient d'enmagasinement

Les valeurs du coefficient d'enmagasinement trouvées par le réglage du modèle mathématique, légèrement modifiées, ont été utilisées pour la construction du modèle de Résistances-Capacités.

Le facteur d'échelle entre le  $\alpha^2$  S et la capacité était :

$$\alpha^2 \text{ S (en m}^2) = K_8 \text{ C (Farad)} \quad K_8 = \frac{\alpha^2 \text{ S}}{\text{C}}$$

Capacité en nF ( $\times 10^{-9}$ F)	Facteur d'échelle $K_8 = 10^{14}$	Coefficient d'enmagasinement $\alpha^2$ ( $\alpha^2 \text{ S} \times 10^{-3} \times 10^6 \text{ m}^2$ )
0,82 . 10 <sup>-9</sup> F ou 0,82 nF	10 <sup>14</sup>	82 . 10 <sup>3</sup>
1,0 . 10 <sup>-9</sup> F ou 1 nF	id.	100 . 10 <sup>3</sup>
1,8 . 10 <sup>-9</sup> F ou 1,8 nF	id.	180 . 10 <sup>3</sup>
2,2 . 10 <sup>-9</sup> F ou 2,2 nF		220 . 10 <sup>3</sup>
2,7 . 10 <sup>-9</sup> F ou 2,7 nF		270 . 10 <sup>3</sup>
3,3 . 10 <sup>-9</sup> F ou 3,3 nF		330 . 10 <sup>3</sup>
3,9 . 10 <sup>-9</sup> F ou 3,9 nF		390 . 10 <sup>3</sup>
4,7 . 10 <sup>-9</sup> F ou 4,7 nF		470 . 10 <sup>3</sup>
5,0 . 10 <sup>-9</sup> F ou 5 nF		500 . 10 <sup>3</sup>
5,6 . 10 <sup>-9</sup> F ou 5,6 nF		560 . 10 <sup>3</sup>
6,0 . 10 <sup>-9</sup> F ou 6 nF		600 . 10 <sup>3</sup>
6,8 . 10 <sup>-9</sup> F ou 6,8 nF		680 . 10 <sup>3</sup>
7,2 . 10 <sup>-9</sup> F ou 7,2 nF		720 . 10 <sup>3</sup>
7,4 . 10 <sup>-9</sup> F ou 7,4 nF		740 . 10 <sup>3</sup>
8,2 . 10 <sup>-9</sup> F ou 8,2 nF		820 . 10 <sup>3</sup>
8,5 . 10 <sup>-9</sup> F ou 8,5 nF		850 . 10 <sup>3</sup>
9,0 . 10 <sup>-9</sup> F ou 9 nF		900 . 10 <sup>3</sup>
9,4 . 10 <sup>-9</sup> F ou 9,4 nF		940 . 10 <sup>3</sup>
10 . 10 <sup>-9</sup> F ou 10 nF		10 00 . 10 <sup>3</sup>
12 . 10 <sup>-9</sup> F ou 12 nF		12 00 . 10 <sup>3</sup>
12,2 . 10 <sup>-9</sup> F ou 12,2 nF		12 20 . 10 <sup>3</sup>
15 . 10 <sup>-9</sup> F ou 15 nF		1500 . 10 <sup>3</sup>
16,5 . 10 <sup>-9</sup> F ou 16,5 nF		1650 . 10 <sup>3</sup>
18 . 10 <sup>-9</sup> F ou 18 nF		1800 . 10 <sup>3</sup>
18,6 . 10 <sup>-9</sup> F ou 18,6 nF		1860 . 10 <sup>3</sup>
19 . 10 <sup>-9</sup> F ou 19 nF		1900 . 10 <sup>3</sup>
19,2 . 10 <sup>-9</sup> F ou 19,2 nF		1920 . 10 <sup>3</sup>
19,5 . 10 <sup>-9</sup> F ou 19,5 nF		1950 . 10 <sup>3</sup>
23,5 . 10 <sup>-9</sup> F ou 23,5 nF		2350 . 10 <sup>3</sup>
26,7 . 10 <sup>-9</sup> F ou 26,7 nF		2670 . 10 <sup>3</sup>
47,0 . 10 <sup>-9</sup> F ou 47 nF		4700 . 10 <sup>3</sup>

6-3-5-4- Débit Q

Le débit d'échange entre l'aquifère et l'extérieur correspond à l'intensité du courant électrique en ampères et le facteur d'échelle est :  $Q$  (en m<sup>2</sup>/s) =  $K_3 \cdot I$  (ampère).

Mais on sait aussi que le facteur  $K_3 = K_1, K_2$ , donc pour le modèle R.C.

on a :

$$K_3 = 10.1 = 10 \text{ ou encore } Q(\text{en m}^2/\text{s}) = 10 I (\text{ampères}), K_3 = \frac{Q}{I}$$

$$K_3 = 10 = \frac{Q}{I} \quad \text{ou} \quad \boxed{K_3 = 10}$$

Nous avons exploité le modèle en régime permanent avec une alimentation en courant continu.

Si l'on veut exploiter le modèle en régime transitoire c'est-à-dire tenir compte de l'évolution des conditions hydrodynamiques en fonction du temps, il faut tenir compte du coefficient  $K_4$  qui est le facteur d'échelle entre le temps réel et le temps électrique

$$K_4 = \frac{t(\text{réel})}{t(\text{électrique})} = \frac{tr}{te}, \text{ ainsi que du}$$

coefficient  $K_0$  qui est le facteur d'échelle entre la quantité d'eau  $q$  en m<sup>3</sup> et la quantité d'électricité  $Q'$  en coulomb, que l'on peut obtenir par ailleurs par les équations :

$$C = a^2 s \frac{K_1}{K_0} \quad \text{et} \quad K_0 = K_3 \frac{tr}{te} \quad \text{alors}$$

$$C = a^2 s \frac{10}{K_0} \quad \text{et} \quad a^2 s = \frac{K_0 C}{10} \quad \text{mais d'après } a^2 s = K_8 C : K_8 = \frac{K_0}{10} \quad \text{et}$$

$$K_0 = 10 K_8 \quad \text{ou} \quad K_0 = 10.10^4 = 10^{15}$$

$$\text{on sait aussi que : } K_0 = 10^{15} = 10 \frac{tr}{te} \quad \text{et} \quad \frac{tr}{te} = 10^{14}, \text{ donc :}$$

$$tr = 10^{14} te \quad \text{et} \quad K_4 = 10^{14}$$

Nous n'avons pas pu réaliser cet essai en régime transitoire pour lequel il aurait été souhaitable de disposer d'une source d'alimentation de courant de moyenne fréquence.

6-3-6- Les mesures sur le modèle de R.C. et résultats

Avant l'envoi du courant électrique, nous avons mesuré les résistances totales sur chaque électrode. Ainsi, nous avons calculé l'intensité théorique, en Ampères, qui serait passée si on établissait la tension prévue et si l'électrode n'avait pas de rapport avec les autres électrodes (voir tableau suivant).

Nous avons envoyé ensuite le courant électrique continu, prévu à chaque électrode et nous avons réglé avec les potentiomètres sur les tensions prévues.

L'intensité du courant qui passe par chaque électrode du modèle a été mesurée avec un milliampèremètre.

On a obtenu les résultats suivants :

N° d'électrode	Volts	Résistance mesurée en ohms	Intensité théorique calculée en Ampères et mA	Intensité mesurée en mA	Facteur d'échelle K3	Débit en m <sup>3</sup> /s x 10 <sup>-3</sup>
1	3,3	840	0,0039 ou 3,9 mA	1,23 mA	10	12,3
2	4,5	690	0,0065 6,5 mA	4,22 mA	10	42,2
3	5,5	180	0,0305 30,5 mA	15,3 mA	10	153
4	6,2	585	0,0105 10,5 mA	22,0 mA	10	220
5						
6						
7	7,5	430	0,017 17 mA	11,5 mA	10	115
8 (Pinios)	-4,5	660	0,0068 6,8 mA	20,8 mA	10	208
Résurgence 9	-4,7	2100	0,0022 2,2 mA	2,22 mA	10	22,2

Les mesures effectuées indiquent que l'intensité du courant qui correspond au débit Q qui passe par chaque électrode se rapproche des valeurs réelles mais est légèrement plus petite que la valeur trouvée grâce au modèle établi sur papier conducteur.

6-3-7- Exploitation du modèle de R.C.

L'exploitation du modèle de R.C. a été faite en supposant un regroupement de tous les points d'eau pompés dans la région de Tirnavos, là où il y a de bons aquifères et aussi le plus grand pompage par les forages. En supposant un rabattement général de 8-10 mètres, nous avons mesuré l'intensité du courant électrique qui passe par l'électrode d'exploitation.

Nous avons mesuré aussi l'intensité du courant qui passe par chaque électrode des limites du modèle. Ainsi, nous donnons sur le tableau suivant les résultats des mesures :

N° d'électrode	Volts	Résistance en Ohms	Intensité théorique $I = \frac{V}{R}$ en A et mA	Intensité I mesurée en mA	Facteur d'échelle K <sub>3</sub>	Débit en m <sup>3</sup> /s.10 <sup>-3</sup>
1	3,1	840	0,0037 A 3,7 mA	1,0 mA	10	10
2	3,5	690	0,005 A 5,0 mA	3,4 mA	10	34
3	5,2	180	0,029 A 29 mA	15,2 mA	10	152
4	5,6	585	0,0096 A 9,6 mA	122 mA	10	1220
7	7,4	430	0,017 A 17 mA	14,5 mA	10	145
8 sortie du Pinios	-4,5	200	0,0225 A 22,5 mA	16 mA	10	160
9 Résurgence	-4,7	2100	0,0022 A 2,2 mA	2,2 mA	10	22
10 Exploitation	-4,5	10000	0,00045 A 0,45 mA	110 mA	10	1100

D'après les mesures, nous voyons que si nous rabattons le niveau de la nappe d'à peu près dix mètres nous pouvons augmenter les pompages de  $1100.10^{-3}$  m<sup>3</sup>/s. A ce moment là, l'alimentation des nappes alluviales par les marbres de Tirnavos augmente et devient  $1220.10^{-3}$  m<sup>3</sup>/s.

6-4- CONCLUSIONS ET COMPARAISON

L'exécution d'un modèle de Résistances-capacités est très pratique et très économique et permet d'approcher la réalité par la méthode des étapes successives grâce aux résistances réglables utilisées. L'inconvénient principal réside dans le nombre limité de mailles. La continuité des aquifères qui existe sur le terrain, est difficile à représenter, même si on fait un très grand nombre des mailles, et on ne peut faire que l'étude de l'état moyen des nappes.

En comparant avec le modèle sur papier conducteur, on trouve que le modèle de R.C. est aussi satisfaisant, ou plus satisfaisant, et plus détaillé.

L'approximation est à peu près identique dans les deux modèles. Le modèle R.C. est plus facile au point de vue construction et plus précis que le modèle sur papier conducteur. Les deux modèles sont très économiques.

Si on fait une comparaison avec le modèle mathématique, on voit que le modèle mathématique est divisé en mailles comme le modèle de résistances-capacités.

Les modèles mathématiques consistent à rechercher directement les solutions numériques de l'équation différentielle, tandis que les modèles analogiques électriques reposent sur le fait que la circulation du courant électrique dans un conducteur répond à des lois d'expression mathématique identiques à celles de l'écoulement de l'eau dans un milieu poreux. Les modèles mathématiques sont plus chers, mais on peut obtenir un régime transitoire, que l'on ne peut pas obtenir sur les modèles électriques simples.

Dans le modèle R.C. nous avons mis les mêmes conditions aux limites que dans le modèle sur papier conducteur, c'est-à-dire perméabilité aux limites et tensions identiques.

L'alimentation en général n'était pas différente et pour cela on a obtenu les mêmes intensités du courant sur les électrodes.

Les hauteurs d'eau dans les trois modèles exécutés sont proches des réelles, donc l'approximation est suffisante du point de vue de la correspondance tensions-hauteurs du niveau des nappes.

En conclusion, on peut dire que l'on a souvent intérêt à résoudre les problèmes relativement simples par les modèles électriques, mais que si les nappes présentent de grandes variations de niveau il faut faire un modèle mathématique.

7. HYDROCHIMIE

Dans le chapitre suivant, nous examinerons la qualité des eaux souterraines de la région d'après les analyses complètes faites sur des échantillons pris dans les 1350 points d'eau.

L'analyse complète comporte des éléments suivants :

Anions en mé/1 :  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{=}$ .

Cations en mé/1 :  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ .

PH électrométrique, conductivité électrique à 25°C, Résidu sec en mg/1 ou p. p. m., dureté totale permanente et temporaire en degrés allemands.

7-1 - QUALITE DES EAUX

L'étude chimique des nappes nous a permis de constater que la qualité des eaux est bonne ou très bonne. Elle nous a permis :

- de distinguer la différence de nature entre les eaux de la nappe phréatique et les eaux profondes dans chaque région,
- de mettre en évidence l'influence de l'évaporation dans l'ancien lac de Karla (eau salée dans le Karla), ainsi que la remontée d'eau depuis les nappes profondes jusqu'en surface,
- de préciser et de délimiter les zones d'alimentation des nappes ou l'origine de l'eau,
- de préciser les zones des pertes naturelles des eaux par les nappes.

L'étude chimique a été faite avec les cartes de conductivité électrique des eaux et les cartes équi-rapports des divers éléments  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{Cl}^-$  ou  $\text{SO}_4^{=}$ .

La représentation graphique des analyses d'eau nous a permis de grouper les eaux de même qualité dans les différentes régions.

7-2 - CONDUCTIVITE ELECTRIQUE DES EAUX

Pour la conductivité électrique des eaux, une carte a été établie sur le fond topographique au 1/200 000 (voir planche n° 18).

Il y a une différence évidente entre la conductivité électrique des eaux phréatiques et celle des eaux profondes.

L'interprétation de la carte après avoir tracé les courbes d'égale conductivité électrique, laisse apparaître plusieurs zones individualisées pour la nappe phréatique réparties sur l'ensemble de la région étudiée et quatre zones pour la nappe profonde.

Ainsi sur la carte de la nappe phréatique nous avons choisi six classes :

- une classe de conductivité électrique de l'eau inférieure à 250  $\mu\text{mho/cm}$  à 20°C,
- une classe de conductivité électrique comprise entre 250 et 500  $\mu\text{mho/cm}$  à 20°C,
- une classe de conductivité électrique comprise entre 750 et 1000  $\mu\text{mho/cm}$  à 20°C,
- une classe de conductivité électrique comprise entre 1000 et 1500  $\mu\text{mho/cm}$  à 20°C,
- une classe de conductivité électrique supérieure de 1500  $\mu\text{mho/cm}$  à 20°C.

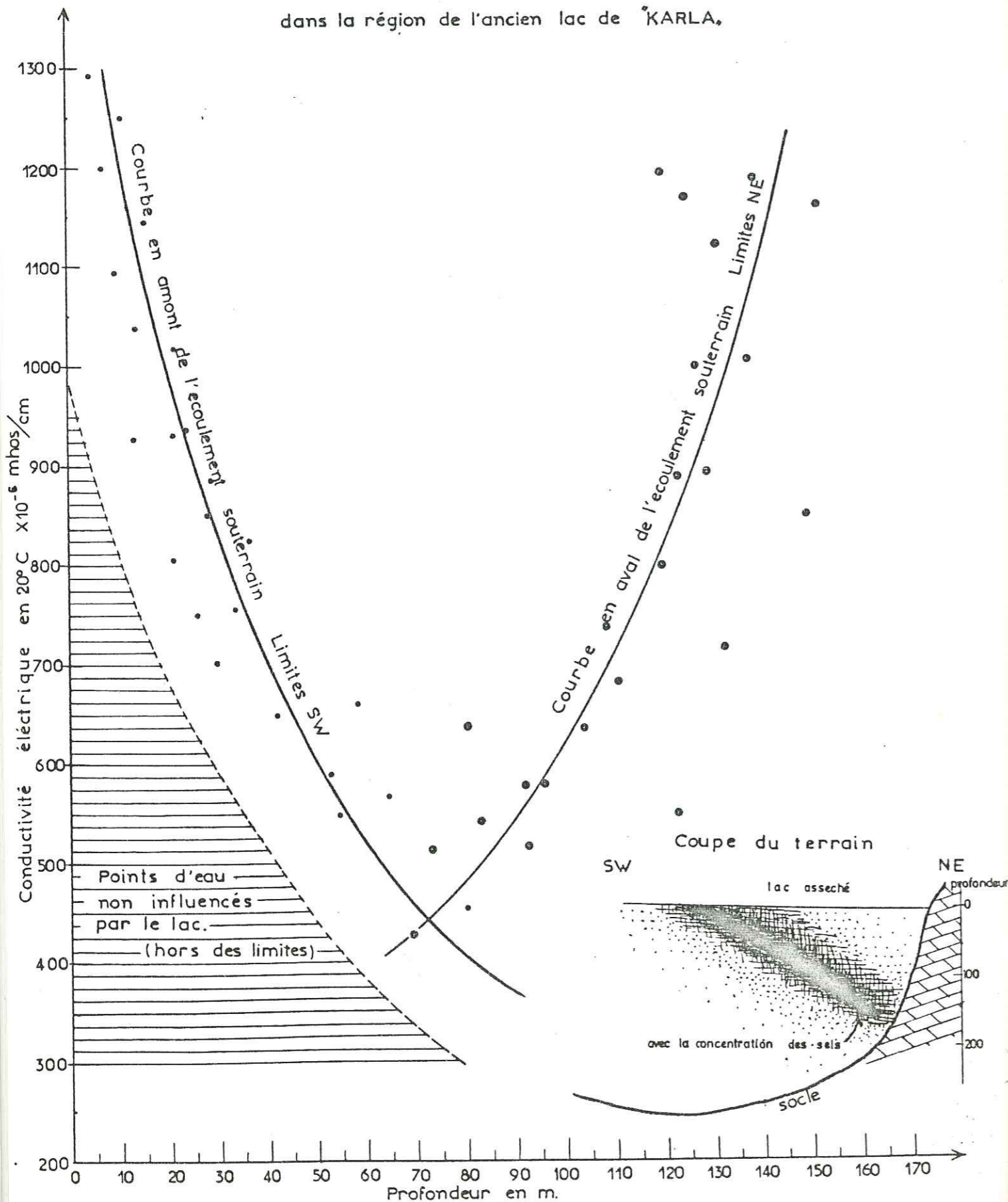
La première classe -eau très pauvre en sels- se présente dans les régions de Tirnavos-Larissa, Néon-Perivolion, Mega-Monastirion et Rizomilos, zones qui bénéficient de l'alimentation des rivières Titarissios, Pinios et d'autres rivières. L'eau est très bonne au point de vue qualité.

La deuxième classe -eau peu chargée en sels- se présente dans les régions Platanoulla, Ambelon, Falani, et au SW de Khalki-Kipseli. L'eau est aussi très bonne.

Fig. N° 32

VARIATION DE LA CONDUCTIVITÉ ÉLECTRIQUE DE L'EAU EN FONCTION DE LA PROFONDEUR

dans la région de l'ancien lac de KARLA,



la troisième classe -eau chargée normalement en sels- se présente dans les régions de Larissa, Omorphokhori, Giritoni, Platicambos, Khalki, Modéstos, Mélia, Niki et Arménion.

La quatrième classe -eau chargée en sels- se présente sur les bordures de l'ancien lac de Karla, là où l'évaporation de l'eau est assez forte et la concentration en sels dans l'eau commence à être grande.

Enfin la cinquième classe se présente entièrement dans la région de Karla. L'eau est très chargée en sels puisqu'après l'évaporation de l'eau la concentration en sels devient très grande (Résidu sec plus de 2000 mg/l).

Pour la nappe profonde, il y a une zone de très bonne qualité dans la région du cône de Titarissios (C.é. < 250  $\mu$ mho/cm à 20°C). Une deuxième zone de conductivité électrique comprise entre 250 et 500  $\mu$ mho/cm à 20°C couvre une grande surface dans la région de Tirnavos-Larissa et s'étend jusqu'au village de Stefanovikion.

La troisième zone de conductivité électrique comprise entre 500 et 750  $\mu$ mho/cm à 20°C couvre aussi une très grande surface à la bordure SW et dans la région de Karla.

Enfin une quatrième zone d'eau très minéralisée c'est-à-dire de conductivité électrique supérieure à 750  $\mu$ mho/cm à 20°C couvre la région des collines au SW de Larissa.

Nous avons observé que la concentration en sels de l'eau de la région des limites de l'ancien lac de Karla, présente un intérêt spécial.

Pour cela, nous avons étudié la qualité des points d'eau situés aux limites de "Karla".

Nous avons tout d'abord observé que la qualité de l'eau change avec la profondeur.

Nous avons choisi la conductivité électrique de l'eau pour tracer la courbe de variation en fonction de la profondeur.

Sur la figure n° 32, nous donnons les valeurs de la conductivité électrique de l'eau en  $10^{-6}$  mhos/cm à 20°C en fonction de la profondeur en m.

On peut distinguer deux courbes. La première courbe correspond à la zone située à l'amont de l'écoulement souterrain du lac, c'est-à-dire aux points d'eau qui se trouvent aux limites SW du lac.

La conductivité électrique diminue quand la profondeur augmente (voir coupe du terrain sur la figure n° 32).

La deuxième courbe correspond à la zone située à l'aval de l'écoulement souterrain du lac c'est-à-dire aux points d'eau qui se trouvent aux limites NE du lac, près des marbres où il y a vidange vers la mer. La conductivité électrique augmente quand nous descendons plus profond (voir coupe du terrain sur la figure n° 32).

Il y a une zone où on a les points d'eau qui se trouvent hors des limites et leurs eaux ne sont pas influencées par le lac. Ce sont les points d'eau qui se trouvent au SW des limites du lac.

Il est alors possible, sur une coupe du terrain, de schématiser la variation de la qualité d'eau.

La concentration des sels dans la région est en rapport étroit avec la paléogéographie du lac.

Lorsque le lac s'est formé la partie NE était la moins profonde, mais le remplissage par les sédiments a provoqué une avancée des zones peu profondes vers le sud ouest au cours des temps et la zone de dépôt de sel a progressé obliquement du NE vers le SW.

7-3- LES ZONES DE DIVERS ELEMENTS

Parmi les divers éléments de l'eau analysés, nous avons choisi l'équirapport  $\frac{rMg}{rCa}$  et l'équirapport  $\frac{rSO_4}{rCl}$ , car leur étude est classique et représentative sur les cartes.

Il nous a paru intéressant de tracer les courbes d'équirapport  $\frac{rMg}{rCa}$  et  $\frac{rSO_4}{rCl}$  séparément pour chacune des nappes phréatique et profonde.

7-3-1 - Carte d'équirapports  $\frac{rMg}{rCa}$  (planche n° 19)

Nous avons tracé pour chaque nappe les courbes d'équirapport  $\frac{rMg}{rCa}$ . Sur la carte, nous avons : pour la nappe phréatique les courbes  $\frac{rMg}{rCa}$  de 0,2, 0,5, 0,75, 1, 2, 3, 4, 5 et 10, et pour la nappe profonde les courbes  $\frac{rMg}{rCa}$  de 0,5, 0,75, 1, 2, 3, 4 et 5. Ainsi nous avons quatre classes pour chacune des deux nappes (moins de 1, de 1 à 2, de 2 à 5 et plus de 5).

L'allure générale des zones de même rapport  $\frac{rMg}{rCa}$  indique, pour la nappe phréatique, de grandes valeurs -plus de 5- dans la région de Karla, là où on a eu des dépôts de sels à cause de l'évaporation intense et des petites valeurs dans la région de Tirnavos là où l'eau se renouvelle à cause des résurgences et à cause des pompages par les puits.

Pour les nappes profondes on a de grandes valeurs -plus de 5- dans les régions bordières SW. On peut remarquer qu'ici le renouvellement de l'eau profonde n'est pas encore très grand, car il n'existe que peu de forages profonds dans la région, tandis que dans les régions Tirnavos, Larissa et Ayia les pompages sont nombreux dans les forages profonds. On peut observer un renouvellement de l'eau dans la région de Kanalia. Ici la vidange des nappes se fait vers la mer à travers les marbres perméables.

Le calcium provient surtout des massifs de marbres et calcaires et le magnésium des roches dolomitiques ou des roches cristallines contenant des ferro-magnésiens ou des micas mais très spécialement des serpentines.

Le magnésium étant plus soluble que le calcium se trouve en plus forte concentration dans les zones où s'achève l'évaporation comme l'ancien lac de Karla.

7-3-2- Carte d'équirapport  $\frac{rSO_4}{rCl}$  (planche n° 20)

Nous avons tracé les courbes d'équirapport  $\frac{rSO_4}{rCl}$  de 0,30, 0,5, 1 et 2 ; ainsi nous avons trois classes dans la région d'étude.

L'équirapport  $\frac{rSO_4}{rCl}$  est le même pour les nappes phréatiques et profondes.

Nous remarquons une augmentation très sensible du rapport  $\frac{rSO_4}{rCl}$  vers les régions bordières et une diminution au milieu de la plaine.

En comparant cette carte avec la carte de la transmissivité on remarque une ressemblance assez bonne.

Dans la région, les chlorures proviennent surtout de ceux contenus dans les eaux météoriques ou précipités par évaporation dans la cuvette de l'ancien lac de Karla.

Les sulfates ont eux une origine plus difficile à déterminer et que l'on peut rechercher soit du côté des évaporites formés dans le lac de Karla, soit du côté de l'oxydation de pyrites contenues dans les formations cristallines et spécialement dans les ophiolites.

7.4. - REPRESENTATION GRAPHIQUE DES ANALYSES D'EAU

Pour la représentation graphique des analyses chimiques le diagramme logarithmique de SCHOELLER - BERKALOFF a été utilisé pour grouper les eaux de même qualité.

Sur ce diagramme on a distingué les qualités en échelle de potabilité Bonne, Passable, Médiocre, Mauvaise, Momentanée et Impotable.

Nous avons tracé sur des calques les diagrammes des analyses de 1450 points d'eau, puis nous avons comparé chaque diagramme pour faire des groupements.

On a distingué les eaux peu profondes ou phréatiques (profondeur moins de 30 m) des eaux profondes trouvées à plus de 30 m de profondeur (voir figure N° 33 de 1 à 9 groupes).

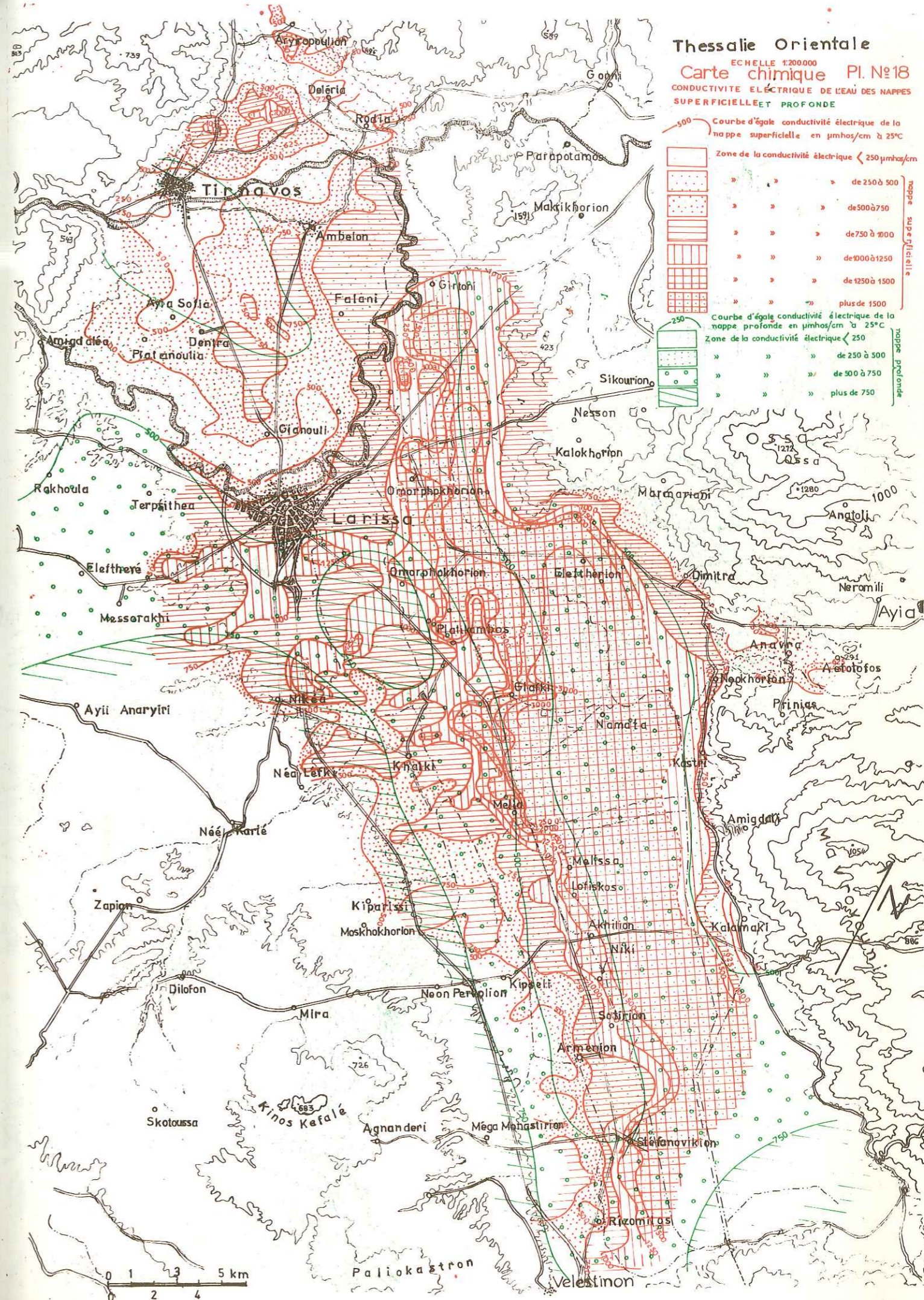
Ainsi nous avons les groupes des nappes profondes et peu profondes sur les tableaux suivants:

GROUPES DES NAPPES PROFONDES

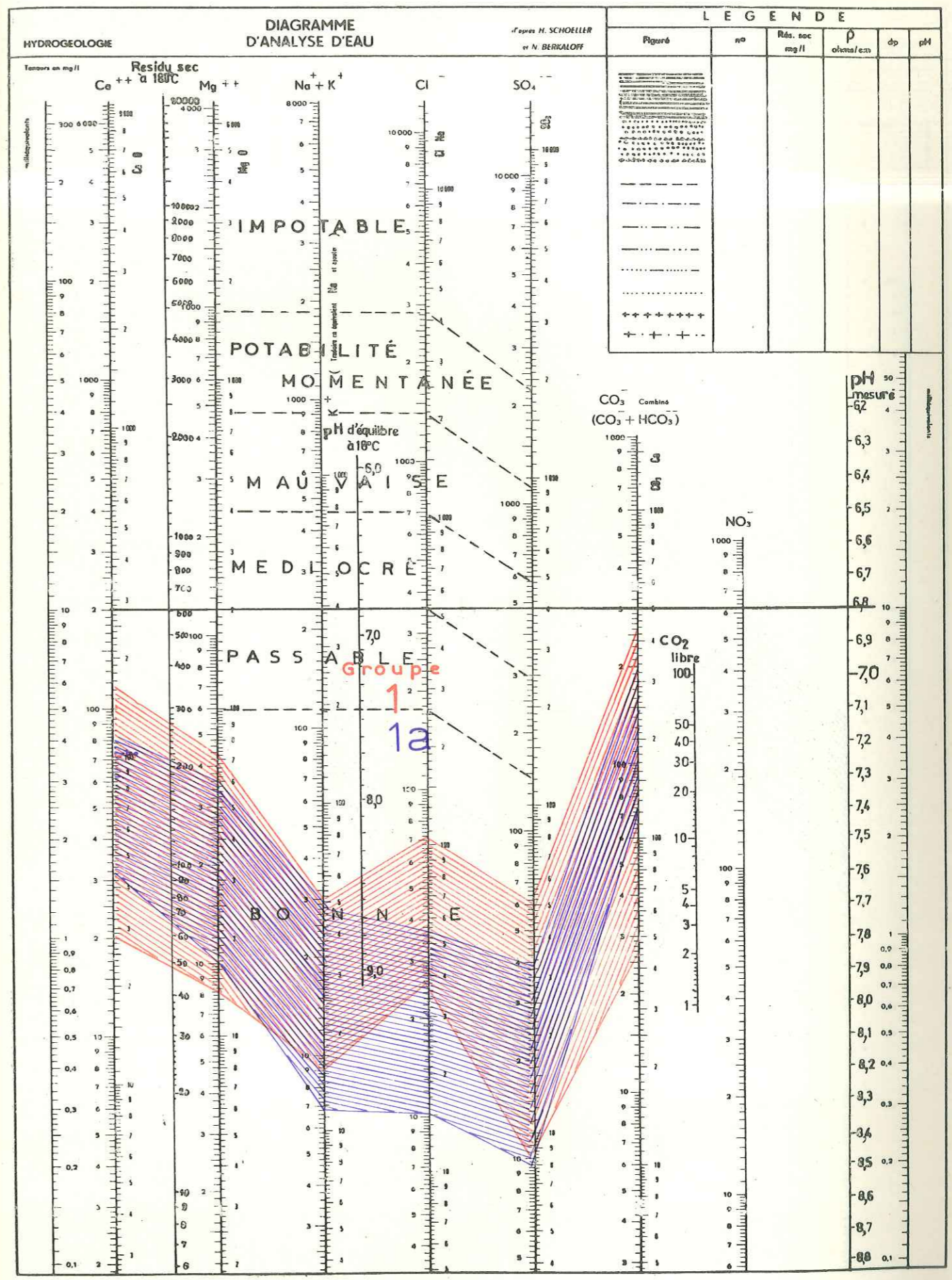
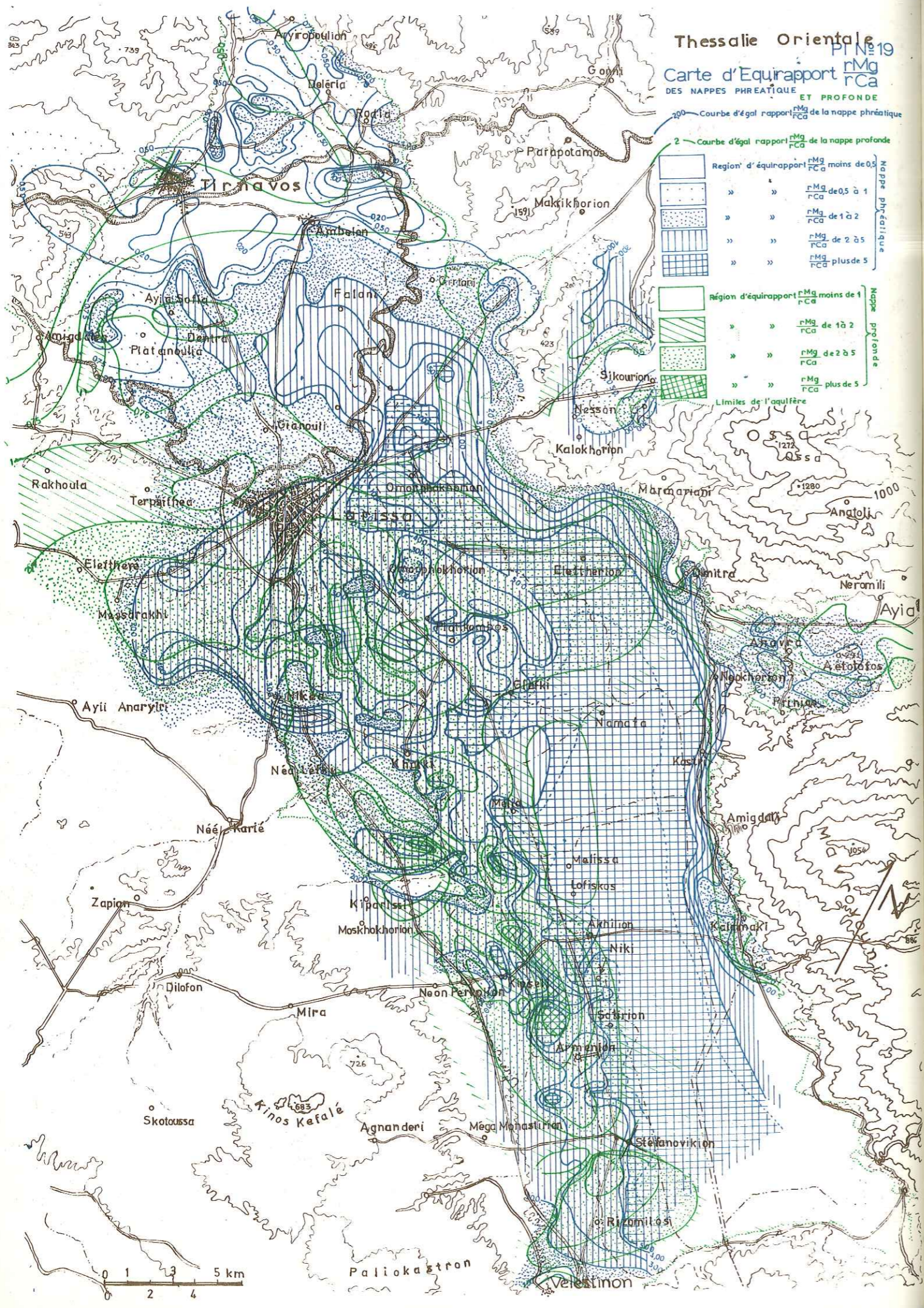
Groupes	Nbr des points d'eau	Formule caractérist. de composition chimique	Localités	Formations lithologiques	Catégorie de l'eau
1 b	6	$\frac{rCa}{rHCO_3} > \frac{rMg}{rCl} > \frac{r(Na+K)}{rSO_4}$	Rodia, Makrikhori		Bicarbonatée Calciqye
1 c	39	$\frac{rCa}{rHCO_3} > \frac{rMg}{rCl} > \frac{r(Na+K)}{rSO_4}$	Ambelon, Platanoulia, Kastri, Koutsokhiron, Dimitra, Girtoni, Kiparissos, Kipseli, Rodia.	Alluviaux profonds	
2 a	8	$\frac{rCa}{rCl} > \frac{rMg}{rHCO_3} > \frac{r(Na+K)}{rSO_4}$	Tirnavos, Damassi, Kanalia, Karla.	Alluvions et marbres	Chlorurée calciqye
4	58	$\frac{rMg}{rHCO_3} > \frac{rCa}{rCl} > \frac{r(Na+K)}{rSO_4}$	Rizomilos, Kipseli, Nea Lefki, Girtoni, Tirnavos, Dentra, Platanoulea, Larissa, Terpsithéa, Khalki, Dimitra, Neokhori, Lofiskos, Armenion, Tirnavos (marbres)	roches cristallines	Bicarbonatée magnésienne
5 b	59	$\frac{rMg}{rHCO_3} > \frac{r(Na+K)}{rCl} > \frac{rCa}{rSO_4}$	Nikea, Nea Lefki, Khalki, Kiparissos, Kipseli, Rizomilos, Kastri, Kanalia, Karla.	Conglomérats du pleistocène	Bicarbonatée magnésienne
6 b	37	$\frac{r(Na+K)}{rCl} > \frac{rMg}{rHCO_3} > \frac{rCa}{rSO_4}$	Girtoni, Larissa, Omorphokhorion, Platicambos, Khalki, Nikea, Melia, Niki	Conglomérats alluvionaires	Chlorurée sodique
6 c		$\frac{r(Na+K)}{rCl} > \frac{rMg}{rSO_4} > \frac{rCa}{rHCO_3}$	Armenion, Stefanovikion, Kalamaki, Platicambos, Glafki, Nikea, Melissa, Koutsokhiron.		
9	10	$\frac{r(Na+K)}{rCl} > \frac{rCa}{rHCO_3} > \frac{rMg}{rSO_4}$	Girtoni et Dimitra.	Alluvions influencées	Chlorurée sodique

GROUPES DES NAPPES PHREATIQUES

Groupes	Nbr des points d'eau	Formule caractérist. de composition chimique	Localités	Formations lithologiques	Catégorie de l'eau
1	267	$r Ca > r Mg > r (Na+K) > r HCO_3 > r Cl > r SO_4$	Tirnavos, Aryiropoulion, Ambelon, Falani, Ayia, Kalamaki, Kipseli, Platanoulia, Dentra, Damassi, cône de Titarissios, Kilas, Kiparissos, Sikourion, Goni	Calcaire	Bicarbonatée calcique
1 a		$r Ca > r Mg > r (Na+K) > r HCO_3 > r Cl > r SO_4$	Tirnavos, Aryiropoulion, Deleria, Ambelon, marbre de Tirnavos.		
2	51	$r Ca > r Mg > r (Na+K) > r HCO_3 > r SO_4 > r Cl$	Tirnavos, Aryiropoulion, Deleria, Ambelon.	Alluvions	Bicarbonatée calcique
3	14	$r Ca > r (Na+K) > r Mg > r HCO_3 > r Cl > r SO_4$	Ambelon, Deleria, Aryiropoulion.	Alluvions influencées par les marbres	Bicarbonatée calcique
4	259	$r Mg > r Ca > r (Na+K) > r HCO_3 > r Cl > r SO_4$	Tirnavos, Ambelon, Falani, Ayia-Sofia, Platanoulia, Dentra, Nikea, Khalki, Koulourion, Girtoni, Platicambos, Melia, Melissa, Kalamaki, Kipseli, Niki, Armenion par le Stefanovikion, Ayia, plaine de Sikourion-Goni.	Alluvions influencées par le cristallin	Bicarbonatée magnésienne
4 a		$r Mg > r Ca > r (Na+K) > r HCO_3 > r SO_4 > r Cl$	Tirnavos, Deleria, Aryiropoulion, Deleria.		
5	136	$r Mg > r (Na+K) > r Ca > r HCO_3 > r Cl > r SO_4$	Tirnavos, Aryiropoulion, Rodia, Ambelon Larissa, Koulourion, Girtoni, Omorphokhorion, Platicambos, Eleftherion, Nikea, Khalki, Kipseli, Glafki, Melissa, Niki, Lofiskos, Armenion, Stefanovikion, Rizomilos.	Alluvions peu profondes	Bicarbonatée magnésienne
5 a		$r Mg = r (Na+K) > r Ca > r HCO_3 > r Cl > r SO_4$	Omorphokhorion, Melissokhorion, Platicambos, Modestos, Melea, Stefanovikion.		
6	78	$r (Na+K) > r Mg > r Ca > r Cl > r HCO_3 > r SO_4$	Girtoni, Koulourion, Omorphokhorion, Melissokhorion, Platicambos, Nikea, Glafki, Melissa, Niki, Sotorion, Kipseli, Dimitra, Stefanovikion.	Conglomérats alluvionaires concentrés	Chlorurée sodique
6 a		$r (Na+K) > r Mg > r Ca > r Cl > r SO_4 > r HCO_3$	Omorphokhorion, Melissokhorion, Platicambos, Nikea, Eleftherion, Khalki, Melissa, Modestos.		
7	7	$r (Na+K) > r Mg > r Ca > r HCO_3 > r Cl > r SO_4$	Platicambos, Lofiskos, Rizomilos	Alluvions	Bicarbonatée sodique
7 a		$r (Na+K) > r Mg > r Ca > r HCO_3 > r SO_4 > r Cl$	Rodia		
8	2	$r (Na+K) > r Ca > r Mg > r HCO_3 > r Cl > r SO_4$	Ayia, Ambelon	Alluvions	Bicarbonatée sodique















## 7-5- INTERPRETATION DES DIAGRAMMES

Le grand nombre des points d'eau nous a permis de regrouper sous forme de tableau, les divers types d'eaux qui se trouvent dans les différentes formations.

Points d'eau dans des formations	Formules caractéristiques	Groupes
Eau chargée en sels - région Karla Alluvions argileuses	$r (Na+K) \gg r Mg \gg r Ca$ $r Cl \gg r HCO_3 \gg r SO_4$	6
Conglomérats profonds du pleistocène	$r Mg \gg r (Na+K) \gg r Ca$ $r HCO_3 \gg r Cl \gg r SO_4$	5, 5a 5b
Alluvions influencées par les calcaires	$r Ca \gg r Mg \gg r (Na+K)$ $r Cl \gg r HCO_3 \gg r SO_4$	2 a
Calcaires ou Marbres	$r Ca \gg r Mg \gg r (Na+K)$ $r HCO_3 \gg r Cl \gg r SO_4$	1, 1 a, 1 b, 1 c
Roches cristallines	$r Mg \gg r Ca \gg r (Na+K)$ $r HCO_3 \gg r Cl \gg r SO_4$	4

Ce tableau montre :

- que l'eau des calcaires est la même que celle des marbres,
- qu'il existe une forte influence de l'eau des calcaires sur les eaux des alluvions dans toutes les régions,
- que chaque nappe subit l'influence d'une autre,
- qu'il y a une augmentation régionale de la salinité, dans la région de Karla.
- que l'on peut pourtant très bien distinguer les eaux profondes et les eaux phréatiques.

Il est par ailleurs facile de comparer le diagramme d'un point d'eau dont on ignore l'origine avec chacun des diagrammes types et de le grouper.

## 7-5-1 - Zones des mélanges

Après étude détaillée et interprétation de tous les diagrammes de représentation des analyses d'eaux en fonction de la localisation de la profondeur des eaux et des formations dont elles proviennent ou des roches qu'elles ont traversé, nous avons essayé de distinguer les zones où les différentes eaux se mélangent.

Localisation	Classé dans le groupe	Mélange des eaux
Tirnavos - Damassi et Kanalia - Karla	2a profond	Eaux des alluvions mélangées avec des eaux des calcaires et marbres.
Ambelon - Deléria - Aryiropoulion	3 phréatique	L'eau de cette zone peu profonde est influencée par l'eau de la surface et des eaux des calcaires et marbres.
Nikéa - Khalki - Kipseli - Kiparissos et Rizomylos, Kastri - Kanalia - Karla	5b profond	Eau du lac de Karla mélangée avec de l'eau des roches cristallines et influencée par l'eau de la nappe phréatique.
Platicambos - Lofiskos - Rizomylos	7 phréatique	Eau de surface mélangée avec des eaux peu profondes et celles du lac Karla qui s'évapore (peut-être polluée par les eaux industrielles).
Ayia - Ambelon	8 phréatique	Mélange d'eaux de pluie et d'eaux des alluvions peu profondes et profondes.
Girtoni - Dimitra	9	Mélange d'eaux des alluvions avec des eaux des roches cristallines.

Nous avons recherché les zones de mélanges d'eau sur les cartes hydrochimiques et hydrogéologiques de Thessalie Orientale et nous avons constaté que : les zones de mélanges se présentent dans les aquifères où il y a un écoulement souterrain rapide (perméabilité horizontale grande), et là où il y a une forte infiltration à partir de l'écoulement superficiel des rivières pérennes ou temporaires.

Les cartes hydrogéologiques -de l'écoulement des eaux souterraines- confirment que les mélanges d'eaux se produisent dans les zones d'échange entre les divers aquifères du système hétérogène de Thessalie Orientale.

## 7-6- RESULTATS DE L'ETUDE HYDROCHIMIQUE

Au cours de l'étude hydrochimique des eaux de la plaine, nous avons obtenu les résultats suivants :

- L'eau des nappes profondes est presque partout meilleure que celle de la nappe phréatique (résidu sec de la nappe profonde 750 mg/l et de la nappe phréatique 1550 mg/l).

Des exceptions se présentent dans les régions Omorphokhorion et Melissokhorion. Dans ces régions l'eau peu profonde est meilleure que l'eau profonde (résidu sec 1600 mg/l), car il y a des pompages par les puits peu profonds et le renouvellement est très important.

- Si on fait une comparaison de la carte de la conductivité électrique (salinité des eaux) avec les cartes piézométriques, on peut voir que les eaux souterraines pendant leur écoulement gardent leur salinité originelle, mais quand l'eau arrive aux bords de l'ancien lac de Karla où elle ne coule pas, elle subit une augmentation brutale de la salinité (voir carte de la conductivité électrique n° 18).

- Actuellement, dans les régions où il y a des pompages assez importants et où l'eau se renouvelle la salinité diminue. Dans les autres régions, où il y a pas de pompages, la salinité reste constante.

L'alimentation des alluvions par les calcaires est évidente, car il y a un changement local de la qualité de l'eau.

- Il n'y a pas de différence du rapport de  $\frac{rSO_4}{rCl}$  entre nappes profondes et nappe phréatique, tandis qu'il y en a sur le rapport  $\frac{rMg}{rCa}$ . Ceci confirme l'influence des roches calcaïques.

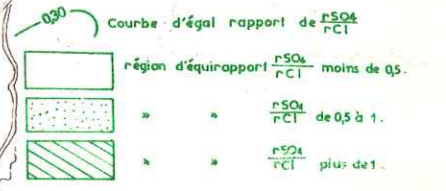
On pourrait expliquer ceci par le fait que les eaux monteraient du fond vers les nappes peu profondes en s'appauvrissant d'abord en Ca. Ceci est évident surtout quand l'eau arrive aux bords de l'ancien lac de Karla.

- Pour la salinité trouvée plus en profondeur, on admet qu'elle provient de phénomènes d'évaporation contemporains du dépôt des sédiments du lac de Karla.

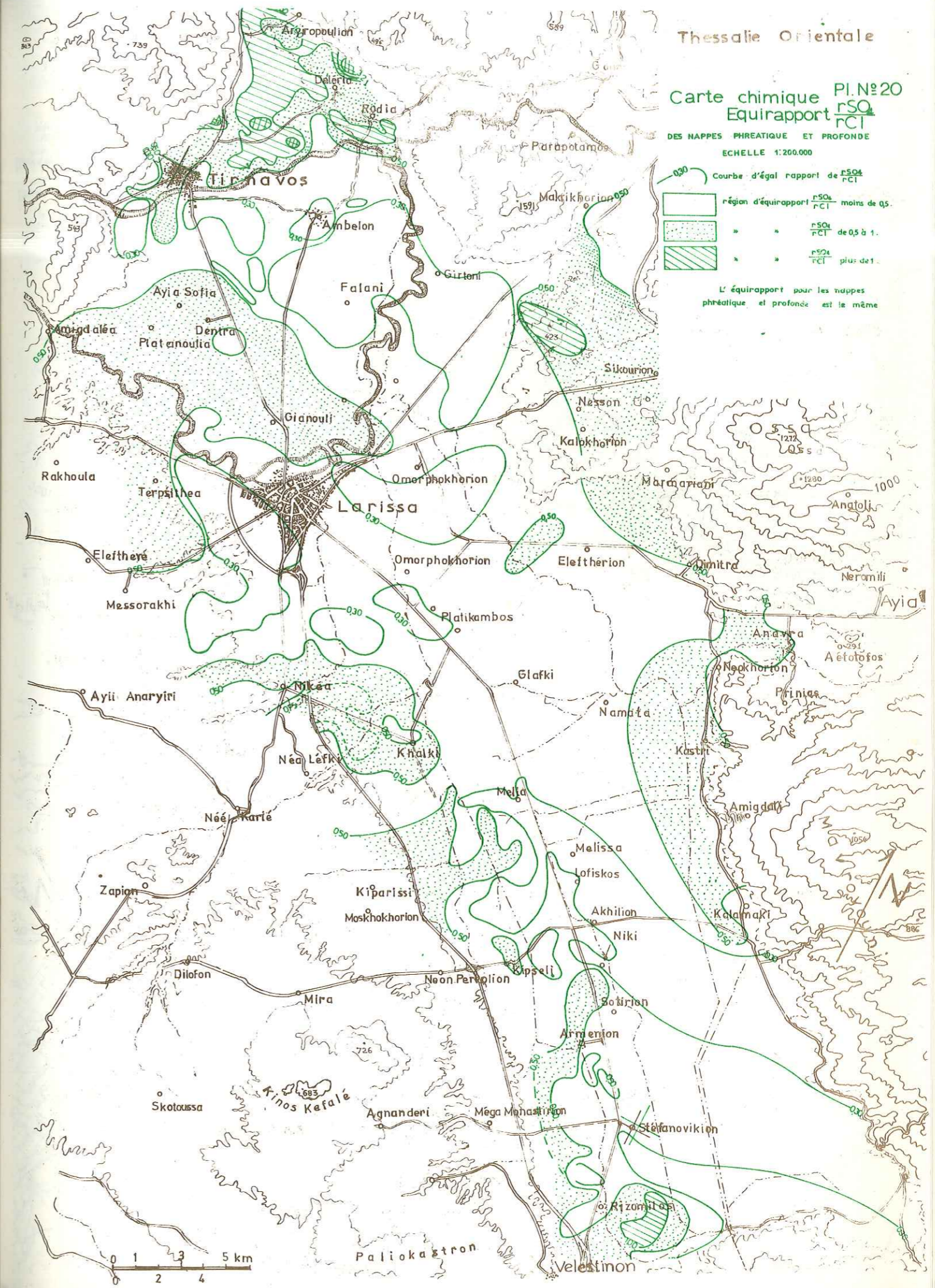
L'étude hydrochimique confirme l'hétérogénéité des aquifères et des alimentations de ces aquifères et permet de confirmer les phénomènes hydrodynamiques déjà signalés et qui se traduisent par les mélanges entre nappes profondes et nappe phréatique, et entre ces nappes et les eaux superficielles.

Carte chimique Pl. N° 20  
Equipapport  $\frac{r_{SO_4}}{r_{Cl}}$

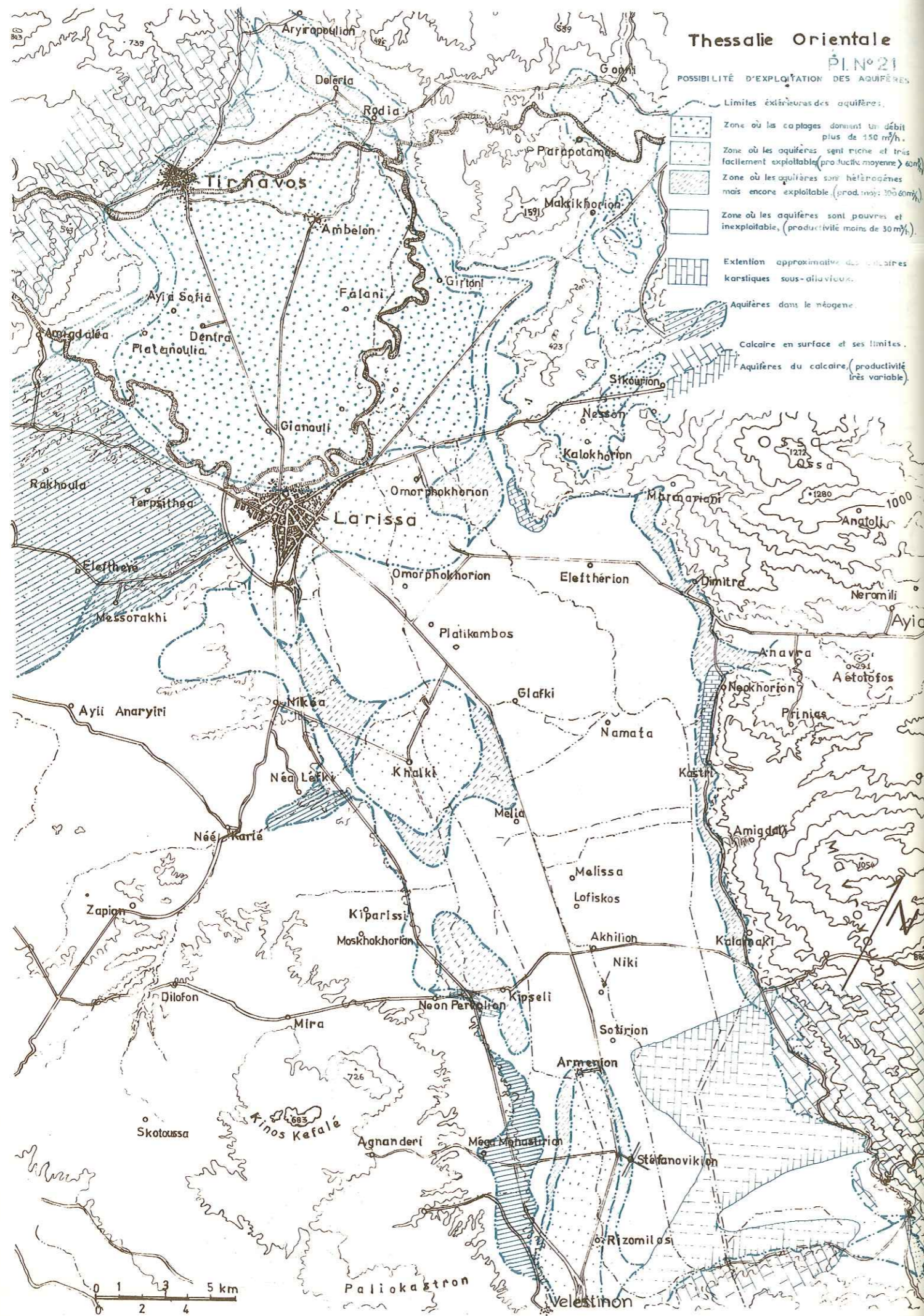
DES MAPES PHREATIQUE ET PROFONDE  
ECHELLE 1:200.000



L'équipapport pour les nappes phréatique et profonde est le même







7-7- TENEUR EN TRITIUM DES EAUX DE LA REGION

7-7-1- Les isotopes normalement utilisés en hydrogéologie

On sait que les isotopes du milieu d'origine naturelle ou encore artificielle, sont présents dans les eaux naturelles dans des proportions variables, qui dépendent de processus qui ne peuvent pas être contrôlés par l'homme.

Les isotopes utilisés servant en hydrologie sont :

Elément	Isotopes	Abondance	Période
Hydrogène	<sup>1</sup> H	99,985 %	Stable
	<sup>2</sup> H	0,015 %	Stable
	<sup>3</sup> H	-	12, 26 ans
Carbone	<sup>12</sup> C	98,89 %	Stable
	<sup>13</sup> C	1,11 %	Stable
	<sup>14</sup> C	-	5730 ans
Oxygène	<sup>16</sup> O	99,78 %	Stable
	<sup>17</sup> O	0,04 %	Stable
	<sup>18</sup> O	0,20%	->-

Le tritium et le carbone sont formés dans l'atmosphère par interaction des rayons cosmiques sur l'azote mais à partir de 1953 ils ont été formés aussi dans les explosions nucléaires.

En hydrologie, la concentration de la teneur en tritium des eaux naturelles est exprimée en unités tritium (U.T.). Une unité tritium correspond à une teneur d'un atome de tritium pour 10<sup>18</sup> atomes d'hydrogènes.

La teneur en tritium est mesurée avec des compteurs proportionnels en phase gazeuse ou liquide.

On sait qu'avant 1953 il y avait une faible quantité de tritium dans l'atmosphère mais à partir de 1953 une quantité énorme de tritium artificiel a été injectée dans l'atmosphère, à cause des explosions thermonucléaires.

Par conséquent, dans l'hémisphère nord, la teneur en tritium des précipitations est passée de 10 U.T. à 5000 - 10 000 U.T. en 1963 - 1964 et après cette date la teneur en tritium a commencé à décroître plus ou moins régulièrement à la suite de la suspension des explosions.

L'influence marine qui se traduit par des teneurs moyennes en tritium des eaux océaniques de l'ordre de 50 U.T. peut parfois devenir importante et c'est le cas de notre région entourée de la mer Méditerranée d'où provient la totalité des précipitations.

D'après l'Agence Internationale à l'Energie Atomique la règle pratique d'interprétation de la teneur en tritium des eaux est la suivante :

- a) Si la teneur est inférieure à 3 - 5 U.T. l'eau date d'avant 1953.
- b) Si la teneur en tritium est supérieure à 20 U.T. la composante récente est prépondérante.
- c) Si la teneur est comprise entre 5 et 20 U.T. une fraction importante d'eau récente est présente, mélangée avec de l'eau ancienne.

7-7-2- Echantillons et mesures

Cinq échantillons ont été prélevés dans la plaine de la Thessalie orientale en septembre 1975.

Les points d'eaux étaient des forages dans la nappe profonde :

N° SR37	forage à Rhodia crépiné entre les profondeurs de 162 à 220 m,
N° LB151	" à Tirnavos " " " de 76 à 132 m,
N° LB213	" à Omorphokhorion crépiné entre les profondeurs de 120 à 199 m,
N° 267 Y.E.B.	" à Stefanovikion " " " de 54 à 125 m,
N° AD11	" à Niki " " " de 40 à 256 m.

Le dosage du tritium de ces 5 échantillons fait au SAR du CENG a donné une valeur inférieure à 3 U.T. ce qui signifie que ces forages profonds ont rencontré des eaux relativement anciennes dont l'âge moyen est supérieur à 30 ans ce qui est normal pour des nappes profondes très peu exploitées jusqu'à maintenant.

Une nouvelle série d'échantillons prélevée en 1977 sur les forages SR37, LB 151, LB213, 267 Y.E.B. et AD11 a fait l'objet de nouvelles mesures de teneur en tritium qui ont donné les résultats suivants :

	U.T.
SR 37 .....	0
LB 151 .....	2 5
AD 11 .....	0
LB 213 .....	0
267Y.E.B....	0
SR 58 .....	0

Ces résultats montrent qu'à l'exception du forage LB 151, toutes les eaux étudiées sont des eaux anciennes sans tritium ou tout au plus des mélanges de recharges récentes très peu importantes avec une réserve de grand volume. Compte tenu que les précipitations ont une teneur moyenne de 50 U.T. on peut affirmer que la recharge annuelle est certainement inférieure au 1/25 du volume des réserves et l'exploitation actuelle intéresse des eaux anciennes.

La valeur de 25 U.T. observée sur les eaux du forage LB 151 situé dans le cône du Titarissios montre que les eaux prélevées résultent d'un mélange d'eaux anciennes avec une part assez importante d'eaux superficielles récentes.

La recharge de la nappe dans ce secteur est importante en raison d'une forte exploitation et de la perméabilité élevée des alluvions.

La baisse constante du niveau piézométrique montre cependant que d'une manière générale le volume extrait est bien supérieur au volume des recharges.

L'expérience des 3 dernières années où l'abaissement du niveau dans les diverses zones de la plaine a dépassé le rabattement prévu pour dans 10 années, selon le modèle mathématique en est une preuve très claire.

L'étude des isotopiques en tritium des eaux confirme la complexité de l'alimentation du système aquifère de la Thessalie orientale et son hétérogénéité.

8. BILAN ET POSSIBILITES D'EXPLOITATION DE L'EAU

L'exposé des conditions hydrogéologiques dans la région d'étude nous a permis de faire un essai d'évaluation du bilan.

Le calcul du bilan hydrologique est fait pour une année moyenne type comme l'année 1973-1974, où la pluviosité est égale à celle d'une année moyenne.

8-1 - ESSAI D'ÉVALUATION DU BILAN

Dans le chapitre suivant nous faisons un essai pour évaluer le bilan global du bassin en tenant compte des eaux souterraines.

On sait que sur un bassin le bilan global s'exprime par les formules classiques :

P + q + Q = E + d W

Dans les formules les éléments principaux du bilan global sont :

P : précipitation

E : évapotranspiration réelle

Q : débit d'écoulement des eaux souterraines entrant ou sortant du bassin en valeur algébrique (compté positivement pour les débits entrant dans le bassin et négativement pour les débits sortant du bassin).

q : débit d'écoulement des eaux de surface en valeur algébrique (compté positivement pour les débits entrant dans le bassin et négativement pour les débits sortant du bassin).

dW : variation de la quantité d'eau souterraine emmagasinée dans le bassin en valeur algébrique.

Dans le chapitre sur l'hydrologie nous avons fait le bilan hydrique exprimé en mm. Ici on essaiera de faire le bilan global moyen du volume d'eau en mètres cubes par an.

Nous examinerons les éléments principaux du bilan global.

8-1-1 - Précipitations sur la surface du bassin

D'après les mesures sur les stations pluviométriques existantes, et par la méthode de THIESSEN ou d'autres méthodes, nous avons trouvé le volume d'eau tombé sur toute la surface du bassin. Mais en réalité, la région d'étude couvre deux bassins versants :

- a) le bassin de Karla qui a une surface de 1018 km<sup>2</sup>,
- b) la moitié orientale du bassin de Pinios (surface 3520 km<sup>2</sup>); ainsi nous obtenons en prenant la moyenne arithmétique des différentes stations :

- précipitation annuelle sur le bassin oriental du Pinios :  
 $640 \text{ mm} \times 3520 \text{ km}^2 = 2253,10^6 \text{ m}^3/\text{an}$

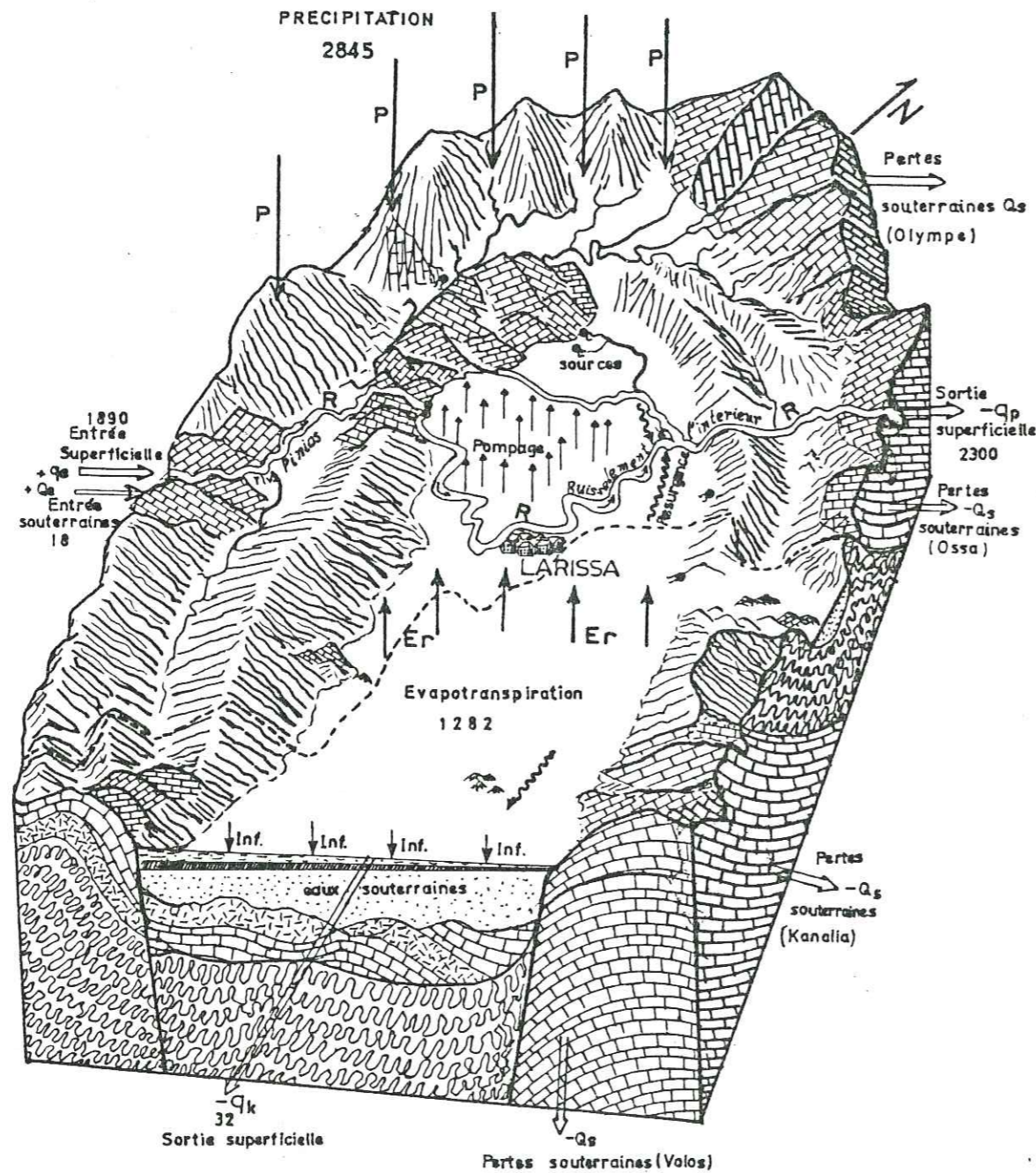
- précipitation sur le bassin de Karla :  
 $580 \text{ mm} \times 1018 \text{ km}^2 = 590,10^6 \text{ m}^3/\text{an}$




Soit au total surface totale :  $4538 \text{ km}^2 \times \text{Pluie } 0,627 \text{ m} = 2845,10^6 \text{ m}^3/\text{an}$   
 $P = 2845,10^6 \text{ m}^3/\text{an}.$

Fig: N° 34.1.

SCHEMA PERSPECTIF DU RELIEF DU BASSIN

et bilan global



-  Schistes
-  Marbres
-  Ophiolites

8-1-2- Evapotranspiration réelle

L'évapotranspiration réelle est hétérogène sur les roches dans notre bassin, par exemple :

- Elle est petite sur les calcaires où il y a une grande infiltration,
- elle est grande dans les alluvions de la plaine cultivée, et peu différente de l'évapotranspiration potentielle,
- elle est moyenne sur les formations semi-perméables ou imperméables.

L'évapotranspiration réelle dans le bassin a été estimée d'après les trois méthodes utilisées à 503 mm.

L'eau qui s'évapore serait donc en moyenne de :  $0,503 \text{ m} \times 4538 \text{ km}^2 = 2283.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ , valeur qui nous paraît grande par rapport aux pluies qui représentent :  $2845.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ .

On sait en effet que sur les roches karstiques le coefficient d'infiltration est 0,7 ; le coefficient d'évapotranspiration réelle est donc proche de 0,3 de la pluie moyenne annuelle, puisque le ruissellement est inexistant.

Si la surface totale des roches karstiques est  $1330 \text{ km}^2$  et l'évapotranspiration réelle  $627 \times 0,3 = 188 \text{ m}$  ; on a  $1330 \text{ km}^2 \times 0,188 = 250.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$  sur les roches karstiques.

- sur les collines et montagnes constituées par les roches semi-perméables et imperméables qui ont une surface d'environ  $2298 \text{ km}^2$ , il faut admettre que l'évapotranspiration réelle est de l'ordre de 250 m. Donc  $Er$  est  $2298 \text{ km}^2 \times 0,250 \text{ m} = 574.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$  ;

- Dans la plaine elle-même on peut accepter la valeur de 503 mm trouvée par les méthodes de Turc, Coutagne et Thornthwaite. La surface de la plaine est de  $910 \text{ km}^2$ . Alors l'évapotranspiration réelle est :  $910 \times 0,503 \text{ m} = 458.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ .

Soit au total  $Er = 1282.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$  ce qui est plus raisonnable.

8-1-3- Ruissellement en surface, entrées ou sorties souterraines

Le ruissellement en surface a été mesuré sur plusieurs stations. Le ruissellement dans notre bassin est un phénomène très complexe car il y a des ruissellements provenant des résurgences des nappes, des ruissellements par les sources, le ruissellement des rivières Pinios ou Titarissios ou les torrents et le vrai ruissellement sur la surface du bassin dans les régions où les roches sont imperméables, semiperméables ou encore perméables.

Chacun de ces facteurs varie en fonction du temps (augmente ou devient nul) sur chaque région du bassin.

- En général, le ruissellement global peut se calculer grossièrement d'après les mesures faites sur les stations de contrôle des débits. Ainsi nous avons calculé que l'entrée d'eau ( $q_e$ ) superficielle dans notre bassin à la station n° 2, est de l'ordre de  $1890.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$  ( $60 \text{ m}^3/\text{s} \times 31,5.10^6 \text{ sec} = 1890.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ ).

- L'entrée d'eau souterraine  $Q_e$  dans la même région et sur une longueur de 8 km, sur l'épaisseur de l'aquifère karstique de 30 m, avec un gradient hydraulique de  $3.10^{-4}$ , peut donner un débit de l'ordre de 0,58 m<sup>3</sup>/s car  $Q_e = T \times L \times i$  et  $T = 2,4.10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$  ( $k = 8.10^{-4} \text{ m/s}$ )

On a donc :

$$Q_e = 0,58 \text{ m}^3/\text{s} \times 31,5.10^6 = 18,1.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$$

Il y a des pertes souterraines : pertes par les nappes à travers les calcaires de Kanalia et Volos, pertes par le bassin à Tempi, Ossa et à l'Olympe. Ces pertes ne sont pas mesurables, on les estime d'après le bilan.

Le débit  $q$  est sorti du bassin. On le mesure sur les stations n° 5 et n° 8, car nous avons les sorties de Tempi (Pinios  $q_p$ ), et du tunnel de Karla ( $q_k$ ) :

$$q_p = 73 \text{ m}^3/\text{s} \cdot 31,5 \cdot 10^6 = 2300 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$$

$$q_k = 1,01 \text{ m}^3/\text{s} \cdot 31,5 \cdot 10^6 = 32 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$$

$$q_s = (q_p + q_k) = 2332 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$$

- La différence entre les deux stations n° 2 et 5 est l'eau qui ruisselle dans les rivières, plus les résurgences des nappes et des sources, moins la consommation agricole tout le long de la rivière en amont et aussi en aval de Larissa (voir tableau des débits, chapitre 3-8-1).

Cette différence est :

$$+q_e - q_s = 1890 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an} - 2332 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an} = -442 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$$

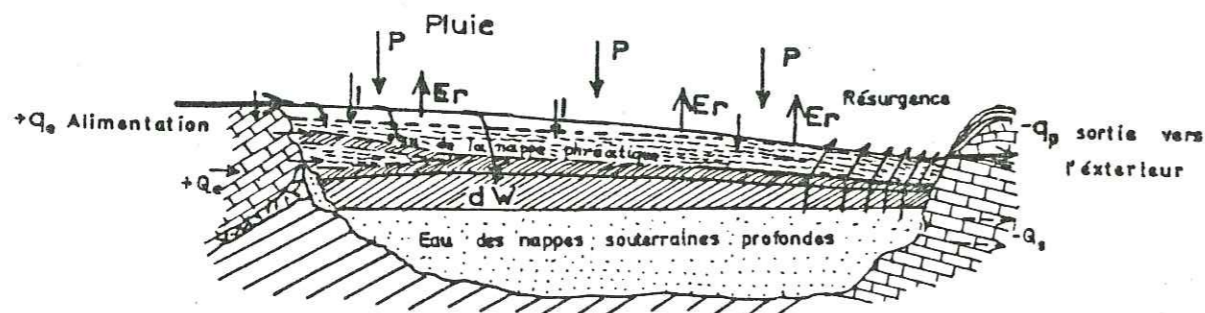
(la différence est négative dans le bilan, car les sorties sont supérieures aux entrées).

Après les valeurs citées ci-dessus nous pouvons établir le bilan global du bassin.

TABLEAU DU BILAN GLOBAL DES RESSOURCES EN EAUX DE LA THESSALIE ORIENTALE

Apports ou entrées en million de m <sup>3</sup> /an	Dépenses ou sorties en million de m <sup>3</sup> /an
<u>Alimentation directe</u>	<u>Pertes directes</u>
- Précipitation (p) 2845	- Evapotranspiration totale Er 1282
<u>Alimentation indirecte</u>	<u>Pertes indirectes</u>
- Eau de surface, apports total à la station n° 2 (q <sub>e</sub> ) 1890	- Eau de surface aux stations n° 5 et n° 8 (q <sub>s</sub> ) 2332 (Tempi q <sub>p</sub> et Karla q <sub>k</sub> )
- Eau souterraine à travers des calcaires karstiques Q <sub>e</sub> 18	- Pertes souterraines de Volos, Kanalia, Ossa, Olumpe et exploitation agricole Q <sub>s</sub> 1139
<b>Total des apports 4753</b>	<b>Total des dépenses 4753</b>
Variation des réserves en eaux souterraines pour une durée moyenne dW = 0	

### 34.2 SCHEMA DU BILAN DES NAPPES



### 8-2- ECOULEMENT DE L'EAU A L'INTERIEUR DU BASSIN VERSANT

#### 8-2-1- Les résurgences des nappes

Les résurgences provenant des nappes profondes sont très intéressantes. Elles entrent dans le ruissellement superficiel. On peut les calculer d'après les mesures différentielles sur les stations n° 4, 5, 6, etc. Nous avons des résurgences de l'ordre de 410.10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>/an entre la station n° 4 (Larissa) et la station n° 5. Dans ces résurgences sont comptés les exutoires des sources Mati-Tirnavou, Agia-Anna (résurgences du karst 180.10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>/an). En aval, il y a des résurgences car il existe une différence de l'ordre de 95.10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>/an entre les stations n° 5 et n° 6.

C'est ici que l'eau des grandes sources de Tempi s'ajoute à l'écoulement superficiel (voir tableau des débits des stations)..

#### 8-2-2- Infiltration dans le bassin

L'infiltration est variable sur les roches du bassin versant.

D'après les mesures faites aux stations nous avons les valeurs suivantes :

- sur les calcaires 70 % de la pluie s'infiltré et donne les grandes sources karstiques ;
- sur la surface des alluvions 10 % s'infiltré vers les nappes ;
- sur les autres roches semi-perméables ou imperméables aux bords du bassin l'infiltration est petite de l'ordre de 6 à 8 % sur une grande étendue.

Ainsi nous prenons comme infiltration moyenne 10 % de la pluie dans la plaine du Pinios et 10 % dans la plaine de Karla et nous avons :

- Pinios : infiltration en mm : 640 mm x 10 % = 64 mm
- Karla : infiltration en mm : 580 mm x 10 % = 58 mm

L'eau qui s'infiltré dans les différentes roches au total sur le bassin est :

- Pinios : dans la plaine 450 km<sup>2</sup> x 64 mm = 28,8.10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>  
 dans les calcaires et marbres 1075 km<sup>2</sup> x 448 mm = 481,6.10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>  
 dans les autres roches 1995 km<sup>2</sup> x 50 mm = 99,8.10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>
- Karla : dans la plaine 460 km<sup>2</sup> x 58 mm = 26,7.10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>  
 dans les marbres et calcaires 258 km<sup>2</sup> x 406 mm = 104,7.10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>  
 dans les autres roches 300 km<sup>2</sup> x 46 mm = 13,8.10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>

Soit au total, infiltration de la pluie moyenne : 756.10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>/an ou 760.10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>/an

Il faut signaler qu'il y a d'autres infiltrations importantes qui proviennent de l'écoulement des rivières, soit pendant toute l'année, soit pendant les crues. Ainsi l'infiltration en amont de Larissa par le lit de la rivière Pinios qui traverse les calcaires est calculée par la différence des écoulements sur les stations de débit n° 2 et 3 qui donne un résultat de l'ordre de 95.10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>/an.

### 8-2-3 - Débit d'écoulement souterrain

Le débit de l'écoulement souterrain correspond à la quantité d'eau qui passe à travers une section de l'aquifère, perpendiculaire à la direction de l'écoulement des eaux souterraines.

Le débit de l'écoulement souterrain est donné par la formule de DARCY :

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

où :

K : la perméabilité

S : la surface de la section transversale de l'écoulement souterrain

i : le gradient hydraulique

T : la transmissivité

l : la largeur de la section transversale.

On peut calculer la section transversale car on connaît les hauteurs ou épaisseurs des aquifères et leur largeur, mais nous avons d'autres éléments qui ont été mesurés plus précisément comme le gradient hydraulique et la transmissivité.

Le gradient hydraulique i est donné de façon précise d'après le tracé de quatre cartes piézométriques et les valeurs existent partiellement à chaque point (région) des aquifères.

La transmissivité est déterminée par les essais de pompage sur plusieurs forages de reconnaissance et d'exploitation. La transmissivité a aussi été mise sur les modèles, valeurs sorties après le réglage, et intéresse toutes les nappes.

Le débit d'alimentation des nappes à travers la section amont (bords SW) est égal à :

$$Q_{\text{amt}} = T_1 \cdot l_1 \cdot i_1$$

$T_1$  : transmissivité en amont de Larissa qui est égale à  $1,10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s (valeur moyenne)

$l_1$  : longueur de la section amont  $l_1 = 50 \text{ km} = 50 \cdot 10^3 \text{ m}$ ,

$i_1$  : gradient hydraulique,  $1,2 \cdot 10^{-2}$  (valeur moyenne),

$$Q_1 : 1,10^{-2} \cdot 50 \cdot 10^3 \cdot 1,2 \cdot 10^{-2} = 6 \text{ m}^3/\text{s}$$

Nous avons considéré comme section amont (section 1) la section des limites SW, 2 km en aval de ces limites.

Nous prenons comme section aval (section 2) la section située à 3 km au NE du milieu de la plaine. Le débit des nappes à travers cette section 2 est :

$$Q_2 = T_2 \cdot l_2 \cdot i_2$$

et nous avons :

$$T_2 = 5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$$

$$l_2 = 58 \text{ km} = 58 \cdot 10^3 \text{ m}$$

$$i_2 = 5 \cdot 10^{-3}$$

$$Q_2 = 5 \cdot 10^{-3} \cdot 58 \cdot 10^3 \cdot 5 \cdot 10^{-3} = 1,45 \text{ m}^3/\text{s}$$

Le débit traversant la section 2 est beaucoup plus petit que celui qui traverse la section 1. Le débit diminue dans le sens de l'écoulement.

La différence :

$$Q_1 - Q_2 = 6,0 - 1,45 = 4,55 \text{ m}^3/\text{s}$$

correspond à l'eau qui résurge vers la surface du sol entre les deux sections considérées.

Il y a une infiltration en amont de ces sections et on sait que ce débit provient de l'infiltration en amont.

Les pompages pour l'irrigation sont aussi une raison pour la diminution de l'écoulement souterrain, car l'exploitation fait baisser le niveau d'eau, donc la vitesse d'écoulement vers l'aval.

En réalité les quantités souterraines qui se perdent à travers les calcaires des limites SE (Kanalía-Volos) sont plus faibles que les quantités qui traversent la section 2 en aval, ce sont :

$$Q_3 = T_3 \cdot l_3 \cdot i_3$$

où on a :

$$T_3 : 6 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$$

$$l_3 : 40 \text{ km} = 40 \cdot 10^3 \text{ m}$$

$$i_3 : 8 \cdot 10^{-3} \text{ valeur de printemps}$$

$$i'_3 : 3 \cdot 10^{-3} \text{ valeur d'automne}$$

ainsi au printemps nous avons un débit :

$$Q_3 = 6 \cdot 10^{-3} \cdot 40 \cdot 10^3 \cdot 8 \cdot 10^{-3} = 1,92 \text{ m}^3/\text{s}$$

et en automne le débit :

$$Q'_3 = 6 \cdot 10^{-3} \cdot 40 \cdot 10^3 \cdot 3 \cdot 10^{-3} = 0,72 \text{ m}^3/\text{s}$$

La diminution du débit souterrain entre les section 2 et 3 implique l'existence de résurgence et en fait une grande quantité d'eau remonte en surface et ruisselle par les canaux de drainage de Karla et par un tunnel sort du bassin.

### 8-2-3-1 - Réserves régulatrices des nappes

A cause de l'existence de nappes phréatiques et profondes, il y a des réserves régulatrices pour la nappe phréatique - nappe libre - et des réserves régulatrices pour les nappes profondes ou captives.

Les réserves régulatrices de la nappe libre sont le volume d'eau qui s'accumule temporairement au cours d'une année au-dessus du niveau le plus bas de la nappe.

Le volume d'eau est donné par :

$$dW_s = A \cdot dh \cdot m_e \text{ pour les nappes libres}$$

$$dW_c = A \cdot dp \cdot S \text{ pour les nappes profondes (captives)}$$

où :

$dW$  : est le volume des réserves régulatrices en mètres cubes par an

A : la superficie de la nappe en m<sup>2</sup>

dh : amplitude de la fluctuation de la nappe libre

dp : amplitude de la fluctuation moyenne de la surface piézométrique captive

S : le coefficient d'emmagasinement de l'aquifère intéressé

$m_e$  : la porosité efficace de l'aquifère intéressé.

Ainsi pour la nappe phréatique (libre) nous avons les valeurs suivantes:

$$A = 910 \text{ km}^2 = 910 \cdot 10^6 \text{ m}^2$$

$$dh = 2,2 \text{ m} \text{ (moyenne arithmétique des mesures dans les points peu profonds),}$$

$$me = 3 \cdot 10^{-2} \text{ (3 \%)} \text{ et les réserves}$$

$$dW_s = 90 \cdot 10^6 \cdot 2,2 \cdot 3 \cdot 10^{-2} = 60 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an.}$$

Pour les nappes profondes qui sont dans la totalité des nappes captives, nous avons les valeurs suivantes :

$$A = 880 \text{ km}^2 = 880 \cdot 10^6 \text{ m}^2$$

$$dp = 4,6 \text{ m} \text{ (moyenne arithmétique des mesures dans les points profonds)}$$

$$S = 2 \cdot 10^{-2} \text{ et les réserves}$$

$$dW_c = 880 \cdot 10^6 \cdot 4,6 \cdot 10^{-2} = 80 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$$

Au total les réserves régulatrices sont :

$$dW_t = 140 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an.}$$

Une partie de ces réserves représente les quantités prélevées pour l'irrigation, une deuxième partie les résurgences des nappes alluviales et une troisième partie les pertes souterraines.

#### 8-2-4- Réserves permanentes

On calcule séparément les réserves permanentes pour les nappes phréatiques et profondes car elles se comportent différemment au point de vue réserves.

Ainsi les réserves permanentes pour la nappe phréatique sont le volume d'eau extractible emmagasiné au-dessous de la zone de fluctuation de la surface de la nappe phréatique. Pour la nappe profonde c'est le volume d'eau emmagasiné dans la nappe profonde. La puissance moyenne de la nappe phréatique, d'après la profondeur des niveaux (toit, fond) aquifères, rencontrés par les points d'eau privés, mesurés après l'inventaire des points d'eau, et lors de l'exécution des forages de reconnaissance et d'exploitation est de 10 m, tandis que la puissance moyenne des nappes profondes est de 100 mètres.

Le volume d'eau intéressant la nappe phréatique (superficielle) est :

$$V_1 = A_1 \cdot h_1 \cdot me$$

où :

$$A_1 : \text{est la surface de la plaine ; } 910 \text{ km}^2 = 910 \cdot 10^6 \text{ m}^2$$

$$h_1 : \text{épaisseur de la nappe non affectée par les fluctuations de la nappe, } h = 10 \text{ m}$$

$$me : \text{porosité efficace de l'aquifère qui est : de } 3 \cdot 10^{-2}$$

alors :

$$V_1 = 910 \cdot 10^6 \cdot 10 \cdot 3 \cdot 10^{-2} = 273 \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

Le volume d'eau intéressant les nappes profondes est :

$$V_2 = A_2 \cdot h_2 \cdot S$$

$$A_2 : \text{surface intéressant les nappes profondes qui est : } 880 \cdot 10^6 \text{ m}^2$$

$$h_2 : \text{épaisseur moyenne } 100 \text{ m}$$

$S$  : porosité efficace des aquifères profonds de l'ordre de  $2 \cdot 10^{-2}$  valeur qui intéresse toute l'épaisseur de la nappe, les 100 m,

alors :

$$V_2 = 880 \cdot 10^6 \cdot 100 \cdot 2 \cdot 10^{-2} = 1760 \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

Donc les réserves permanentes des eaux souterraines de la plaine alluviale de la Thessalie orientale seraient égales à environ :

$$V_p = V_1 + V_2 = 273 \cdot 10^6 + 1760 \cdot 10^6 = 2033 \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

Il faut signaler qu'il n'est pas possible d'utiliser toutes les réserves des aquifères, car il est impossible de les vider et de réalimenter pendant l'hiver (par exemple pendant la période des pluies).

#### 8-3- BILAN DES NAPPES ALLUVIALES

Le bilan des nappes alluviales est très intéressant au point de vue de l'exploitation et il faut connaître précisément les différents éléments du bilan pour pouvoir faire une exploitation correcte.

Dans la région de la Thessalie, les alluvions forment des réservoirs très importants. La surface qu'elles couvrent dans la plaine est de plus de 910 km<sup>2</sup> (calcaires exclus).

Les nappes phréatique et profonde reçoivent l'eau d'infiltration provenant de la pluie qui est :

$$450 \cdot 10^6 \text{ m}^2 \times 0,064 \text{ m} = 28,80 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ et } 460 \cdot 10^6 \text{ m}^2 \times 0,058 \text{ m} = 26,7 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ soit au total } 55,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an.}$$

Elles reçoivent aussi par les bords SW et NE de la plaine des quantités de :

$$2,9 \text{ m}^3/\text{s} \text{ ou } 2,9 \cdot 31,536 \cdot 10^6 = 92 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$$

$$\text{Les nappes karstiques reçoivent l'eau de l'écoulement qui est environ : } 3 \text{ m}^3/\text{s} \text{ ou } 3 \times 31,536 \cdot 10^6 = 95 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$$

Elles reçoivent encore par les crues des rivières environ 1,7 m<sup>3</sup>/s soit :

$$1,7 \text{ m}^3/\text{s} \cdot 31,536 \cdot 10^6 = 53 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an.}$$

Les différentes pertes souterraines à travers les calcaires de Kanalia et Volos sont (d'après les calculs précédents) :

$$Q \text{ moyen } 1,32 \text{ m}^3/\text{s} \cdot 31,5 \cdot 10^6 \text{ s} = 41 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an.}$$

Les résurgences naturelles des nappes alluviales d'après le bilan sont environ  $95 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ .

Les résurgences par les nappes karstiques d'après les débits des sources sont  $180 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ .

Le reste correspond à des résurgences diverses et au ruissellement superficiel (de l'ordre de  $230 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ ).

Les forages d'exploitation que nous avons faits dans les régions de Tirnavos Platicabuet Girtoni prélèvent 9 m<sup>3</sup>/s pendant 8.10<sup>6</sup> s soit  $72 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ , et les pompes agricoles privées sont d'environ  $50 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ , soit au total un prélèvement de  $122 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ .

Lors de la sécheresse exceptionnelle de l'année 1977, qui a provoqué une augmentation incontrôlée des prélèvements agricoles, nous sommes arrivés à la limite d'exploitation des nappes, car il en a résulté un fort abaissement du niveau des nappes.

Cette exploitation a provoqué aussi une forte diminution du débit des résurgences malgré une augmentation de l'alimentation des nappes alluviales en particulier par les calcaires.

8-4- COMPARAISON AVEC LES RESULTATS DES MODELES

D'après le bilan des nappes nous n'avons que très peu de réserves disponibles à l'exploitation et les modèles réalisés indiquent que nous pouvons tirer encore de petites quantités d'eau des nappes; mais ceci entraînera une diminution soit de la hauteur du niveau de l'eau dans la région de nappe à surface libre, soit une diminution de la pression sur la surface piézométrique dans les régions des nappes artésiennes ( voir chapitre 6 ).

Le débit que nous pourrons encore pomper en plus de l'exploitation existante par les forages privés est presque négligeable malgré les besoins agricoles en eau.

Les modèles faits donnent des résultats plus satisfaisants et plus détaillés que le bilan global calculé ci-dessus. C'est pour cela qu'il faut faire des modèles dans tous les bassins ou nappes souterraines pour pouvoir bien étudier le comportement des nappes.

8-5- POSSIBILITES D'EXPLOITATION DES NAPPES

Les possibilités d'exploitation des nappes varient dans chaque région.

En général la région de Tirnavos est connue comme la partie du réservoir souterrain (eau profonde) la plus perméable, donc la plus facile à exploiter.

Les possibilités d'exploitation dépendent aussi de la profondeur des puits ou forages.

8-5-1 - Exploitation de la nappe phréatique

L'exploitation de la nappe phréatique a été commencée depuis longtemps. Le nombre de puits augmente chaque année. On considère que, depuis 1971, il y a une augmentation des prélèvements d'eau d'à peu près 30 % soit par les nouveaux travaux de forages ou puits, soit par l'augmentation de la puissance de la pompe sur les anciens puits (inventaire récent fait en 1976). Il y a beaucoup de forages ou puits privés où il y a eu un changement de l'énergie utilisée car les pompes à pétrole ont été remplacées par des pompes électriques.

Dans plusieurs cas beaucoup de pompes ont été placées dans des puisards et on a ainsi augmenté la profondeur d'aspiration de ces pompes centrifuges. La raison était que le niveau d'eau avait baissé .

Ainsi dans la région de Néon-Perivoli et Kipseli il y a un abaissement du niveau d'eau de l'ordre de 0,60 m/an à cause de l'augmentation des prélèvements d'eau. Le débit unitaire des puits aussi a diminué car l'infiltration et l'alimentation sont limitées.

Dans la région en aval de Larissa, il y a encore des possibilités de faire des puits peu profonds ainsi que dans les régions de Stéfanovikion et Rizomilos où le niveau est encore très haut et quelquefois très proche de la surface topographique (résurgences dans les canaux de drainage).

Mais en amont de Tirnavos, sur le cône du Titarissios, le niveau de l'eau a baissé et plusieurs puits ont été abandonnés et remplacés par des forages ce qui accentue l'abaissement du niveau de la nappe à surface libre.

Le débit pompé dans la nappe phréatique n'est pas constant au cours de l'année. Il dépend des précipitations saisonnières et de la variation du niveau d'eau pendant l'année.

Mais il faut bien préciser que les dernières années l'abaissement du niveau d'eau était trop grande : le niveau dans les nappes phréatiques a trop baissé et la plupart des puits ou forages peu profonds ont été abandonnés dans toute la plaine.

L'abaissement général qui a été d'environ 0,6 m a évolué de façon géométrique et est devenu 0,8-1,0-1,5 et 2 à 3 m dans les quatre dernières années.

8-5-2- Exploitation des nappes profondes

Les nappes profondes sont plus riches que la nappe phréatique. Leur épaisseur est considérablement plus grande ainsi que leur transmissivité.

L'exploitation a commencé il y a une vingtaine d'années par la construction de forages profonds.

Dans l'avenir, l'exploitation sera faite principalement sur les nappes profondes car les nappes phréatiques seront progressivement moins utilisées à cause de la diminution du débit.

L'eau provenant des nappes profondes est constante au point de vue débit d'exploitation.

Une carte des possibilités d'exploitation des aquifères alluviaux profonds (planche n° 23) montre la richesse des différentes zones d'exploitation. On y distingue plusieurs zones :

• la première zone, la plus riche, où les aquifères donnent un débit plus grand que 150 m3/h, se trouve dans les régions de Tirnavos, Ambelon, Girtoni, Gianouli et dans la région Goni-Sikourion ;

• la deuxième zone, où les aquifères sont riches et très facilement exploitables avec une productivité moyenne plus grande que 60 m3/h par forage, se trouve aux bords de la première zone, à Larissa, au village Khalki, aux villages Stéfanovikion et Rizomilos et enfin dans les collines du Néogène au SW de Larissa ;

• la troisième zone, où les aquifères sont hétérogènes mais encore exploitables car la productivité moyenne est de 30 à 60 m3/h par forage. Cette zone est dispersée dans la plaine, dans les régions de Déléria, Omorphokhorion, les bords NE (Dimitra-Kalamaki), Kanalia, autour de la bonne zone de Rizomilos-Stéfanovikion, Kipseli, autour de la zone de Khalki et dans les collines du Néogène des villages Eléfhéré et Kilas ;

• dans la quatrième zone, qui couvre le reste de la plaine, les aquifères sont pauvres et inexploitable, avec une productivité généralement inférieure à 30 m3/h forage.

Enfin, il y a les aquifères des zones des marbres, qui se prolongent sous les alluvions surtout dans les régions de Karla et Tirnavos. Quelques zones de calcaires à Néon-Pervolion, se poursuivent sous les alluvions ainsi qu' à Kastrì et Omorphorion.

Les aquifères karstiques, se trouvent dans les marbres qui affleurent à Kanalia et Tirnavos. Ils pourront être exploitables très facilement dans la région de Tirnavos, et difficilement à Kanalia car le niveau de l'eau est profond et les marbres se vident vers la mer.

8-6-3- Les problèmes du sable fin

Dans plusieurs forages il y avait des aquifères constitués de sable fin, qui a créé de grands problèmes d'exploitation car il y avait un écoulement continu du sable vers l'intérieur du forage. Si la vitesse de l'eau est grande, elle peut déplacer des gros grains et commence l'écoulement du sable. Mais dans le cas du sable fin, les grains sont très petits et une petite vitesse suffit pour les déplacer.

Le poids spécifique des grains joue un rôle très important pour l'écoulement du sable. On sait que la formule de TAYLOR est valable :

$$\frac{h}{b} = \frac{\epsilon_s - 1}{1 + e}$$

où :

h: charge hydraulique (dans les points considérés),

b: épaisseur de l'aquifère sableux,  $\frac{h}{b}$  = gradient hydraulique,

$\epsilon_s$ : poids spécifique du sable,

e: porosité du sable.

## 9. PRINCIPAUX RESULTATS OBTENUS ET CONCLUSIONS GENERALES

### PRINCIPAUX RESULTATS

L'étude hydrodynamique d'un système aquifère hétérogène comme celui de la Thessalie orientale nécessite une large connaissance des propriétés hydrodynamiques et physiques, des aquifères et des rapports hydrogéologiques entre les roches qui constituent le système.

Ainsi l'étude de l'ensemble des sédiments alluviaux plioquaternaires, karstiques ou autres de la Thessalie orientale a été faite par diverses méthodes.

Tout d'abord la cuvette synclinale de la plaine orientale remblayée par la rivière Pinios des formations plioquaternaire est orientée NW-SE.

L'étude des formations géologiques environnantes nous a permis de proposer une coupe lithologique d'après l'étude détaillée de quelques coupes géologiques et de faire un nouveau schéma de l'évolution paléogéographique de l'ensemble du massif Pélagonien.

Les forces agissant sur les roches en ont changé la forme ; elles ont été plissées ou fracturées ; ainsi les schistes et les roches cristallines ont été plissés et les calcaires et surtout les marbres ont été cassés. Dans ces roches fracturées, nous avons mesuré la fracturation et la fréquence de polarité des diaclases.

L'étude du climat de la Thessalie orientale nous a permis de conclure que la pluviosité, étant de 620 mm, évolue de manière oscillatoire avec deux périodicités plus ou moins régulières de 8 ou 18 années, qui sont susceptibles de s'ajouter.

L'ensemble des données climatiques permet d'attribuer à la plaine un climat méditerranéen mais avec une tendance semi-aride caractérisée par une période froide et une période sèche-chaude, avec une infiltration immédiate 30 à 90 mm ou 5 à 12 % de la lame d'eau annuelle.

Les exceptions se présentent sur les plateaux karstiques où l'infiltration est beaucoup plus considérable : 70 % de la pluie annuelle. Ainsi les résurgences des sources karstiques sont notables ( $Q = 5,5 \text{ m}^3/\text{s}$ ) de même que les résurgences des nappes.

Les stations hydrologiques assez nombreuses ont permis de trouver le gradient pluviométrique de 40 mm pour 100 m d'altitude et en général de préciser le cycle de l'eau aussi bien dans le bassin que dans les nappes souterraines qui est environ 4750 millions de  $\text{m}^3/\text{an}$ . Environ, 2000 millions sont entrés par la plaine Ouest.

Les mesures du débit dans les stations hydrologiques ont permis de trouver le cycle de l'eau et les paramètres hydrodynamiques des sources principales depuis 1972, qui sont soit des sources karstiques soit des sources alluviales, par l'application des méthodes de Maillet et de Tison, et de faire la corrélation de quelques caractères physicochimiques des eaux des sources principales, telles que le débit, la température, la conductivité électrique, l'ion  $\text{Cl}^-$  et les précipitations sur le bassin d'alimentation.

L'étude de cycle de l'eau dans le bassin versant a permis de calculer l'infiltration dans les divers domaines du système, soit sur les zones karstiques, soit sur le piémont, soit au débouché des rivières dans la plaine et de calculer le ruissellement, en fin de faire un bilan détaillé.

Par les inventaires des points d'eau, le nivellement topographique et les mesures périodiques du niveau d'eau, plusieurs cartes purement hydrogéologiques ont permis de connaître la capacité des nappes de chaque région, qui est très grande dans la région de Tirnavos, petite à Karla et moyenne ou faible dans les autres régions.

La karstification des calcaires et marbres est bien développée et on trouve en surface ou dans ses masses, toutes les formes de la karstification. Ainsi par la méthode de Kiraly, nous avons étudié la perméabilité  $k$  dans quelques secteurs des massifs karstiques.

On peut noter une zone très karstifiée de 25 à 30 mètres à partir de la surface des calcaires ou marbres.

Après l'étude de quelques coupes hydrogéologiques montrant le rapport de la plaine principale avec les plaines périphériques, nous avons étudié les nappes au moyen des forages par leur coupe, les carotages électriques, la granulométrie et la construction de blocs diagrammes.



L'étude des nappes à partir de mesures géophysiques, des forages, des pompages et de la géologie nous a permis de préciser : les dimensions des nappes, la nature du substratum, l'épaisseur et la structure du remplissage ainsi que ses propriétés hydrodynamiques.

La transmissivité trouvée par les essais de pompage varie de  $1.10^{-5}$  m<sup>2</sup>/s dans la région de Karla à  $2,5.10^{-1}$  m<sup>2</sup>/s dans la région alluviale de Tirnavos.

La confirmation des valeurs des propriétés hydrodynamiques comme la transmissivité T et le coefficient d'emmagasinement S a été obtenue par les méthodes de calculs théoriques de Rorabaugh, Mijatovic et Archie qui donnent des résultats très convenables ; Ainsi la transmissivité des marbres de Tirnavos est très grande de l'ordre de 1,2 m<sup>2</sup>/s tandis que la perméabilité est de 0,03 à 0,01 m/s.

Dans d'autres régions karstiques, la transmissivité T varie de 0,43 m<sup>2</sup>/s à 0,58 m<sup>2</sup>/s et S de 3,5 % à 9 %.

Dans les régions alluviales T varie de  $2.10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s à  $6.10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s tandis que S varie de 9,3 % à 0,2 %.

Les pertes de charges dans les forages étudiés montrent une différence très caractéristique entre forages alluviaux et forages karstiques.

L'étude piézométrique sur plusieurs cartes a permis de préciser la direction et le sens de l'écoulement des nappes, soit phréatique, soit profonde, qui est en général de SW vers NE ; ainsi ont été trouvées les zones d'alimentation, des limites NW, W et Nord ou les zones de pertes souterraines par un seuil à travers des marbres aux limites SE.

La carte de la différence de charge des nappes (gradient vertical) indique les échanges d'eau entre la nappe phréatique et la nappe profonde qui sont très importants dans la région de Tirnavos et petits aux limites SW de l'ancien lac de Karla.

Les cartes montrent que l'infiltration au débouché du Titarissios et la résurgence en aval de la rivière, sont aussi grandes.

L'analyse de la surface piézométrique nous a permis de trouver les points les plus favorables pour les captages en tenant compte des autres conditions.

L'étude des variations du niveau d'eau dans les points d'observation pendant les 7 dernières années a permis de trouver les variations annuelles dans chaque zone qui sont comprises entre 1 à 10 m. Ces documents ont été très utiles pour le réglage du modèle mathématique ainsi que pour le calcul de la vitesse de l'écoulement des eaux souterraines.

Les mesures de la température des eaux confirment les sens de l'écoulement et donnent des valeurs intéressantes de la vitesse de l'écoulement des eaux souterraines.

Tous ces documents étaient indispensables pour pouvoir faire les modèles soit le modèle mathématique réalisé par SOGREAH en collaboration avec la S.A.F., soit les modèles électriques a) sur papier conducteur et b) de résistances-capacités réalisés par l'auteur.

Le modèle mathématique nous a permis de préciser l'évaluation des ressources en eau des nappes et de prévoir l'état des nappes après un temps d'exploitation de 10 à 15 ans ; ainsi le niveau de l'eau baisse de 8-10 m dans la région de Tirnavos et jusqu'à 6 m dans d'autres régions de la plaine, parfois 2 à 5 m dans quelques zones.

Le modèle électrique qui a été construit sur papier conducteur avec une nouvelle méthode qui permet de faire varier la conductivité électrique du papier, donc la transmissivité des nappes, de 1 à 30, a permis de prévoir les prélèvements des quantités d'eau, si on fait baisser le niveau d'eau de 5 mètres, ou 10 mètres.

Le modèle de Résistances-capacités construit avec 50 mailles a permis de réaliser une exploitation dans la région de Tirnavos, par prélèvements de 1,1 m<sup>3</sup>/s en supposant un abaissement du niveau de 10 mètres.

Le résultat de la comparaison des modèles mathématiques et électriques nous a permis de distinguer les avantages et les inconvénients de chacun, le modèle mathématique étant plus précis, et les modèles électriques plus économiques permettant de résoudre les problèmes spéciaux.

Il n'y a pas de contradiction entre les différentes méthodes de calculs théoriques et les modèles. Les méthodes de calculs théoriques concernent les unes : le karst, les autres les milieux poreux, tandis que les modèles et en particulier le modèle mathématique donnent des valeurs moyennes des caractéristiques hydrodynamiques qui traduisent l'interaction des différents milieux et des différents aquifères.

La chimie des eaux a montré, que les eaux peu profondes sont très bonnes dans la région de Tirnavos, Ayia, etc, et bonnes dans d'autres régions de la plaine, excepté dans la région de Karla où elles sont mauvaises et dans la catégorie chlorurée-sodique.

Le développement des pompages va entraîner un renouvellement progressif de l'eau et une amélioration de sa qualité car l'eau ancienne chargée en sels sera remplacée par de l'eau infiltrée récemment.

Les analyses chimiques des eaux ont permis de classer l'eau provenant des différentes roches ou sédiments. Les grandes catégories des eaux sont : celles provenant des calcaires-marbres, des roches cristallines, des alluvions et des conglomérats. Les eaux présentent en général une teneur en sels dissous de 0,3 à 0,5 grammes/litre.

L'existence des calcaires et marbres donne des eaux bicarbonatées calciques, tandis que les calcaires dolomitiques donnent des eaux bicarbonatées magnésiennes, qui peuvent provenir aussi des massifs cristallins ophiolitiques.

L'étude chimique nous a permis de distinguer la qualité des eaux phréatiques et profondes. Dans la région de Karla, la nappe phréatique présente une augmentation de la salinité. Les sels dissous dans l'eau représentent parfois 1 à 2 grammes par litre.

L'eau profonde de la région d'étude est très bonne excepté celle des villages Omorphokhorion et Khalki où la concentration de Na<sup>+</sup> est relativement forte.

L'étude isotopique des eaux souterraines nous a permis de confirmer l'origine de l'abaissement général annuel du niveau, qui a différentes causes:

- a) une forte exploitation incontrôlée qui a dépassé les capacités des nappes;
- b) une faible recharge due à la présence de couches argileuses superficielles, qui ne permettent qu'une faible infiltration.

Le rapport entre le volume d'eau qui constitue la recharge annuelle des nappes et le volume de celles-ci est proche de 1/25 comme nous l'avons constaté grâce à l'étude des teneurs en tritium.

Les pompages agricoles sont au total de l'ordre de  $122.10^6$  m<sup>3</sup>/an. En Thessalie orientale, une très vaste zone de culture reçoit de l'eau pompée dans le Pinios et amenée par un réseau de canaux. Ailleurs l'irrigation alimentée à partir des forages sur initiative privée, connaît dès à présent un développement notable. Ceci crée des problèmes d'exploitation des eaux des nappes et dans l'avenir la solution sera l'alimentation artificielle des nappes souterraines par l'eau de ruissellement d'hiver.

Les calculs des ressources en eaux souterraines ont permis de déterminer les ressources régulatrices qui sont égales à  $140.10^6$  m<sup>3</sup>/an et les réserves permanentes qui sont de l'ordre de  $2030.10^6$  m<sup>3</sup>/an.

Le calcul des débits de l'écoulement souterrain à travers deux sections en amont et en aval a montré que la résurgence des nappes est d'environ 4,55 m<sup>3</sup>/s et, une partie de la différence des volumes d'eau transités est due aux pompages agricoles.

CONCLUSIONS GENERALES

L'étude détaillée des différents domaines qui constituent le remplissage et le soubassement de la plaine de la Thessalie Orientale a nécessité l'emploi de méthodes extrêmement variées.

L'étude lithologique laisse prévoir un comportement hydrodynamique probable, mais c'est l'étude de la structure conditionnée par la connaissance de la stratigraphie et de la tectonique détaillée, qui permet de déterminer le comportement hydrogéologique réel des différentes formations.

L'existence de plusieurs niveaux de marbres dont nous avons pu démontrer qu'ils correspondaient à divers horizons d'une même série stratigraphique métamorphisée mais continue et non pas à un même horizon redoublé du fait de l'existence de nappes comme le pensaient les auteurs précédents et la nature véritable de certains gisements d'ophiolites qui ne sont pas des mylonites, mais de véritables brèches d'explosion sous-marines permettent de mieux comprendre l'organisation des circulations aquifères dans les divers secteurs.

Les méthodes d'analyse du tarissement des sources (Maillet, Tison, Mijatovic) et de la fissuration (Kiraly) ainsi que les essais de pompage, ont permis de déterminer les caractères hydrodynamiques des marbres et des calcaires.

Nous avons pu ainsi constater que le taux d'infiltration est très élevé sur la surface des roches karstiques comme le montrent les rapports directs qui existent entre les précipitations et les débits qui résurgent des formations karstiques, et tout spécialement la diminution et même l'assèchement de plusieurs sources karstiques en 1977 à la suite de la diminution des pluies lors des dernières années.

Dans les formations alluviales, les propriétés hydrodynamiques, c'est-à-dire la transmissivité T, la perméabilité K et coefficient d'emmagasement S ont pu être déterminés indépendamment par les essais de pompages, la méthode de Rorabaugh et la méthode d'Archie.

Les études des cartes piézométriques et de l'hydrochimie démontrent toutefois qu'il y a des relations étroites entre les deux ensembles aquifères qui sont chacun déjà hétérogène du fait de leur nature et de leur répartition extrêmement complexe dans l'espace.

L'étude hydrodynamique de l'ensemble du système aquifère tenant compte des échanges multiples qui se produisent entre les nappes souterraines et entre ces nappes et les eaux de surface, ne peut donc s'envisager que de façon globale et c'est par l'intermédiaire de différents modèles mathématiques ou électriques que nous avons pu essayer d'intégrer toutes les données recueillies sur le terrain ou par les méthodes de calculs théoriques.

Bien que les modèles réalisés ne simulent qu'un aquifère dont on a supposé qu'il présentait une certaine homogénéité verticale faute de pouvoir réaliser des modèles plus complexes, les essais de réglage des modèles ont permis une estimation du coefficient d'emmagasement S, qui présente une bonne coïncidence avec les valeurs calculées de façon théorique et ont également permis de vérifier la validité des hypothèses qui avaient été faites sur les échanges permanents ou temporaires entre les divers aquifères et les eaux de surface.

Les simulations réalisées ont permis de calculer les évolutions possibles des nappes en fonction de leur exploitation pendant une période de 10 à 15 années et de prévoir les débits exploitables.

Le fait le plus intéressant du point de vue scientifique réside dans la vérification, grâce aux modèles de la répartition des transmissivités T et des coefficients d'emmagasement S, qui permet de connaître le volume des réserves dynamiques et des réserves permanentes.

La réalisation d'un bilan hydrologique dans lequel, on a pu situer les valeurs de l'infiltration et de l'évapotranspiration apporte une confirmation des données introduites dans les modèles et des résultats qu'on en a tiré.

Il ressort de l'ensemble du bilan que l'exploitation actuelles qui est de  $122 \times 10^6$  m<sup>3</sup> par an dépasse largement les possibilités de renouvellement des aquifères comme le démontre l'abaissement général du niveau des nappes qui initialement était de 0,6 m par an et qui évolue en progression géométrique puisqu'il est passé successivement à 0,8 - 1,0 - 1,5 - 2 et 3m.

Il faut donc admettre que les coefficients d'infiltration, mais plus vraisemblablement les taux de recharge de nappes, ne sont pas aussi élevés qu'on l'avait espéré.

Les études isotopiques en confirmant l'âge ancien des eaux rencontrées en profondeur contribuent aussi à la connaissance des conditions d'alimentation du système aquifère de Thessalie qui se caractérise donc par une faible proportion d'apports d'eau récente dans un volume considérable d'eaux anciennes.

Les mélanges entre les divers types d'eau ne se font pas de façon homogène en raison de la nature et de la répartition des aquifères et il ne semble pas possible, à l'heure actuelle tant par les calculs théoriques, que par les modèles que nous avons utilisé, de tenir compte de l'âge des eaux qui sont exploitées.

Dans un système où les vitesses de circulation sont aussi différentes que ce que l'on observe en Thessalie Orientale, cette notion paraît cependant fondamentale mais les propriétés hydrodynamiques classiques telle que la transmissivité T ou le coefficient d'emmagasement S que l'on a l'habitude d'utiliser ne peuvent en rendre compte.

Il serait donc souhaitable de parvenir à introduire dans un même modèle représentant les écoulements dans un système hétérogène toutes les données que nous avons utilisées et spécialement la composition chimique et l'âge des eaux.

Il n'en reste pas moins que la connaissance à laquelle nous sommes parvenus de la perméabilité k, de la transmissivité T et du coefficient d'emmagasement S rend possible des prévisions d'exploitation valables que l'expérience acquise depuis 7 ans tend à confirmer.

*Certains problèmes tels que celui de l'influence possible des pollutions superficielles sur les nappes profondes qui est apparu ces dernières années pendant lesquelles les précipitations ont été faibles n'ont pas été abordés ici, et il serait souhaitable de les envisager tant du point de vue de la protection sanitaire des eaux que sous l'angle du traçage que peuvent permettre les substances polluantes.*

*L'étude de tels phénomènes indissociables de celles des compositions chimiques et isotopiques naturelles des eaux serait en fait un complément utile à l'étude des circulations des eaux elles-mêmes.*

*Au terme de notre étude, il nous semble que la connaissance des caractéristiques hydrodynamiques des terrains d'un système hétérogène ne constitue, en effet, qu'une étape fondamentale et indispensable dans la compréhension des phénomènes hydrogéologiques, mais que celle-ci ne pourra être satisfaisante que lorsque le comportement précis des divers types d'eau dans l'ensemble aquifère sera déterminé avec certitude et c'est dans cette voie que devraient être orientées les recherches futures.*

-----

BIBLIOGRAPHIE

ARANITIS S.P. - 1967 . - Etude hydrogéologique de la zone industrielle de Volos pour le compte de l'ETBA.

ARANITIS S.R. - 1970 . - Reconnaissance hydrogéologique de la plaine de Velesinon-Khalki et Thessalie orientale.

AUBOIN J. - 1955 . - Une coupe du Pinde méridional entre la Thessalie et l'Epire (Grèce) SGF Bull (6).

AUBOIN J. - 1957 . - Sur la géologie du Pinde méridional. Remarque sur le massif de Koziakas. Pract. ca. Athènes Vol.32.

AUBOIN J. - 1958 . - Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale. Les confins de l'Epire et la Thessalie.

AUBOIN J. - 1959 . - Place des Héliénides parmi les édifices structuraux de la méditerranée orientale.

AUBOIN J. - 1970 et Restes. - Contribution à la géologie des Héliénides : le Gavrovo, le Pinde et la zone ophiolitique subpélagonienne. An.S.G. du Nord T.XC 1970

BARBIER R. , GIGNOUX M. - 1955 . - Géologie des barrages et des aménagements hydroélectriques. Ed. Masson.

BERKALOFF E. - 1970 . - Interprétation des pompages d'essai. Bull. B.R.G.M. (2) 111.1

BELEGA S., KANELOU G. - 1972 . - Etude hydrogéologique de la zone de Velesinon-Rizomilos-Ayios Georgios pour le compte de l'ETBA par G.E.M.E.E.

B.R.G.M. - 1969 . - Bulletin du BRGM Section III Hydrogéologie. Variation des nappes ( 1969 - 2 et 3 )

BRUNN J. - 1938 . - Sur l'oligocène du Pindos septentrional ( Grèce ) Paris Comptes Rendus som.Soc.Géol. France p. 186-188.

BRUNN J. - 1948 . - Remarques sur la sédimentation dans le sillon tertiaire albano-thessalien CR. Acad.Science.

BRUNN J. - 1956 . - Contribution à l'étude géologique de Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine Occidentale A.G.P. H. Vol VII.

BRUNN J. - 1957 . - Mouvements verticaux et translation dans le couple axe ancien-sillon orogène de la Grèce septentrionale. Soc.Geol.Fr.Bull (6) vol 7 ( p.305-325 )

CASTANY G. - 1966 . - Interprétation des cartes piézométriques et caractéristiques des couches aquifères libres BRGM Bull.3.

CASTANY G. - 1967 . - Traité pratique des eaux souterraines Dunod Paris.

CASTANY G. - 1968 . - Prospection of exploitation des eaux souterraines. Dunod.

CHAVANE F. - 1972 . - Reconnaissance par prospection électrique dans la plaine de la Thessalie ( Grèce ) Compagnie Générale de Géophysique.

COTTEZ S. - 1969 . - Application de la formule de Turc ( revue BRGM ).

DE GELIS E. - 1956 . - Eléments d'hydraulique souterraine. Service géd. du Maroc.

DEPRAT J. - 1954 . - Note sur la géologie du massif du Pélion et sur l'influence exercée par les massifs archéens sur la tectonique de l'Egide. Societ.Géol.France Bull.4.

- ELECTROWATT - 1968 . - Développement of the Thessaly plain, preliminary report and feasibility study  
Ministère des Travaux Publics, Royaume de Grèce.
- FORKASIEWICZ J. - 1970 . - Etablissement du programme des pompes d'essai. Bull. B.R.G.M. 1970 (2)  
III.1
- FOROUGH H. - 1976 . - Contribution à l'étude des nappes en pays aride. Thèse. Université de Grenoble.
- FOURMARIER . - 1958 . - Hydrogéologie Masson et Cie Paris Dunod.
- FERRIERE J. - 1973 . - Données nouvelles sur le Crétacé supérieur de la zone pélagonienne en Thessalie méridionale.  
Annales de la S.G. du Nord. TXCIII 1973.
- FERRIERE J. - 1976. - Etude préliminaire d'un secteur des massifs cristallins internes, zone pélagonienne. La  
région de Volos. Bull. S.G. 1976 XVIII.
- HYNES A., NISBET E., GILBERT, SMITH 1972 . - Spreading emplacement ages of some ophiolites in the  
Orthis region ( eastern central Greece ).
- GODFRIAUX J. - 1962 . - L'Olympe : une fenêtre tectonique dans les Héliénides internes C.R. Ac.Sc. Paris 225 p.
- GODFRIAUX J. - 1968 . - Etude géologique de la région de l'Olympe ( Grèce ). Thèse Lille 1965. Ann.Geol.  
Pays hellén 19 (280 p ).
- GODFRIAUX J. et MERCIER J. - 1964. - Essai de comparaison des massifs métamorphiques de Thessalie et  
Macedoine. Lille. Ann.Société Géol. du Nord Vol 84 . page 205-221.
- LE PRIOL J. - 1971 . - Etude hydrogéologique du bassin versant de la Bourde. Thèse-Grenoble-3ème Cycle.
- KALERGIS G. - 1970 . - Reconnaissance hydrogéologique du bassin de Kalambaka ( Thessalie Occidentale )  
Thèse du Doctorat IGRS Athènes
- KALERGIS G. et PAPANIKILAOU (N). - 1971 . - Recherche géologique-géophysique du lac desséché du Karla  
IGRS Athènes.
- KRISTODOULOU T. - 1971 . - Ecoulement d'une zone altérée de la région de Velesinon vers les formations  
subpélagoniennes schisto-gresse-radiolaritiques ( partie sud de la Thessalie Orientale ).
- KIENITZ G., SZESZTAYKAND UBEU K. - The hydrological cycle and the water balance in nature UNESCO  
1966 Budapest.
- MARGAT J. - 1963 . - Application des cartes hydrogéologiques à l'étude de la perméabilité et de la transmissi-  
vité des terrains aquifères BRGM.
- MARGAT J. - 1963. - Notice explicative du diagramme d'analyse d'eau BRGM 63 A 31.
- MARGAT J. - 1963 . - Ressources en eau souterraine et bilan des nappes. BRGM.
- MORET L. - 1962 . - Précis de géologie Ed. Masson et Cie.
- REMIERAS G. - 1969. - L'hydrologie de l'ingénieur Ed.Eyrolles.
- RORABAUGH M. - 1969. - Bulletin du B.R.G.M - Section III 1969 (2).
- SCHNEEBELI G. - 1966 - Hydraulique souterraine Ed.Eyrolles.
- SCHOELLER H. 1962. - Les eaux souterraines Masson et Cie Paris.
- SCHNEIDER . - Le néogène de la Thessalie ( en Allemagne ).
- SOGREAH société 1975. - Rapport final de l'étude hydrogéologique de la Thessalie.

- Bulletin de la SOCIETE GEOLOGIQUE DE FRANCE tome XVI n° 2 ( 1976 )
- Bulletin de la SOCIETE GEOLOGIQUE DE FRANCE tome XIX n° 1 ( 1977 )
- Bulletin de la SOCIETE GEOLOGIQUE DE LA GRECE tome XI n° 1 ( 1975 )
- Bulletin : ANNALES GEOLOGIQUE des PAYS HELLENIQUES tomes 11 et 23.

TABLE DES MATIERES

AVANT PROPOS ..... 1

INTRODUCTION ..... 3

1. GENERALITES ..... 7

  1.1. CADRE GEOGRAPHIQUE ET SITUATION ..... 7

  1.2. GEOMORPHOLOGIE ..... 7

    1.2.1. Superficie et répartition des altitudes ..... 9

    1.2.2. Réseau hydrographique ..... 11

2. ETUDE GEOLOGIQUE ..... 13

  2.1. STRATIGRAPHIE ..... 13

    2.1.1. Les formations métamorphiques ..... 16

      2.1.1.1. Les schistes ..... 16

      2.1.1.2. Les marbres ..... 16

        2.1.1.2.1. Coupe géologique entre le village Gonni et la vallée de Tempi ..... 19

        2.1.1.2.2. Coupes de l'Ossa ..... 23

          2.1.1.2.2.1. Première coupe de l'Ossa ..... 23

          2.1.1.2.2.2. Deuxième coupe de l'Ossa ..... 23

    2.1.2. Changement des conditions de sédimentation de l'Ouest vers l'Est ..... 24

    2.1.3. Les roches éruptives ..... 25

      2.1.3.1. Les ophiolites ..... 25

    2.1.4. Les formations sédimentaires post triasiques ..... 26

      2.1.4.1. Les schistes jurassiques ..... 26

      2.1.4.2. Les calcaires jurassiques ..... 27

      2.1.4.3. Les calcaires crétacés ..... 27

      2.1.4.4. Le Flysch néocrétacé ..... 27

    2.1.5. Les sédiments molassiques du sillon mésohellenique ..... 28

      2.1.5.1. Le Néogène ..... 28

        2.1.5.1.1. Couches sableuses et gréseuses ..... 29

        2.1.5.1.2. Marnes du Pliocène ..... 29

        2.1.5.1.3. Conglomérat du Pleistocène ..... 29

    2.1.6. Alluvions ..... 31

      2.1.6.1. Alluvions anciennes ..... 31

      2.1.6.2. Alluvions récentes ..... 31

      2.1.6.3. Eboulis de pentes ..... 31

    2.1.7. Evolution paléogéographique ..... 31

  2.2. TECTONIQUE ..... 37

    2.2.1. Caractères d'ensemble ..... 37

    2.2.2. Fossé d'effondrement de Larissa ..... 37

      2.2.2.1. Evolution du fossé ..... 37

      2.2.2.2. Subdivision du fossé ..... 39

    2.2.3. Anticlinal de Titanos Khalkodonion ..... 40

    2.2.4. Autres anticlinaux et fossés ..... 40

    2.2.5. Forces tectoniques ..... 41

    2.2.6. Diagrammes de polarité de diaclases et fréquence de directions de diaclases.. 41

3. CLIMATOLOGIE ET HYDROLOGIE DE SURFACE ..... 45

  3.1. LE CLIMAT ..... 45

  3.2. LES MESURES CLIMATOLOGIQUES ET LES DONNEES..... 45

  3.3. PLUVIOMETRIE ..... 49

    3.3.1. Répartition pluviométrique dans l'espace ..... 49

    3.3.2. Répartition pluviométrique dans le temps ..... 51

    3.3.3. Etude statistique ..... 55

  3.4. LA TEMPERATURE ..... 57

  3.5. LES VENTS OU LE REGIME DES VENTS ..... 57

  3.6. HUMIDITE OU HYGROMETRIE ..... 58

  3.7. EVAPORATION ..... 58

    3.7.1. Evapotranspiration potentielle ..... 59

      3.7.1.1. Méthode de TURC ..... 59

      3.7.1.2. Méthode de COUTAGNE ..... 59

      3.7.1.3. Méthode de THORNWAITE ..... 61

      3.7.1.4. Comparaison de résultats des méthodes utilisées ..... 63

  3.8. HYDROLOGIE DE SURFACE ..... 65

    3.8.1. Débits ..... 66

    3.8.2. Les sources ..... 66

      3.8.2.1. Sources karstiques ..... 71

        3.8.2.1.1. Source Kefalovrisson ..... 73

        3.8.2.1.2. Sources Mati-Tirnavou et Ayia Anna ..... 75

        3.8.2.1.3. Source Amigdaléa ..... 77

      3.8.2.2. Sources alluviales ..... 80

        3.8.2.2.1. Source Veletinon ..... 81

        3.8.2.2.2. Source Amouri ..... 81

      3.8.2.3. Sources tectoniques et mixtes ..... 82

    3.8.3. Autres caractéristiques hydrodynamiques des sources principales ..... 82

    3.8.4. Application de la formule de Tison G..... 87

    3.8.5. Corrélation de quelques caractères physicochimiques des eaux des sources principales ..... 91

  3.9. CYCLE DE L'EAU DANS LA PLAINE ..... 93

    3.9.1. Ruissellement et infiltration sur le piémont ..... 93

    3.9.2. Infiltration directe de la pluie ..... 93

    3.9.3. Infiltration de la pluie sur les zones karstiques ..... 94

    3.9.4. Infiltration alimentée par les rivières ..... 94

    3.9.5. Résurgences qui se manifestent aux bords de la plaine ..... 95

    3.9.6. Pompage pour l'irrigation ..... 95

  3.10 BILAN HYDROLOGIQUE ..... 96

4. ETUDE DES NAPPES OU HYDROGEOLOGIE ..... 97

  4.1. INVENTAIRE DES POINTS D'EAU ..... 97

    4.1.1. Prélèvement d'échantillons d'eau et nivellement ..... 99

  4.2. OBSERVATIONS HYDROGEOLOGIQUES POUR LES AQUIFERES..... 101

    4.2.1. Nappe phréatique ou peu profonde ..... 102

    4.2.2. Nappes profondes ..... 103

      4.2.2.1. Etude granulométrique ..... 103

    4.2.3. Nappes de terrains quaternaires ..... 105

      4.2.3.1. Terrasses du Pinios et du Titarissios ..... 105

      4.2.3.2. Conglomérats au SW de Larissa ..... 106

    4.2.4. Les calcaires et marbres perméables en grand ..... 106

      4.2.4.1. Détermination de la perméabilité équivalente dans les roches fissurées 109

        4.2.4.1.1. Les marbres de Tirnavos ..... 110

        4.2.4.1.2. Les marbres de Tempi ..... 111

        4.2.4.1.3. Les calcaires de Néon Perivolion ..... 112

        4.2.4.1.4. Les marbres de Aétolofos ..... 113

        4.2.4.1.5. Les marbres de Veletinon ..... 113

        4.2.4.1.6. Les marbres de Keramidi ..... 114

        4.2.4.1.7. Résultats et conclusions ..... 115

4.2.5. Les formations imperméables .....	116
4.2.5.1. Schistes cristallins .....	116
4.2.5.2. Les roches éruptives .....	116
4.2.6. Quelques coupes hydrogéologiques .....	117
4.3. TRAVAUX DE FORAGES .....	119
4.3.1. Forages de reconnaissance .....	119
4.3.2. Forages d'exploitation .....	121
4.3.3. Blocs diagrammes .....	123
4.4. TRAVAUX DE GEOPHYSIQUE .....	125
4.4.1. Travaux de géophysique effectués par I.G.R.S. ou par Lericé-ELECTROWATT .....	126
4.4.2. Travaux de géophysique exécutés par C.G.G. ....	126
4.4.2.1. Résultats .....	129
4.5. SUBSTRATUM DES ALLUVIONS .....	130
4.5.1. Région de Tirnavos .....	130
4.5.2. Région de Larissa .....	130
4.5.3. Région de Mélissa .....	130
4.5.4. Région de Karla .....	130
4.5.5. Région de Kipseli-Armenion .....	131
5. PROPRIETES HYDRODYNAMIQUES DES TERRAINS .....	135
5.1. TRANSMISSIVITE .....	135
5.1.1. Essai de débit .....	135
5.1.2. Essai de pompage .....	139
5.1.3. Coefficient d'emmagasinement S .....	145
5.1.3.1. Confirmation des valeurs du coefficient d'emmagasinement. Calcul par la méthode de Rorabaugh .....	147
5.1.3.2. Détermination de la transmissivité et du coefficient d'emmagasinement par la méthode de B.Mijatovic .....	149
5.1.3.2.1. Introduction .....	149
5.1.3.2.2. Application de la méthode .....	151
5.1.3.2.3. Comparaison des valeurs à celles obtenues par les essais de pompages .....	154
5.1.3.3. Méthode d'Archie pour le calcul de la porosité utile .....	155
5.1.4. Calcul des pertes de charge dans les forages .....	157
5.1.5. Conclusions générales pour les caractéristiques hydrodynamiques des roches karstiques et des alluvions .....	162
5.2. REPRESENTATION GRAPHIQUE DES PROPRIETES DES NAPPES .....	165
5.2.1. Cartes piézométriques .....	165
5.2.1.1. Cartes piézométriques correspondant aux basses eaux .....	165
5.2.1.2. Cartes piézométriques des hautes eaux .....	166
5.2.2. Gradient hydraulique et différence de la charge verticale des nappes .....	169
5.2.3. Battement des nappes .....	170
5.2.4. Epaisseur des aquifères .....	180
5.2.5. Profondeur du toit des nappes .....	183
5.2.6. Analyse de la surface piézométrique .....	183
5.3. LA TEMPERATURE DES EAUX SOUTERRAINES .....	185
5.3.1. Généralités .....	185
5.3.2. Courbes isothermes .....	185
5.3.3. Calcul de la vitesse .....	187
6. ETUDE PAR LES METHODES D'ANALOGIE .....	189
6.1. MODELE MATHEMATIQUE .....	189
6.1.1. Hypothèses de base .....	189
6.1.2. Données .....	189
6.1.3. Exploitation du modèle .....	192

6.2. MODELE SUR PAPIER CONDUCTEUR .....	195
6.2.1. Introduction .....	195
6.2.2. Hypothèses de base .....	195
6.2.3. Données nécessaires .....	196
6.2.3.1. Les limites latérales .....	196
6.2.3.2. Les limites de l'aquifère .....	196
6.2.3.3. Paramètres hydrodynamiques .....	197
6.2.3.4. Conditions aux limites .....	197
6.2.3.5. Autres perspectives - construction du modèle .....	197
6.2.4. Principes de calcul par analogie électrique sur papier conducteur .....	199
6.2.5. Facteur d'échelle .....	199
6.2.5.1. La hauteur .....	199
6.2.5.2. Transmissivité .....	200
6.2.5.3. Débit Q .....	203
6.2.5.4. Dimensions .....	203
6.2.6. Les mesures effectuées sur le modèle .....	203
6.2.7. Exploitation du modèle électrique .....	205
6.2.8. Résultats et conclusions .....	205
6.3. MODELE DES RESISTANCES - CAPACITES .....	207
6.3.1. Introduction .....	207
6.3.2. Hypothèses de bases .....	207
6.3.3. Données nécessaires et limites des aquifères .....	207
6.3.4. Construction du modèle de R.C. ....	209
6.3.5. Facteurs d'échelle .....	209
6.3.5.1. La hauteur .....	210
6.3.5.2. La transmissivité .....	210
6.3.5.3. Le coefficient d'emmagasinement .....	211
6.3.5.4. Le débit .....	212
6.3.6. Les mesures sur le modèle de R.C. ....	212
6.3.7. Exploitation du modèle et résultats .....	213
6.4. CONCLUSION ET COMPARAISON .....	214
7. HYDROCHIMIE .....	215
7.1. QUALITE DES EAUX .....	215
7.2. CONDUCTIVITE ELECTRIQUE DES EAUX .....	215
7.3. LES ZONES DES DIVERS ELEMENTS .....	217
7.3.1. Equi-rapport $\frac{r_{Mg}}{r_{Ca}}$ .....	217
7.3.2. Equi-rapport $\frac{r_{SO_4}}{r_{Cl}}$ .....	218
7.4. REPRESENTATION GRAPHIQUE DES ANALYSES D'EAU .....	219
7.5. INTERPRETATION DES DIAGRAMMES .....	233
7.5.1. Zones des mélanges .....	234
7.6. RESULTATS DE L'ETUDE HYDROCHIMIQUE .....	235
7.7. TENEUR EN TRITIUM DES EAUX DE LA REGION .....	239
7.7.1. Isotopes normalement utilisés en hydrogéologie .....	239
7.7.2. Echantillons et mesures .....	240
8. BILAN ET POSSIBILITES D'EXPLOITATION DE L'EAU .....	241
8.1. ESSAI D'EVALUATION DU BILAN .....	241
8.1.1. Précipitation sur la surface du bassin .....	241
8.1.2. Evapotranspiration réelle .....	243
8.1.3. Ruissellement en surface, entrées ou sorties souterraines .....	243
8.2. ECOULEMENT DE L'EAU A L'INTERIEUR DU BASSIN VERSANT .....	245
8.2.1. Les résurgences des nappes .....	245
8.2.2. Infiltration dans le bassin .....	245
8.2.3. Débit d'écoulement souterrain .....	246

8.2.3.1. Réserves régulatrices des nappes .....	247
8.2.4. Réserves permanentes .....	248
8.3. BILAN DES NAPPES ALLUVIALES .....	249
8.4. COMPARAISON AVEC LES RESULTATS DES MODELES .....	250
8.5. POSSIBILITES D'EXPLOITATION DES NAPPES .....	250
8.5.1. Exploitation de la nappe phréatique .....	250
8.5.2. Exploitation des nappes profondes .....	251
8.5.3. Les problèmes du sable fin .....	251
9. PRINCIPAUX RESULTATS OBTENUS ET CONCLUSIONS GENERALES .....	253
PRINCIPAUX RESULTATS .....	253
CONCLUSIONS GENERALES .....	256
BIBLIOGRAPHIE .....	259
TABLE DES MATIERES .....	261
ANNEXE .....	269

FIGURES

1 - Localisation de la région étudiée.....	6
2 - Courbes hypsométriques et histogrammes de la fréquence altimétrique.....	10
3 - Zones tectoniques et esquisse géologique de la Grèce centale.....	14
4.1 - Coupe lithologique entre le village Gonní et la vallée de Témpe.....	20
4.2 et 4.3 - Coupes géologiques d'Ossa.....	22
4.4 - Coupe lithostratigraphique.....	30
5 - Diagrammes de polarité de diaclases (1 à 6, dans six régions).....	42
6 - Diagrammes de fréquence des directions de diaclases (Rodogrammes, de 1 à 6 dans six régions).....	44
7 - Variations annuelles de la pluviométrie pour 10 stations.....	48
8 - Gradient pluviométrique et indicatif saisonnier.....	52
9 - Variations moyennes mensuelles de la pluie 9.1, de la température 9.2 et de l'évapotranspiration 9.3.....	56
10 - Méthode de Thornthwaite et courbes de Gauss.....	60
11 - Comparaison des pluies, des résurgences par les sources et des ruissellements.....	64
12 - Courbe de tarage du Titarissios 12.1, du Pinios 12.2 et variations du débit sur les stations du Pinios 12.3.....	67-68
13 - Conditions d'apparition des sources karstiques et mécanisme d'alimentation (1 à 4 pour quatre sources).....	72
13.5 et 6 - Sources karstiques de Témpe et 13.6 sources alluviales et mixtes (source Ayios Nikolaos).....	74
14.1 et 2 - Courbes de tarissement des sources karstiques, 14.1 Mati-Tirnavou et Ayia-Anna, 14.2 Kefalovrisson.....	76
14.3 à 5 - Courbes de tarissement, 14.3 Source Amigdaléa. Courbes de tarissement des sources alluviales, 14.4 Velestinon, 14.5 Amouri.....	78
15 - Courbes de tarissement annuelles des sources karstiques (pour 4 sources).....	83-84
16 - Méthode de Tison G.....	86
16a, 16b, 16c, 16d - Corrélation de quelques caractères physicochimiques des eaux pour 4 sources principales.....	90-92
17 - Exemple de l'inventaire des points d'eau.....	98
18 - Courbes granulométriques.....	104
19 - Détermination de la perméabilité équivalente (6 régions).....	108
20 - Coupes hydrogéologiques.....	118
21.1 - Exemple d'un carottage électrique dans les forages de reconnaissance.....	120
21.2 - Blocs diagrammes de la région de Dentra.....	122
21.3 - Exemple des sondages électriques par C.G.G.....	124
22 - Coupes géophysiques transversales (5 coupes).....	127-128
23 - Exemple d'essai Air-lift dans un aquifère.....	136
24 - Courbes caractéristiques des essais de pompage (de 1 à 10 cas).....	140 à 141
25 - Méthode de Rorabaugh et corrélation des valeurs du coefficient d'emmagasinement S.....	146
26 - Variation des réserves dans les sources karstiques (pour 4 sources de 26a à 26d).....	150
27 - Courbes caractéristiques des forages et droites des pertes de charge (forages alluviaux).....	158
28 - Diagrammes bilogarithmiques des forages et pertes de charge dans les forages karstiques.....	160
29 - Variations mensuelles du niveau statique (4 diagrammes).....	171 à 174
29a - Variations de la température dans les points d'observation de nappes.....	186
30 - Schéma électrique du modèle sur papier conducteur.....	194
31 - Schéma prototype des aquifères pour le modèle de Résistances-capacités 31.1 ; Réseau du modèle de R-C. 31.2.....	208
32 - Variation de la conductivité de l'eau en fonction de la profondeur dans la région de Karla.....	216
33 - Diagrammes d'analyse d'eau, 9 groupes et sous-groupes.....	223 à 233
34 - Schéma du bilan global du bassin 34.1, schéma du bilan des nappes 34.2.....	242-244





## TABLEAU DES VALEURS DE LA TRANSMISSIVITE

Méthode de Jacob

(en m<sup>2</sup>/s)

N° de forage	Localité	Abaissement		Remontée		Transmissivité choisie
		Près du forage	Loin du forage	Près du forage	Loin du forage	
SR 29	Platicambos	2,4.10 <sup>-3</sup>		1,8.10 <sup>-4</sup>		1,8.10 <sup>-4</sup>
SR 30	Khalki					1,8.10 <sup>-3</sup>
SR 31	Lofiskos	2.10 <sup>-3</sup>	6.10 <sup>-4</sup>	3.10 <sup>-4</sup>		6.10 <sup>-4</sup> à 2.10 <sup>-3</sup>
SR 32	Kipseli	3,4.10 <sup>-4</sup>	1,2.10 <sup>-3</sup>	3,9.10 <sup>-3</sup>	1,2.10 <sup>-3</sup>	5.10 <sup>-4</sup> à 1.10 <sup>-3</sup>
SR 33	Omorphokhorion		3.10 <sup>-3</sup>		1,6.10 <sup>-3</sup>	1,6.10 <sup>-3</sup>
SR 34	Girtoni		3.10 <sup>-2</sup>		1,8.10 <sup>-2</sup>	1,8.10 <sup>-2</sup>
SR 35	Eleftherion		4,5.10 <sup>-4</sup>		1,9.10 <sup>-3</sup>	1,9.10 <sup>-3</sup>
SR 36	Ambelon		4.10 <sup>-3</sup>		4,7.10 <sup>-3</sup>	4.10 <sup>-3</sup>
SR 37	Rodia		8,7.10 <sup>-3</sup>		1,7.10 <sup>-3</sup>	1,7.10 <sup>-3</sup>
SR 39 a	Tirnavos	2,8.10 <sup>-3</sup>	1,5.10 <sup>-3</sup>	2,5.10 <sup>-3</sup>		2,8.10 <sup>-3</sup>
SR 41	Damassi		4,2.10 <sup>-2</sup>		4.10 <sup>-2</sup>	4 à 4,2.10 <sup>-2</sup>
SR 43	Armenion					1,4.10 <sup>-4</sup>
SR 58	Amigdaléa	6,8.10 <sup>-4</sup>	7,9.10 <sup>-4</sup>	1,4.10 <sup>-3</sup>	8,9.10 <sup>-4</sup>	9.10 <sup>-4</sup>
SR 60	Omorphokhorion	2,7.10 <sup>-3</sup>	7,6.10 <sup>-3</sup>	1,4.10 <sup>-3</sup>	4,3.10 <sup>-3</sup>	5.10 <sup>-3</sup>
SR 61	Kanalia	1,7.10 <sup>-3</sup>	6,9.10 <sup>-4</sup>	2,8.10 <sup>-3</sup>	1,5.10 <sup>-3</sup>	1,7.10 <sup>-3</sup>
SR 62	Stefanovikion		5. 10 <sup>-1</sup>	2,1.10 <sup>-1</sup>	2,5.10 <sup>-1</sup>	2.10 <sup>-1</sup>
SR 63	Rizomilos	9,4.10 <sup>-4</sup>	3,5.10 <sup>-4</sup>	4,8.10 <sup>-3</sup>	1,7.10 <sup>-3</sup>	1.10 <sup>-3</sup>
SR 64	Stefanovikion	1,1.10 <sup>-2</sup>	4,9.10 <sup>-4</sup>	2,5.10 <sup>-2</sup>		2.10 <sup>-2</sup>
SR 65	Kalamakion					1.10 <sup>-3</sup>
SR 66	Niki			1,34.10 <sup>-5</sup>		1,34.10 <sup>-5</sup>
SR 67	Damassi		6,4.10 <sup>-2</sup>		1,1.10 <sup>-2</sup>	1.10 <sup>-2</sup>
SR 70	Khalki	1,2.10 <sup>-3</sup>	9.10 <sup>-4</sup>	1, 2.10 <sup>-3</sup>	6.10 <sup>-4</sup>	6.10 <sup>-4</sup>
SR 71	Khalki	3,6.10 <sup>-3</sup>	4.10 <sup>-3</sup>	4.10 <sup>-3</sup>	9.10 <sup>-4</sup>	2,4 .10 <sup>-3</sup>
SR 72	Omorphokhorion		2,7.10 <sup>-3</sup>		1,8.10 <sup>-3</sup>	1,8 .10 <sup>-3</sup>
SR 73	Girtoni		8.10 <sup>-4</sup>		3,6.10 <sup>-3</sup>	3,6 .10 <sup>-3</sup>

TABLEAU DES VALEURS DE LA TRANSMISSIVITE  
Méthode de Jacob

N° de forage	Localité	Abaissement		Remontée		Transmissivité choisie
		Près du forage	Loin du forage	Près du forage	Loin du forage	
SR 74	Girtoni		$3.10^{-3}$		$8.10^{-3}$	$3.10^{-3}$
SR 75	Deleria		$1,2.10^{-3}$		$8,5.10^{-4}$	$1.10^{-3}$
SR 76	Kipseli		$3,4.10^{-1}$		$1,5.10^{-1}$	$1,5.10^{-1}$
SR 78	Armenion	$2,2.10^{-3}$	$1,1.10^{-3}$	$2,3.10^{-3}$	$1,1.10^{-3}$	$1,1.10^{-3}$
SR 79	Karla		$5,7.10^{-3}$		$5,1.10^{-3}$	$5,2.10^{-3}$
SR 80	Larissa		$1,6.10^{-3}$		$1,2.10^{-3}$	$1,4.10^{-3}$
SR 82	Kilas		$3,5.10^{-4}$	$8.10^{-4}$	$2,7.10^{-4}$	$5.10^{-4}$
SR 84	Damassi	$6,9.10^{-3}$	$2,8.10^{-2}$	$2,2.10^{-2}$		$2,2.10^{-2}$
SR 93	Makrikhorion					$1,1.10^{-2}$
SR 95	Sikourion	$1,9.10^{-3}$	$2,8.10^{-3}$	$1,9.10^{-3}$	$2,5.10^{-3}$	$2,5.10^{-3}$
SR 96	Gonni	$5,6.10^{-3}$	$1,1.10^{-3}$		$1.10^{-3}$	$1.10^{-2}$
SR100	Gonni					$2,9.10^{-3}$
539 YEB	Damassi					$5.10^{-3}$
579 YEB	Aerodrome Stef					$4.10^{-3}$
587 YEB	Commune Stefanovikion					$3,1.10^{-3}$
PZ 7	Neokhorion			$2.10^{-4}$		$2.10^{-4}$
PZ14	Mega Monastirion					$4.10^{-5}$
LB 81	Tirnavos	$1,3.10^{-2}$	$4,4.10^{-3}$	$2,2.10^{-2}$	$1,5.10^{-2}$	$2.10^{-2}$
LB 82	Tirnavos	$2.10^{-2}$	$1,5.10^{-2}$	$2.10^{-2}$	$1,7.10^{-2}$	$1,6.10^{-2}$
LB 83	Agia Sofia	$5.10^{-3}$	$4,7.10^{-3}$	$4.10^{-3}$	$4.10^{-3}$	$4.10^{-3}$
LB 84	Agia Sofia	$1,5.10^{-2}$	$0,9.10^{-2}$	$1,5.10^{-2}$	$1.10^{-2}$	$1.10^{-2}$
LB 85	Agia Sofia	$4,1.10^{-3}$	$1.10^{-2}$	$4,4.10^{-3}$	$1,1.10^{-2}$	$4,5.10^{-3}$
LB 86	Agia Sofia		$3.10^{-2}$		$2,8.10^{-2}$	$2,8.10^{-2}$
LB 87	Agia Sofia	$3.10^{-2}$	$1,15.10^{-2}$	$3.10^{-2}$	$1,5.10^{-2}$	$1,5.10^{-2}$

TABLEAU DES VALEURS DE LA TRANSMISSIVITE  
Méthode de Jacob

N° de forage	Localité	Abaissement		Remontée		Transmissivité choisie
		Près du forage	Loin du forage	Près du forage	Loin du forage	
LB 89	Platanoulia	$2,2.10^{-2}$	$2,1.10^{-2}$	$2,9.10^{-2}$	$2,6.10^{-2}$	$2,5.10^{-2}$
LB 90	Platanoulia	$3,7.10^{-2}$	$1,1.10^{-2}$	$3,1.10^{-2}$	$2,7.10^{-2}$	$2,5.10^{-2}$
LB 91	Platanoulia	$3,2.10^{-2}$	$1,5.10^{-2}$		$2.10^{-2}$	$2.10^{-2}$
LB 92	Platanoulia		$1,6.10^{-2}$		$2,2.10^{-2}$	$2,2.10^{-2}$
LB 93	»		$1,2.10^{-2}$		$1,1.10^{-2}$	$1,1.10^{-2}$
LB 95	Dentra	$9.10^{-3}$	$5.10^{-3}$	$4.10^{-3}$	$1.10^{-2}$	$5.10^{-3}$
LB 96	Dentra					
LB 97	Dentra	$3.10^{-2}$	$2.10^{-2}$	$3.10^{-2}$	$1,2.10^{-2}$	$1,2.10^{-2}$
LB 98	Dentra	$1,5.10^{-2}$	$1,1.10^{-2}$	$1,6.10^{-2}$	$1,25.10^{-2}$	$1,2.10^{-2}$
LB100	Dentra	$2.10^{-2}$	$1.10^{-2}$	$2.10^{-2}$	$1,6.10^{-2}$	$1,6.10^{-2}$
LB102	Dentra	$2.10^{-2}$	$9.10^{-3}$	$2.10^{-2}$	$1,2.10^{-2}$	$2.10^{-2}$
LB103	Dentra	$2.10^{-2}$	$1.10^{-2}$	$5.10^{-3}$	$4.10^{-3}$	$1.10^{-2}$
LB112	Yiannouli	$1,5.10^{-2}$	$1,3.10^{-2}$	$1,5.10^{-2}$	$1,3.10^{-2}$	$1,3.10^{-2}$
LB113	Ambelon	$1,5.10^{-2}$	$1,83.10^{-2}$	$1,9.10^{-2}$	$3,7.10^{-2}$	$2.10^{-2}$
LB114	Ambelon	$4.10^{-3}$	$1,2.10^{-3}$	$2.10^{-3}$	$1,4.10^{-3}$	$1,4.10^{-3}$
LB116	Ambelon	$6,5.10^{-3}$	$3.10^{-3}$	$5.10^{-3}$	$6.10^{-3}$	$6.10^{-3}$
LB118	Girtoni	$2,4.10^{-3}$	$2,2.10^{-3}$		$2,9.10^{-3}$	$2,9.10^{-3}$
LB126	Falani	$3.10^{-3}$	$2.10^{-3}$	$2,2.10^{-3}$	$2.10^{-3}$	$2.10^{-3}$
LB127	Ambelon		$6,5.10^{-3}$	$5,3.10^{-3}$	$5,3.10^{-3}$	$5,3.10^{-3}$
LB128	Ambelon	$1,3.10^{-2}$	$1,35.10^{-2}$	$1,57.10^{-2}$	$1,47.10^{-2}$	$1,5.10^{-2}$
LB129	Ambelon	$2.10^{-2}$	$1.10^{-1}$	$2,5.10^{-2}$	$1.10^{-1}$	$1.10^{-1}$
LB130	Ambelon	$1.10^{-2}$	$1,4.10^{-2}$	$6,1.10^{-3}$	$6.10^{-3}$	$1.10^{-2}$
LB 131	Ambelon	$2.10^{-3}$	$4.10^{-3}$	$1,7.10^{-3}$	$3.10^{-3}$	$3,5.10^{-3}$
LB132	Ambelon	$7,1.10^{-3}$	$2,2.10^{-2}$	$1.10^{-2}$	$3,2.10^{-2}$	$1,5.10^{-2}$

TABLEAU DES VALEURS DE LA TRANSMISSIVITE  
Méthode de Jacob

N° de forage	Localité	(en m <sup>2</sup> /s)				Transmissivité choisie
		Abaissement		Remontée		
		Près du forage	Loin du forage	Près du forage	Loin du forage	
LB133	Ambelon	2 .10 <sup>-3</sup>	1,8 .10 <sup>-3</sup>	1,6 .10 <sup>-3</sup>	2 .10 <sup>-3</sup>	2 .10 <sup>-3</sup>
LB135	Ambelon	2,7 .10 <sup>-3</sup>	4,4 .10 <sup>-3</sup>	4,6 .10 <sup>-3</sup>	4,6 .10 <sup>-3</sup>	4,5 .10 <sup>-3</sup>
LB136	Ambelon		1,1 .10 <sup>-2</sup>		1,1 .10 <sup>-2</sup>	1,1 .10 <sup>-2</sup>
LB137	Ambelon		2,02.10 <sup>-2</sup>		2,23.10 <sup>-2</sup>	2 .10 <sup>-2</sup>
LB138	Ambelon	2,6 .10 <sup>-3</sup>	5 .10 <sup>-3</sup>	3,5 .10 <sup>-3</sup>	6 .10 <sup>-3</sup>	5 .10 <sup>-3</sup>
LB139	Ambelon	8,3 .10 <sup>-3</sup>	1,5 .10 <sup>-2</sup>	1,3 .10 <sup>-2</sup>	2 .10 <sup>-2</sup>	2 .10 <sup>-2</sup>
LB140	Ambelon	8,4 .10 <sup>-3</sup>	1,2 .10 <sup>-2</sup>	9,1 .10 <sup>-3</sup>	1,6 .10 <sup>-2</sup>	1,2 .10 <sup>-2</sup>
LB141	Ambelon		4, .10 <sup>-3</sup>		4 .10 <sup>-3</sup>	4 .10 <sup>-3</sup>
LB148	Falani	7,7 .10 <sup>-4</sup>	1,5 .10 <sup>-3</sup>	2,8 .10 <sup>-3</sup>	2 .10 <sup>-3</sup>	2 .10 <sup>-3</sup>
LB173	Terpsithéa	6 .10 <sup>-3</sup>	3 .10 <sup>-3</sup>	5,2 .10 <sup>-3</sup>	3,2 .10 <sup>-3</sup>	3,2 .10 <sup>-3</sup>
LB174	Terpsithéa	3,2 .10 <sup>-3</sup>	2 .10 <sup>-2</sup>	1,5 .10 <sup>-2</sup>	1,3 .10 <sup>-2</sup>	1,3 .10 <sup>-2</sup>
LB175	Terpsithéa		1,4 .10 <sup>-2</sup>		1,9 .10 <sup>-3</sup>	1,9 .10 <sup>-3</sup>
LB176	Terpsithéa	4 .10 <sup>-3</sup>	3,3 .10 <sup>-3</sup>	3 .10 <sup>-3</sup>	3,6 .10 <sup>-3</sup>	3,6 .10 <sup>-3</sup>
LB177	Terpsithéa	8 .10 <sup>-3</sup>	6,8 .10 <sup>-3</sup>	1,1 .10 <sup>-2</sup>	1,1 .10 <sup>-2</sup>	1,1 .10 <sup>-2</sup>
LB199	Platicambos	1,1 .10 <sup>-3</sup>	8 .10 <sup>-4</sup>	1,1 .10 <sup>-3</sup>	8 .10 <sup>-4</sup>	8 .10 <sup>-4</sup>
LB200	Kalamaki		8,1 .10 <sup>-3</sup>		5,5 .10 <sup>-3</sup>	5,5 .10 <sup>-3</sup>
LB201	Kalamaki		5,9 .10 <sup>-3</sup>		2,8 .10 <sup>-3</sup>	2,8 .10 <sup>-3</sup>
LB202	Kalamaki		8,3 .10 <sup>-4</sup>		9,1 .10 <sup>-3</sup>	9,1 .10 <sup>-3</sup>
LB204	Kalamaki		3,5 .10 <sup>-4</sup>		1,3 .10 <sup>-3</sup>	1,3 .10 <sup>-3</sup>
LB205	Koulouri		1,1 .10 <sup>-3</sup>		1 .10 <sup>-3</sup>	1 .10 <sup>-3</sup>
LB206	Koulouri		8,6 .10 <sup>-3</sup>		2,2 .10 <sup>-2</sup>	2,2 .10 <sup>-2</sup>
LB207	Koulouri	2 .10 <sup>-2</sup>	8,1 .10 <sup>-3</sup>		5,08.10 <sup>-3</sup>	5 .10 <sup>-3</sup>
LB208	Koulouri		7,2 .10 <sup>-3</sup>	5,3 .10 <sup>-3</sup>	2,5 .10 <sup>-3</sup>	2,5 .10 <sup>-3</sup>
LB209	Koulouri		6,4 .10 <sup>-3</sup>		3,3 .10 <sup>-3</sup>	3,3 .10 <sup>-3</sup>

TABLEAU DES VALEURS DE LA TRANSMISSIVITE  
Méthode de Jacob

N° de forage	Localité	(en m <sup>2</sup> /s)				Transmissivité choisie
		Abaissement		Remontée		
		Près du forage	Loin du forage	Près du forage	Loin du forage	
LB210	Koulouri		2,05.10 <sup>-3</sup>		1,9 .10 <sup>-3</sup>	2 .10 <sup>-3</sup>
LB211	Omorphokhorion	8,45.10 <sup>-4</sup>	3,5 .10 <sup>-3</sup>		1,01.10 <sup>-3</sup>	1 .10 <sup>-3</sup>
LB212	Omorphokhorion		1,1 .10 <sup>-3</sup>		1 .10 <sup>-3</sup>	1 .10 <sup>-3</sup>
LB213	Omorphokhorion		7,3 .10 <sup>-3</sup>		4,1 .10 <sup>-3</sup>	4 .10 <sup>-3</sup>
LB214	Omorphokhorion	2,3 .10 <sup>-2</sup>	2,3 .10 <sup>-3</sup>		4,8 .10 <sup>-3</sup>	4 .10 <sup>-3</sup>
LB215	Omorphokhorion		1,03.10 <sup>-3</sup>		1,5 .10 <sup>-3</sup>	1,5 .10 <sup>-3</sup>
LB216	Omorphokhorion		4,1 .10 <sup>-4</sup>		8,5 .10 <sup>-4</sup>	5 .10 <sup>-4</sup>
LB217	Omorphokhorion		7,3 .10 <sup>-4</sup>		6,5 .10 <sup>-4</sup>	6 .10 <sup>-4</sup>
LB218	Omorphokhorion		3,2 .10 <sup>-3</sup>		2,9 .10 <sup>-3</sup>	3 .10 <sup>-3</sup>
LB219	Omorphokhorion		1,4 .10 <sup>-3</sup>		1,7 .10 <sup>-3</sup>	1,5 .10 <sup>-3</sup>
LB220	Omorphokhorion		4,9 .10 <sup>-4</sup>		4,4 .10 <sup>-3</sup>	4,4 .10 <sup>-3</sup>
LB221	Omorphokhorion		1,5 .10 <sup>-3</sup>		1,4 .10 <sup>-3</sup>	1,5 .10 <sup>-3</sup>
LB222	Omorphokhorion	1,03.10 <sup>-3</sup>	4,9 .10 <sup>-4</sup>		1,3 .10 <sup>-3</sup>	1,3 .10 <sup>-3</sup>
LB230	Girtoni	4,5 .10 <sup>-4</sup>	9,7 .10 <sup>-4</sup>	4,9 .10 <sup>-4</sup>	5,5 .10 <sup>-4</sup>	5 .10 <sup>-4</sup>
LB231	Girtoni		7 .10 <sup>-4</sup>		8 .10 <sup>-4</sup>	8 .10 <sup>-4</sup>
LB232	Girtoni	1,3 .10 <sup>-3</sup>	8 .10 <sup>-4</sup>	1,1 .10 <sup>-3</sup>	2,2 .10 <sup>-3</sup>	2,2 .10 <sup>-3</sup>
LB233	Girtoni		5,5 .10 <sup>-3</sup>		3,3 .10 <sup>-3</sup>	3,3 .10 <sup>-3</sup>
LB234	Girtoni		1 .10 <sup>-2</sup>		3,9 .10 <sup>-2</sup>	3 .10 <sup>-2</sup>
LB236	Girtoni		4,5 .10 <sup>-2</sup>		3,4 .10 <sup>-3</sup>	3,5 .10 <sup>-3</sup>
LB237	Girtoni		1,3 .10 <sup>-2</sup>		7,9 .10 <sup>-3</sup>	5 .10 <sup>-3</sup>
LB239	Girtoni	7,5 .10 <sup>-2</sup>	5,4 .10 <sup>-2</sup>		1,4 .10 <sup>-2</sup>	1,5 .10 <sup>-2</sup>
LB242	Girtoni		1 .10 <sup>-2</sup>		8,7 .10 <sup>-3</sup>	1 .10 <sup>-2</sup>

TABLEAU DES VALEURS DE LA TRANSMISSIVITE  
Méthode de Jacob

(en m<sup>2</sup>/s)

N° de forage	Localité	Abaissement		Remontée		Transmissivité choisie
		Près du forage	Loin du forage	Près du forage	Loin du forage	
11L	Omorphokhorion		2,6 .10 <sup>-3</sup>		3,5 .10 <sup>-3</sup>	3,5 .10 <sup>-3</sup>
AD1	Tirnavos					5,12.10 <sup>-3</sup>
AD3	Aryiropoulion					6,5 .10 <sup>-4</sup>
AD4	Dentra					2,4 .10 <sup>-2</sup>
AD5	Falani					4,4 .10 <sup>-2</sup>
AD6	Dassokhorion					2,45.10 <sup>-2</sup>
AG7	Gianouli					2,7 .10 <sup>-2</sup>
AG8	Falani					6,5 .10 <sup>-4</sup>
AD9	Melissokhorion					4,56.10 <sup>-3</sup>
AD10	Platanoulia					5,1 .10 <sup>-2</sup>
AD11	Modestos					1,07.10 <sup>-3</sup>
AG12	Platicambos					9,4 .10 <sup>-5</sup>
AD2	Ambelon					8,2 .10 <sup>-3</sup>
AG14	Niki					2,4 .10 <sup>-4</sup>
AD15	Karla					8,1 .10 <sup>-4</sup>
AD16	Nikéa					3,6 .10 <sup>-3</sup>
AG17	Rhizomilos					1,2 .10 <sup>-2</sup>
AD18	Terpsithéa					1 .10 <sup>-2</sup>
AD19	Elefthérion					5,4 .10 <sup>-2</sup>

TABLEAU DES VALEURS DE LA TRANSMISSIVITE  
Méthode de Jacob

(en m<sup>2</sup>/s)

N° de forage	Localité	Abaissement		Remontée		Transmissivité choisie
		Près du forage	Loin du forage	Près du forage	Loin du forage	
LB 88	Ayia Sofia		4,8.10 <sup>-3</sup>		4,9.10 <sup>-2</sup>	4,9.10 <sup>-2</sup>
LB 94	Dentra		6,8.10 <sup>-2</sup>		1,0.10 <sup>-2</sup>	1,0.10 <sup>-2</sup>
LB 96	Dentra		3,9.10 <sup>-2</sup>		3,9.10 <sup>-2</sup>	3,9.10 <sup>-2</sup>
LB 99	Dentra					
LB 101	Dentra	4,6.10 <sup>-3</sup>	1,0.10 <sup>-2</sup>	3,7.10 <sup>-3</sup>	1,0.10 <sup>-2</sup>	1,0.10 <sup>-2</sup>
LB 104	Dentra		7,8.10 <sup>-3</sup>		7,6.10 <sup>-3</sup>	7,6.10 <sup>-3</sup>
LB 105	Dentra					
LB 106	Damassi TOEB		3,3.10 <sup>-3</sup>		2,6.10 <sup>-3</sup>	3,0.10 <sup>-3</sup>
LB 107	Tirnavos		abandonné			
LB 108	Platanoulia		2,4.10 <sup>-2</sup>		2,4.10 <sup>-2</sup>	2,4.10 <sup>-2</sup>
LB 109	Dentra		1,44.10 <sup>-2</sup>		1,61.10 <sup>-2</sup>	1,5.10 <sup>-2</sup>
LB 110	Damassi TOEB		1,9.10 <sup>-2</sup>		8,0.10 <sup>-2</sup>	8,0.10 <sup>-2</sup>
LB 111	Tirnavos				5,7.10 <sup>-4</sup>	5,7.10 <sup>-4</sup>
LB 115	Ambelon	4,4.10 <sup>-3</sup>	7,0.10 <sup>-3</sup>	5,2.10 <sup>-3</sup>	7,0.10 <sup>-3</sup>	7,0.10 <sup>-3</sup>
LB 134	Ambelon Do	9,0.10 <sup>-3</sup>	8,4.10 <sup>-3</sup>	8,3.10 <sup>-3</sup>	7,7.10 <sup>-3</sup>	8,0.10 <sup>-3</sup>
LB 149	Falani Do	5,0.10 <sup>-2</sup>	3,5.10 <sup>-2</sup>	4,0.10 <sup>-2</sup>	3,3.10 <sup>-2</sup>	3,5.10 <sup>-2</sup>
LB 150	Falani	2,5.10 <sup>-2</sup>	1,59.10 <sup>-2</sup>	5,0.10 <sup>-2</sup>	4,2.10 <sup>-2</sup>	4,5.10 <sup>-2</sup>
LB 151	Falani	3,8.10 <sup>-2</sup>	3,3.10 <sup>-2</sup>	3,9.10 <sup>-2</sup>	3,5.10 <sup>-2</sup>	3,5.10 <sup>-2</sup>
LB 152	Falani	4,0.10 <sup>-2</sup>	4,6.10 <sup>-2</sup>	3,3.10 <sup>-2</sup>	5,3.10 <sup>-2</sup>	5,0.10 <sup>-2</sup>
LB 153	Falani		1,83.10 <sup>-2</sup>		1,83.10 <sup>-2</sup>	1,83.10 <sup>-2</sup>
LB 173	Terpsithéa	6,0.10 <sup>-3</sup>	3,0.10 <sup>-3</sup>	5,2.10 <sup>-3</sup>	3,2.10 <sup>-3</sup>	3,2.10 <sup>-3</sup>
LB 174	Terpsithéa		2,0.10 <sup>-2</sup>		1,3.10 <sup>-2</sup>	1,3.10 <sup>-2</sup>
LB 175	Terpsithéa		1,4.10 <sup>-3</sup>	1,6.10 <sup>-3</sup>	4,5.10 <sup>-3</sup>	4,0.10 <sup>-3</sup>
LB 176	Terpsithéa		3,3.10 <sup>-3</sup>		3,6.10 <sup>-3</sup>	3,6.10 <sup>-3</sup>
LB 177	Terpsithéa		6,8.10 <sup>-3</sup>		1,1.10 <sup>-2</sup>	1,1.10 <sup>-2</sup>
LB 191	Mandra		8,7.10 <sup>-4</sup>		5,5.10 <sup>-4</sup>	6,0.10 <sup>-4</sup>
LB 193	Mandra	3,4.10 <sup>-4</sup>	1,8.10 <sup>-4</sup>	3,0.10 <sup>-4</sup>	5,0.10 <sup>-4</sup>	5,0.10 <sup>-4</sup>

TABLEAU DES VALEURS DE LA TRANSMISSIVITE

Méthode de Jacob

N° de forage	Localité	(en m <sup>2</sup> /s)				Transmissivité choisie
		Abaissement		Remontée		
		Près du forage	Loin du forage	Près du forage	Loin du forage	
LB 228	Damissi TOEB					
LB 230	Makrichori	4,5.10 <sup>-4</sup>	9,7.10 <sup>-4</sup>	4,9.10 <sup>-4</sup>	5,5.10 <sup>-4</sup>	5,0.10 <sup>-4</sup>
LB 231	Makrichori		7,0.10 <sup>-4</sup>		8,0.10 <sup>-4</sup>	8,0.10 <sup>-4</sup>
LB 231	Makrichori		8,0.10 <sup>-4</sup>	1,1.10 <sup>-3</sup>	2,2.10 <sup>-3</sup>	2,2.10 <sup>-3</sup>
LB 233	Makrichori		5,5.10 <sup>-3</sup>		3,3.10 <sup>-3</sup>	3,3.10 <sup>-3</sup>
LB 234	Girtoni		1,0.10 <sup>-2</sup>		3,9.10 <sup>-3</sup>	3,9.10 <sup>-3</sup>
LB 235	Ambelon Do		4,6.10 <sup>-3</sup>		8,05.10 <sup>-3</sup>	8,0.10 <sup>-3</sup>
LB 236	Girtoni		4,5.10 <sup>-3</sup>		3,4.10 <sup>-3</sup>	3,4.10 <sup>-3</sup>
LB 237	Girtoni		1,3.10 <sup>-2</sup>		7,9.10 <sup>-3</sup>	7,9.10 <sup>-3</sup>
LB 238	Ambelon Do		7,82.10 <sup>-3</sup>		5,7.10 <sup>-3</sup>	5,7.10 <sup>-3</sup>
LB 239	Girtoni	7,5.10 <sup>-2</sup>	5,4.10 <sup>-3</sup>		1,4.10 <sup>-2</sup>	1,4.10 <sup>-2</sup>
LB 240	Vriotopos D <sub>3</sub>		1,37.10 <sup>-3</sup>		1,18.10 <sup>-3</sup>	1,2.10 <sup>-3</sup>
LB 241	Ambelon Do	2,0.10 <sup>-3</sup>	7,5.10 <sup>-3</sup>		1,3.10 <sup>-3</sup>	1,3.10 <sup>-3</sup>
LB 242	Girtoni		1,0.10 <sup>-2</sup>		8,7.10 <sup>-3</sup>	8,7.10 <sup>-3</sup>
LB 246	Falani Do		4,3.10 <sup>-2</sup>		6,1.10 <sup>-2</sup>	6,1.10 <sup>-2</sup>
LB 247	Falani Do	2,6.10 <sup>-2</sup>	1,3.10 <sup>-2</sup>	2,8.10 <sup>-2</sup>	1,3.10 <sup>-2</sup>	1,3.10 <sup>-2</sup>
LB 248	Falani D <sub>6</sub>		8,8.10 <sup>-3</sup>		7,1.10 <sup>-3</sup>	7,1.10 <sup>-3</sup>
LB 249	Falani Do		1,34.10 <sup>-2</sup>		1,34.10 <sup>-2</sup>	1,34.10 <sup>-2</sup>
LB 250	Ayia Sofia	1,07.10 <sup>-2</sup>	1,57.10 <sup>-2</sup>	9,0.10 <sup>-3</sup>	1,2.10 <sup>-2</sup>	1,2.10 <sup>-2</sup>
LB 251	Dentra		3,5.10 <sup>-2</sup>		2,02.10 <sup>-2</sup>	2,0.10 <sup>-2</sup>
LB 252	Dassokhori D <sub>7</sub>		1,6.10 <sup>-2</sup>		1,5.10 <sup>-2</sup>	1,5.10 <sup>-2</sup>
LB 253	Gianouli Do		1,9.10 <sup>-2</sup>		1,85.10 <sup>-2</sup>	1,85.10 <sup>-2</sup>
LB 254	Gianouli Do		1,66.10 <sup>-2</sup>		1,79.10 <sup>-2</sup>	1,8.10 <sup>-2</sup>

TABLEAU DES VALEURS DE LA TRANSMISSIVITE

Méthode de Jacob

N° de forage	Localité	(en m <sup>2</sup> /s)				Transmissivité choisie
		Abaissement		Remontée		
		Près du forage	Loin du forage	Près du forage	Loin du forage	
L 17	Elatia	1,1.10 <sup>-3</sup>	7,0.10 <sup>-4</sup>	1,1.10 <sup>-3</sup>	8,7.10 <sup>-4</sup>	8,7.10 <sup>-4</sup>
L 18	Elatia		1,1.10 <sup>-2</sup>	6,5.10 <sup>-3</sup>	1,7.10 <sup>-3</sup>	1,7.10 <sup>-3</sup>
L 19	Kranon	9,5.10 <sup>-4</sup>	5,77.10 <sup>-4</sup>	3,76.10 <sup>-4</sup>	3,76.10 <sup>-4</sup>	3,8.10 <sup>-4</sup>
L 20	Terpsithéa		1,5.10 <sup>-3</sup>		1,65.10 <sup>-3</sup>	1,65.10 <sup>-3</sup>
L 21	Eleftheré		4,3.10 <sup>-3</sup>		4,57.10 <sup>-3</sup>	4,57.10 <sup>-3</sup>
L 23	Terpsithéa	1,9.10 <sup>-3</sup>	1,1.10 <sup>-3</sup>	1,27.10 <sup>-3</sup>	1,48.10 <sup>-3</sup>	1,48.10 <sup>-3</sup>
L 24	Terpsithéa	7,3.10 <sup>-3</sup>	5,5.10 <sup>-3</sup>	7,3.10 <sup>-3</sup>	4,2.10 <sup>-3</sup>	5,0.10 <sup>-3</sup>
L 27	Rachoula		5,66.10 <sup>-3</sup>		5,3.10 <sup>-3</sup>	5,3.10 <sup>-3</sup>
L 31	Platanoulia		1,04.10 <sup>-2</sup>		1,46.10 <sup>-2</sup>	1,46.10 <sup>-2</sup>
L 32	Platanoulia	1,9.10 <sup>-2</sup>	2,4.10 <sup>-2</sup>	2,2.10 <sup>-2</sup>	2,5.10 <sup>-2</sup>	2,2.10 <sup>-2</sup>
L 33	Platanoulia	1,3.10 <sup>-2</sup>	3,2.10 <sup>-2</sup>	1,8.10 <sup>-2</sup>	1,6.10 <sup>-2</sup>	1,5.10 <sup>-2</sup>
L 34	Sikourion	3,6.10 <sup>-2</sup>	3,7.10 <sup>-2</sup>	2,7.10 <sup>-2</sup>	1,83.10 <sup>-3</sup>	1,8.10 <sup>-3</sup>
L 35	Sikourion	1,1.10 <sup>-2</sup>	1,45.10 <sup>-2</sup>	2,2.10 <sup>-2</sup>	3,8.10 <sup>-2</sup>	2,5.10 <sup>-2</sup>
L 36	Elatia		2,7.10 <sup>-3</sup>		5,7.10 <sup>-3</sup>	5,7.10 <sup>-3</sup>
L 37	Makrikhori		3,47.10 <sup>-3</sup>		2,87.10 <sup>-3</sup>	2,87.10 <sup>-3</sup>
L 38	Kalokhori	4,5.10 <sup>-3</sup>	1,97.10 <sup>-3</sup>	7,7.10 <sup>-3</sup>	4,9.10 <sup>-3</sup>	4,9.10 <sup>-3</sup>
L 40	Platanoulia	2,5.10 <sup>-3</sup>	1,4.10 <sup>-3</sup>	2,5.10 <sup>-3</sup>	1,06.10 <sup>-3</sup>	1,1.10 <sup>-3</sup>
L 41	Platanoulia	2,4.10 <sup>-2</sup>	7,3.10 <sup>-3</sup>		8,2.10 <sup>-2</sup>	8,2.10 <sup>-2</sup>
L 42	Platanoulia		1,83.10 <sup>-4</sup>		1,1.10 <sup>-3</sup>	1,1.10 <sup>-3</sup>
L 43	Platanoulia		2,48.10 <sup>-2</sup>		2,38.10 <sup>-2</sup>	2,4.10 <sup>-2</sup>
L 44	Kipselokhori	4,0.10 <sup>-3</sup>	3,41.10 <sup>-3</sup>	1,1.10 <sup>-2</sup>	1,1.10 <sup>-2</sup>	1,1.10 <sup>-2</sup>
L 45	Gianouli Do		7,9.10 <sup>-3</sup>		7,72.10 <sup>-3</sup>	7,7.10 <sup>-3</sup>
L 46	Gianouli Do		1,83.10 <sup>-2</sup>		1,52.10 <sup>-2</sup>	1,52.10 <sup>-2</sup>
L 47	Sikourion	4,5.10 <sup>-2</sup>	3,3.10 <sup>-3</sup>	4,9.10 <sup>-2</sup>	3,3.10 <sup>-3</sup>	3,3.10 <sup>-3</sup>
L 51	Falani	4,7.10 <sup>-2</sup>	3,35.10 <sup>-2</sup>	4,6.10 <sup>-2</sup>	4,13.10 <sup>-2</sup>	4,2.10 <sup>-2</sup>
L 52	Falani	4,2.10 <sup>-2</sup>	6,5.10 <sup>-1</sup>	3,0.10 <sup>-1</sup>	1,3.10 <sup>-1</sup>	1,3.10 <sup>-1</sup>
L 53	Ambelon	1,4.10 <sup>-2</sup>	1,2.10 <sup>-2</sup>	1,6.10 <sup>-2</sup>	1,5.10 <sup>-2</sup>	1,4.10 <sup>-2</sup>
L 63	Sikourion	5,2.10 <sup>-2</sup>	9,0.10 <sup>-2</sup>	3,1.10 <sup>-2</sup>	4,5.10 <sup>-2</sup>	4,5.10 <sup>-2</sup>
L 55	Ambelon	4,2.10 <sup>-3</sup>	6,9.10 <sup>-3</sup>	6,1.10 <sup>-3</sup>	5,1.10 <sup>-3</sup>	6,0.10 <sup>-3</sup>
L 56	Ambelon		6,2.10 <sup>-3</sup>		4,4.10 <sup>-3</sup>	5,0.10 <sup>-3</sup>
L 57	Ambelon	1,2.10 <sup>-2</sup>	9,4.10 <sup>-3</sup>	1,5.10 <sup>-2</sup>	5,0.10 <sup>-3</sup>	6,0.10 <sup>-3</sup>
L 58	Ambelon	1,1.10 <sup>-2</sup>	1,0.10 <sup>-2</sup>	1,0.10 <sup>-2</sup>	1,0.10 <sup>-2</sup>	1,0.10 <sup>-2</sup>
L 61	Makrikhori	9,0.10 <sup>-3</sup>	7,7.10 <sup>-4</sup>	1,3.10 <sup>-2</sup>	1,1.10 <sup>-3</sup>	1,1.10 <sup>-3</sup>
L 59	Ambelon	2,0.10 <sup>-3</sup>	6,5.10 <sup>-3</sup>	4,2.10 <sup>-3</sup>	9,73.10 <sup>-3</sup>	9,7.10 <sup>-3</sup>
L 62	Pournari					

TABLEAU DES CARACTERISTIQUES DES FORAGES

N° du forage	Tubage principal		Tubes porte-crépines			Cotes des crépines (position)	Rabattement spécifique en m³/s	Profondeur Totale (mètres)
	Profondeur (mètres)	Diamètre (pouces)	Longueur (mètres)	Diamètre (pouces)	Profondeur (mètres)			
SR 29	85	10	53	6	128	92-105/110-115/120-125/	6200	150
SR 30	82	10	30	8	139	90-93/99-106/118-136	765	200
SR 31	73	10	34	6	126	75-82/90-102/108-123	4590	174
SR 32	85	10	27	8	134	92-101/104-113/122-131	2790	177
SR 33	75	10	24	6	118	77-86/91-94/97-103/109-115	2260	250
SR 34	160	10	32	8	221	172-184/191-197/204-218	1440	365
SR 35	61	8	33	8	61	7-25/40-55	6250	200
SR 36	85	10	35	8	198	99-109/138-144/162-175/189-195	305	208
SR 37	125	12	31	8	223	162-177,201-209,212-220	2500	347
SR 39 a	85	10	27	10	82	36-45,52-60,72-82	1190	133
SR 41	128	12	11,2	8	140	129-140	30	155
SR 43	96	4	12	4	96	80-92		168
SR 58	199	10	36,8	6	249,8	201-213, 219-244		302
SR 60	126	10	36,5	6	214	130-136,154-166,190-208	350	267
SR 61	76,8	12	35	10	118,7	77-112	415	195
SR 62	108,5	10			708,5		14	108
SR 63	94	10			94		875	130
SR 64	144	10			144		237	169
SR 65	97	10	24	10	97	70-94	717	61
SR 66	105	4	5	4	105	100-105		133
SR 67	76,4	12		10	105		190	200,5
SR 68	25	4		4				43
SR 70	80	10	42	6	161	80-26,104-128,146-158	655	194
SR 71	181,6	10	38	10	181,6	60-69,89-95,133-137,152-161,167-175	266	200
SR 72	75	10	36,5	6	152	77-95,125-134,140-149	440	336
SR 73	61	12	30,5	8	112,5		1260	176
SR 74	59,2	10	21	10	59,2	29-41,47-56	820	92
SR 75	105	12	47,1	8	175	92-98,110-123,129-135,148-160,162-172	1090	203
SR 76	18	14					1,5	130
SR 77	88	4	7	4	88	80-87		316

TABLEAU DES CARACTERISTIQUES DES FORAGES

N° du forage	Tubage principal		Tubes porte-crépines			Cotes des crépines (position)	Rabattement spécifique en m³/s	Profondeur Totale (mètres)
	Profondeur (mètres)	Diamètre (pouces)	Longueur (mètres)	Diamètre (pouces)	Profondeur (mètres)			
SR 78	75	10	39,3	6	129	73-81,87-96,99-108,111-117,120-126	550	254
SR 79	103,05	12	36	8	184	118-136,160-178	390	290
SR 80	197,4	14-10		6	258,5	197-206,213-216,222-234,246-252	570	274
SR 82	138,4	14-12	37	8	192,5	140-153,159-165,171-189	1480	220
SR 83	75	18	36	10	140,5	75-87,113-137	1450	298
SR 84	448	12	9	10	52,2	41-52	256	75
SR 93	60	12	36	10	125,6	61-70,83-95,108-123	388	164
SR 95	70	12	39	10	135	85-94,100-130	90	140
SR 96	72	12	35	8	136,20	83-91,103-130	380	132
PZ 7	85	4	8	4	85	74-82		214
PZ 14	112,8	14,16	67	6	221,2	127-139,160-215	9150	380
LB 81	73,1	14	36,6	12	117	54-73,86-92,99-111	176	120
LB 82	63	14	36,6	10	88	32-42,48-57,64-82	70	82
LB 83	54,5	14	25	12	85	54-79	246	90
LB 84	66,7	14	31	12	116	73-95,101-110	165	123
LB 85	56	14	36	12	96	56-92	169	100
LB 86	79	14	31	14	79	42-73	60	108
LB 87	67,1	14	30,6	14 + 12	118	42-61,100-112	87	120
LB 88	37,2	10	12	10	37,80	19-31	175	44
LB 89	68	12	24	12	68,4	25-37,50-62	60	110
LB 90	70,3	14	21,7	14	70,3	30-37,49-64	117	75
LB 91	67	14	30,6	14,12	98,8	48-67,68-74,86-92	144	114
LB 92	67	14	24,8	14	67	24-33,46-61	86	103
LB 93	42,9	10	24	10	42,9	12-27,34-43	158	62
LB 95	60,6	14	33	12	106,9	61-67,74-100	129	130
LB 96	59,6	14	30	12	97	61-91	50	100
LB 97	60	14	30	12	116,6	67-85,92-98,104-110	103	130
LB 98	60,6	14	27	12	94,6	61-88	89	110
LB100	60,7	14	34,10	14,12	94,7	48-55,61-89	315	96
LB102	59,6	14	30,6	12	103,4	61-85,91-97	86	130



TABLEAU DES CARACTERISTIQUES DES FORAGES

N° du forage	Tubage principal		Tubes porte-crépines			Cotes des crépines (position)	Rabattement spécifique en m/m <sup>3</sup> /s	Profondeur Totale (mètres)
	Profondeur (mètres)	Diamètre (pouces)	Longueur (mètres)	Diamètre (pouces)	Profondeur (mètres)			
LB 233	94,2	10	24	10	94,2	51-54,60-75,81-87	590	95
LB 234	64,9	12	17	10	86,9	56-58,65-77,84-87	805	91
LB 236	74,8	12	33	10	96,8	38-44,50-56,62-68,75-90		101
LB 237	80,8	12	33	10	118	56-68, 81,4-93,4, 100-103 109-115	159	120
LB 239	75,2	12	24	12,10	101	44-47,54-63,69-72,89-95	162	
LB 242	64,2	12	33,8	10	99	51-59,65-77,84-87,93-96	128	100
11	55,16	12	55-164	6		67-76,90-97,121-127, 151-157	385	164

TABLEAU DES CARACTERISTIQUES DES NOUVEAUX FORAGES

N° du forage	Tubage principal		Tubes porte-crépines			Cotes des crépines (position)	Rabattement spécifique en m/m <sup>3</sup> /s	Profondeur totale (mètres)
	Profondeur (mètres)	Diamètre (pouces)	Longueur (mètres)	Diamètre (pouces)	Profondeur (mètres)			
LB 94	65,7	14	36	12	128,3	67-73, 79-91, 97-100, 107-122	307	190
LB 99	83,7	12	24	12	83,7	24-28, 40-48, 76-78	256	84
LB 101	66,7	14	22	12	91,7	66,7-88,7	264	92
LB 104	60,6	14	30	12	130	54,4-60,6, 67,6-73,6, 92,8-98,8, 111,6-123,6	140	130
LB 105	95,6	12	30	12	95,6	12-24, 36-44, 56-59, 87-90	171	100
LB 106	54,5	14	36	12	103	55-73, 79-97	255	105
LB 108	49	24	12	12	79,4	49-73	94	81
LB 109	63,9	14	28	12	87,3	30-39, 52-58, 70-82	67	90
LB 110	120	12-10		8	148	148-172 libre	286	172
LB 111	57	10	19	10	57	6-12, 18-23, 30-33, 45,6-50,6	1053	62
LB 134	63,5	14	35	12	143	36-39, 45-51, 67-73, 74-82, 106-112, 124-127, 133-136	135	152
LB 149	79	14	32	10	158,4	87-90, 116-121,128-152	80	159
LB 150	85	14		10	165	111-123, 129-141, 148-160	100	166
LB 151	73,4	14	30	12	135	78-81, 99-120, 126-132	55	135
LB 152	79	14	36	10	143,2	88-118, 131-137	44	150
LB 153	66,7	14	30	12	128,7	73-82, 101-122	82	130
LB 211	74,8	12	20	6	181,6	87-96, 114-117, 160-179	610	185
LB 215	71,6	10	18	8	118	43-46, 87-96, 102-112	580	118
LB 228	52,3	14	15,3	10	57,6	42,3-52,3, 52,3-57,6 libre	502	100
LB 230	73	10	21	10	73	46-67	4 350	73
LB 231	68	10	30	10	68	32-62	1 210	72
LB 232	52,8	10	18	10	52,8	22-31, 37-46	1 270	60
LB 233	94,2	10	24	10	94,2	51-54, 60-75, 81-87	720	110
LB 234	64,9	12	17	10	91	56-58, 65-77, 84-87	810	91
LB 235	60	14	24	12	125	30-36, 61-67, 88-94, 100-106, 112-118	150	140
LB 236	74,8	12	33	10	96,8	38-44, 50-56, 62-68, 75-90	665	101



TABLEAU DES CARACTERISTIQUES DES NOUVEAUX FORAGES

N° du forage	Tubage principal		Tubes porte-crépines			Cotes des crépines (position)	Rabattement spécifique en m/m <sup>3</sup> /s	Profondeur totale (mètres)
	Profondeur (mètres)	Diamètre (pouces)	Longueur (mètres)	Diamètre (pouces)	Profondeur (mètres)			
LB 237	80,8	12	33	10	118	56-68, 81-93, 100-103, 109-115	161	120
LB 238	70	14	31	10	120,9	42-55, 73-82, 106-115	225	121
LB 239	75,2	12	24	12", 10"	101	44-47, 54-63, 69-72, 89-95	155	105
LB 240	77,8	12	21	8	209	42-48, 124-127, 151-157, 194-200	590	210
LB 241	73	14	21	10	165,4	76-82, 112-118, 131-137, 156-159	800	170
LB 246	79	14	35	10	183	126-134, 140-152, 159-165, 171-180	41	183
LB 247	76	14	36	12	139	73-76, 82-88, 100-106, 112-121, 124-136	115	140
LB 248	64,2	14	35	10	153,9	77-83, 96-102, 121-127, 133-151	122	155
LB 249	76	14	19	12	149,7	48-54, 67-70, 88-100, 112-114, 138-144	95	151
LB 250	66,4	14	32	12	100	42-54, 60-66, 73-81, 87-93	64	108
LB 251	61,5	14	30	12	97,5	61,5-91,5	65	105
LB 252	63	14	33,6	12	120,6	63-73, 79-85, 91-103, 109-115	68	150
LB 253	66,8	14	24,3	12	108	67-75, 81-87, 93-103	82	120
LB 254	60,6	14	32,2	12	116,4	42-48, 54-60, 66-76, 94-100, 106-110	116	120

TABLEAU DES CARACTERISTIQUES DES NOUVEAUX FORAGES

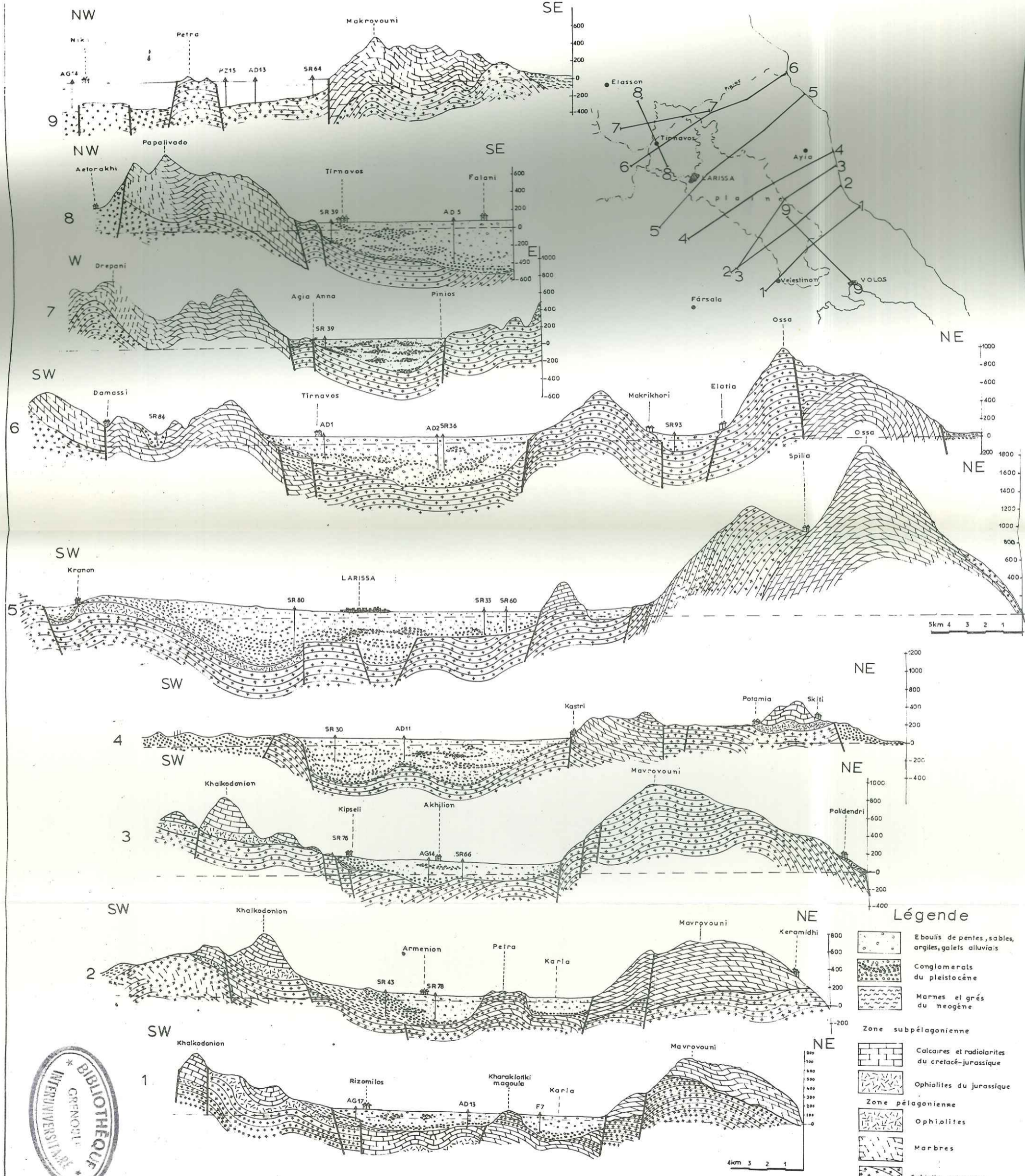
N° du forage	Tubage principal		Tubes porte-crépines			Cotes des crépines (position)	Rabattement spécifique en m/m <sup>3</sup> /s	Profondeur totale (mètres)
	Profondeur (mètres)	Diamètre (pouces)	Longueur (mètres)	Diamètre (pouces)	Profondeur (mètres)			
L 17	62,8	12	27,2	8	90	24-28, 33-51, 72-86	628	90
L 18	72,8	12	41	10	117,4	42-56, 62-69, 96-102, 109-114	264	120
L 19	80,8	12	35	8	159,2	51-60, 72-75, 99-104, 110-118, 125-131, 149-153	1980	162
L 20	91,4	12	53	8	160,56	44-53, 66-78, 97-105, 118-130, 136-142, 148-154	468	170
L 21	78,4	12	44	8	112	25,4-49,4, 72,4-78,4, 90,5-104,9	194	112
L 23	81	12	20	8	154,3	89-92, 110-113, 128-134, 140-148	182	160
L 24	84	10	44	8	170,4	60-66, 102-114, 120-125, 132-138, 144-153	259	178
L 27	75	12	73	8	148,5	44-68, 81-87, 112-142	184	150
L 31	64,6	10	20	10	64,6	19-28, 41-46, 52-58	234	80
L 32	73,6	12	25,4	12	73,6	24-32, 38-40, 52-67	84	85
L 33	65,8	12	30	12	65,8	24-36, 42-60,	71	83,6
L 34	81,8	12	49,7	8	121,7	24-28, 52-64, 70-76	120	121,7
L 35	84	10	21	10	84	32-38, 51-55, 67-78	130	84
L 36	67,8	12	46	10	119,4	30-36, 42-48, 53-57, 64-68, 74-86, 93-101, 107-113	740	121
L 37	71,8	12	53	10	131,1	42-60, 72-86, 92-98, 104-109, 115-125	83	142
L 38	73,8	10	27	8	103,4	45-55, 74-82, 88-91, 97-103	720	104
L 40	125,8	12	36	12	125,8	24-29, 42-48, 60-66, 84-90, 107-120	396	128
L 41	64	12	24,6	10	80,8	24-32, 44-52, 64-74	415	83
L 42	60,5	14	25	10	82,3	30-36, 42-54, 60-66, 73-74	458	125
L 43	72,6	14	24	14	72,6	24-30, 36-40, 52-66	124	80
L 44	90,8	10	27,4	8	138,6	23-26, 32-44, 76-78, 91-93, 100-103, 127-132	430	150
L 45	68,8	14	22	10	108,4	54,7-62,7, 88-102,	206	140
L 46	73,8	14	32	10	112	48,6-60,6, 72,8-84,8, 97,6-105,6	138	142
L 47	109	10	48	8	139,5	64-76, 85-109, 127-139	184	140

TABLEAU DES CARACTERISTIQUES DES NOUVEAUX FORAGES

N° du forage	Tubage principal		Tubes porte-crèpines			Cotes des crèpines (position)	Rabattement spécifique en m/m <sup>3</sup> /s	Profondeur totale (mètres)
	Profondeur (mètres)	Diamètre (pouces)	Longueur (mètres)	Diamètre (pouces)	Profondeur (mètres)			
L 51	73	14	25	10	155,6	111-120, 127-138, 144-149	54	165
L 52	73	14	29	10	140	92-103, 110-122, 128-134	45	143
L 53	75	14	31	10	155	92-101, 108-117, 129-137 144-149	92	155
L 58	73	12	26	10	134,6	79-91, 98-110, 116-128	122	140
L 61	67,8	14	44	10	139,2	36-39, 52-56, 68-86, 99-104, 116-121, 128-133	155	147
SR 96	72	12	35	8	136,2	83-91, 103,4-130,1	537	138
SR 98	52,8	10	24	10	52,8	12,8-37	430	94
SR 100	57	12	26	10	134,6	82-88, 94-104, 110-116 124-128	2880	136
539 YEB	80	10	56	8,6	183	23-27, 29-31, 36-42, 48-61 80-81, 86-97, 105-108 162-178	2250	202
579 YEB	65	8	37	6	206,5	162-199,	514	216
587 VEB	124,7	8	33	8	124,7	85,43-118,65	413	133
607 VEB	74,4	8	19	8	74,4	43-49, 55-68	175	76
634 VEB	109,3	8	17	8	109,3	39-43, 64-67, 90-96 102-106	1200	120
L 55	73	14	31	10	174,4	117-120, 127-137, 143-152 159-168	180	175
L 56	73	14	27	10	143	86-96, 102-117, 124-136	400	145
L 57	73	14	26	10	163	86-94, 132-141, 147-157	288	165



Coupes Géologiques transversales



Légende

- Eboulis de pentes, sables, argiles, galets alluviaux
- Conglomerats du pleistocène
- Marnes et grés du néogène
- Zone subpélagienne**
  - Calcaires et radiolarites du crétacé-jurassique
  - Ophiolites du jurassique
- Zone pélagienne**
  - Ophiolites
  - Marmres
  - Schistes cristallins



Dernière page d'une thèse

Vu

Grenoble, le 16 mai 1978

Le Président de la Thèse

R. BARBIER

Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le 20 mai 1978

Le Président de l'Université  
Scientifique et Médicale

D<sup>r</sup> G. CAU