

**CONTRIBUTION
A LA MODELISATION
DES SYSTEMES AQUIFERES
KARSTIQUES;**

ETABLISSEMENT DU MODELE BEMER

**SON APPLICATION A QUATRE SYSTEMES
KARSTIQUES DU MIDI DE LA FRANCE**

par

Charles B E Z E S

P R E F A C E

Le travail présenté ici en mémoire de thèse de 3ème cycle par Monsieur Charles BEZES, rentre, selon la méthodologie générale définie en 1964 (J. A., Mémoire du C. E. R. H., T. I, pp. 12-13) dans le cadre de l'un des thèmes majeurs du C. E. R. H. et de l'E. R. A. 211 du C. N. R. S. ("Hydrogéologie des roches fissurées et des terrains karstiques"), à savoir la quantification de l'hydrodynamique des systèmes aquifères karstiques.

Ce travail fait suite, à cet égard, aux thèses de doctorat de C. DROGUE (1969), P. JOUANNA (1972), C. RAYNEAU (1972), R. DEGALLIER (1975) et aux travaux réalisés dans le cadre de la D. G. R. S. T. par C. JOSEPH (1969-73).

Son auteur, Charles BEZES, a eu le courage et le mérite de mener ce travail à bonne fin, sous la direction constante de mon collaborateur Christian JOSEPH que je tiens à remercier tout spécialement ici. M. JOSEPH, Docteur Hydrogéologue, assume en effet au sein de notre équipe, la tâche délicate, ardue et ingrate de faire la liaison Géologie-Informatique.

Le but du travail était de tenter la réalisation d'un modèle déterministe des aquifères fissurés et karstifiés de type méditerranéen, en tenant compte, sinon totalement, du moins au maximum de l'état des connaissances physiques et naturalistes concernant ces aquifères et en utilisant pour le tester et pour l'ajuster plusieurs cas bien connus de systèmes aquifères karstiques régionaux. Le succès même de ce modèle notamment pour le système aquifère de la source de Vaucluse, semble montrer que le but a été, pour sa majeure partie, atteint. S'il est en effet relativement facile de modéliser une courbe quelconque sans s'occuper de la nature réelle du phénomène qui l'engendre, il est beaucoup plus difficile de modéliser une famille de courbes dépendant de paramètres analogues mais variables si l'on ne tient pas compte de la réalité physique et naturaliste de ces paramètres; étant bien entendu qu'étant donné la connaissance toujours approximative de ces paramètres et les schématisations fréquemment nécessaires pour les définir, on ne pourra jamais obtenir qu'une approximation plus ou moins forte des phénomènes naturels.

Il n'en reste pas moins que le bon ajustement des résultats d'un modèle à des cas variés, d'un type de phénomène considéré, prouve qu'en grande partie, la réalité du phénomène a été bien simulée. Par démarche inverse, une confirmation peut même être tirée de l'existence réelle de certains de ces phénomènes déduits d'abord de la seule analyse qualitative et semi-quantitative naturaliste et physique. Du point de vue pratique le bon ajustement d'un modèle au phénomène qu'il représente fournit aux scientifiques et aux gestionnaires la possibilité, non seulement d'une analyse scientifique plus fine des phénomènes en jeu mais aussi d'une prévision et d'une gestion optimisée de ces phénomènes, en l'occurrence des ressources en eau potentielles.

A cet égard le modèle BEMER peut être considéré comme particulièrement satisfaisant puisque les critères d'ajustement hors de la période de calage ont atteint pour le système de la Source de Vaucluse 85 %.

Puisse la réussite du modèle BEMER prouver, si besoin en était, la nécessité pour une modélisation efficace d'une collaboration étroite d'une part des spécialistes de modèles mathématiques et de l'Informatique, d'autre part des spécialistes "naturalistes" des phénomènes, ici essentiellement géologiques et hydrogéologiques.

Jacques AVIAS
Professeur titulaire de la Chaire de Géologie
Directeur du C. E. R. H. et Responsable de
l'E. R. A. 211

AVANT - PROPOS

J'adresse mes vifs remerciements à Monsieur le Professeur J. AVIAS, Directeur du Centre d'Etudes et de Recherches Géologiques et Hydrologiques de l'U. S. T. L., pour son accueil et pour m'avoir accordé les moyens nécessaires à la réalisation de ce travail.

J'exprime mes remerciements à Monsieur C. JOSEPH, Ingénieur Hydrogéologue du C. N. R. S. pour m'avoir guidé dans mon travail, tout au long des deux dernières années, en me faisant profiter de ses connaissances en Hydrogéologie et Informatique et pour m'avoir encouragé et soutenu dans les moments difficiles, en me gardant sa confiance. Qu'il veuille bien voir dans ce travail l'hommage de ma profonde et respectueuse gratitude.

Je désire exprimer mes remerciements à Monsieur A. MANGIN, Maître de Recherches au C. N. R. S., Hydrogéologue du Laboratoire Souterrain du C. N. R. S. à Moulis (Ariège) pour ses remarques et critiques, faites sur mon travail et pour m'avoir fait l'honneur de participer au jury de cette thèse.

Je remercie également Monsieur le Professeur C. BOCQUILLON, Directeur du Laboratoire d'Hydrologie Mathématique de l'U. S. T. L. et Monsieur M. DESBORDES, Maître Assistant-Hydrologue du même laboratoire pour avoir bien voulu participer au jury de cette thèse. Je remercie aussi Monsieur A. GUILBOT, Ingénieur S. M. E. R. S. pour toute l'aide qu'il m'a apportée dans le domaine de la documentation et ses conseils sur la construction des modèles et leur application.

Je suis particulièrement reconnaissant à Monsieur G. BOSSY, Ingénieur du Cabinet RUBY (Les Milles) et à Monsieur H. PALOC, Directeur régional du B. R. G. M. pour avoir bien voulu me fournir les données hydrométriques des systèmes karstiques de Meyrargues et de la Fontaine de Vaucluse.

Je remercie aussi MM. COUDRAY, BIBENT et SOULIE pour leurs observations sur le texte définitif de ce mémoire. J'exprime également mes remerciements à Mme FARENC pour m'avoir assuré l'accès aux ouvrages de la bibliothèque du Laboratoire de Géologie.

J'adresse enfin mes vifs remerciements à Mlle RIEU pour son travail de dactylographie et son importante contribution à la présentation définitive de ce texte.

- SOMMAIRE -

	<u>Pages</u>
- INTRODUCTION	1
<div style="border: 1px solid black; padding: 5px; display: inline-block;">1. - LES HYDROGRAMMES</div>	3
1.1- <u>GENERALITES</u>	3
1.2- <u>ETUDE DES COURBES DE TARISSEMENT</u>	5
1.3- <u>VALIDITE DES FORMULES ET DES METHODES UTILISEES POUR L'ETUDE DES HYDROGRAMMES</u>	8
1.4- <u>COEFFICIENT DE TARISSEMENT ET STRUCTURE DE L'AQUIFERE KARSTIQUE</u>	8
<div style="border: 1px solid black; padding: 5px; display: inline-block;">2. - LES MODELES</div>	13
2.1- <u>LE CYCLE HYDROLOGIQUE ET LES MOUVEMENTS DE L'EAU SOUTERRAINE</u>	15
2.2- <u>LE MODELE DE TRANSFORMATION "PLUIE-DEBIT"</u>	15
2.3- <u>SUCCESSION DES OPERATIONS EFFECTUEES PAR UNE MODELISATION</u>	16
2.4- <u>METHODES DE CALCUL</u>	17
2.5- <u>CONSTRUCTION DES MODELES</u>	18
<div style="border: 1px solid black; padding: 5px; display: inline-block;">3. - LE MODELE BEMER</div>	
3.1- <u>LES ECOULEMENTS NATURELS</u>	25
3.1.1- Loi de Darcy	25
3.1.1- Circulations naturelles dans le karst	25
3.2- <u>LES RESERVOIRS UTILISES DANS LE MODELE BEMER</u>	26
3.2.1- Loi de vidange des réservoirs linéaires	26
3.2.2- Loi de vidange d'un réservoir non-linéaire	28
3.2.3- La structure interne des réservoirs	30
3.2.3.1- Les paramètres des réservoirs	30
3.2.3.2- Calculs généraux dans les réservoirs	33
3.3- <u>STRUCTURE GENERALE DU MODELE BEMER.</u>	33
3.3.1- Idée fondamentale sur laquelle est basée la formation de l'hydrogramme	33
3.3.2- L'évolution de la structure du modèle.	33
3.4- <u>LES DISPOSITIFS AUXILIAIRES</u>	34
3.4.1- L'évapotranspiration	34
3.4.1.1- Calcul de l'évapotranspiration potentielle journalière non-correctée	34
3.4.1.2- Calcul de l'évapotranspiration potentielle journalière corrigée	36
3.4.1.3- Calcul de l'évapotranspiration réelle journalière	38

3.4.2-	Le déficit créé par une sécheresse ou un pompage.	39
3.4.2.1-	Aspect hydrogéologique du problème	39
3.4.2.2-	Le déficit créé par une sécheresse et la baisse du niveau de la nappe	39
3.4.2.3-	Le déficit créé par des pompages dans la zone noyée	40
3.4.2.4-	Influence du déficit SEV(1) sur l'hydrogramme	40
3.4.3-	Le ruissellement superficiel et le trop-plein	41
3.4.3.1-	Mode de calcul dans la première version du modèle BEMER	41
3.4.3.2-	Mode de calcul dans la deuxième version du modèle BEMER	41
3.4.3.3-	Mode de calcul dans la troisième version du modèle BEMER	48
3.4.4-	Répartition de la pluie efficace	48
3.4.4.1-	Aspect géologique du problème	48
3.4.4.2-	La répartition dans le modèle BEMER	48
3.4.5-	Le déphasage entrée-sortie	49
3.5-	<u>LES DISPOSITIFS AUXILIAIRES RELATIFS AU REGLAGE DU MODELE.</u>	50
3.5.1-	Les critères de la qualité de la simulation	50
3.5.2-	Le réglage automatique	51
3.6-	<u>CRITIQUE DU MODELE BEMER</u>	52
3.6.1-	Relations entre la structure du modèle BEMER et la structure d'un système karstique	52
3.6.2-	Calcul de la pluie efficace dans le modèle BEMER	53
3.6.3-	Transformation de la pluie efficace en hydrogramme	55
3.6.4-	La correction de l'hydrogramme et le calcul des trop-pleins	56
4. - APPLICATION DU MODELE BEMER A QUELQUES BASSINS KARSTIQUES DU MIDI DE LA FRANCE.		59
4.1-	<u>KARST DE MEYRARGUES.</u>	61
4.1.1-	Introduction - Historique	61
4.1.2-	Géologie générale	61
4.1.3-	Hydrogéologie	62
4.1.3.1-	Le bassin versant	62
4.1.3.2-	Les exutoires	62
4.1.3.3-	Mesures hydrologiques	69
4.1.3.4-	Analyse des données hydrologiques - Relation entre la piézométrie et les débits	69
4.1.4-	Application du modèle BEMER au système hydrologique karstique de Meyrargues	73
4.1.4.1-	Les données utilisées	73
4.1.4.2-	Réglage du modèle	74
4.1.4.3-	Interprétation des résultats	76
4.2-	<u>LA FONTAINE DE VAUCLUSE</u>	83
4.2.1-	Introduction - Historique	83

4.2.2- Géologie générale	83	
4.2.3- Hydrogéologie	84	
4.2.3.1- Le bassin versant	84	
4.2.3.2- L'exutoire	84	
4.2.3.3- Mesures hydrologiques	86	
4.2.4- Application du modèle BEMER à l'aquifère karstique de la Fontaine de Vaucluse	87	
4.2.4.1- Les données utilisées	87	
4.2.4.2- Le réglage du modèle	88	
4.2.4.3- Interprétation des résultats	90	
4.3- <u>SOURCE DE FESSES MADAME</u>	107	
4.3.1- Introduction - Historique	107	
4.3.2- Géologie générale	107	
4.3.3- Hydrogéologie	108	
4.3.3.1- Le bassin versant	108	
4.3.3.2- L'exutoire	108	
4.3.3.3- Mesures hydrologiques et climatiques	110	
4.3.4- Application du modèle BEMER à la source de Fesses Madame	110	
4.3.4.1- Réglage du modèle	110	
4.3.4.2- Interprétation des résultats	111	
4.4- <u>SYSTEME AQUIFERE DE LA SOURCE DU MAS DE GENTIL ET DE LA SOURCE DE GRABELS.</u>	115	
4.4.1- Introduction - Historique	115	
4.4.2- Géologie générale	115	
4.4.3- Hydrogéologie	115	
4.4.3.1- Le bassin versant	115	
4.4.3.2- Les exutoires	115	
4.4.3.3- Mesures hydrologiques et climatiques	116	
4.4.4- Application du modèle BEMER à la source du Mas de Gentil	116	
4.4.4.1- Le réglage du modèle	116	
4.4.4.2- Interprétation des résultats	118	
4.5- <u>CRITIQUE DES RESULTATS.</u>	121	
4.5.1- Résultats relatifs au bilan	121	
4.5.2- Résultats relatifs à la forme de l'hydrogramme	121	
4.5.3- Résultats relatifs à l'emmagasinement dans la zone noyée	125	
<table border="1" style="display: inline-table;"><tr><td>5. - CONCLUSIONS</td></tr></table>	5. - CONCLUSIONS	127
5. - CONCLUSIONS		
<u>BIBLIOGRAPHIE</u>	133	

ANNEXES

	<u>Pages</u>
- <u>ANNEXE A</u> : LA PROGRAMMATION DU MODELE BEMER	A1
A.1- L'évolution du programme BEMER	A3
A.2- La perforation des données et l'impression des résultats	A5
- <u>ANNEXE B</u> : LE REGLAGE DU MODELE BEMER	B1
B.1- Optimisation des paramètres contrôlée par l'opérateur	B3
B.1.1- Les valeurs initiales	B3
B.1.2- Le réglage des paramètres	B4
B.2- Utilisation d'une grille de valeurs pour l'optimisation des paramètres	B6
- <u>ANNEXE C</u> : LISTING DU PROGRAMME BEMER.	
- <u>ANNEXE D</u> : LISTING DU PROGRAMME BEEIK.	
- <u>ANNEXE E</u> : EXEMPLE DE SORTIE DU PROGRAMME BEMER.	
- <u>ANNEXE F</u> : RELATION NIVEAU-DEBIT A MEYRARGUES.	
- <u>ANNEXE G</u> : REPONSE DU 2 ^e NIVEAU DU MODELE BEMER A UNE ENTREE DE 100mm.	
- <u>ANNEXE H</u> : DONNEES UTILISEES DANS LES APPLICATIONS DU MODELE BEMER.	

—

INTRODUCTION

L'étude du comportement hydrodynamique des systèmes karstiques a attiré depuis longtemps l'intérêt des hydrogéologues, conduisant ainsi à la recherche d'une méthodologie d'approche quantitative encore en cours de développement.

L'étude de l'évolution du régime des eaux à l'exutoire du système considéré y occupe une grande place, or, classiquement l'étude des hydrogrammes des exutoires karstiques porte seulement sur les courbes de décrue et de tarissement, en régime non influencé, c'est-à-dire en l'absence de toute précipitation. Cependant, il est logique de penser qu'à partir de l'intégralité de l'hydrogramme il doit être possible d'obtenir des informations sur l'alimentation du système et sur la formation de la crue.

Or, dans ces deux derniers domaines, la méthodologie s'est beaucoup enrichie ces dernières années, notamment en hydrologie de surface, grâce à l'utilisation des modèles déterministes de transformation "pluie-débit".

D'où l'objet de ce travail de tenter de construire un modèle déterministe spécialement conçu pour s'appliquer au cas des circulations karstiques. Après un rappel rapide des méthodes appliquées classiquement à l'étude des hydrogrammes et à la construction des modèles à réservoirs (Chap. 1 et 2), nous examinons (Chap. 3) plus spécialement les problèmes relatifs à la réalisation de ce modèle, que nous dénommons BEMER (*).

Le Chapitre 4 est consacré à des exemples d'application de ce modèle BEMER à quatre systèmes karstiques du Midi de la France et à l'interprétation des résultats obtenus. Le dernier chapitre traite des éléments nouveaux apportés à cette occasion à la compréhension du fonctionnement hydrodynamique des aquifères karstiques.

Enfin les Annexes fournissent tous les éléments du modèle susceptibles d'être utilisés pour son application à une source karstique quelconque.

* *

*

(*) De la contraction des deux mots BEZES (nom de l'auteur) et MERO (modèle bien connu des hydrologues de surface).

1.- LES HYDROGRAMMES

1.1- GENERALITES.

Un hydrogramme est représenté par la courbe $Q(t)$ des débits d'un cours d'eau, d'une source, etc., en fonction du temps. La forme de l'hydrogramme, son amplitude et sa période dépendent étroitement des facteurs hydrologiques et géologiques régissant le bassin alimentant le cours d'eau ou la source.

Si on considère un hydrogramme type d'averse, on peut distinguer sur la courbe les parties suivantes (Fig. 1.1, p. 6) :

a. - Une partie représentant la montée de la crue appelée courbe de concentration; b. - Une zone de diminution progressive du débit appelée courbe de décrue; d. - enfin une zone dite de tarissement correspondant à la reprise d'une décroissance lente du débit au bout d'un temps relativement long.

1.2- ETUDE DES COURBES DE TARISSEMENT.

L'étude des courbes de tarissement d'une source se fait habituellement en régime non influencé, c'est-à-dire en l'absence de toute précipitation.

Plusieurs formules ont été établies pour l'interprétation des courbes de tarissement. Les plus anciennes de ces formules considèrent que le milieu est homogène, tandis que les plus récentes font un effort pour tenir compte de l'hétérogénéité du milieu karstique.

a)- Formule de MAILLET.

Cette formule admet la décroissance exponentielle des débits en fonction du temps :

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

Ce type de décroissance du débit correspond à la vidange d'un réservoir par l'intermédiaire d'un orifice poreux (ROCHE, 1963), caractérisé par le coefficient α .

b)- Formule de G. TISON.

Cette formule admet la décroissance du débit en fonction du temps comme l'inverse de sa racine carrée.

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

Ce type de décroissance du débit correspond à la vidange d'un réservoir plein de sable, d'une longueur infinie ayant une paroi perforée, (ROCHE, 1963). La formule donne :

$$\lambda t = \frac{1}{\sqrt{Q_t}} - \frac{1}{\sqrt{Q_0}} \quad \text{où} \quad \alpha t = \frac{\sqrt{Q_0}}{\sqrt{Q_t}} - 1$$

et permet le calcul du coefficient de tarissement α .

c)- H. SCHOELLER (1967) propose les deux formules précédentes pour un régime laminaire. En régime turbulent et uniquement pour la zone noyée, la formule de MAILLET devient d'après cet auteur :

$$Q_t = Q_0 - \alpha t$$

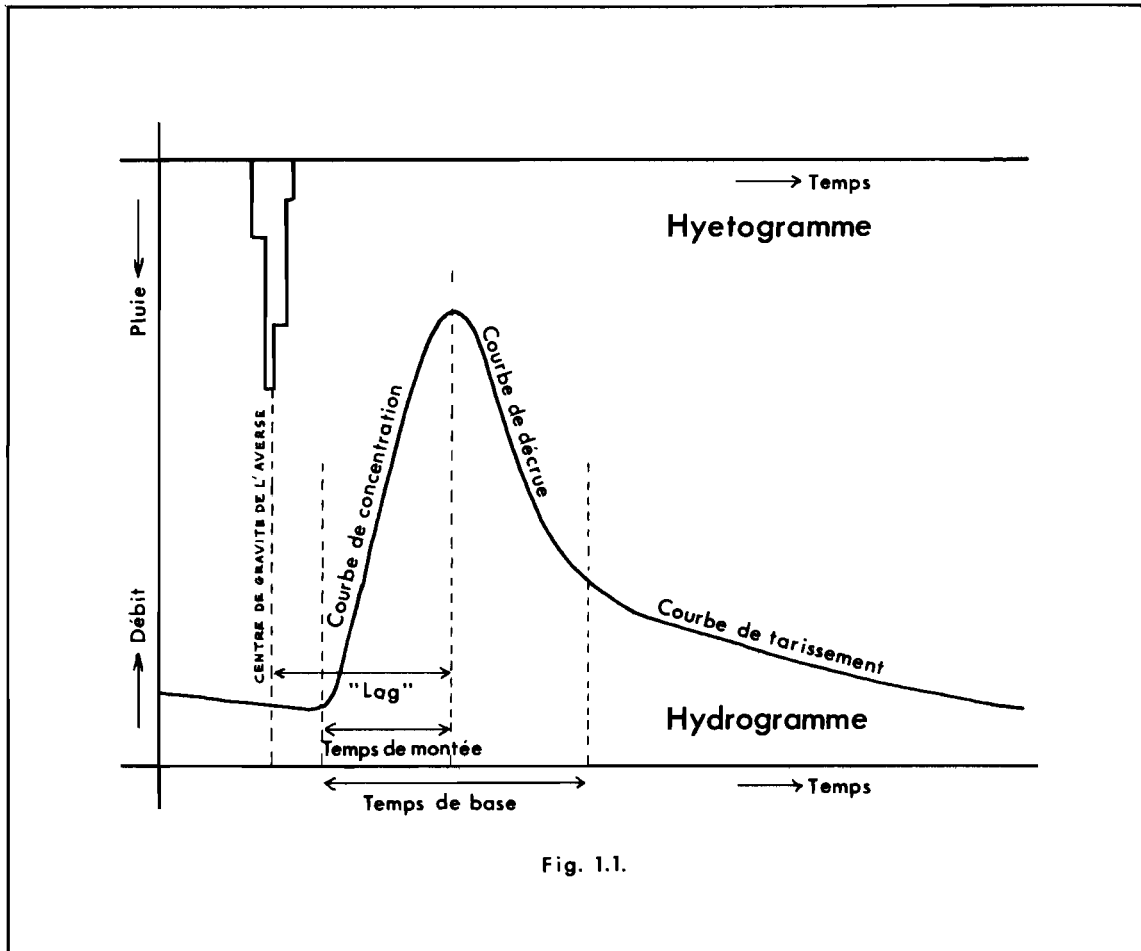


Fig. 1.1.

et la formule de TISON se transforme en :

$$Q_t = \frac{Q_0}{(1 + \alpha t)^3}$$

d)- J. FORKASIEWICZ et H. PALOC (1967) dans l'étude de la Foux de la Vis (Grands Causses), ont été amenés à établir la formule suivante :

$$Q_t = \frac{Q_0}{(1 + \mu t \cdot Q_0)^{0,5}} = \frac{Q_0}{(1 + \alpha t)^{0,5}} \quad \text{où} \quad \mu = \frac{\alpha}{Q_0^2}$$

Cette formule non basée sur un modèle théorique de nappe est empirique. Si on fait abstraction de ce point, on peut remarquer son analogie avec la formule de TISON. En effet, toutes les formules précédentes apparaissent comme hyperboliques et de la forme générale :

$$Q_t = \frac{Q_0}{(1 + bt \cdot Q_0^{1/x})^x} = \frac{Q_0}{(1 + \alpha t)^x} \quad \text{où} \quad b = \frac{\alpha}{Q_0^{1/x}} \quad \text{et } x \text{ varie entre } 0,5 \text{ et } 3,0$$

e)- Décomposition de l'hydrogramme.

La plupart des hydrogrammes après une crue relativement forte ne donnent pas une courbe de décrue et de tarissement conforme aux formules précédentes, ce qui est évidemment dû à l'hétérogénéité fréquente des systèmes karstiques.

Par analogie avec les hydrogrammes des cours d'eau, où l'on distingue trois écoulements différents (ruissellement superficiel, ruissellement hypodermique et alimentation souterraine) on est conduit à l'hypothèse suivante : après une crue le débit total observé à l'exutoire du système hydrogéologique est le résultat de la superposition de plusieurs débits correspondant à des régimes de décroissance différents. Il semble, en effet, qu'un grand nombre de courbes de décrue et de tarissement puissent être décomposées selon cette méthode en trois ou plusieurs composantes exponentielles caractérisées chacune par un certain coefficient de tarissement α .

C. DROGUE (1964) a utilisé cette méthode pour l'étude des principales sources de la région au Nord de Montpellier et il explique le comportement du système karstique par les différences du degré de karstification des divers réseaux de circulation (réseaux de chenaux, réseaux de fines fissures, etc.). Les résultats obtenus concernent donc l'ensemble du karst.

f)- Formule homographique.

A. MANGIN (1971) considère que, pendant la décrue, tout décalage de l'hydrogramme observé par rapport à la courbe exponentielle est dû à l'influence des infiltrations provenant de la zone aérée sur le tarissement de la zone noyée. Il adopte deux formules différentes pour le traitement des hydrogrammes des deux zones, en soulignant la différence qui existe du point de vue hydrodynamique entre la zone noyée et la zone non saturée.

Pour la zone noyée, A. MANGIN admet la formule de MAILLET : $Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t}$ et pour la zone non saturée propose une formule empirique, homographique :

$$q = q_0 \frac{1 - nt}{1 + \epsilon t}$$

Cette formule ne donne pas exactement le débit de l'infiltration, mais plutôt l'effet provoqué par cette infiltration au niveau de l'exutoire et aussi toute la partie du comportement de la zone noyée qui ne peut pas s'expliquer par la formule de MAILLET.

Dans la formule homographique quand $t = \frac{1}{n}$, $q = 0$. Dans ce cas, d'après A. MANGIN, t représente la durée de la décrue et en général approximativement la durée de l'infiltration. Le coefficient ε caractérisant l'importance de la concavité de la courbe a été appelé coefficient d'hétérogénéité.

1.3- VALIDITE DES FORMULES ET DES METHODES UTILISEES POUR L'ETUDE DES HYDROGRAMMES.

Les formules de MAILLET et de TISON avec leurs variantes ont été établies en supposant que la vidange de la partie noyée des aquifères correspond à une vidange de réservoir homogène et isotrope. Leur application aux aquifères karstiques n'est donc valable que si la roche est très fissurée et (ou) le bassin de très grandes dimensions. Malgré ces réserves, d'innombrables applications, sur des bassins même relativement petits, ont montré que le tarissement suit approximativement une telle évolution exponentielle ou hyperbolique.

Si on examine maintenant ce qui se passe avec les courbes de décrue, on voit que l'ajustement exponentiel a beaucoup de peine à suivre l'évolution du débit. Par contre, la formule hyperbolique semble plus adaptée dans ce domaine et souvent capable de représenter l'ensemble du phénomène de la décrue et du tarissement. Mais au niveau de l'interprétation des résultats, on peut se demander si en période de forts débits le karst peut être encore considéré comme isotrope et homogène.

La méthode classique de la décomposition de l'hydrogramme, proposée par H. SCHOELLER tient compte de l'hétérogénéité de la zone noyée, en considérant que celle-ci se vide sous plusieurs régimes exponentiels.

C. DROGUE en 1967, généralise la méthode et envisage son application à l'ensemble du système karstique. Mais dans ce cas, l'interprétation des résultats devient difficile, du fait que les ajustements à une exponentielle sont utilisés pour le traitement de phénomènes se passant simultanément dans la zone noyée et dans la zone aérée (MANGIN, 1971).

La méthode proposée par A. MANGIN donne un schéma de fonctionnement du karst plus cohérent. La formule exponentielle reste utilisée pour les tarissements, tandis que pour les forts débits de la décrue, qui sont dus aux infiltrations provenant de la zone non saturée, on applique une formule homographique.

Les formulations évaluées pour le traitement de la zone non saturée ne sont que des ajustements empiriques. La formulation exponentielle présente cependant un intérêt particulier car l'utilisation d'une ou plusieurs exponentielles, pour le traitement de la zone non saturée, permet de revenir à une méthode de décomposition de l'hydrogramme, relativement facile à modéliser. Ce, en précisant que dans ce cas, parmi les composantes exponentielles de l'hydrogramme seule celle du tarissement semble avoir une réelle validité hydrodynamique.

1.4- COEFFICIENT DE TARISSEMENT ET STRUCTURE DE L'AQUIFERE KARSTIQUE.

La circulation de l'eau dans le karst se fait en utilisant les réseaux des vides créés par fissuration et dissolution dans les roches carbonatées. L'importance et le rôle de chacun des réseaux qui se superposent dépend des dimensions moyennes des vides caractérisant chaque réseau. On distingue généralement trois réseaux principaux dans le karst : les gros conduits et chenaux, les grandes fissures et les micro-

fissures, mais il est évident que tous les intermédiaires entre ces trois catégories peuvent exister.

Cette hétérogénéité du système karstique provoque évidemment l'apparition de vitesses de circulation différentes, et la vidange plus rapide des réseaux des gros conduits et fissures par rapport à la vidange des petites fissures.

Les différences de vitesse de vidange sont illustrées par la possibilité de décomposition de l'hydrogramme en plusieurs composantes différentes de l'écoulement, caractérisées chacune par leur propre coefficient de tarissement.

On essaie parfois de faire correspondre un grand α au réseau des gros conduits et, inversement, un petit α au réseau des microfissures. En réalité le coefficient de tarissement ne peut pas donner directement de renseignements quantitatifs sur l'importance de la karstification de chaque réseau et sur la structure interne de l'aquifère, parce qu'il dépend de plusieurs facteurs et notamment de la forme géométrique et des dimensions du système hydrogéologique. D'autre part, les trois ou plusieurs α qu'on calcule habituellement pour chaque hydrogramme conduiraient à accepter l'existence de réseaux avec des dimensions de vides bien définies, ce qui n'est pas toujours le cas dans le karst où l'on rencontre souvent des réseaux à dimensions intermédiaires entre celles des gros et celles des petits réseaux.

Néanmoins, la relation entre les coefficients de tarissement d'une source, calculés selon la méthode de décomposition de l'hydrogramme, peut informer sur la structure du système : plus les valeurs de α sont différentes, plus le système est hétérogène, tandis que des valeurs de α similaires correspondent à un système homogène.

Afin de montrer la relation qui peut exister entre les coefficients de tarissement calculés après décomposition d'un hydrogramme et les différents régimes de décroissance des débits, qui sont à l'origine de ce même hydrogramme, on peut procéder à la composition d'un hydrogramme théorique à partir de dix composantes exponentielles, en choisissant comme coefficients de tarissement et débits initiaux de chaque composante les valeurs suivantes :

$\alpha_1 = 0,005$	$Q_1 = 0,5$ m3/s
$\alpha_2 = 0,010$	$Q_2 = 1,0$ "
$\alpha_3 = 0,015$	$Q_3 = 1,5$ "
$\alpha_4 = 0,020$	$Q_4 = 2,0$ "
$\alpha_5 = 0,030$	$Q_5 = 2,5$ "
$\alpha_6 = 0,050$	$Q_6 = 3,0$ "
$\alpha_7 = 0,080$	$Q_7 = 3,5$ "
$\alpha_8 = 0,120$	$Q_8 = 4,0$ "
$\alpha_9 = 0,180$	$Q_9 = 4,5$ "
$\alpha_{10} = 0,250$	$Q_{10} = 5,0$ "

La fonction correspondant à l'hydrogramme résultant sera :

$$Qt = Q_1 \cdot e^{-\alpha_1 \cdot t} + Q_2 \cdot e^{-\alpha_2 \cdot t} + \dots + Q_{10} \cdot e^{-\alpha_{10} \cdot t}$$

Le calcul de cette fonction pour des temps allant de 0 à 200 jours donne la courbe de la figure 1.2, p. 11.

A partir de cet hydrogramme on peut effectuer une décomposition classique en trois composantes exponentielles. Le calcul donne :

$$Qt = 13,2 \cdot e^{-0,162 \cdot t} + 8,8 \cdot e^{-0,041 \cdot t} + 3,6 \cdot e^{-0,011 \cdot t}$$

Il semble donc que les coefficients de tarissement à l'origine $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$ puissent être regroupés sensiblement après la décomposition de l'hydrogramme en coefficient α_1 de valeur mo-

yenne = 0,011, les $\alpha_4, \alpha_5, \alpha_6, \alpha_7$ en la valeur 0,041 et les $\alpha_8, \alpha_9, \alpha_{10}$ en la valeur 0,162. En ce qui concerne les débits initiaux après la décomposition $Q_1 + Q_2 + Q_3$ correspondent à la valeur 3,6 m³/s ; $Q_4 + Q_5 + Q_6 + Q_7$ correspondent à 8,8 m³/s et enfin $Q_8 + Q_9 + Q_{10}$ correspondent à 13,2 m³/s.

Dans un deuxième exemple nous avons donné aux coefficients de tarissement et aux débits initiaux les valeurs suivantes :

$\alpha_1 = 0,005$	$Q_1 = 0,5$
$\alpha_2 = 0,007$	$Q_2 = 1,0$
$\alpha_3 = 0,010$	$Q_3 = 1,5$
$\alpha_4 = 0,015$	$Q_4 = 2,0$
$\alpha_5 = 0,020$	$Q_5 = 2,5$
$\alpha_6 = 0,120$	$Q_6 = 3,0$
$\alpha_7 = 0,150$	$Q_7 = 3,5$
$\alpha_8 = 0,180$	$Q_8 = 4,0$
$\alpha_9 = 0,200$	$Q_9 = 4,5$
$\alpha_{10} = 0,250$	$Q_{10} = 5,0$

Nous remarquons que par rapport à l'exemple précédent il manque les valeurs intermédiaires de α , de 0,020 à 0,120 et qu'en ce qui concerne les débits nous avons gardé les mêmes valeurs.

Après décomposition de l'hydrogramme le calcul a donné trois composantes (Figure 1.3, p. 12) celles de :

$$Qt = 18,5 \cdot e^{-0,184 \cdot t} + 3,4 \cdot e^{-0,028 \cdot t} + 4,9 \cdot e^{-0,0088 \cdot t}$$

Comme précédemment, nous pouvons attribuer la valeur 0,0088 à la moyenne de $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \alpha_4$, la valeur 0,028 à celle de α_5, α_6 et la valeur 0,184 à celle de $\alpha_7, \alpha_8, \alpha_9, \alpha_{10}$. Pour les débits de même : $Q_1 + Q_2 + Q_3 + Q_4$ correspondent sensiblement à la valeur 4,9 m³/s ; $Q_5 + Q_6$ à 3,4 m³/s et $Q_7 + Q_8 + Q_9 + Q_{10}$ à 18,5 m³/s.

On voit donc que l'hydrogramme d'un système qui se décharge sous plusieurs régimes exponentiels (10 dans nos exemples) peut être pratiquement assimilé à l'hydrogramme d'un système qui se décharge sous trois régimes exponentiels seulement, et nous pouvons donc représenter, avec une bonne approximation, n'importe quel hydrogramme en utilisant seulement trois composantes exponentielles.

Il faut remarquer d'autre part, que les trois valeurs des coefficients de tarissement utilisés dans ce travail, n'ont pas toutes la même importance pour la circulation de l'eau. L'importance de chaque composante du débit, c'est-à-dire du volume total d'eau écoulé selon sa loi de décroissance, dépend en effet aussi de la valeur initiale du débit de cette composante. Mais les débits initiaux sont mal déterminables au moyen de la méthode graphique de décomposition de l'hydrogramme et varient d'ailleurs d'une crue à l'autre.

Ceci nous amène à la nécessité d'incorporer dans l'étude des courbes de décrue et de tarissement les problèmes posés par l'alimentation du système. Ces problèmes assez délicats n'étant pas facilement solubles graphiquement nous avons alors cherché à réaliser un modèle mathématique permettant de traiter simultanément les problèmes d'alimentation et de vidange d'un système karstique.

* *

*

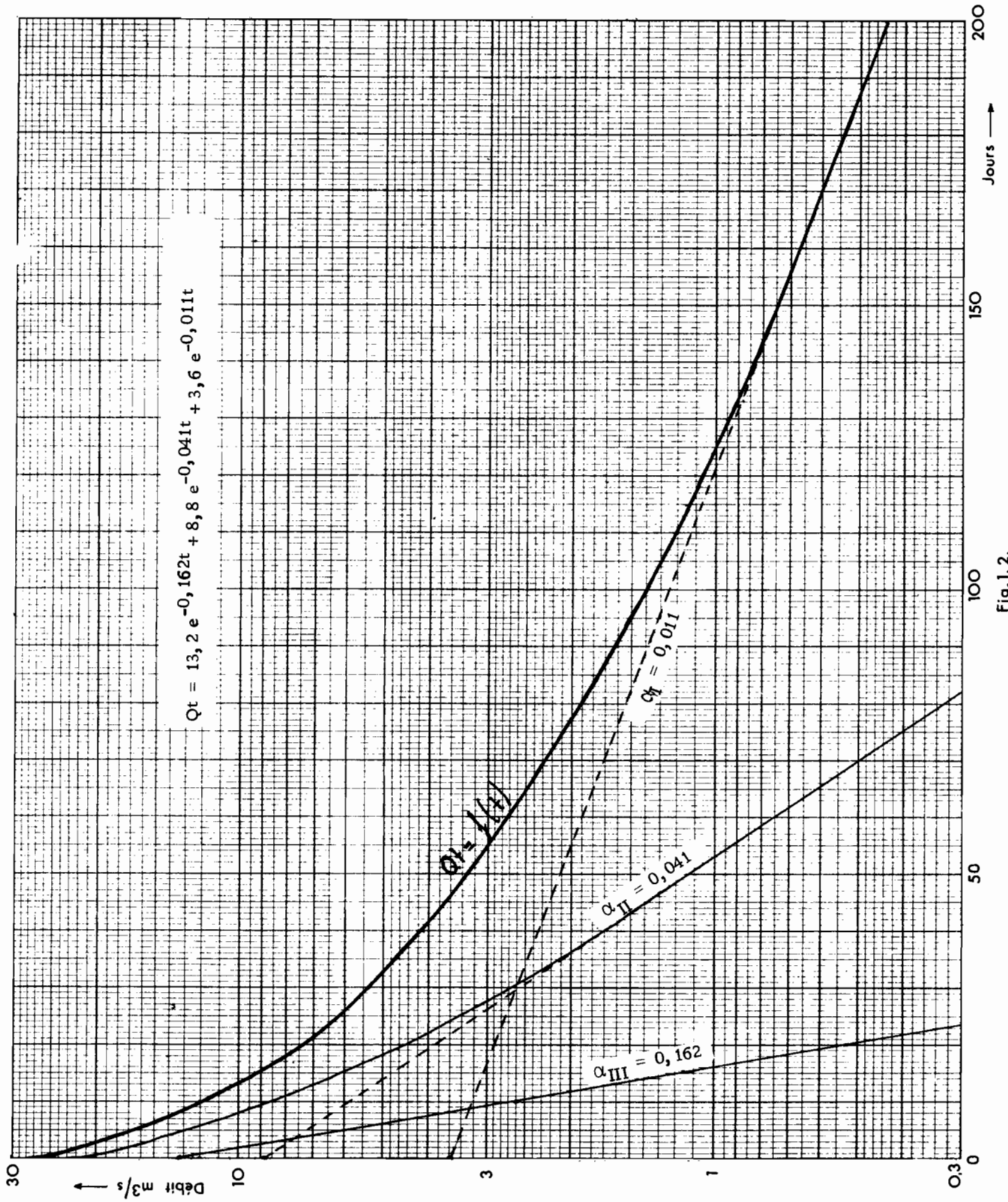


Fig. 1. 2.

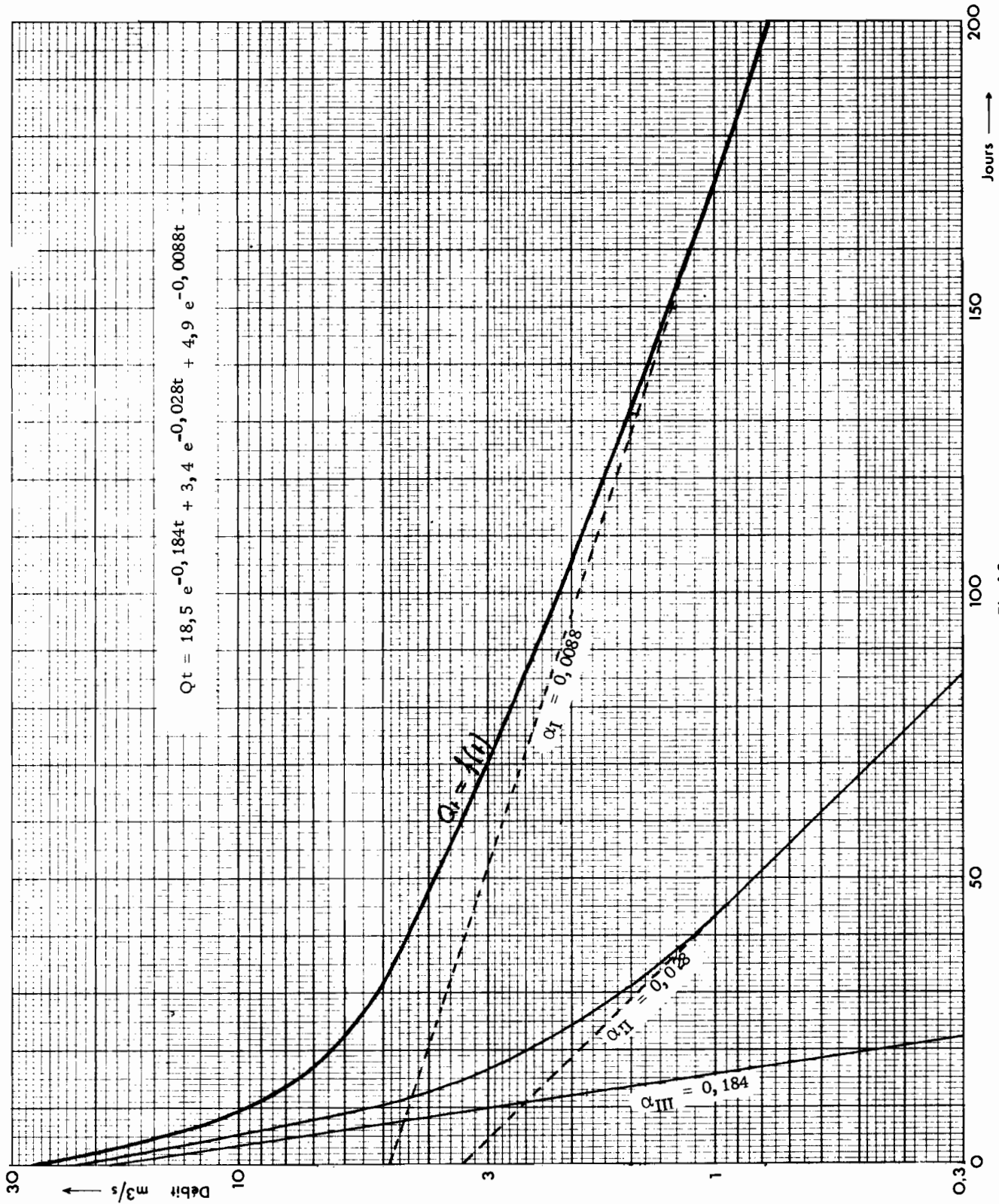


Fig. 1.3.

2.- LES MODÈLES

2.1- LE CYCLE HYDROLOGIQUE ET LES MOUVEMENTS DE L'EAU SOUTERRAINE.

Dans un système hydrologique existent plusieurs zones de stockage de l'eau, qui constituent plus ou moins des unités physiques indépendantes. Nous nous intéresserons ici plus précisément à la partie du cycle hydrologique relative aux circulations souterraines.

a)- Zone de surface ou zone d'alimentation.

La zone d'alimentation est constituée par les secteurs perméables de la surface du bassin versant. L'alimentation du système hydrogéologique s'y fait à partir des précipitations, soit directement, essentiellement par la pluie et la neige, soit indirectement par l'intermédiaire des lacs et des rivières. La quantité d'eau qui tombe sur la surface du sol subit une diminution en raison de l'absorption par la végétation et de la perte par évaporation. La partie restante donne un ruissellement qui alimente directement les cours d'eau ou bien elle s'infiltré dans les couches inférieures du sol et du sous-sol. Quelques fois pour expliquer les phénomènes de ruissellement retardé on admet la présence d'un deuxième niveau de stockage intermédiaire entre la zone de surface et la zone non saturée, appelé zone d'écoulement hypodermique, mais son existence a été contestée (ROCHE, 1963).

b)- Zone non saturée ou zone aérée ou zone de percolation.

L'eau qui s'infiltré dans le sous-sol passe d'abord par la zone de percolation ou zone non saturée, caractérisée par la présence simultanée de l'air et de l'eau dans les pores et les vides de la roche. L'évaporation dans cette zone est négligeable dans la plupart des cas et souvent on n'en tient pas compte.

c)- Zone noyée, de circulation et d'accumulation ou nappe aquifère.

Il s'agit de la zone principale de stockage d'eau. La circulation se fait lentement vers l'exutoire du système. En période sèche une perte d'eau par évapotranspiration plus ou moins facilitée par des ascensions capillaires peut se développer vers la zone aérée et la zone de surface, mais ce phénomène est, dans les aquifères de type karstique, le plus souvent négligeable.

La nappe peut aussi être en communication avec d'autres systèmes hydrogéologiques ce qui entraîne alors le cas échéant des apports ou des pertes souterraines.

2.2- LE MODELE DE TRANSFORMATION "PLUIE-DEBIT".

Dans le paragraphe précédent nous avons vu les principales étapes du cycle de l'eau dans le sous-sol. Un modèle "pluie-débit" est alors la représentation par des expressions mathématiques des relations existant entre ces diverses étapes, les phénomènes rencontrés dans le cycle hydrologique et intégrant finalement la transformation des précipitations alimentant le système en débits évacués par ce dernier.

Une bonne partie des phénomènes physiques intervenant a déjà pu être formulée de façon mathématique (par exemple : l'évapotranspiration, l'infiltration, la vidange de la nappe, etc.) et les lois obtenues servent de point de départ pour l'évaluation d'autres paramètres qu'on peut faire

entrer en jeu dans la partie du cycle de l'eau correspondante (ruissellement, temps de réaction du bassin versant, etc.).

Le modèle auquel on aboutit peut traiter soit la totalité des phénomènes hydrologiques, soit un petit nombre seulement de phénomènes particuliers (par exemple : seulement l'évapotranspiration, le ruissellement superficiel, etc.).

Il est évident que pour aborder ces problèmes - souvent très compliqués - on doit faire des simplifications et négliger certains phénomènes du cycle hydrologique. La nature de ces simplifications dépend du but recherché par le modèle et doit évidemment être prise en considération au moment de l'interprétation des résultats obtenus grâce aux modèles.

Du point de vue méthodologique, l'étude de la transformation "pluie-débit" peut se faire de deux façons :

- a) Etude statistique de la relation existant entre les divers phénomènes du cycle de l'eau et établissement de liaisons "pluie-débit" de caractère probabiliste (modèles probabilistes).
- b) Détermination directe des relations existant entre les causes et les effets des divers phénomènes du cycle de l'eau. Dans ce cas on essaye successivement plusieurs types de transformation "pluie-débit" jusqu'à obtention de résultats s'ajustant étroitement aux résultats d'observation (modèles déterministes).

Dans la pratique, les modèles probabilistes ne sont applicables que quand on dispose de longues séries de données (plusieurs années), tandis que les modèles déterministes ont l'avantage de fournir de bons résultats même à partir de séries de données relativement courtes.

2.3- SUCCESSION DES OPERATIONS EFFECTUEES PAR UNE MODELISATION.

Comme nous l'avons déjà vu, le modèle représente, à l'aide d'expressions mathématiques, les relations existant entre les phénomènes physiques du cycle de l'eau d'un système hydrogéologique. Si le système hydrogéologique est homogène et de faibles dimensions, on applique le modèle à l'ensemble du bassin versant (modèle global). Si, par contre, les conditions hydrologiques et géologiques sont hétérogènes dans l'espace on a intérêt à subdiviser le bassin versant en plusieurs sections (par exemple découpage selon les polygones de THIESSEN du réseau pluviométrique ou selon certaines unités naturelles déterminées à partir des études géologiques).

La vitesse avec laquelle les divers phénomènes changent selon l'échelle du bassin versant, joue aussi un rôle important dans l'application d'un modèle. Si on veut suivre des variations rapides d'un facteur du cycle de l'eau (du débit par exemple) on doit répéter les calculs avec une fréquence plus élevée que celle des variations du phénomène. Dans le cas contraire, les résultats du calcul ne donneraient que des valeurs moyennes correspondantes de ce phénomène. Cette fréquence de répétition du calcul est un paramètre constant du modèle et détermine ce qu'on appelle souvent le "pas de temps".

Pour chaque "pas de temps" les modèles doivent exécuter les opérations suivantes :

- a) Détermination de la précipitation.
- b) Séparation de la pluie en trois parties : évapotranspiration, ruissellement, infiltration.
- c) Formation des hydrogrammes pour une ou plusieurs parties.
- d) Propagation des hydrogrammes vers l'exutoire.
- e) Addition des hydrogrammes qui arrivent à l'exutoire dans le même "pas de temps".

2.4- METHODES DE CALCUL.

La principale opération effectuée par un modèle, est la transformation de la pluie efficace en hydrogramme. La plupart des méthodes proposées pour la réalisation de cette transformation ont été appliquées exclusivement en hydrologie de surface pour le calcul et la prévision des crues des cours d'eau. Pourtant ces dernières années on a constaté une tendance à l'adaptation de méthodes de calcul analogues à l'étude des circulations souterraines.

Les premiers travaux intéressants dans le domaine du calcul sont dus à SHERMAN, qui en 1932, a proposé la théorie de l'hydrogramme unitaire. Ce dernier est par définition l'hydrogramme provoqué par une pluie efficace d'une hauteur égale à l'unité, distribuée uniformément sur le bassin versant, avec une intensité constante, pendant une durée de temps égale aussi à l'unité,

D'après la théorie de l'hydrogramme unitaire, la durée des hydrogrammes provoqués par des pluies efficaces de durée égale à l'unité de temps, est constante. Les ordonnées de ces hydrogrammes sont proportionnelles à leurs volumes totaux respectifs. Cette dernière propriété n'est pas autre chose que l'application du principe de superposition s'exprimant par une linéarité du système.

On peut représenter par $u(\Delta t_0, t)$ l'ordonnée de l'hydrogramme unitaire à l'instant t , où Δt_0 est l'unité de temps et t le temps après le commencement de la pluie. Si maintenant on considère que la pluie efficace d'une averse donnée est constituée de n segments d'intensité différente I_i , mais d'une même durée égale à Δt_0 , d'après le principe de la superposition, on peut écrire :

$$Q_t = \sum_{i=1}^n u(\Delta t_0, t - (i-1) \cdot \Delta t) \cdot I_i \cdot \Delta t$$

où Q_t est le débit à l'instant t et i un indice qui exprime le numéro d'ordre de chaque segment (Figure 2.1, p. 19).

Quand la durée de la précipitation devient infiniment petite on obtient un hydrogramme unitaire instantané exprimé par la fonction $u(0, t)$ ou simplement $u(t)$. Dans ce cas, l'ordonnée de l'hydrogramme à l'instant t devient :

$$Q_t = \int_0^{t'} u(t-\tau) \cdot I(\tau) \cdot d\tau$$

où $I(\tau)$ est la pluie efficace de durée τ et $t' = t$ quand $t < t_0$ ou $t' = t_0$ quand $t > t_0$. La relation précédente s'appelle intégrale de convolution (Figure 2.2, p. 19).

La théorie de l'hydrogramme unitaire de SHERMAN suppose aussi que l'hydrogramme unitaire reste invariable dans le temps. Mais, il est bien connu que les caractéristiques physiques d'un bassin versant changent en fonction du temps et ce changement doit entraîner une certaine modification de l'hydrogramme unitaire. Dans ce cas il serait donc préférable de parler d'hydrogramme unitaire d'un bassin correspondant à un temps précis et à des conditions bien définies du bassin versant.

Pour le calcul de l'hydrogramme unitaire instantané il existe plusieurs méthodes. Une grande partie de ces méthodes est basée sur l'utilisation de divers modèles conceptuels qui ont recours à une analogie physique ou à une simulation mathématique. Les deux principaux éléments habituellement utilisés pour la construction d'un modèle adaptable au cas des cours d'eau et semblant pouvoir s'adapter au cas des aquifères karstiques, sont les suivants :

a)- Le réservoir linéaire.

Il s'agit d'un réservoir fictif qui donne un débit Q proportionnel à sa hauteur de remplissage H .

$$Q = K \cdot H$$

où K est un coefficient caractéristique du réservoir, appelé coefficient de vidange.

Si on a une entrée instantanée remplissant le réservoir avec une quantité H_0 dans un temps $t_0 = 0$, on démontre que le débit en fonction du temps est donné par la formule :

$$Q = K \cdot H_0 \cdot e^{-K \cdot t} = Q_0 \cdot e^{-K \cdot t}$$

Si $H_0 = 1$ (entrée unitaire) l'hydrogramme unitaire instantané du réservoir linéaire est donné par la formule :

$$u(t) = K \cdot e^{-K \cdot t}$$

b)- Le canal linéaire.

Il s'agit d'un canal fictif, dans lequel le temps T nécessaire pour qu'un débit Q (de n'importe quelle valeur) se déplace de l'entrée à la sortie du canal, est constant. Un hydrogramme qui se propage le long du canal conserve donc sa forme initiale.

Si on a un segment d'hydrogramme, d'une durée Δt et d'un volume S , qui entre et se déplace dans le canal, à sa sortie on a un débit donné par la formule :

$$Q \cdot S \cdot \delta(t, \Delta t)$$

$$\text{où } \delta(t, \Delta t) = \frac{1}{\Delta t} \quad \text{pour } 0 < \tau < t \quad \text{et } t = \tau + T$$

$$\text{où } \delta(t, \Delta t) = 0 \quad \text{pour des valeurs différentes de } \tau \text{ et } t \text{ (Figure 2.3, p. 20).}$$

Quand Δt tend vers zéro (entrée instantanée) cette fonction devient une fonction d'impulsion $\delta(t)$ connue comme fonction Dirac et représente l'hydrogramme unitaire instantané correspondant au canal linéaire.

2.5- CONSTRUCTION DES MODELES.

En utilisant les réservoirs et les canaux linéaires décrits dans le paragraphe précédent on peut bâtir des modèles capables de calculer l'hydrogramme unitaire d'un bassin. La technique utilisée consiste donc à obtenir l'hydrogramme unitaire relativement compliqué d'un bassin à partir des hydrogrammes unitaires simples.

NASH en 1957 a proposé dans ce but l'utilisation de n réservoirs linéaires identiques en série. Pour une entrée unitaire au premier réservoir on calcule le débit à sa sortie et on l'applique à l'entrée du second réservoir. En continuant successivement le même calcul avec les autres réservoirs on obtient à la sortie du dernier l'hydrogramme unitaire du système (Fig. 2.4, p. 20).

DOOGE, en 1959, a utilisé également le principe du canal linéaire. La surface du bassin est divisée en n secteurs à l'aide des isochrones, qui sont des courbes tracées à partir des points du bassin présentant le même temps de trajet entrée-sortie. Le débit de sortie, qui correspond à chaque

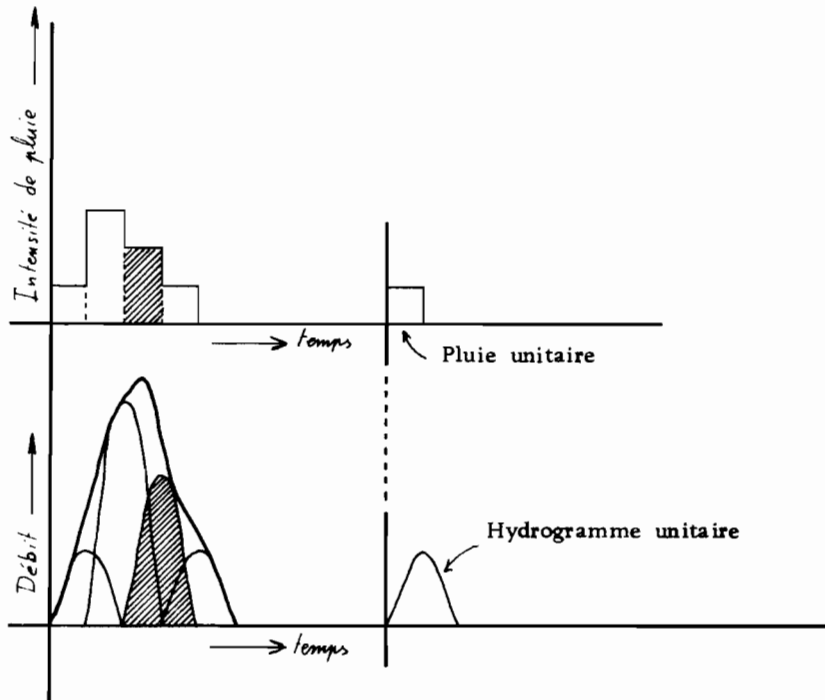


Fig. 2.1. COMPOSITION D'UN HYDROGRAMME A PARTIR DE L'HYDROGRAMME UNITAIRE

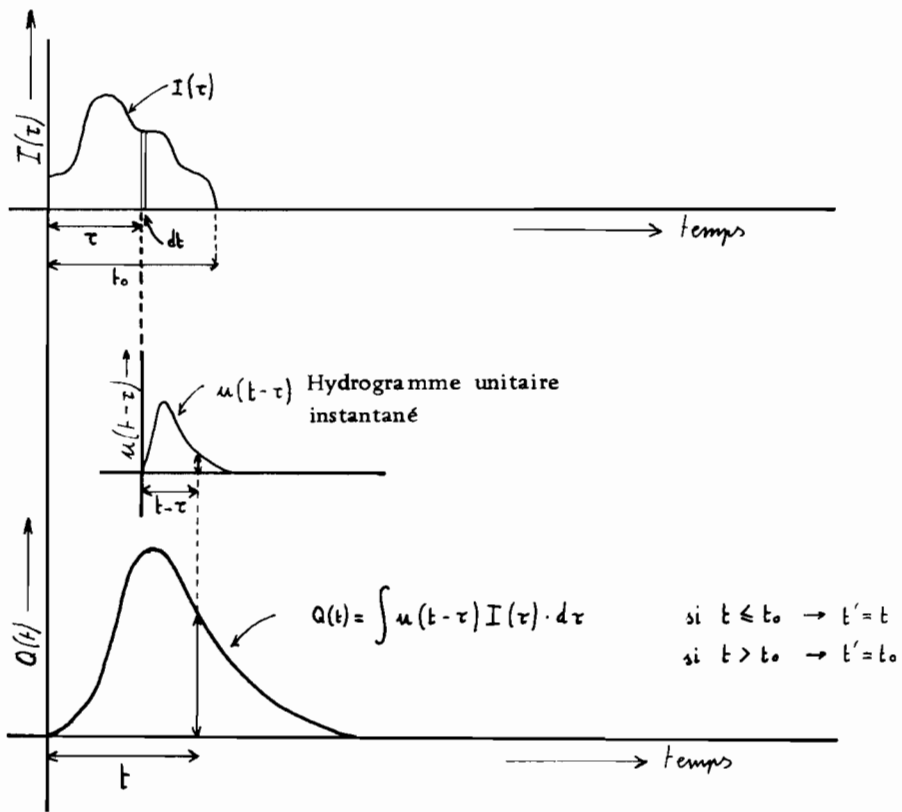


Fig. 2.2. COMPOSITION D'UN HYDROGRAMME A PARTIR DE L'HYDROGRAMME UNITAIRE INSTANTANE (d'après CHOW, 1964)

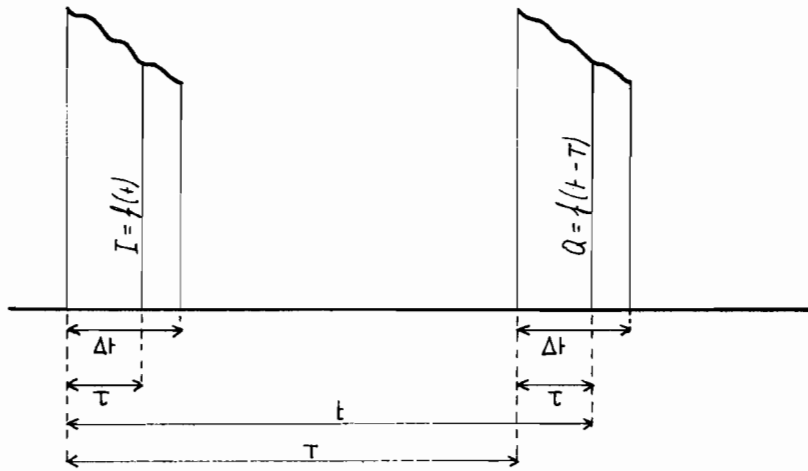


Fig. 2.3. PROPAGATION D'UN SEGMENT D'HYDROGRAMME LE LONG D' UN CANAL LINEAIRE

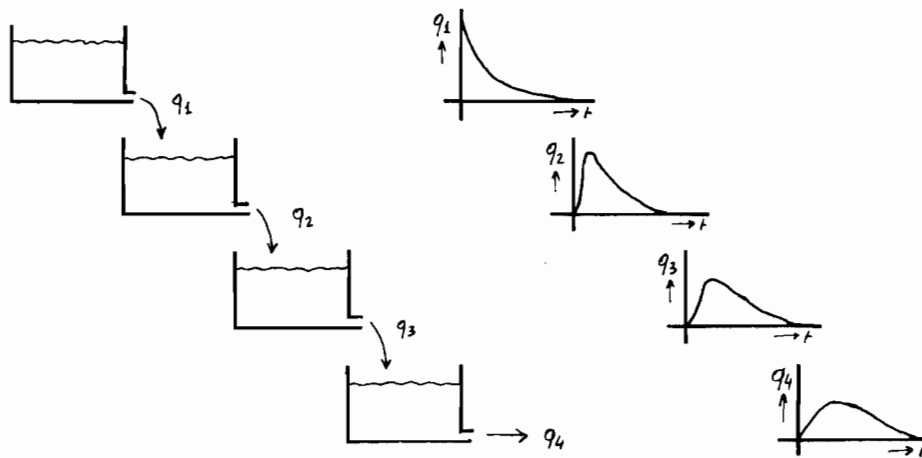


Fig. 2.4. FORMATION DE L'HYDROGRAMME DANS LE MODELE DE NASH.

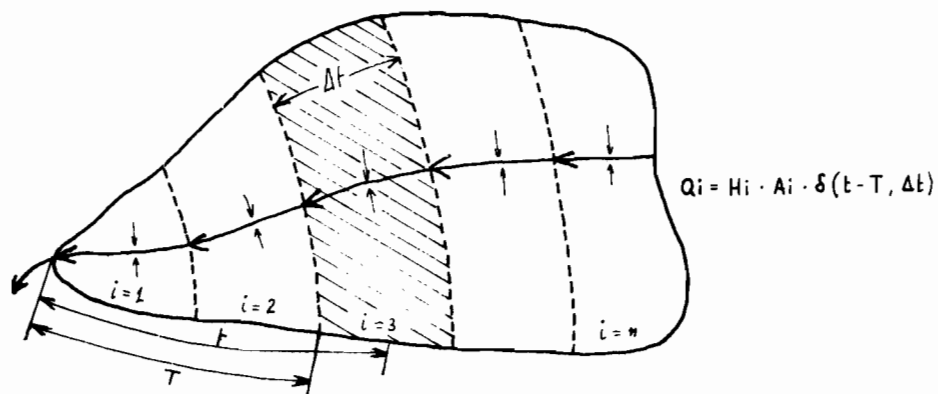


Fig. 2.5. BASSIN DIVISE A L'AIDE DES ISOCHRONES DANS LE MODELE DE DOOGE

secteur est donné par la formule :

$$Q_i = H_i \cdot A_i \cdot \delta(t - T, \Delta t)$$

où i est le numéro d'ordre de chaque secteur (de 1 à n), Δt est l'équidistance des isochrones. H_i et A_i sont la hauteur de la pluie efficace et la surface du secteur i et $T = (i - 1) \cdot \Delta t$.

Le débit global à la sortie du bassin à un instant donné t est égal à la somme des débits des n secteurs (Fig. 2.5, p. 20).

$$Q_t = \sum_{i=1}^n H_i \cdot A_i \cdot \delta(t - T, \Delta t)$$

Très vite la création de modèles à partir de réservoirs et canaux linéaires est passée à des structures plus compliquées : réservoirs en parallèle et en séries ou encore de combinaisons de réservoirs et de canaux linéaires.

Ces dernières années, un effort particulier s'est développé afin d'intégrer dans le calcul les phénomènes de non linéarité pouvant exister entre la pluie et le débit, à l'échelle du bassin versant.

Dans ce cas l'hydrogramme unitaire du bassin n'est pas unique mais dépend de l'importance de la pluie, de la saison, etc. Nous allons examiner en détail ces problèmes dans le chapitre suivant en relation avec le modèle que nous allons proposer pour les systèmes aquifères karstiques et que nous avons dénommé BEMER (*).

* *
*

(*) Par contraction du nom de l'auteur de la présente étude BEZES, et du nom du principal modèle antérieur, utilisé en partie pour la construction du nouveau modèle : le modèle MERO.

3.- LE MODÈLE BEMER

3.1- LES ECOULEMENTS NATURELS.

3.1.1- Loi de Darcy.

La loi expérimentale de Darcy admet que le débit de l'eau à travers un milieu poreux est proportionnel à la différence de la charge hydraulique existant entre l'entrée et la sortie du dispositif d'expérimentation,

$$Q = K \cdot \frac{\Delta h}{l} \cdot S$$

où Q est le débit, $\Delta h/l$ le gradient hydraulique et S la section du tube expérimental où circule l'eau.

Dans le cas des nappes à porosité d'interstices la validité de cette loi semble être générale quand les vitesses de circulation ne dépassent pas une valeur critique. A. MANGIN (1974) en citant les travaux relatifs de divers auteurs, montre que les pertes de charge sont linéaires pour un nombre de Reynolds $Re < 1$. Pour $1 < Re < 80$ on a des pertes de charge non linéaires à cause de l'apparition des forces d'inertie, mais toujours en écoulement laminaire. Pour $Re > 80$ l'écoulement devient à la fois laminaire et turbulent ; quand $Re > 180$ on a un écoulement totalement turbulent.

Ces observations signifient que la loi de Darcy ne pourra être utilisée que pour des vitesses de circulation faibles (petit gradient hydraulique) correspondant à une vidange lente d'une nappe en période de tarissement. En dehors de cette période et notamment quand il s'agit d'un régime intermédiaire turbulent-laminaire, on doit utiliser d'autres formules;

a)- Pour un régime purement turbulent on applique la formule générale :

$$Q = K' \cdot \sqrt{i} \cdot S$$

où K' représente la perméabilité turbulente et i le gradient hydraulique.

b)- Pour un régime mixte turbulent-laminaire on admet la formule :

$$Q = K' \cdot i^n \cdot S \quad \text{où} \quad 0,5 < n < 1,0$$

3.1.2- Circulations naturelles dans le karst.

Les formules ci-dessus étant dans la plupart des cas le résultat d'expériences, on doit les vérifier sur le terrain avant leur application. Dans certains cas favorables où l'on dispose d'un regard dans la nappe (aven, piézomètre, etc.) on peut établir la relation qui existe entre le niveau de la nappe et le débit à sa sortie. Il faut tenir compte, toutefois, de l'augmentation générale sensible des vitesses à l'approche de l'exutoire, par diminution de la section de la nappe. Il y a donc peu de chances qu'à l'exutoire l'on ait affaire à un écoulement laminaire et à des pertes de charge linéaires.

C. DROGUE (1964) dans une étude du bassin du Vidourle (Gard) a donné la correspondance entre le niveau de l'eau dans l'aven de la Soeur et le débit à la source de Sauve, qui se trouve à une distance de 1500 m de l'aven (Figure 3.1, p. 27). Il semble que le phénomène suive la loi $Q = 2,7 \cdot H^{0,6}$ même en période de crue, le

débit Q étant exprimé en m^3/s , et la hauteur H en m ; ce, en considérant qu'à la cote de 96 m on a $H = 0$ m.

Dans le karst de Meyrargues (NE d'Aix-en-Provence) nous avons disposé d'un piézomètre au Gouffre de la Foux, à une distance de 2,5 km à l'amont des principales sources du système. La correspondance entre le niveau dans le karst et le débit total indique que dans ce cas la relation est presque linéaire (Figure 4.4, p. 71). Ceci peut être interprété par le fait que les débits de ce système sont relativement faibles et que les vitesses de circulation de l'eau y sont beaucoup plus faibles que celles du bassin souterrain du Vidourle.

La relation entre le débit et la charge, dans la zone noyée peut être donc, linéaire ou non linéaire, selon le cas examiné. On doit remarquer cependant que dans les deux cas précédents, les résultats ne concernent qu'une partie très petite du karst, qui se trouve au voisinage d'un exutoire. A une échelle plus grande, la relation débit-charge doit être presque linéaire, les gros conduits dans le massif karstique devenant relativement rares par rapport aux fissures fines, et en conséquence les faibles vitesses de circulation (avec pertes de charge linéaires) étant les plus fréquentes.

3.2- LES RESERVOIRS UTILISES DANS LE MODELE BEMER.

3.2.1- Loi de vidange des réservoirs linéaires.

Comme nous l'avons déjà vu dans le paragraphe 2.4, le débit d'un réservoir linéaire est par définition proportionnel à la hauteur de l'eau contenue dans ce réservoir. L'évolution du débit en fonction du temps est donnée par la formule :

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t} \quad (1)$$

où Q_t est le débit au moment t , Q_0 le débit pour $t=0$ et α le coefficient de tarissement du réservoir.

Afin de réaliser cette décroissance exponentielle du débit nous avons, dans le modèle BEMER, adopté la méthode suivante : Pour chaque jour nous avons calculé le débit correspondant à partir de la formule :

$$Q = K \cdot H$$

où Q est le débit en mm/j , H la hauteur de l'eau contenue dans le réservoir en mm et K un coefficient caractéristique du réservoir, appelé "coefficient de vidange journalière", qui exprime le pourcentage de la quantité d'eau contenue, qui sort chaque jour du réservoir. Après le calcul du débit journalier nous enlevons cette quantité de la hauteur initiale du jour et ce qui reste correspond à la hauteur initiale du jour suivant.

Si on veut exprimer mathématiquement le débit dans le temps, on peut alors écrire pour le jour t :

$$Q_t = K \cdot H_t \quad \text{où} \quad 0 < K < 1$$

la charge pour le jour suivant $t+1$ sera : $H_{t+1} = H_t - Q_t = H_t - K \cdot H_t$ et le débit pour le même jour :

$$Q_{t+1} = K (H_t - K \cdot H_t) = K \cdot H_t (1 - K) = \underline{Q_0 (1 - K)}$$

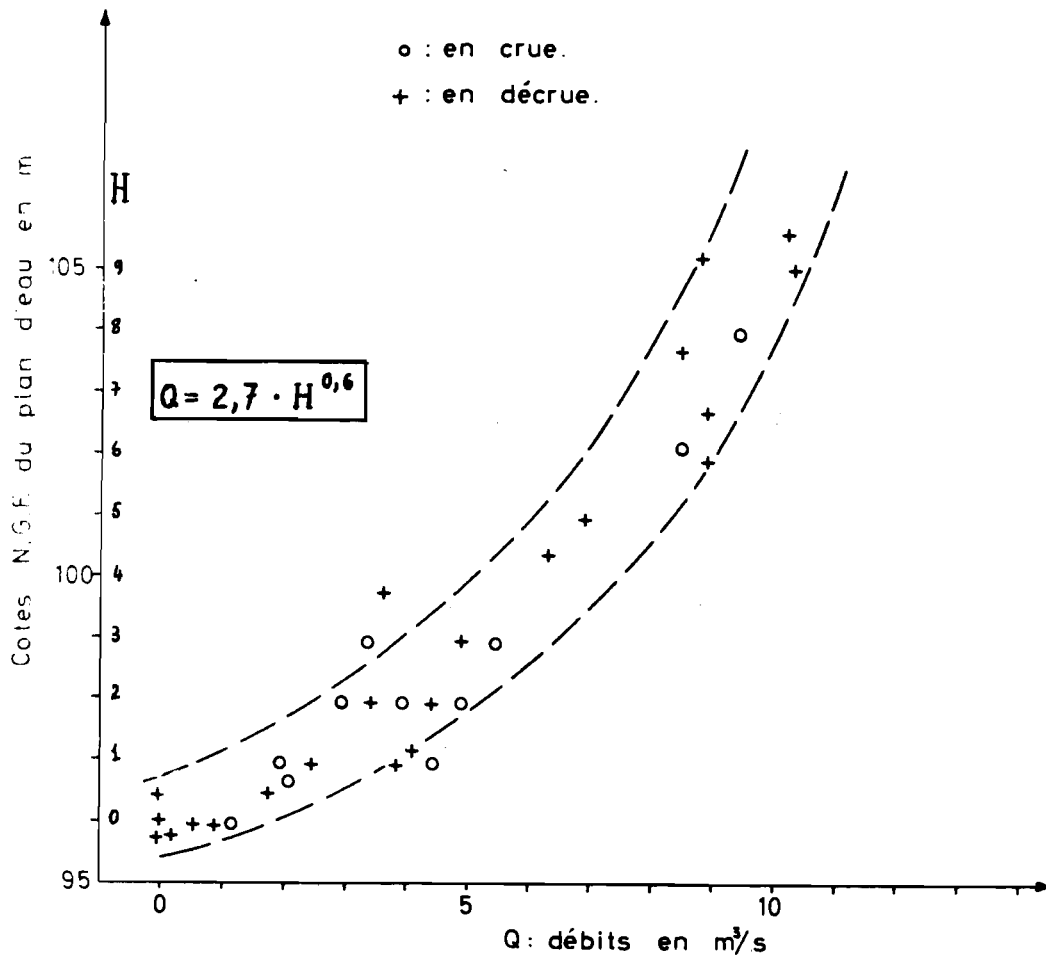


Fig. 3.1- CORRESPONDANCE ENTRE LES COTES DU PLAN D'EAU DANS LE KARST (AVEN DE LA SOEUR) ET LES DEBITS A LA SOURCE PRINCIPALE DE SAUVE. (C. DROGUE, 1964, Thèse 3° Cycle - Montpellier).

Pour le jour suivant $t+2$ on aura :

$$\begin{aligned} Q_{t+2} &= K \cdot H_{t+2} \\ &= K \cdot (H_{t+1} - K \cdot H_{t+1}) \\ &= K \cdot (H_t - K \cdot H_t - K \cdot H_t + K^2 H_t) \\ &= K \cdot H_t (1 - 2K + K^2) \\ &= K \cdot H_t (1 - K)^2 = \underline{Q_0 (1 - K)^2} \end{aligned}$$

Et en général : $Q_t = \underline{Q_0 (1 - K)^t}$

où $0 < K \leq 1$ et où t est exprimé en jours.

Etant donné que cette formule exprime la décroissance exponentielle du débit en fonction du temps comme la formule (1), nous pouvons établir facilement la relation entre le coefficient de tarissement α et le coefficient de vidange journalière K .

$$\begin{aligned} Q_0 \cdot e^{-\alpha t} &= Q_0 \cdot (1 - K)^t \\ 1/e^\alpha &= 1 - K \\ e^\alpha &= 1/(1 - K) \\ \alpha &= \text{Log } 1/(1 - K) = 2,3 \log 1/(1 - K) \end{aligned}$$

La figure 3.2 (p. 29) donne la représentation graphique de la relation entre α et K et permet la comparaison rapide en cours d'application, du K calculé par le modèle BEMER et du α calculé par une méthode graphique. Nous notons que K est presque égal à α pour des valeurs inférieures à 0,1.

3.2.2- Loi de vidange d'un réservoir non-linéaire.

Dans la troisième version du modèle BEMER (voir aussi paragraphe 3.4.3.3) nous avons procédé à une petite modification du réservoir linéaire afin de pouvoir tenir compte des phénomènes de non-linéarité entre la charge et le débit du système hydrogéologique.

Pour un réservoir non-linéaire le débit est donné par la formule :

$$Q = K \cdot H^n$$

où Q est le débit journalier, K le coefficient de vidange journalière, H la hauteur de l'eau dans le réservoir et n un exposant qui varie entre 0,5 (écoulement totalement turbulent) et 1 (écoulement laminaire avec pertes de charge linéaires).

Nous avons pu constater que l'évolution du débit d'un réservoir non-linéaire, pendant les premiers jours de sa vidange ($t < 50$ jours) suit à peu près une loi exponentielle à condition que l'exposant n ne soit pas inférieur à 0,800.

Le coefficient de tarissement α correspondant à cette exponentielle, est égal à :

$$\alpha = K \cdot H_0^{n-1}$$

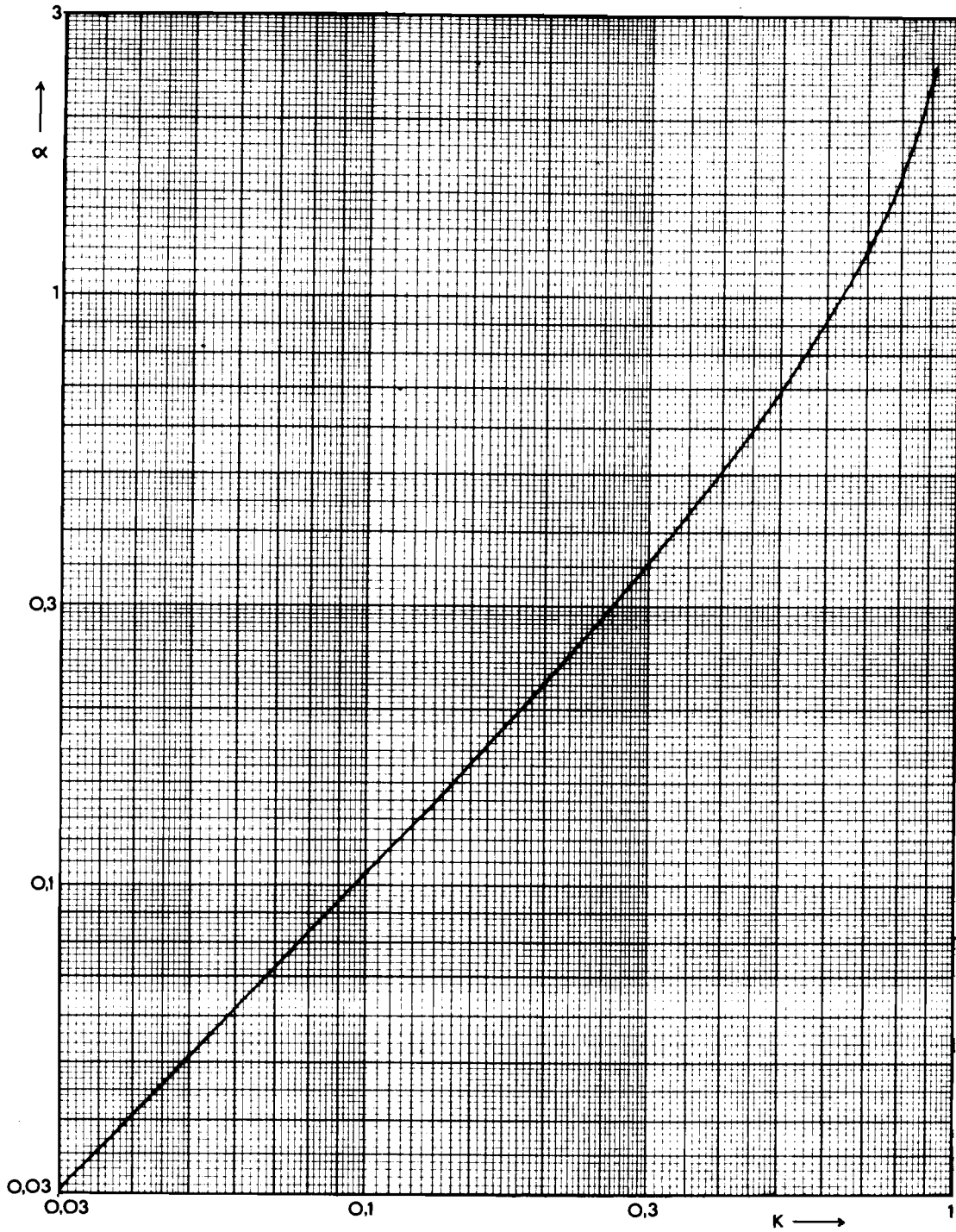


Fig. 3.2. RELATION ENTRE LE COEFFICIENT DE VIDANGE JOURNALIER K
ET LE COEFFICIENT DE TARISSEMENT α DE LA FORMULE EXPONENTIELLE.

où K est le coefficient de vidange journalière du réservoir et H_0 la charge initiale. L'évolution du débit est donc donnée par la formule :

$$Q_t = Q_0 (1 - \alpha)^t = K \cdot H_0^n (1 - K \cdot H_0^{n-1})^t$$

Etant donné que H_0^{n-1} est inférieur à l'unité, on a toujours $\alpha < K$. Ceci signifie que la vidange d'un réservoir non-linéaire est plus lente que la vidange d'un réservoir linéaire ayant le même coefficient de vidange K . Cette différence s'exprime par le rapport α/K qui est égal à H_0^{n-1} .

La figure 3.3 (p. 31) donne le rapport α/K en fonction de la charge initiale H_0 et de l'exposant n^* . On voit par exemple que si $H_0 = 5$ mm et $n = 0,9$ on a $\alpha/K = 0,85$, ce qui signifie que α est égal à 85 % de K .

Comme nous l'avons déjà écrit, le débit journalier est calculé par la formule : $Q = K \cdot H^n$ où H est exprimé en mm et $0,5 \leq n \leq 1$. Dans ces conditions, on a :

$$\begin{aligned} H^n &\leq H && \text{quand } H \geq 1 \text{ mm} \\ \text{ou} & && \\ H^n &> H && \text{quand } H < 1 \text{ mm} \end{aligned}$$

Afin d'éviter que le débit journalier Q ne soit plus élevé que le contenu H du réservoir quand $H < 1$ mm, nous procédons au calcul non-linéaire du débit seulement quand $H \geq 1$ mm. Quand $H < 1$ mm le calcul du débit s'effectue comme dans le cas d'un réservoir linéaire.

3.2.3- La structure interne des réservoirs.

3.2.3.1- LES PARAMETRES DES RESERVOIRS.

Dans la première version du modèle BEMER nous avons adopté une structure unique pour tous les réservoirs, afin de faciliter le calcul et la programmation. Cette structure a été gardée dans les deux versions suivantes, car elle ne présentait pas d'inconvénients pour les calculs. Cependant le mode de calcul a été changé sensiblement, et progressivement les paramètres ont été adaptés à la fonction de chaque réservoir.

La figure 3.4 (p. 32) montre la répartition des paramètres de structure des réservoirs.

- a) $K(I)$ est le coefficient de vidange journalière (I est un indice de 1 à 5 qui indique le numéro du réservoir).
- b) $H(I)$ est la hauteur de l'eau contenue dans le réservoir en mm.
- c) $PL(I)$ est l'entrée journalière en mm.
- d) $EV(I)$ est la sortie journalière en mm due à l'évapotranspiration.
- e) $SEV(I)$ est le déficit créé au-dessous du niveau zéro du réservoir en raison soit d'une sécheresse prolongée, soit d'un pompage.
- f) $HINF(I)$ est la hauteur de l'eau dans le réservoir à partir de laquelle on obtient une évacuation par la base $ENF(I)$.
- g) $HRUIS(I)$ est la hauteur de l'eau dans le réservoir à partir de laquelle on obtient un ruissellement ou une évacuation de trop-plein $RUIS(I)$.

* Dans le programme de calcul la variable n se présente sous le nom $EXNI$.

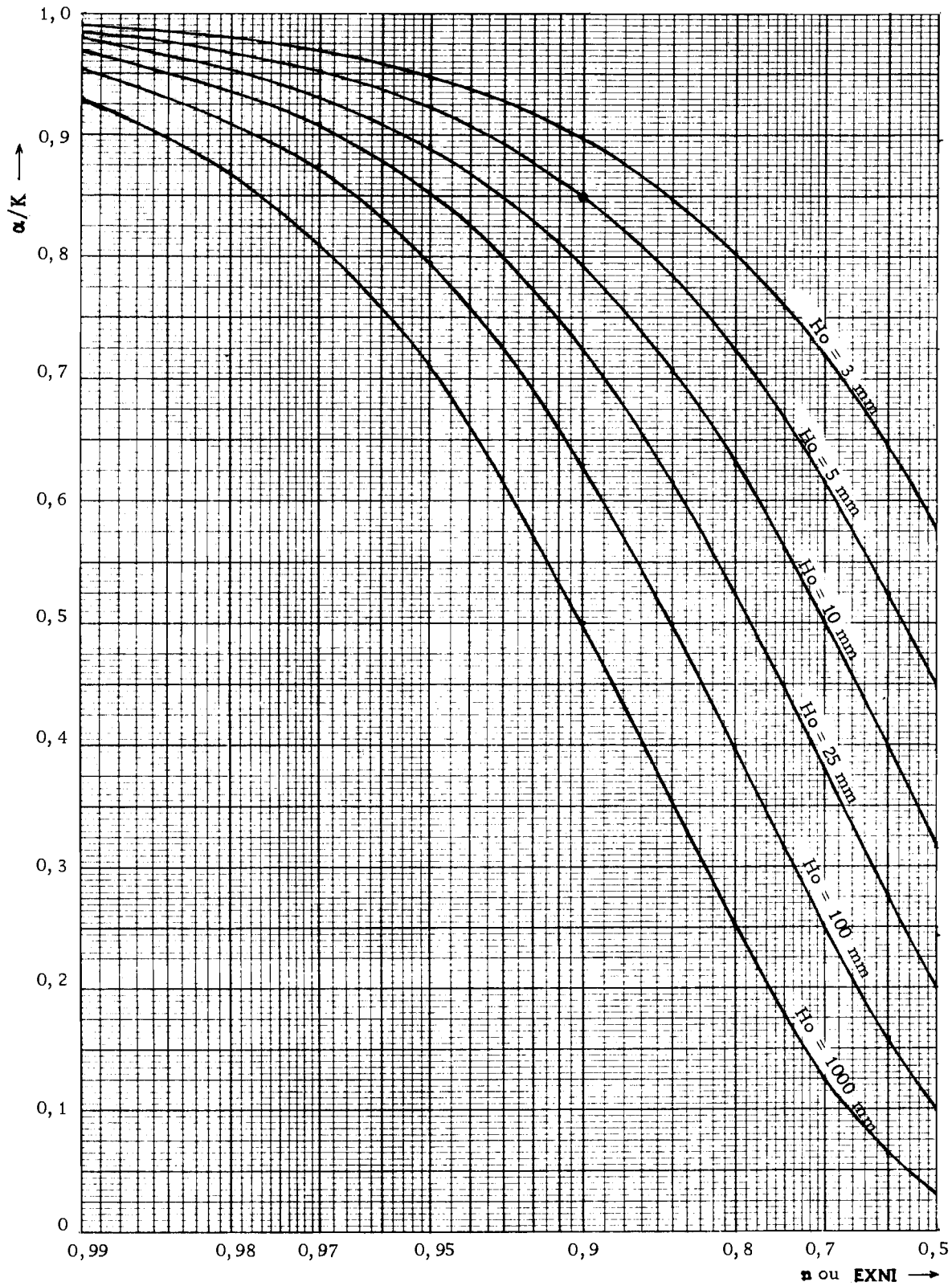
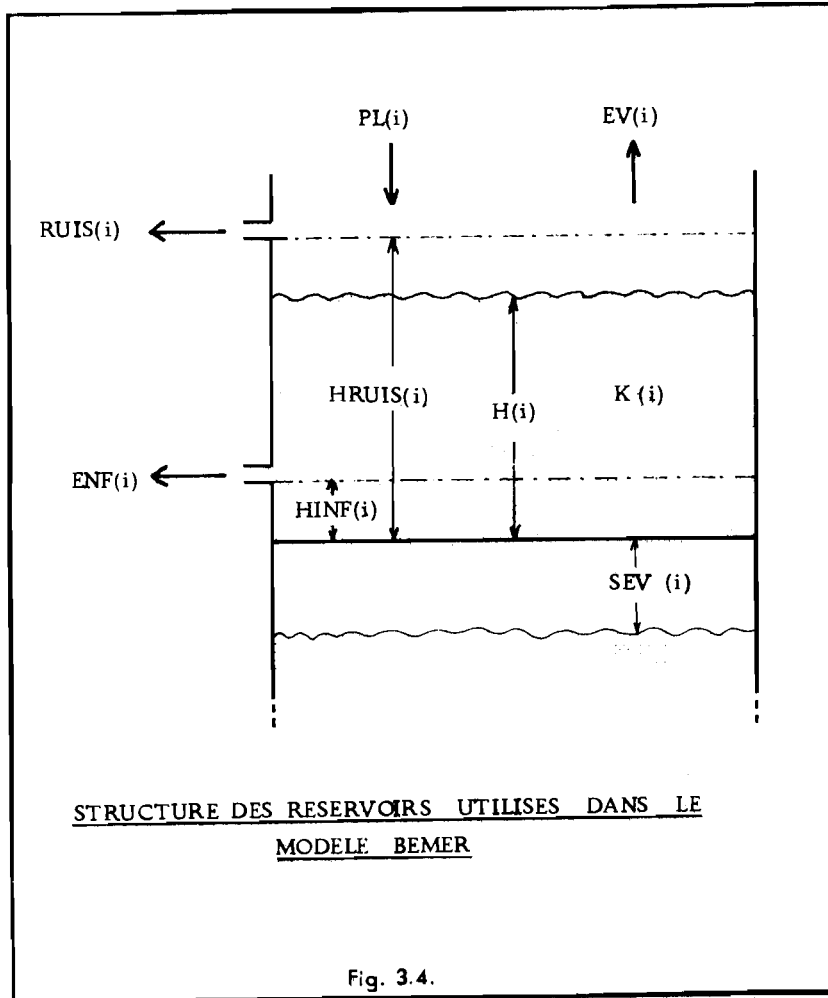


Fig. 3.3. RAPPORT α/K EN FONCTION DE LA CHARGE INITIALE H_0 ET DE L'EXPOSANT n ou $EXNI$ POUR UN RESERVOIR NON LINEAIRE



3.2.3- CALCULS GENERAUX DANS LES RESERVOIRS.

L'entrée PL(I) peut être la pluie ou l'eau infiltrée à travers les niveaux supérieurs du modèle (voir structure du modèle, paragraphe 3.3).

Au début de chaque jour nous ajoutons PL(I) à la quantité d'eau H(I) restée dans le réservoir I le jour précédent. De cette somme nous enlevons l'évapotranspiration ou le pompage EV(I) et nous prenons une nouvelle hauteur H(I) pour le jour en cours. Le calcul se continue de la façon suivante :

- a) Si H(I) est négatif, à cause d'une évapotranspiration ou d'un pompage excessif, le calcul se fait suivant les méthodes décrites dans les paragraphes 3.4.1.3 et 3.4.2.
- b) Si $0 \leq H(I) \leq HINF(I)$, le contenu du réservoir ne dépasse pas le seuil d'évacuation par la base. On a donc $ENF(I) = 0$
- c) Si $HINF(I) < H(I) \leq HRUIS(I)$ on obtient une évacuation ENF(I) égale à la charge multipliée par le coefficient de vidange journalière $ENF(I) = (H(I) - HINF(I)) \cdot K(I)$.

Le cas précédent concerne un réservoir linéaire. Pour un réservoir non-linéaire nous avons :

$$ENF(I) = \begin{cases} (H(I) - HINF(I))^{EXNI(I)} \cdot K(I) & \text{quand } H(I) - HINF(I) \geq 1 \text{ mm} \\ (H(I) - HINF(I)) \cdot K(I) & \text{quand } H(I) - HINF(I) < 1 \text{ mm} \end{cases}$$

- d) Si, enfin, $H(I) > HRUIS(I)$ le contenu du réservoir dépasse le seuil de trop-plein ou de ruissellement et on obtient simultanément une évacuation de trop-plein RUIS(I) (voir paragraphe 3.4.3) et une évacuation par la base ENF(I).

3.3- STRUCTURE GENERALE DU MODELE BEMER

3.3.1- Idée fondamentale sur laquelle est basée la formation de l'hydrogramme.

Ainsi que nous l'avons démontré dans le paragraphe 1.4, en utilisant la méthode classique de décomposition des hydrogrammes, on peut toujours calculer trois coefficients de tarissement correspondant à trois composantes exponentielles de l'hydrogramme.

La présente étude est essentiellement basée sur l'idée, qu'on peut inversement recomposer approximativement n'importe quel hydrogramme en utilisant trois composantes exponentielles. Si on peut construire un dispositif (modèle de calcul) capable de faire cette recombinaison, le problème qui se pose en fin de compte, pour obtenir un hydrogramme considéré, consiste pratiquement, à choisir convenablement les trois coefficients de tarissement α .

Le modèle BEMER parvient à cette recombinaison des trois exponentielles élémentaires en utilisant trois réservoirs parallèles (réservoirs RE-2, RE-3, RE-4 de la figure 3.5, p. 35).

A ce schéma fondamental nous avons ajouté dès le début deux réservoirs : l'un en amont (RE-1) pour déterminer la pluie efficace et l'autre en aval (RE-5) pour calculer le trop-plein éventuel de la nappe. La première version du modèle BEMER avait la structure de la figure 3.5.

3.3.2- L'évolution de la structure du modèle.

Le modèle BEMER avec sa première structure (décrite plus haut) a été appliqué sur un petit bassin karstique situé au NW de Montpellier (voir paragraphe 4.3). Les résultats se sont avérés très intéressants, mais est apparu un inconvénient : le modèle ne pouvait pas reproduire le dépha-

sage dans le temps, entre l'entrée de la pluie et l'apparition de la crue à la sortie. Pour pallier à ce défaut, nous avons alors ajouté avant le réservoir RE-5 un déphasage de durée variable. Dans un premier temps nous avons essayé d'en moduler la durée en fonction du débit $ENF(2) + ENF(3) + ENF(4)$, mais les résultats ne s'étant pas avérés satisfaisants, nous avons finalement été amenés à introduire trois déphasages, un pour chaque réservoir : RE-2, RE-3 et RE-4. Comme on le verra dans le paragraphe 3.4.5, ces déphasages ont une durée qui dépend du réservoir respectif, mais reste indépendante du débit.

Cette amélioration a conduit à la deuxième version du modèle BEMER et elle a été gardée pour la troisième version.

3.4- LES DISPOSITIFS AUXILIAIRES.

La structure du modèle BEMER donnée dans le paragraphe précédent exige que quelques paramètres soient connus avant de commencer le calcul des débits. On doit connaître, par exemple, l'évapotranspiration potentielle journalière, la répartition de la pluie efficace dans les réservoirs RE-2, RE-3, et RE-4, la loi selon laquelle fonctionne le trop-plein des réservoirs, la durée du déphasage, etc.

La détermination de ces paramètres est plus ou moins le résultat de calculs indépendants, par rapport au calcul principal des débits effectués avec les cinq réservoirs. C'est pour cette raison que nous allons examiner séparément et successivement les dispositifs qui permettent l'évaluation de ces paramètres.

3.4.1- L'évapotranspiration.

Pour le calcul de l'ETR nous considérons que l'eau évaporée provient de deux zones. La première zone correspond aux formations occupant la surface du bassin versant et dont l'eau contenue est facilement mobilisable. La seconde zone correspond aux couches plus profondes qui fournissent une quantité d'eau à l'évapotranspiration seulement après une période de sécheresse relativement longue. Dans ce paragraphe nous examinons seulement le problème des formations superficielles. Les calculs relatifs à l'évapotranspiration des couches plus profondes seront exposés dans le paragraphe 3.4.2.

Le calcul de l'évapotranspiration potentielle journalière se fait selon la méthode de THORNTHWAITE. Cette méthode a été choisie parce qu'elle ne demande qu'un nombre de mesures météorologiques très réduit, et normalement toujours disponibles (températures moyennes mensuelles). D'autre part, elle donne une variation de l'ETP progressive dans le temps (pas de variations brutales d'un jour à l'autre) et cette propriété est particulièrement utile pour le réglage du modèle et le calcul de l'ETR.

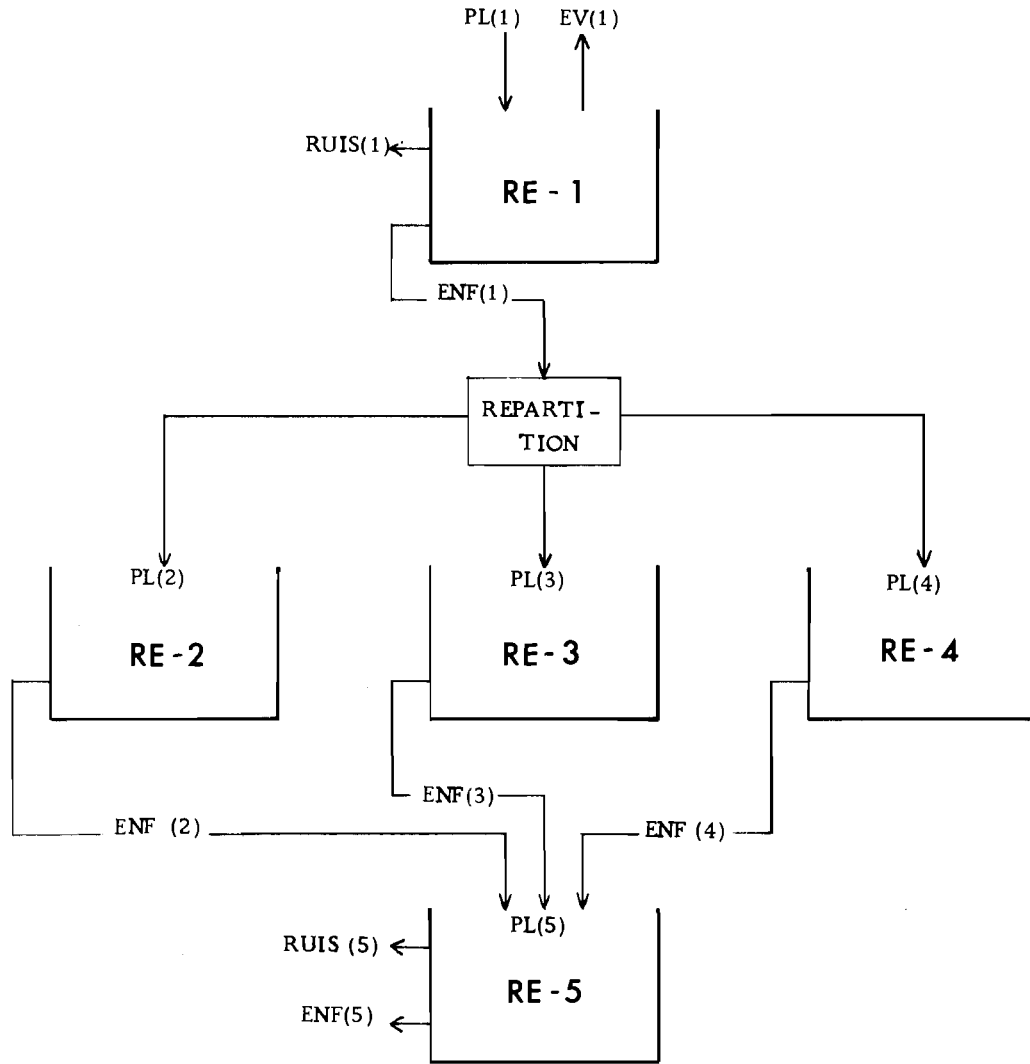
Pour l'évaluation de l'évapotranspiration réelle, la méthode de calcul est basée sur les principes utilisés dans les modèles MERO. Par ailleurs, pour réaliser cette évaluation nous utilisons le premier réservoir du modèle BEMER, spécialement adapté pour le calcul non seulement de l'ETR mais aussi du ruissellement superficiel et de la pluie efficace.

3.4.1.1- CALCUL DE L'EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE JOURNALIERE NON-CORRIGEE.

Rappelons en quelques lignes la méthode de THORNTHWAITE : On calcule d'abord un indice pour chaque mois de l'année, d'après la formule :

$$i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1,514} \quad \text{où } T \text{ est la température moyenne mensuelle.}$$

et ensuite on fait la somme de ces 12 indices mensuels pour obtenir l'indice annuel I. L'évapotranspiration potentielle mensuelle non corrigée est donnée en mm par la formule suivante :



STRUCTURE DU MODELE BEMER (Première version)

Fig. 3.5.

$$ETP, m, nc = 16 \left(10 \frac{T}{I}\right)^a$$

où $a = 6,75 \cdot 10^{-7} \cdot I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} \cdot I^2 + 1,792 \cdot 10^{-2} \cdot I + 0,49239$

Dans le modèle BEMER nous faisons exactement le même calcul, mais comme nous travaillons avec un pas de temps égal à 1 jour, nous nous intéressons à l'ETP journalière. On a donc :

$$ETP, j, nc = ETP, m, nc / 30,5$$

si on tient compte que chaque mois a environ 30,5 jours.

Nous considérons ensuite que ces 12 valeurs d'ETP, j, nc correspondent aux jours qui se trouvent au milieu de chaque mois et par conséquent pour calculer l'ETP, j, nc de tous les jours de l'année, il n'y a qu'à faire l'interpolation de ces 12 valeurs.

3.4.1.2- CALCUL DE L'EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE JOURNALIERE CORRIGEE.

Afin de calculer l'ETP, m, c ou l'ETP, j, c, THORNTHWAITE propose respectivement les formules :

$$ETP, m, c = ETP, m, nc \cdot \frac{S_m}{12 \cdot J_m}$$

$$ETP, j, c = ETP, j, nc \cdot \frac{S_j}{12}$$

où S_m est l'ensoleillement total du mois en heures
 S_j est l'ensoleillement total du jour en heures
 J_m le nombre des jours du mois.

Comme l'ensoleillement est fonction de la saison et de la latitude, THORNTHWAITE pour faciliter les calculs a fourni des tableaux qui donnent l'ensoleillement mensuel total pour chaque mois en fonction de la latitude.

En ce qui concerne le modèle BEMER c'est l'ensoleillement journalier qui nous intéresse. Pour parvenir à une solution on pourrait avoir recours à une interpolation des valeurs mensuelles d'ensoleillement des diverses latitudes. Mais ce travail serait assez lourd, non seulement du point de vue calcul, mais aussi à cause du grand nombre de données nécessaires.

Nous avons donc abandonné l'idée de l'interpolation et dans un premier temps, à l'aide des tableaux de THORNTHWAITE, nous avons calculé la correction en fonction du jour de l'année et de la latitude. Les résultats sont donnés dans la figure 3.6 (p. 37).

Comme on peut le constater, il s'agit pratiquement d'un groupe de courbes sinusoides ayant comme axe la valeur 1,0 environ et une amplitude maximale qui dépend de la latitude.

La formule correspondante serait donc du type général :

$$C = X - Co \cdot \cos \Psi$$

où X est la valeur de l'axe, Co l'amplitude maximale et Ψ un angle dépendant du jour de l'année.

En effet, après quelques essais nous avons établi la formule suivante pour la correction* de l'ETP, j, nc :

$$\text{Correction} = 1,01 - \cos \left(\frac{J}{\text{an}} \cdot 2 \pi \right) \cdot 0,00093 \cdot L^{1,5}$$

* Dans le programme la correction se présente sous le nom VALCOR.

ENSOLEILLEMENT JOURNALIER EN FONCTION DE LA LATITUDE, EXPRIME EN JOURNEES DE 12 heures (d'après THORNTHWAITE modifié)

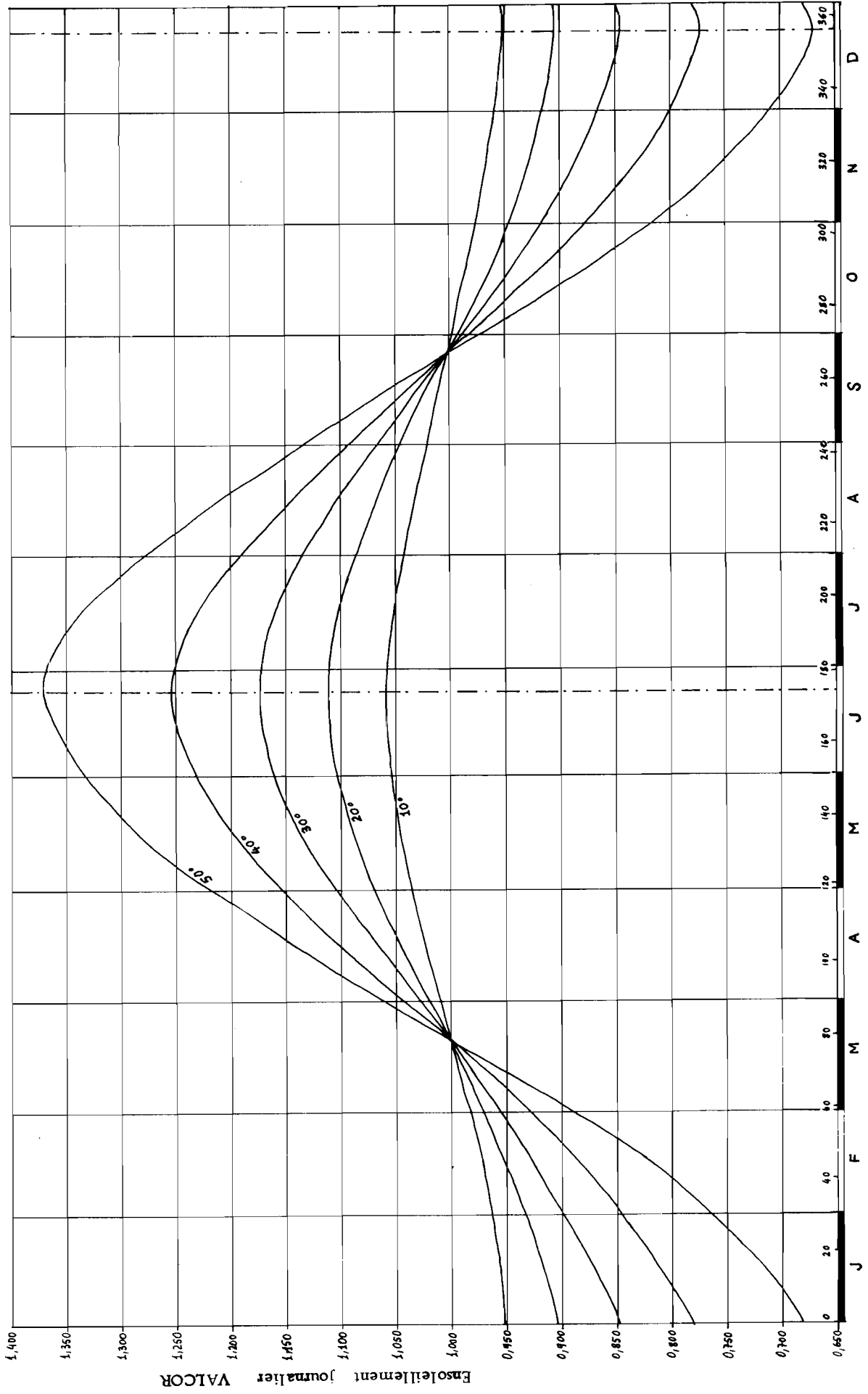


Fig. 3.6.

où J est le numéro du jour de l'année pour lequel on calcule la correction (peut varier de 1 à 366), Jan est le nombre total des jours de l'année en cours (365 ou 366) et L la latitude de la station en degrés.

Cette formule a été utilisée dans la première version du modèle BEMER. Nous avons donc :

$$ETP, j, c = ETP, j, nc . Correction$$

Dans la troisième version du modèle BEMER la formule précédente a été modifiée pour trois raisons :

- a) L'axe de la courbe n'est pas constant, mais se déplace en fonction de la latitude.
- b) Il semble plus probable que l'amplitude soit une fonction de la tangente de la latitude que de sa puissance 1,5.
- c) Le minimum et le maximum de l'ensoleillement n'arrivent pas le 1er janvier et 1er juillet mais dix jours environ plus tôt.

La correction devient donc :

$$Correction = 1,0 + 0,0004 . L - \cos \left(\frac{J+10}{Jan} . 2 \pi \right) . 0,29 \tan \left(\frac{L}{360} . 2 \pi \right)$$

Par ailleurs, nous pouvons remarquer que la formule est directement applicable à l'hémisphère sud, si on donne des valeurs négatives à la latitude, à condition naturellement que la méthode de THORNTHWAITE s'applique à ces régions.

La longueur de la formule n'est pas un inconvénient pour le calcul, étant donné que l'axe et l'amplitude maximale sont calculés une fois pour toutes au début du travail. Dans chaque pas de temps (chaque jour) on doit calculer seulement le terme : $\cos \left(\frac{J+10}{Jan} . 2 \pi \right)$.

3.4.1.3- CALCUL DE L'EVAPOTRANSPIRATION REELLE JOURNALIERE.

On sait par définition que l'ETP est la quantité d'eau nécessaire à la transpiration non ralentie d'un tapis végétal couvrant entièrement le sol et alimenté régulièrement en eau. En hiver, ces conditions sont rencontrées facilement et on peut dire que l'évapotranspiration potentielle est égale à l'évapotranspiration réelle ETR.

En été, l'évapotranspiration est très forte et souvent les couches superficielles du sol se dessèchent rapidement. Dans ce dernier cas, la quantité d'eau qui s'évapore du sol (ETR) n'est plus égale à l'ETP mais prend des valeurs plus faibles. Au niveau du modèle et plus précisément dans le premier réservoir, ce phénomène se traduit par les calculs suivants :

Au début de chaque jour, à la quantité d'eau H(1), qui existe déjà dans le RE-1, et qui varie normalement entre 0 mm et HINF(1) (saturation), nous ajoutons la pluie PL(1) de ce jour et on enlève l'ETP calculée pour ce même jour. Il est évident que le résultat peut être soit positif, soit nul, soit négatif. Si le résultat est positif ou nul le réservoir a pu donner la quantité d'eau demandée. Si le résultat est négatif, ceci indique que l'ETP exige une quantité plus grande que la quantité contenue dans le réservoir. Dans ce cas l'évapotranspiration réelle est égale à la quantité d'eau disponible et $ETR < ETP$. Si la sécheresse se continue encore un jour (pluie PL(1) = 0) nous aurons $ETR = 0$.

3.4.2- Le déficit créé par une sécheresse ou un pompage.

3.4.2.1- ASPECT HYDROGEOLOGIQUE DU PROBLEME.

Le calcul de l'évapotranspiration réelle fait dans le paragraphe 3.4.1.3, présente un inconvénient important : quand la sécheresse se prolonge, l'ETR devient égale à zéro (en été, par exemple une sécheresse de 5-10 jours suffit pour vider complètement le réservoir RE-1).

Une évapotranspiration réelle nulle est un phénomène rare dans un cycle naturel, car les couches superficielles peuvent presque toujours fournir une certaine quantité d'eau pour l'évapotranspiration. Le calcul de l'ETR doit tenir compte, en effet, non seulement de la quantité d'eau fournie par les réserves proches de la surface (selon la procédure déjà exposée), mais aussi de la quantité d'eau fournie lentement par les couches plus profondes.

D'autre part, la baisse du niveau de la nappe survenant pendant l'été a comme conséquence la baisse progressive du taux de saturation de la zone aérée. Nous pouvons donc, admettre qu'une longue période sèche crée un déficit d'eau dans la zone non saturée et que cette quantité d'eau se reconstitue de nouveau progressivement à partir des premières pluies qui suivent l'étiage.

La réalisation d'un pompage dans la nappe peut provoquer des phénomènes analogues en période de basses eaux. Dans ce cas, on peut arriver à un tarissement complet de la source et créer artificiellement un déficit dans la nappe, que sauf réalimentations ne pourra être éliminé que par les apports des prochaines pluies.

3.4.2.2- LE DEFICIT CREE PAR UNE SECHERESSE PROLONGEE ET LA BAISSSE DU NIVEAU DE LA NAPPE.

Comme nous l'avons vu dans le paragraphe 3.4.1.3, après l'addition au contenu H(1), du réservoir RE-1, de la pluie PL(1) et la soustraction de l'ETP, il est possible d'obtenir comme résultat une valeur de H(1) négative. Dans ce cas le H(1) exprime le déficit d'évapotranspiration pour le jour donné. Si la sécheresse se continue pendant les jours suivants, l'ETR reste égale à zéro.

Afin d'empêcher que l'ETR ne soit égale à zéro nous avons essayé, dans un premier temps, d'étendre l'influence de l'évapotranspiration dans les réservoirs RE-2, RE-3 et RE-4, mais les résultats n'étaient pas satisfaisants. Par la suite, nous avons changé le mode de calcul en considérant, que pendant les jours où $H(1) < 0$, la quantité qui s'évapore ELM est proportionnelle au déficit journalier d'évapotranspiration H(1).

$$ELM = H(1) \cdot U(1)$$

où U(1) est un paramètre du réservoir RE-1 à régler ($0 < U(1) < 1$),

La quantité ELM provient des réserves d'eau qui se trouvent au dessous du niveau $H(1) = 0,0$ du réservoir RE-1 (voir Figure 3.4, p. 32). Ces réserves n'ont aucune relation avec les réserves des RE-2, RE-3 et RE-4. L'accumulation des ELM pendant une longue période donne naissance au déficit global SEV(1).

Quand, après cette période, les pluies recommencent, nous avons d'abord reconstitution des réserves du RE-1 jusqu'au niveau HINF(1). A partir de ce moment et si

les entrées de pluie se continuent, nous obtenons une évacuation par la base ENF(1).

Afin d'éliminer le déficit SEV(1) nous considérons que chaque jour le ENF(1) - si il existe - se partage en deux parties : l'une alimentant les RE-2, RE-3 et RE-4 et l'autre étant absorbée par le SEV(1). Le calcul est simple :

$$RED = ENF(1) \cdot V(1) \quad \text{et} \quad SEV(1) = SEV(1) - RED$$

où RED est la quantité absorbée chaque jour par le déficit SEV(1) et V(1) un coefficient à régler.

Dans la pratique U(I) sert à régler la grandeur finale du SEV(I) et V(I) la réduction du ENF(I) au cours des premiers jours pluvieux qui suivent la sécheresse.

La méthode de réglage pour SEV(1) par l'intermédiaire du déficit journalier d'évapotranspiration présente un avantage : étant donné que l'augmentation de SEV(1) se fait, en général, en périodes sèches, elle s'accompagne toujours d'une baisse des niveaux dans les réservoirs. On peut donc admettre que le déficit SEV(1), ainsi calculé, exprime en même temps les deux phénomènes : évapotranspiration lente des couches profondes et baisse du taux de saturation de la zone aérée.

Afin de simplifier les calculs relatifs au bilan du système, nous avons considéré que l'ensemble du déficit SEV(1) est dû à l'évapotranspiration seule. Cette simplification risquait de conduire à une surestimation de la quantité d'eau évaporée. Cependant l'application du modèle BEMER au bassin versant de la Fontaine de Vaucluse, sur une longue série d'années, a démontré que la méthode donne de très bons résultats non seulement après les sécheresses de l'été (niveau de la nappe bas), mais aussi après les sécheresses du printemps (niveau haut). Ceci montre que les variations du niveau ne jouent pas de rôle important pour la création du déficit et que l'évapotranspiration est sa principale cause.

3.4.2.3- LE DEFICIT CREE PAR DES POMPAGES DANS LA ZONE NOYEE.

La méthode d'évaluation du déficit créé par un pompage est sensiblement la même que celle du paragraphe précédent. Le réservoir concerné est dans ce cas le RE-5. Toutefois, on peut faire les remarques suivantes :

- a)- EV(5) est le débit pompé en mm/j. L'incorporation dans le modèle des débits pompés simplifie son application aux bassins déjà exploités, où on dispose en général de deux séries de mesures de débit, une pour les quantités écoulées librement et une autre pour les quantités sorties par pompage.
- b)- U(5) prend la valeur 1,0 c'est-à-dire que la zone noyée fournit toute la quantité d'eau extraite par le pompage.
- c)- V(5) prend probablement la valeur 1,0 qui indique que toute la quantité d'eau qui alimente la zone noyée est consommée immédiatement pour éliminer le déficit SEV(5), si ce dernier existe.

Nous devons cependant noter que nous n'avons pas, en l'état actuel, traité le cas d'un système disposant des deux séries de mesures de débit (débit d'écoulement libre et débit pompé).

3.4.2.4- INFLUENCE DU DEFICIT SEV(1) SUR L'HYDROGRAMME.

Afin de mieux illustrer l'influence du déficit SEV(1) sur l'hydrogramme nous donnons l'exemple suivant :

Supposons que sur un bassin (exemple Fontaine de Vaucluse) tombe une pluie efficace d'intensité de 10 mm/j et d'une durée totale de 10 jours. Si on élimine l'influence des réserves du système (dans le modèle nous supposons que le contenu des réservoirs est nul au début des calculs), cette pluie va provoquer un hydrogramme qui sera fonction du déficit SEV(1).

Dans la figure 3.7 (p. 43), nous donnons la réponse du bassin pour divers SEV(1) en remarquant que dans le cas de la Fontaine de Vaucluse $U(1) = 0,250$, $V(1) = 0,750$ et le déphasage entrée-sortie est égal à 2 jours. On voit clairement que, comme on pouvait d'ailleurs s'y attendre, plus le SEV(1) est important (sécheresse prolongée), plus les ordonnées de l'hydrogramme sont faibles.

3.4.3- Le ruissellement superficiel et le trop-plein.

Comme on a vu dans le paragraphe 3.2.3.2 quand la hauteur de l'eau $H(I)$ dans un réservoir dépasse le seuil $HRUIS(I)$, on obtient un débit de trop-plein $RUIS(I)$. Ce débit peut apparaître dans n'importe quel réservoir, mais sa signification hydrogéologique n'est pas toujours la même. Dans le premier réservoir RE-1, $RUIS(1)$ exprime le ruissellement superficiel tandis que dans le RE-5, $RUIS(5)$ correspond au débit d'un trop-plein de la zone noyée. L'existence des RE-2, RE-3 et RE-4 entraîne également la possibilité d'avoir des débits $RUIS(2)$, $RUIS(3)$, et $RUIS(4)$, étant donné que les cinq réservoirs du modèle fonctionnent de la même manière, mais dans ce cas il est plus difficile de lier un tel débit avec un phénomène physique classique. Nous éviterons donc, dans le réglage du modèle d'obtenir des débits $RUIS(2)$, $RUIS(3)$ et $RUIS(4)$ en augmentant suffisamment les seuils $HRUIS(2)$, $HRUIS(3)$ et $HRUIS(4)$.

3.4.3.1- MODE DE CALCUL DANS LA PREMIERE VERSION DU MODELE BEMER.

Dans la première version du modèle BEMER nous avons imposé une loi très simple pour le calcul du $RUIS(I)$: quand $H(I) > HRUIS(I)$, nous avons $RUIS(I) = H(I) - HRUIS(I)$, c'est-à-dire que toute quantité dépassant le seuil $HRUIS(I)$ était considérée comme un ruissellement et enlevée du réservoir le même jour.

Il est certain qu'une telle formule de calcul du ruissellement ou du trop-plein se trouve assez loin de la réalité, mais trois raisons n'ont pas permis d'améliorations dans ce domaine pendant les premiers essais.

- a)- Le ruissellement superficiel, dont il n'existe généralement pas de mesures, est un phénomène très rare dans les systèmes karstiques.
- b)- Le modèle BEMER ne s'occupe pas de l'hydrogramme du ruissellement - si il existe - et pour le calcul du bilan il suffit simplement d'enlever la quantité correspondant au ruissellement en utilisant une formule simple comme la précédente.
- c)- Seul un trop-plein de la zone noyée pourrait exiger des calculs plus détaillés, mais les premières applications n'en comprenaient point.

Nous pouvons dire finalement que la première version du modèle BEMER laissait en conséquence, ce problème en suspens. C'est seulement en appliquant le modèle au karst de Meyrargues que nous avons été amenés à prendre en considération ce problème du trop-plein.

3.4.3.2- MODE DE CALCUL DANS LA DEUXIEME VERSION DU BEMER.

Comme nous l'avons dit, la méthode de calcul décrite dans le paragraphe précédent n'a pas donné de bons résultats pour le trop-plein du karst de Meyrargues. En effet,

d'après cette méthode, quand $H(5) > HRUIS(5)$, on a :

$$RUIS(5) = H(5) - HRUIS(5) \quad \text{et} \quad ENF(5) = K(5) \cdot HRUIS(5)$$

mais un tel calcul maintient le $ENF(5)$ constant chaque fois que $H(5) > HRUIS(5)$ contrairement à ce qui se passe dans le karst où une augmentation de la charge hydraulique dans la zone noyée provoque l'augmentation simultanée du débit de trop-plein et du débit de la base du système.

Après quelques essais sans succès nous avons été amenés à examiner en détail le comportement d'un réservoir qui se vide à partir de deux orifices situés sur ses parois, mais à une hauteur différente.

Au début de chaque jour le réservoir est rempli jusqu'à une hauteur $H(I)$ au-dessus du $HRUIS(I)$. Pendant la vidange et la baisse du niveau $H(I)$ dans le réservoir les débits $RUIS(I)$ et $ENF(I)$ dépendent de la charge qui s'applique respectivement aux deux sorties.

A ce stade de l'étude, pour simplifier les calculs, nous considérons que les deux orifices ont le même $K(I) = 1,0$, c'est-à-dire que le réservoir se vide complètement chaque jour. Nous savons donc, qu'à la fin de la vidange $RUIS(I) + ENF(I)$ sera égal au volume initial $H(I) - HINF(I)$, mais nous ne savons pas quel pourcentage de ce volume initial correspond au $RUIS(I)$ ou au $ENF(I)$.

Afin de calculer le rapport entre $RUIS(I)$ et $ENF(I)$ nous devons examiner la variation des débits pendant la vidange. Nous pouvons illustrer la méthode de ce calcul à l'aide d'un petit exemple :

- Soit un réservoir I avec $HINF(I) = 5$ mm, $HRUIS(I) = 25$ mm et $H(I) = 35$ mm au début du jour. Nous pouvons diviser la colonne d'eau en tranches et calculer la participation de chaque tranche aux débits $RUIS(I)$ et $ENF(I)$. Il est évident que seulement les tranches qui se trouvent au dessus du $HRUIS(I)$ contribuent au débit $RUIS(I)$.

La hauteur PAS de chaque tranche est fixée arbitrairement au dixième de la hauteur entre les deux orifices :

$$PAS(I) = \left(HRUIS(I) - HINF(I) \right) / 10$$

pour notre exemple $PAS(I) = (25 - 5)/10 = 2$ mm.

Nous aurons donc toujours 10 tranches entre le $HINF(I)$ et le $HRUIS(I)$. Le nombre NOPAS des tranches au dessus du $HRUIS(I)$ au début du jour sera :

$$NOPAS = \left(H(I) - HRUIS(I) \right) / PAS(I)$$

et pour notre exemple $NOPAS = (35 - 25) / 2 = 5$.

Remarque : Nous considérons pour l'instant que NOPAS est toujours un nombre entier. Nous allons voir plus tard comment on peut tenir compte de NOPAS non entier.

Nous pouvons donc à partir de ce moment exprimer les charges en unités $PAS(I)$ constantes pour chaque réservoir. La numérotation L des tranches, 1 jusqu'à NOPAS, commence du $HRUIS(I)$ et se termine à la surface de l'eau. Dans notre exemple, à la surface, se trouve donc la tranche avec $L = 5$.

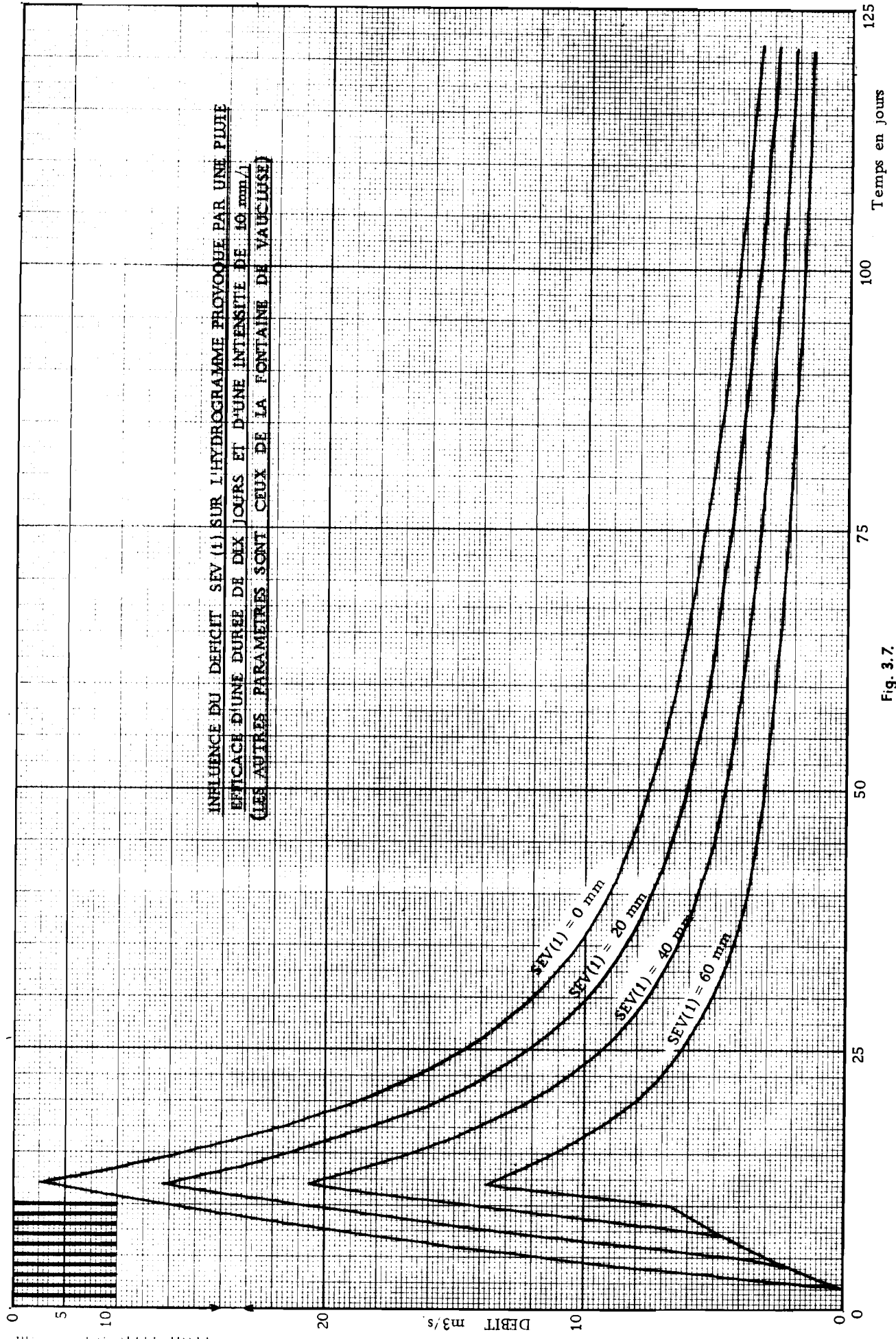


Fig. 3.7

Quand le réservoir se vide progressivement, nous avons au début la disparition de la 5e tranche, puis de la 4e, etc. A chaque tranche correspond un volume d'eau égal à $PAS(I) = 2 \text{ mm}$. Nous considérons maintenant qu'une fraction de cette eau sort du trop-plein et le reste par la base. Pour la vidange de la 5e tranche nous aurons :

$$\begin{aligned} RUIS(I)_5 &= K(I) \cdot L \cdot PAS(I) \\ ENF(I)_5 &= K(I) \cdot (L \cdot PAS(I) + 10 \cdot PAS(I)) \end{aligned} \quad (1)$$

et la fraction de la tranche 5 qui alimente le trop-plein sera :

$$\frac{RUIS(I)_5}{RUIS(I)_5 + ENF(I)_5} = \frac{L \cdot PAS(I)}{L \cdot PAS(I) + L \cdot PAS(I) + 10 \cdot PAS(I)} = \frac{L}{L + L + 10}$$

et pour notre exemple $L/(L + L + 10) = 5/20 = 0,250$.

La 5e tranche donnera donc 0,250 tranche au trop-plein. Nous continuons de la même façon le calcul pour les tranches inférieures et finalement nous obtenons les résultats suivants :

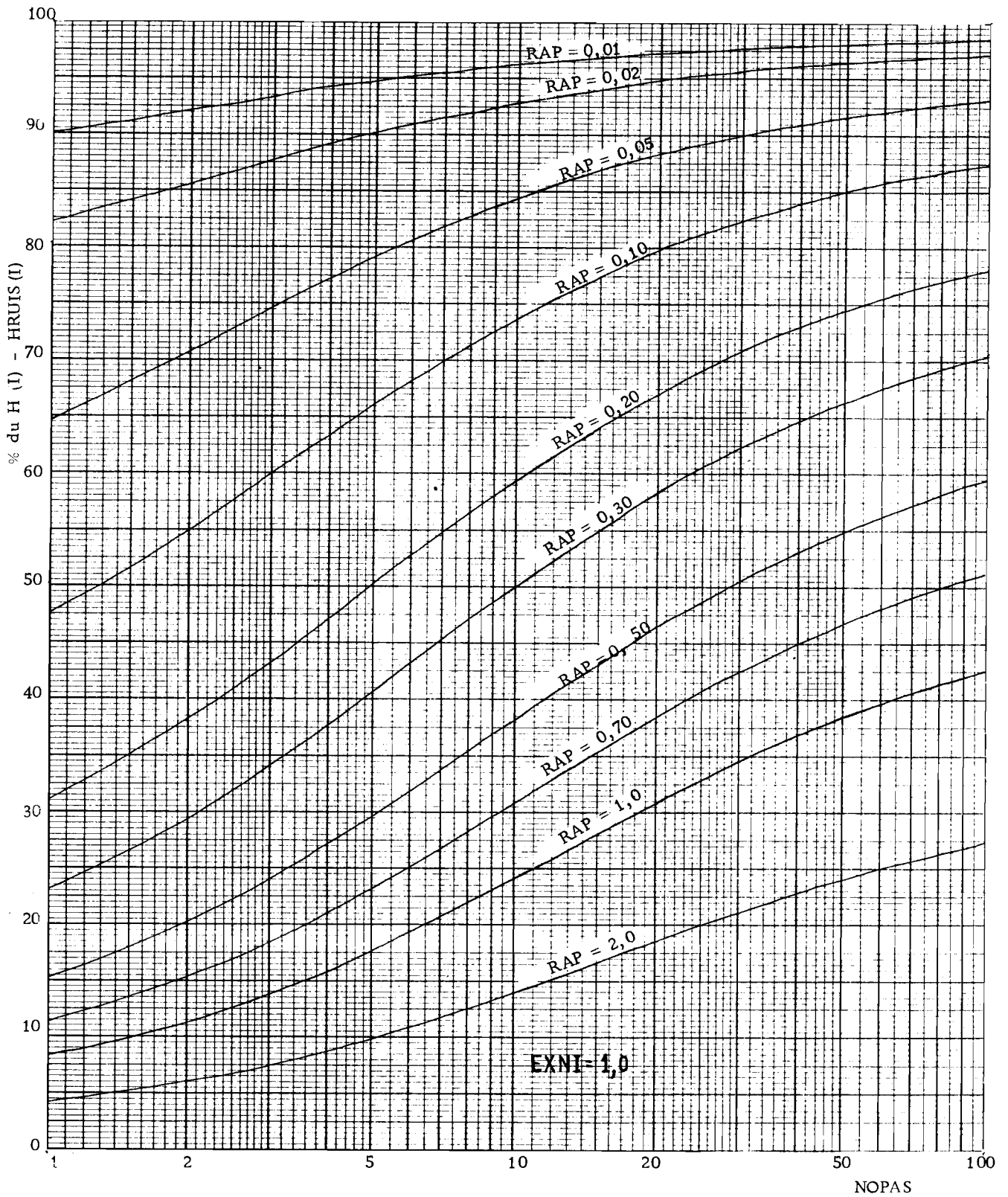
Tranche L	Tranches données au trop-plein
5	0,250
4	0,222
3	0,187
2	0,143
1	0,083
Total	0,885 tranche

Sur un total de 5 tranches, donc, 0,885 tranche participera à la formation du trop-plein, c'est-à-dire le $0,885/5 = 0,177$ de la colonne d'eau située au dessus du seuil $HRUIS(I)$. Dans notre exemple on aura :

$$RUIS(I) = (H(I) - HRUIS(I)) \cdot 0,177 = 10 \text{ mm} \cdot 0,177 = 1,77 \text{ mm}$$

Afin d'éviter les calculs chaque fois que nous avons un trop-plein à calculer, nous pouvons construire un tableau ou diagramme qui donne le pourcentage de la colonne $H(I) - HRUIS(I)$ disponible pour le trop-plein en fonction de sa hauteur NOPAS.

L	L + L + 10	L / (L + L + 10)	NOPAS	$\sum_{L=1}^{NOPAS} L/(L+L+10)$	$(\sum_{L=1}^{NOPAS} L/(L+L+10)) / NOPAS$
1	12	0,0833	1	0,0833	0,083
2	14	0,1429	2	0,2262	0,113
3	16	0,1875	3	0,4137	0,138
4	18	0,2222	4	0,6359	0,159
5	20	0,2500	5	0,8859	0,177
6	22	0,2727	6	1,1586	0,193
7	24	0,2917	7	1,4503	0,207
8	26	0,3077	8	1,7580	0,220
9	28	0,3214	9	2,0794	0,231
10	30	0,3333	10	2,4127	0,241

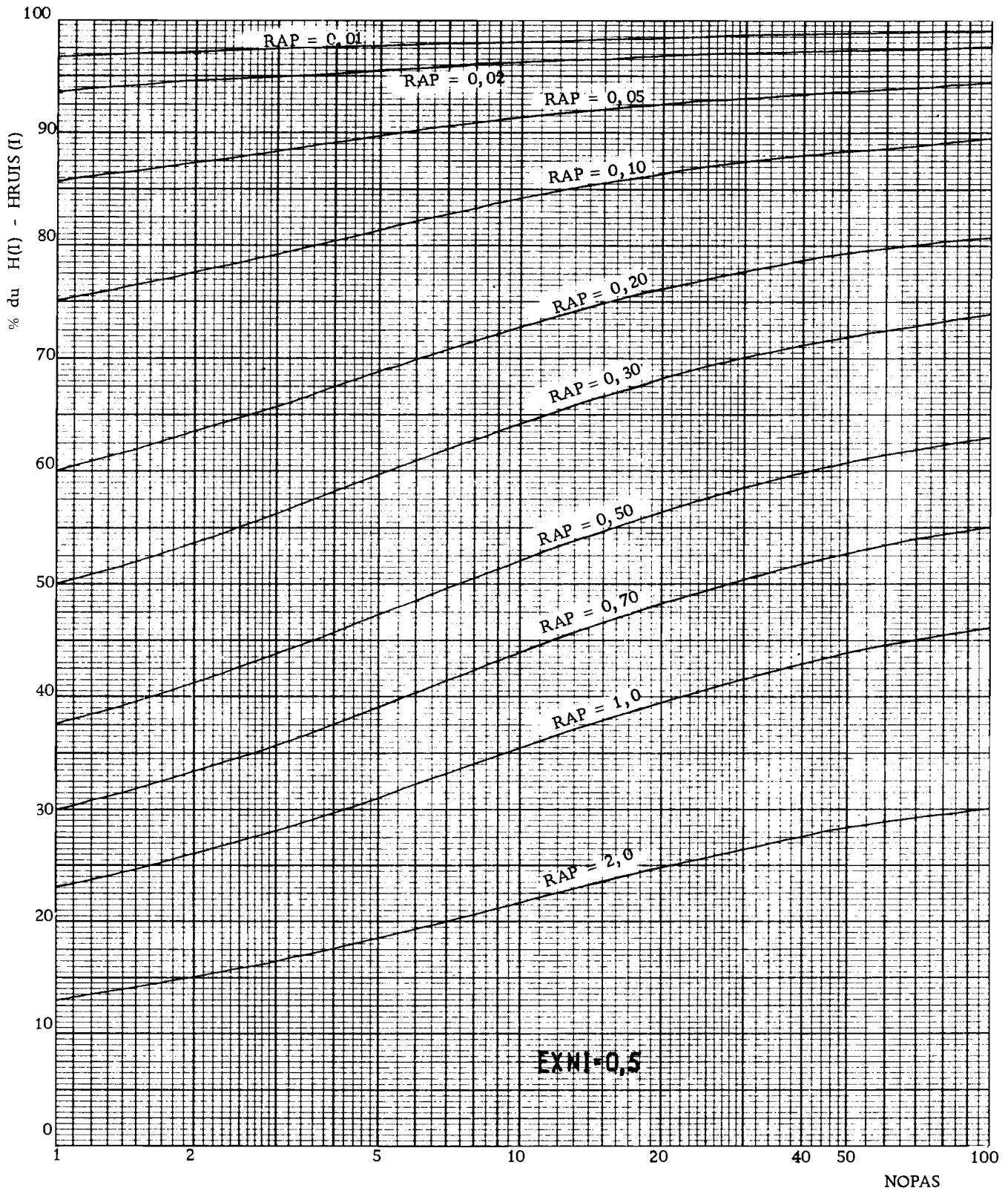


CALCUL DU TROP-PLEIN D' UN RESERVOIR

Pourcentage du $H(I) - \text{HRUIS}(I)$ évacué en fonction du NOPAS et du RAP (I) pour $\text{EXNI} = 1$

$$\text{NOPAS} = 10 \cdot \frac{H(I) - \text{HRUIS}(I)}{\text{HRUIS}(I) - \text{HINF}(I)}$$

Fig. 3.8.



CALCUL DU TROP-PLEIN D' UN RESERVOIR

Pourcentage du $H(I) - HRUIS (I)$ évacué en fonction du NOPAS et du RAP (I) pour $EXNI = 0,5$.

Fig. 3.9.

Dans le modèle BEMER nous construisons le tableau précédent jusqu'à $L = 100$. Si $NOPAS > 100$ nous mettons $NOPAS = 100$. Quand le $NOPAS$ n'est pas un nombre entier nous faisons une interpolation à partir des valeurs du tableau précédent.

Après l'application de cette méthode de calcul au karst de Meyrargues, nous avons constaté que les valeurs calculées de $RUIS(5)$ étaient faibles par rapport aux valeurs observées du trop-plein du système. Ce fait indiquait que les deux sorties (trop-plein et base) n'avaient pas en réalité le même coefficient de vidange journalière. Afin de corriger cette anomalie nous avons introduit dans chaque réservoir un paramètre $RAP(I)$. Les formules de calcul des débits (1) sont alors devenues :

$$\begin{aligned} RUIS(I)_5 &= K(I) \cdot L \cdot PAS(I) \\ ENF(I)_5 &= K(I) \cdot (L \cdot PAS(I) + 10 \cdot PAS(I)) \cdot RAP(I) \end{aligned} \quad (2)$$

$$\text{et } \frac{RUIS(I)_5}{RUIS(I)_5 + ENF(I)_5} = \frac{L \cdot PAS(I)}{L \cdot PAS(I) + (L \cdot PAS(I) + 10 \cdot PAS(I)) \cdot RAP(I)} = \frac{L}{L + (L + 10) \cdot RAP(I)}$$

On remarque que quand $RAP(I)$ prend des valeurs proches de zéro la plus grande partie de la colonne située au dessus du $HRUIS(I)$ sort par la sortie du trop-plein. Dans notre exemple si $RAP(I) = 0,5$ la fraction de la 5e tranche qui alimente le trop-plein sera :

$$\frac{L}{L + (L + 10) \cdot RAP(I)} = \frac{5}{5 + 15 \cdot 0,5} = \frac{5}{12,5} = 0,400$$

Les autres détails du calcul restent les mêmes, mais comme nous avons maintenant cinq $RAP(I)$ - un pour chaque réservoir - nous devons construire cinq tableaux de correspondance. Le tableau suivant est un exemple de cette construction pour $RAP(I) = 0,5$.

L	$L + (L + 10) \cdot RAP(I)$	$\frac{L}{L + (L + 10) \cdot RAP(I)}$	NOPAS	$\sum_{L=1}^{NOPAS} \frac{L}{L + (L + 10) \cdot RAP(I)}$	$(\sum_{L=1}^{NOPAS} \frac{L}{L + (L + 10) \cdot RAP(I)}) / NOPAS$
1	6,5	0,1538	1	0,1538	0,154
2	8,0	0,2500	2	0,4038	0,202
3	9,5	0,3158	3	0,7196	0,240
4	11,0	0,3636	4	1,0832	0,271
5	12,5	0,4000	5	1,4832	0,297
6	14,0	0,4286	6	1,9118	0,319
7	15,5	0,4516	7	2,3634	0,338
8	17,0	0,4706	8	2,8340	0,354
9	18,5	0,4865	9	3,3205	0,369
10	20,0	0,5000	10	3,8205	0,382

La figure 3.8 (p. 45) donne le pourcentage de la colonne $H(I)$ - $HRUIS(I)$ disponible pour le trop-plein, en fonction du $NOPAS$ et du $RAP(I)$ pour les réservoirs linéaires.

3.4.3.3- MODE DE CALCUL DANS LA TROISIEME VERSION DU BEMER.

Comme nous l'avons déjà vu dans le paragraphe 3.2.2, la principale modification de la 3e version réside dans l'utilisation de réservoirs non-linéaires. Dans ce cas, les débits sont proportionnels au H^n où H est la charge et n un exposant, appelé $EXNI(I)$ dans le programme, qui varie entre 0,5 et 1.

Afin de calculer le trop-plein des réservoirs non-linéaires il suffit d'élever les charges L (exprimées en unités $PAS(I)$) à la puissance n . Nous aurons donc, pour une tranche ayant le numéro L :

$$\frac{RUIS(I)_L}{RUIS(I)_L + ENF(I)_L} = \frac{L^{EXNI(I)}}{L^{EXNI(I)} + (L + 10)^{EXNI(I)}} \cdot RAP(I)$$

La méthode de construction des tableaux reste la même que celle des réservoirs linéaires (figure 3.9, p. 46).

3.4.4- Répartition de la pluie efficace.

3.4.4.1- ASPECT GEOLOGIQUE DU PROBLEME.

La pluie qui tombe sur la surface du bassin versant s'infiltré vers la zone noyée en utilisant les vides de la surface du sol. Dans le cas des roches carbonatées, l'eau s'infiltré à travers les fissures et les conduits créés par la dissolution et la fracturation de la roche.

On peut considérer, que les gros conduits communiquant avec la surface, recevront une partie de pluie plus importante que les réseaux des microfissures, la vitesse de circulation de l'eau y étant plus élevée.

D'autre part, si l'on tient compte de la rareté des gros conduits dans les massifs calcaires et de la surface du bassin versant, les réseaux des microfissures représentent une surface d'alimentation plus grande que celle des gros conduits.

Le problème se complique encore sensiblement du fait d'une part, de la karstification de la surface qui diffère nettement de la karstification des formations profondes (existence générale d'un épikarst), et d'autre part du fait que les bassins versants comprennent à la fois des formations perméables et imperméables.

3.4.4.2- LA REPARTITION DANS LE MODELE BEMER.

La structure du modèle BEMER nous a obligé, dès le début, à choisir une loi de répartition de la pluie efficace $ENF(1)$ dans les trois réservoirs RE-2, RE-3 et RE-4.

Comme première solution nous avons décidé de faire une répartition proportionnelle au coefficient de vidange journalière de chaque réservoir. Chaque réservoir recevait un pourcentage $F(I)$ de la pluie efficace calculé à l'aide de la formule :

$$F(I) = \frac{K(I)}{K(2) + K(3) + K(4)}$$

où I prend les valeurs 2, 3 et 4.

Exemple : Si $K(2) = 0,200$, $K(3) = 0,050$ et $K(4) = 0,010$ on obtient $F(2) = 0,77$, $F(3) = 0,192$ et $F(4) = 0,038$. L'entrée $PL(I)$ de chaque réservoir sera : $PL(2) = ENF(1) \cdot F(2)$, $PL(3) = ENF(1) \cdot F(3)$ $PL(4) = ENF(1) \cdot F(4)$.

Après un grand nombre d'essais, il est apparu que cette formule ne donnait pas de résultats satisfaisants. Nous l'avons donc modifiée et elle a finalement pris la forme :

$$F(I) = \frac{K(I)^b}{K(2)^b + K(3)^b + K(4)^b}$$

où b est un exposant positif, négatif ou nul, qui se présente dans le programme sous le nom EKT.

Si $EKT = 1$ la répartition est proportionnelle au $K(I)$ comme dans la formule précédente. Si $EKT = 0$, on a $F(2) = F(3) = F(4) = 0,333$, c'est-à-dire que les trois réservoirs reçoivent la même quantité d'eau. Si $0 < EKT < 1$ le réservoir qui dispose du plus grand $K(I)$ va recevoir la plus grande quantité d'eau, mais la répartition n'est plus proportionnelle au $K(I)$. Si, enfin, $-1 < EKT < 0$ les réservoirs de plus faible $K(I)$ reçoivent la plus grande partie de la pluie efficace.

La dernière formule de répartition présente les avantages suivants :

- a)- Elle tient compte du coefficient $K(I)$ et par conséquent des paramètres principaux qui règlent la vitesse de la vidange des réservoirs.
- b)- Elle peut être contrôlée à l'aide d'un seul paramètre : EKT

3.4.5- Le déphasage entrée-sortie.

Dans la deuxième version du modèle BEMER, à la sortie de base ENF(I) de chaque réservoir, nous avons ajouté un déphasage appelé PLU(I).

Les déphasages PLU(1) et PLU(5) qui correspondent aux réservoirs RE-1 et RE-5, ne sont pratiquement pas utilisés, car une telle utilisation créerait des déphasages importants entre :

- a)- RUIS(1) et ENF(1), c'est-à-dire entre le ruissellement superficiel et la pluie efficace.
- b)- RUIS(5) et ENF(5), c'est-à-dire entre le débit du trop-plein et le débit de base du système.

Nous limitons donc, l'utilisation des déphasages aux réservoirs RE-2, RE-3 et RE-4.

Dans les premières applications nous avons considéré que la durée NZ(I) des déphasages était la même pour les trois réservoirs. Mais les observations montrent que le temps de montée d'une crue est d'autant plus court que l'averse est plus intense. Par ailleurs, il semble logique de considérer que le réservoir disposant du plus grand $K(I)$ provoque le plus faible déphasage et inversement. Aussi avons-nous décidé de donner des durées différentes aux trois déphasages PLU(2), PLU(3) et PLU(4).

Le calcul des durées NZ(I) des déphasages utilise deux paramètres : RCONST et RVARIA. RCONST correspond au déphasage moyen (exprimé en jours) observé entre les pluies et le début de la montée des crues de l'hydrogramme observé. Nous considérons que ce déphasage (déphasage minimum) est créé par le réservoir i qui dispose du $K(i)$ le plus élevé. On a ainsi $NZ(i) = RCONST$.

La durée relative des trois déphasages est considérée par ailleurs comme inversement proportionnelle au $K(I)$ du réservoir correspondant :

$$Z(I) = RVARIA / K(I)$$

Ces valeurs $Z(I)$ sont corrigées en ramenant la durée $Z(i)$ de la plus courte ligne à la valeur RCONST, ce qui entraîne la correction simultanée des durées des deux autres déphasages, afin de conserver les mêmes différences relatives. Deux exemples nous permettront de mieux comprendre les calculs précédents : soit $K(2) = 0,300$, $K(3) = 0,100$ et $K(4) = 0,020$. Le calcul donne, en fonction des RCONST et RVARIA les déphasages du tableau ci-après.

Paramètres calculés	RE-2	RE-3	RE-4	Paramètres donnés
K(I)	0,300	0,100	0,020	RVARIA = 0,100 RCONST = 1,0
Z(I)	0,333	1,000	5,000	
Z(I) corrigé	1,000	1,666	5,666	
NZ(I) entier	1	2	6	
K(I)	0,300	0,100	0,020	RVARIA = 0,020 RCONST = 2,0
Z(I)	0,067	0,200	1,000	
Z(I) corrigé	2,000	2,133	2,933	
NZ(I) entier	2	2	3	

3.5- LES DISPOSITIFS AUXILIAIRES RELATIFS AU REGLAGE DU MODELE.

Dans les paragraphes 3.2, 3.3 et 3.4, nous avons examiné les éléments et les dispositifs du modèle qui contribuent à sa construction et influencent son fonctionnement. Comme on l'a déjà dit le modèle fonctionne comme un ensemble opérationnel ayant pour but principal la transformation de l'hyéto-gramme en hydrogramme.

Pour un système hydrogéologique donné, le modèle est considéré comme définitivement réglé quand pour n'importe quelle période l'hydrogramme observé dans la nature et l'hydrogramme calculé par le modèle sont identiques. Le réglage consiste à choisir, pour obtenir ce résultat, les valeurs convenables des paramètres selon une certaine procédure imposée par la structure et le fonctionnement du modèle. Cette procédure est décrite en détail dans l'annexe B à laquelle nous renvoyons. Nous allons ici examiner quelques dispositifs auxiliaires du modèle pour l'optimisation des paramètres.

3.5.1- Les critères de la qualité de la simulation.

Dans sa forme la plus classique le réglage d'un ou plusieurs paramètres du modèle consiste à modifier ces paramètres et à faire un "passage" à l'ordinateur afin d'obtenir l'hydrogramme observé et l'hydrogramme calculé. La comparaison des deux hydrogrammes permet de déterminer directement si les modifications des paramètres ont provoqué une meilleure approche de l'hydrogramme calculé et de l'hydrogramme observé, et aide à choisir les nouvelles valeurs des paramètres.

Dans la plupart des cas une comparaison visuelle suffit pour apprécier la qualité de la dernière simulation. Cette méthode présente d'ailleurs l'avantage d'informer rapidement l'opérateur sur l'état des paramètres qui agissent sur des sections différentes de l'hydrogramme et lui donne la possibilité de changer simultanément plusieurs paramètres.

Néanmoins, si l'on continue le réglage avec cette méthode, on découvre rapidement qu'à l'approche du résultat désiré, les améliorations sont de plus en plus faibles et en conséquence de plus en plus difficilement détectables. Il apparaît alors nécessaire d'exprimer la qualité de la simulation à l'aide de critères mathématiques.

Dans le modèle BEMER nous avons choisi un critère simple :

$$\text{CRITERE} = 1 - \frac{1}{N} \cdot \sum_1^N \left(\frac{|M - C|}{(M + C)/2} \right)$$

où N est le nombre total d'observations (jours), M le débit journalier mesuré et C le débit calculé par le modèle.

Dans la deuxième version du modèle nous avons utilisé trois critères de ce type : un pour les débits de base, un pour les débits de trop-plein et un pour les débits globaux (base + trop-plein).

Les critères étaient appliqués sur toute la durée des hydrogrammes. Cette procédure donnait de bons résultats pour les hydrogrammes continus (débits de base ou débits globaux), mais le critère n'était plus sensible lorsque il s'agissait d'un hydrogramme interrompu comme celui du trop-plein.

Aussi, dans la troisième version, avons-nous décidé, d'une part d'augmenter le nombre des critères et d'autre part de limiter l'application de chacun à des périodes spéciales de l'hydrogramme. Nous avons ainsi été conduits à l'utilisation de sept critères :

- a) CRITERE 1 Entre les débits de base.
- b) CRITERE 2 Entre les débits de trop-plein.
- c) CRITERE 3 Entre les débits globaux (base + trop-plein)
- d) CRITERE 4 Entre les débits globaux mais seulement pendant les périodes de forts débits.
- e) CRITERE 5 Entre les débits globaux mais seulement pendant les périodes de débits moyens.
- f) CRITERE 6 Entre les débits globaux mais seulement pour les périodes de faibles débits.
- g) CRITERE 7 Entre les débits globaux mais seulement pour les périodes de forts et faibles débits.

La délimitation des périodes des grands, moyens et faibles débits se fait à partir de l'hydrogramme calculé, selon une méthode basée sur les débits journaliers fournis par les réservoirs RE-2, RE-3 et RE-4.

On constate, en effet, que pendant de forts débits le réservoir donnant la plus grande fraction du débit global est le réservoir ayant le $K(I)$ le plus élevé. Pour de faibles débits c'est le réservoir de faible $K(I)$ qui fournit la plus grande quantité d'eau, pour des débits modérés c'est le réservoir de $K(I)$ intermédiaire.

Dans le modèle la délimitation des périodes se fait de la manière suivante : chaque jour nous choisissons parmi les RE-2, RE-3 et RE-4 le réservoir qui fournit la plus grande quantité d'eau. Si ce réservoir est celui qui dispose du $K(I)$ le plus élevé, nous utilisons pour ce jour le CRITERE 4. Si c'est le réservoir du $K(I)$ intermédiaire nous utilisons le CRITERE 5 et s'il s'agit du réservoir de $K(I)$ faible, le CRITERE 6. Le CRITERE 7 est utilisé à l'ensemble des jours d'utilisation des CRITERES 4 et 6.

3.5.2- Le réglage automatique.

A partir du moment où l'on dispose d'un moyen mathématique - les critères - pour exprimer la qualité de la simulation, on peut penser à une procédure permettant de faire automatiquement le réglage des paramètres.

Dans le modèle BEMER nous avons utilisé une méthode simple qui consiste à donner successivement à un paramètre une série de valeurs différentes et à répéter pour chaque valeur les calculs, afin de calculer chaque fois le critère de la simulation. La valeur optimale du paramètre sera celle qui correspond au meilleur critère.

Cette méthode présente deux inconvénients importants : d'une part, elle nécessite un grand nombre d'itérations, ce qui augmente le coût de l'application du modèle; d'autre part, les résultats ne sont pas toujours satisfaisants, surtout quand le paramètre à régler présente une grande dépendance vis à vis des autres paramètres du modèle.

Afin de compenser le deuxième inconvénient nous avons utilisé les sept différents critères présentant chacun une sensibilité plus élevée envers un paramètre particulier. La correspondance la plus courante entre les paramètres et leurs critères est la suivante :

A	surface du bassin	CRITERE 3
EKT	répartition	CRITERE 7
K(2), K(3), K(4)	coeff. de vidange	CRITERE 3
RCONST	déphasage min.	CRITERE 4
RVARIA	déphasage	CRITERE 3
HINF(1)	évapotranspiration	CRITERE 6
HRUIS(5), RAP(5), K(5)	trop-plein	CRITERE 2

Il faut remarquer, cependant, que l'utilisateur du modèle dispose de la possibilité de choisir sa propre correspondance entre critères et paramètres à régler, le tableau ci-dessus n'étant donné qu'à titre indicatif.

Nous renvoyons aux Annexes A et B concernant la programmation et le réglage du modèle pour le détail du réglage automatique.

3.6- CRITIQUE DU MODELE BEMER.

3.6.1- Relations entre la structure du modèle BEMER et la structure d'un système karstique.

L'application du modèle BEMER à quelques bassins karstiques nous a permis tout d'abord d'identifier progressivement les relations qui existent entre les paramètres du modèle et la forme de l'hydrogramme. Par la suite nous avons constaté qu'il est possible d'assimiler, dans certains cas, la structure et le fonctionnement d'un système karstique au fonctionnement du modèle.

Nous avons été conduits, ainsi, à faire correspondre le réservoir RE-1 (premier niveau aux couches superficielles du bassin versant (végétation, terre végétale, roches altérées) qui sont capables de fournir une certaine quantité d'eau à l'évapotranspiration. Le réservoir RE-1 sert donc au calcul de l'ETR (rarement aussi au calcul du ruissellement superficiel) et par conséquent son rôle principal est de donner la pluie efficace fournie au système. Les détails des calculs, la comparaison avec les calculs analogues d'autres modèles et les relations avec ce qui se passe dans la nature seront examinés dans le paragraphe 3.6.2.

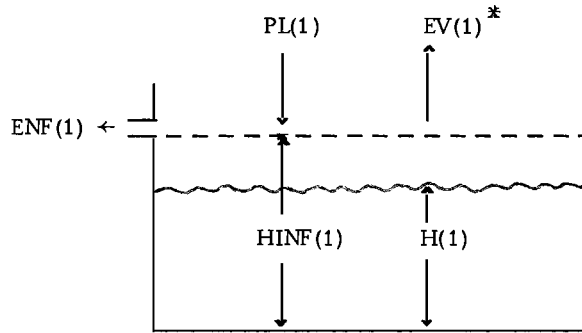
Le deuxième niveau du modèle, c'est-à-dire la fonction de répartition de la pluie efficace, les réservoirs RE-2, RE-3, RE-4 et les déphasages correspondent à la zone non saturée du système karstique, à la réserve près, que le réservoir de plus faible K(I) correspond à la zone noyée, quand celle-ci a un coefficient de tarissement faible (cas des grands bassins). Tous ces dispositifs du modèle réalisent la transformation de la pluie efficace en hydrogramme. Les détails sur ces opérations sont donnés dans le paragraphe 3.6.3.

Le réservoir RE-5 (troisième niveau du modèle) correspond uniquement à la zone noyée. Son but principal est d'assurer la répartition des débits entre les sorties d'évacuation de base et de trop-plein. Dans le paragraphe 3.6.4 nous étudierons les relations existant entre cette partie du modèle et le karst.

3.6.2- Calcul de la pluie efficace dans le modèle BEMER.

L'évaluation de la pluie efficace reste toujours la grande préoccupation des hydrologues. Dans le modèle BEMER nous avons adopté pour le calcul de l'ETP la méthode de THORNTHWAITE et pour le calcul de l'ETR journalière un modèle de type MERO. En ce qui concerne la méthode de THORNTHWAITE, celle-ci a été appliquée sans modifications à cela près qu'une amélioration a été apportée au calcul de l'ensoleillement journalier en utilisant un ajustement à une fonction sinusoidale, au lieu de faire l'interpolation des valeurs données par THORNTHWAITE dans des tableaux.

Par contre, en ce qui concerne la méthode d'évaluation de l'ETR journalière, il y a des différences entre le modèle MERO et le modèle BEMER. Nous citons ci-dessous le schéma général d'un modèle MERO en lui donnant la structure et les définitions des paramètres du premier réservoir du modèle BEMER.



(Remarque : $EV(1)^*$ est l'ETR et $EV(1)$ l'ETP)

1)- Variation du niveau $H(1)$ dans le réservoir.

$$a) \text{ Si } EV(1) \geq PL(1) \rightarrow H(1) = H(1) + \left(PL(1) - EV(1) \right) \cdot \frac{H(1)}{HINF(1)}$$

$$b) \text{ Si } EV(1) < PL(1) \rightarrow H(1) = H(1) + \left(PL(1) - EV(1) \right) \cdot \frac{\left(HINF(1) - H(1) \right)}{HINF(1)}$$

2)- Pour le calcul de l'ETR on a respectivement :

$$a) EV(1)^* = PL(1) - \left(PL(1) - EV(1) \right) \cdot \frac{H(1)}{HINF(1)}$$

$$b) EV(1)^* = EV(1)$$

3)- Calcul de la pluie efficace :

$$a) ENF(1) = 0$$

$$b) ENF(1) = PL(1) - \left(PL(1) - EV(1) \right) \cdot \frac{\left(HINF(1) - H(1) \right)}{HINF(1)}$$

On constate, donc, que pendant une sécheresse prolongée $H(1)$ et $EV(1)^*$ sont faibles mais n'atteignent jamais la valeur zéro, étant donné qu'ils dépendent du taux de saturation du réservoir. Inversement, pendant une période pluvieuse, $H(1)$ augmente progressivement mais n'atteint jamais le seuil de saturation $HINF(1)$, car l'augmentation dépend aussi du taux de saturation du réservoir.

Il semble que cette méthode de calcul reproduise plus fidèlement les phénomènes naturels, c'est-à-dire une évapotranspiration réelle qui diminue progressivement pendant les périodes sèches^{et} une pluie efficace qui augmente progressivement pendant les périodes humides.

Il y a cependant un inconvénient à cette méthode : il suffit que la pluie soit légèrement supérieure à l'ETP pour qu'on obtienne toujours, une pluie efficace. En réalité, ce phénomène ne se rencontre pratiquement pas, les fortes pluies de l'été ne donnent en effet le plus souvent aucune pluie efficace capable de modifier l'hydrogramme de sortie.

Dans le modèle BEMER initialement la méthode de calcul était proche de celle d'un modèle MERO, mais ne tenait pas compte du taux de saturation du réservoir. Le remplissage et la vidange complète du réservoir se produisaient très fréquemment. Nous avons pu, ainsi, éliminer les crues indésirables de l'été, mais il était impossible en début de saison humide de reproduire la saturation progressive du réservoir et en même temps l'augmentation progressive de la pluie efficace.

D'autre part, l'étude détaillée des hydrogrammes de la Fontaine de Vaucluse a montré un autre fait : l'augmentation de la pluie efficace n'est pas progressive comme cela est supposé dans un modèle MERO, mais il existe un rapport constant entre la pluie brute et la pluie efficace, au cours des premières averses de l'automne. Nous avons conclu que pour cette période la relation pluie brute - pluie efficace est pratiquement indépendante du taux de saturation du réservoir. Dans ces conditions, il était préférable d'améliorer la méthode déjà utilisée dans le modèle BEMER, que de revenir à l'application d'un modèle MERO classique (voir paragraphe 3.4.2).

L'utilisation de cette méthode revient à admettre qu'au voisinage de la surface du bassin versant, deux zones sont soumises au phénomène d'évapotranspiration. La première zone, qui comprend toute la végétation et la terre végétale, contient une quantité d'eau relativement faible (entre 15 et 50 mm), mais très facilement mobilisable (son épuisement en été peut avoir lieu en 5 à 8 jours et sa reconstitution en un jour seulement). La seconde zone, la plus profonde, est constituée de roches altérées ou non. Dans le cas des systèmes karstiques on doit inclure dans cette zone les karsts perchés ou intermédiaires qui correspondent aux sections partiellement noyées de la zone aérée. La quantité d'eau contenue dans cette zone est beaucoup plus importante. Nous avons pu remarquer, par exemple, que dans le cas du bassin versant de la Fontaine de Vaucluse (voir paragraphe 4.2.4.3), le déficit à reconstituer à partir des premières averses d'automne peut s'élever à plus de 100 mm, après une année relativement sèche (1967). L'évaluation précise des réserves d'eau contenues dans cette zone est théoriquement possible, mais elle nécessiterait une période sèche exceptionnellement longue. L'eau de cette zone est plus difficilement mobilisable (elle donne une ETR égale environ au quart de l'ETP) et sa reconstitution demande une période de 1 à 2 mois, qui dépend de la pluviosité à l'époque considérée.

Le fait que la vitesse de reconstitution du déficit ne dépend pas de la grandeur absolue de ce dernier, mais de la quantité d'eau infiltrée de la première zone, trouve une explication relativement simple dans le cas des systèmes karstiques :

Toute quantité d'eau transitant de la première zone d'évapotranspiration s'infiltré ensuite vers la zone noyée en passant par la zone d'évapotranspiration profonde. Cette infiltration se fait à travers les réseaux de gros conduits ou de fissures fines.

La quantité d'eau qui circule après une averse, dans le réseau des gros conduits (chenaux) est beaucoup plus importante que le déficit créé par l'évapotranspiration, aussi la reconstitution de ce dernier est-elle pratiquement immédiate et ne nécessite-t-elle qu'une fraction de la pluie efficace très petite.

Par contre, l'eau s'infiltrant à travers les réseaux fins subit une fixation importante, presque totale quand le déficit est relativement élevé.

On voit ainsi qu'au cours des premières averses d'automne, l'alimentation de la zone noyée se fait presque sans réduction de débit de transfert par le réseau des gros conduits même si dans les réseaux plus fins il existe un déficit important. C'est le cas, par exemple, d'un ruissellement superficiel produit par une partie imperméable du bassin versant, aboutissant à une perte karstique.

Nous pouvons donc dire que le paramètre $V(1)$ du modèle qui laisse toujours un pourcentage d'eau arriver jusqu'à la zone noyée, reflète en même temps l'importance des zones à gros chenaux proches de la surface du bassin.

3.6.3- Transformation de la pluie efficace en hydrogramme.

Presque tous les modèles utilisés ces dernières années pour l'étude de la transformation "pluie-débit", présentent un point principal commun : ils admettent la validité de la théorie de l'hydrogramme unitaire de SHERMAN et particulièrement son invariance en fonction du débit (principe de la superposition). Ici nous n'envisagerons pas pour l'instant le cas des modèles non-linéaires.

On peut démontrer facilement, en étudiant le fonctionnement du deuxième niveau du modèle BEMER, que l'hydrogramme produit par cette zone est conforme aux hypothèses de base de la théorie de l'hydrogramme unitaire. Par ailleurs, l'accumulation de l'eau dans les réservoirs tient lieu de mémoire du système, qui reflète ainsi l'historique des entrées et sorties précédentes. Ce fait signifie qu'une entrée appliquée au modèle a la possibilité d'influencer les sorties pendant un temps très long. Cette dernière propriété, caractéristique des modèles à réservoirs, est très importante lorsque on travaille sur des bassins versants relativement étendus où les coefficients de tarissement et les vitesses de décroissance des débits sont très faibles.

L'application, enfin, d'une pluie efficace, au deuxième niveau du modèle BEMER - celui-ci étant vide et déjà réglé pour un bassin donné - peut fournir un hydrogramme-réponse caractéristique du bassin correspondant. Nous disposons dans ce cas d'un moyen très utile pour la comparaison des comportements des différents systèmes karstiques (voir paragraphe 4.5.2).

En ce qui concerne les relations entre la structure et le fonctionnement du deuxième niveau du modèle BEMER et le système karstique, les résultats dont nous disposons actuellement permettent de faire les observations suivantes :

- a)- Le déphasage dans le temps, entre l'averse et l'apparition de la crue, ne dépend pas des dimensions du bassin versant. En effet, pour tous les bassins examinés, d'une surface de 10 à 1400 km² ce déphasage est de l'ordre de 2 jours environ. Ce temps est simulé dans le modèle par la durée des déphasages.

Dans le karst et plus précisément dans la zone noyée, la circulation de l'eau se fait soit sous pression, soit en surface libre. Du point de vue hydraulique, la propagation d'une impulsion dans un conduit sous pression se fait à une vitesse approximativement égale à la vitesse de propagation d'une onde de compression dans l'eau, c'est-à-dire 1440 m/sec. Dans le cas d'un écoulement en surface libre la vitesse est de l'ordre de quelques mètres par seconde.

On voit que, dans les deux cas, la vitesse de propagation d'une crue dans la zone noyée est élevée et que le déphasage, dans ces conditions, ne peut pas dépasser quelques heures. On comprend ainsi que le déphasage ne peut pas résulter que du transfert dans la zone noyée, mais a pour cause principale les circulations dans la zone non saturée (épikarst et éventuellement zone immédiatement sous-jacente).

- b)- Les réservoirs RE-2, RE-3 et RE-4. Pour expliquer plus facilement le fonctionnement des réservoirs RE-2, RE-3 et RE-4, nous allons examiner un exemple où $K(2) > K(3) > K(4)$.

Après une crue, le réservoir RE-2 à plus fort coefficient de vidange, sera vide le premier, le RE-3 au bout d'un temps plus long et le RE-4 ensuite. A partir du moment où RE-2 et RE-3 sont pratiquement vides, RE-4 fournit seul l'hydrogramme du système, qui devient dans ce cas une exponentielle. Nous pouvons considérer que cette décroissance exponentielle correspond au tarissement des volumes d'eau stockés dans la zone noyée.

Les réservoirs RE-2 et RE-3 fonctionnent donc, seulement pendant la période de la décrue et donnent la part du débit de l'hydrogramme qui provient des infiltrations.

- c)- La fonction de répartition. Le schéma précédent permet de comprendre qu'une partie seulement de la pluie efficace va transiter par le réservoir RE-4, que nous avons assimilé à la zone noyée.

Dans le système karstique, tel qu'il est classiquement décrit (réseaux de gros conduits, de grosses fissures, de microfissures) la totalité de la pluie efficace devrait transiter par la zone noyée. Il convient de remarquer que, dans le modèle, la totalité de la pluie efficace transite par le RE-5 qui réalise la somme des trois hydrogrammes élémentaires formés par les réservoirs RE-2, RE-3 et RE-4, mais le RE-5 ne représente pas la zone noyée en ce qui concerne le stockage de l'eau et la formation de l'hydrogramme de tarissement (voir paragraphe suivant).

Dans le modèle, la partie de la zone noyée, qui peut stocker des grandes quantités d'eau, est représentée par le RE-4 et la fonction de répartition envoie simplement vers les réservoirs RE-2 et RE-3 la quantité d'eau provoquant la montée de l'hydrogramme par rapport à l'exponentielle du tarissement. Le réservoir RE-4 reçoit ainsi non seulement les quantités d'eau qui s'accumulent dans la zone noyée et donnent ensuite le tarissement, mais aussi toute quantité d'eau circulant à faible vitesse dans la zone aérée et produisant un hydrogramme d'influence des infiltrations ressemblant à celui de la zone noyée.

Quand la fonction de répartition envoie la plus grande partie de la pluie efficace vers le RE-4, deux explications peuvent être données : soit la zone noyée est de dimensions importantes (grand bassin, petit exutoire), soit la zone non saturée présente un faible pourcentage de grosses fissures.

Par contre, quand la fonction de répartition alimente de préférence les réservoirs RE-2 et RE-3, ceci signifie que le système ne peut accumuler de grandes quantités d'eau, ni dans la zone noyée (petit bassin, gros exutoire), ni dans la zone aérée (présence de très gros conduits et fissures).

Nous verrons dans le paragraphe suivant que le RE-5 peut fournir quelques informations supplémentaires, sur la zone noyée et son importance, permettant de faire un choix entre les deux possibilités précédentes.

3.6.4- La correction de l'hydrogramme et le calcul des trop-pleins.

- Le dernier réservoir RE-5 fait les calculs relatifs à deux problèmes différents : a) la correction de l'hydrogramme fourni par le niveau précédent et plus particulièrement des pointes de crues ; et b) la répartition du débit global en deux branches, le débit de trop-plein et le débit de base.

Nous remarquons d'abord que si on empêche le RE-5 d'emmagasiner une certaine quantité d'eau (en mettant $K(5) = 1$), dans tous les cas que nous avons examinés jusqu'à présent, les pointes de crues de l'hydrogramme calculé sont brutales, contrairement aux pointes de crues de l'hydrogramme observé, qui sont toujours arrondies.

Nous avons donc décidé de diminuer légèrement la valeur de $K(5)$ afin de donner au RE-5 la possibilité d'emmagasiner une certaine quantité d'eau pendant les fortes crues. Cette méthode permet non seulement l'arrondissement des pointes des crues mais aussi la création d'un déphasage entre les crues du trop-plein et les crues de débit de base, phénomène observé régulièrement pendant toutes les crues du système karstique de Meyrargues.

La valeur de $K(5)$ se trouve en relation étroite avec le rapport T/S (diffusivité) de la partie de la zone noyée qui se trouve au voisinage de l'exutoire. Plus $K(5)$ est grand, plus la transmissivité est élevée ou plus le coefficient d'emmagasinement est faible. Dans ce cas, la zone noyée a la possibilité d'acheminer vers l'exutoire de grosses quantités d'eau sans avoir la possibilité d'en emmagasiner (cas des gros conduits). Le contraire se produit quand $K(5)$ est faible.

En ce qui concerne le calcul du débit du trop-plein, la structure du modèle BEMER est considérée comme correspondant à un système hydrogéologique disposant d'une seule sortie de trop-plein, dont le réseau d'alimentation serait directement connecté avec le réseau de la zone noyée alimentant la sortie de base (vidange).

Nous remarquons ici que l'alimentation des trop-pleins se fait à partir d'une zone du karst qui obéit à la fois aux lois de circulation de la zone noyée (pendant les crues) et aux lois de circulation de la zone aérée (pendant l'étiage). Afin de parvenir à une solution acceptable et en même temps simple, du point de vue calculs, nous avons fait deux simplifications :

- a)- Nous considérons que la variation de l'épaisseur de la zone aérée n'entraîne pas de modification considérable des lois de circulation de cette zone.
- b)- Nous considérons que la sortie du trop-plein dispose d'un coefficient de vidange K égal à 1. Ceci signifie que pendant le fonctionnement du trop-plein le réseau alimentant cette sortie se comporte comme une zone de très grande diffusivité (pas d'emmagasinement dans cette zone).

Il est évident qu'après ces simplifications, la valeur de $K(5)$ exprime seulement les propriétés de la zone noyée alimentant la sortie de base (vidange du système).

* *

*

4.- APPLICATION DU MODÈLE BEMER À QUELQUES
BASSINS KARSTIQUES DU MIDI DE LA FRANCE

4.1- KARST DE MEYRARGUES.

4.1.1- Introduction - Historique.

Le karst de Meyrargues se développe à une dizaine de kilomètres au NE de la ville d'Aix-en-Provence, dans la région qui s'étend entre la Montagne de Ste Victoire, au Sud, et la vallée de la Durance au Nord. La karstification intense des roches carbonatées de cette région a entraîné la formation d'un système de circulations souterraines dont la décharge s'effectue à partir d'un certain nombre de sources situées autour de la commune de Meyrargues (voir carte 4,1).

La sortie la plus basse du système correspondait jusqu'en 1962 à la "source de la colonie de vacances", d'un débit de l'ordre de 50 l/s. A cette époque, les travaux de construction du Canal de la Durance par l'E. D. F. mirent en évidence l'existence de fortes pressions dans le karst mettant en danger le sous-bassement du canal, notamment en période de crue.

Afin de faire baisser les pressions il fut décidé d'accélérer la décharge du système en creusant des galeries de drainage aux points de forte karstification. L'une d'elles la "Galerie de la Papeterie" (aujourd'hui sortie la plus basse) a donné un débit moyen de l'ordre de 400 l/s et a provoqué une baisse considérable des niveaux d'eau dans le karst.

L'étude détaillée du comportement du système pendant la période 1962-1964 a donné l'occasion de réaliser de nombreuses mesures hydrologiques. D'où l'idée d'utiliser ces données pour tester le modèle BEMER dans une étude du karst de Meyrargues.

4.1.2- Géologie générale.

Le système hydrogéologique de Meyrargues (voir carte 4,1) se développe dans une série épaisse de calcaires et calcaires marneux jurassiques et crétacés. Les plus anciennes formations de la série correspondent au Lias (Rhétien - Hettangien - I4-2) avec des calcaires et des dolomies. Le Jurassique moyen commence avec 200 m de marnes et calcaires marneux du Bathonien - Bajocien (J2-1) dans l'anticlinal de Vauvenargues et le pli de Sambuc. L'Oxfordien-Callovien (J5-3) présente une série alternante de marnes et calcaires d'une épaisseur totale de 200 à 220 m. La série se continue avec des calcaires à grain fin, bien stratifiés, du Kimmeridgien (J8-6) et avec des dolomies à patine sombre et calcaires blancs du Portlandien (J9). Le Kimmeridgien et le Portlandien forment le flanc nord du pli de Sambuc du Concors, totalisant une épaisseur de plusieurs centaines de mètres.

Le Berriasien (n1) est formé de calcaires marneux et de calcaires gris en petits bancs ou en plaquettes, d'une puissance de 150 m. La partie inférieure du Valanginien (n2) présente des marnes bleues ou jaunes, mais la partie supérieure est formée de calcaires fortement diaclasés. L'épaisseur atteint 100 m. L'Hauterivien (n3) est constitué à sa base de calcaires beiges (60 m) qui passent ensuite aux marnes ou calcaires marneux de l'Hauterivien moyen (50 m) et aux calcaires en bancs de l'Hauterivien supérieur (100 m).

La formation qui vient au-dessus appartient au Rognacien (cg) avec des argiles et des brèches polygéniques ou calcaires du Rognacien supérieur. L'Eocène est représenté par une centaine de mètres d'argiles rouges et l'Oligocène, à l'Est de Meyrargues par des argiles et grès du Stampien inférieur (g2). Enfin, le Miocène supérieur (Tortonien, m3) au Sud de Peyrolles est formé de calcaires et de grès molassiques.

Du point de vue tectonique, les limites sud du système appartiennent au flanc nord de l'anticlinal de Vauvenargues (Ste Victoire). Au Nord de cet anticlinal se développe l'anticlinal chevauchant vers le Nord du Sambuc.

La partie est du système est marquée par l'anticlinal faillé du Concors, orienté NW-SE, et chevauchant vers le SW. Le reste du bassin forme un large synclinal, le synclinal de la Campanie.

4.1.3- Hydrogéologie.

4.1.3.1- LE BASSIN VERSANT.

D'après le log stratigraphique de la région, les formations purement calcaires appartiennent au Kimmeridjien et Portlandien. Les formations antérieures, correspondant aux marnes et calcaires du Bajocien-Bathonien sont considérées comme imperméables, à cause de la grande épaisseur de leurs niveaux marneux. Ils constituent donc le mur de l'aquifère.

Le Crétacé inférieur est relativement marneux, mais la faible épaisseur des niveaux imperméables n'empêche pas la circulation de l'eau. Cependant, la perméabilité du Crétacé doit être inférieure à celle du Jurassique supérieur.

Le toit de l'aquifère est formé par les formations argileuses du Crétacé supérieur, de l'Eocène et de l'Oligocène.

La délimitation du bassin versant ne présente pas de difficulté dans les parties nord et ouest. Le Miocène et l'Oligocène forment un barrage efficace vers la vallée de la Durance. Dans la partie sud les limites correspondent aux marnes du Callovien-Oxfordien de l'anticlinal de Vauvenargues. A l'Est, par contre, l'établissement des limites reste difficile; de nombreuses petites sources drainent le secteur nord du pli du Sambuc, qui constitue ainsi un petit bassin plus ou moins indépendant du bassin de Meyrargues. Dans ces conditions la délimitation précise des deux bassins n'est pas possible géologiquement et l'on peut estimer que la surface du bassin versant du système de Meyrargues doit être comprise entre 70 et 80 km².

Du point de vue karstification, toutes les formations géologiques du bassin ne présentent pas la même importance. Le Crétacé inférieur relativement marneux doit en conséquence avoir des perméabilités plus faibles que celles du Jurassique supérieur. Toutefois, le rôle du Crétacé dans les circulations souterraines reste important, si on tient compte qu'il occupe 50 % environ des affleurements du bassin versant.





4.1.3.2- LES EXUTOIRES.

a)- Galerie de la Papeterie.

Comme nous l'avons vu, il s'agit de l'exutoire de base du système de Meyrargues, situé à l'altitude de 218 m environ (voir Fig. 4.1 et 4.2, pp. 63-64). Jusqu'en 1962 à sa place existait une petite source pérenne, la source de la Colonie de vacances, qui donnait un débit de l'ordre de 50 l/s. A la suite des travaux de construction de la Galerie de la Papeterie, au cours de l'été 1962, le débit moyen a atteint 400 l/s. L'alimentation de la commune de Meyrargues se fait actuellement à partir d'un puits situé dans la galerie. La galerie comporte aussi une vanne, qui sert à régulariser le débit. En période de crue, la vanne s'ouvre et permet la décharge rapide du système. Pendant l'étiage la fermeture de la vanne empêche l'épuisement complet des réserves d'eau. Pendant la période étudiée (septembre 1962 - septembre 1964) la vanne a été maintenue ouverte et n'a pas influencé le comportement du système.

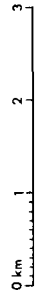
KARST DE MEYRARGUES

Carte Géologique Simplifiée

-  Massifs karstiques
-  Formations néo-alpiniques
-  Terrains des étages inférieurs
-  Sources

D'après la Carte Géologique de la France au 1:50 000.

ECHELLE



Carte 4.1.

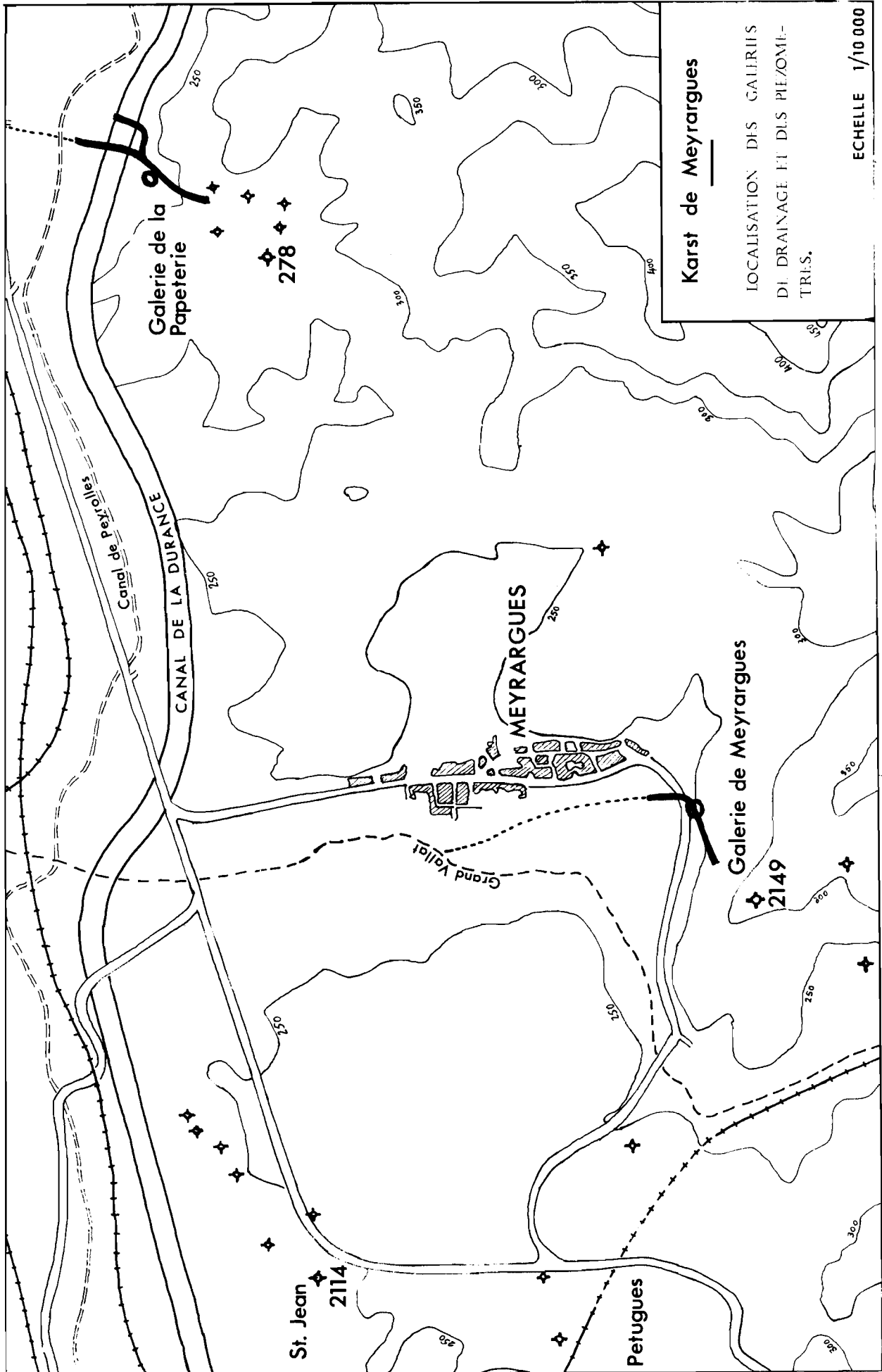


Fig. 4.2.

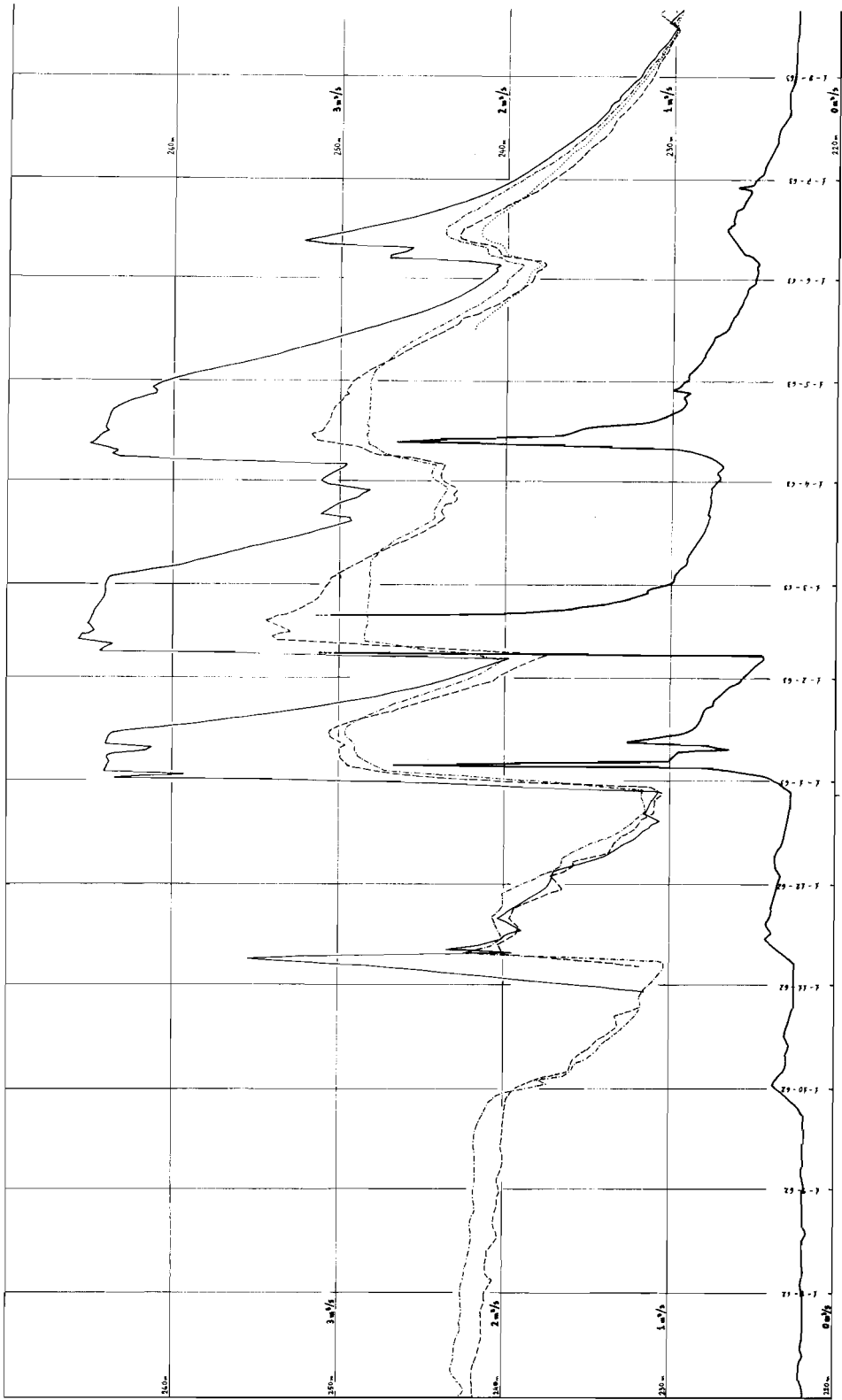


Fig. 4.3a

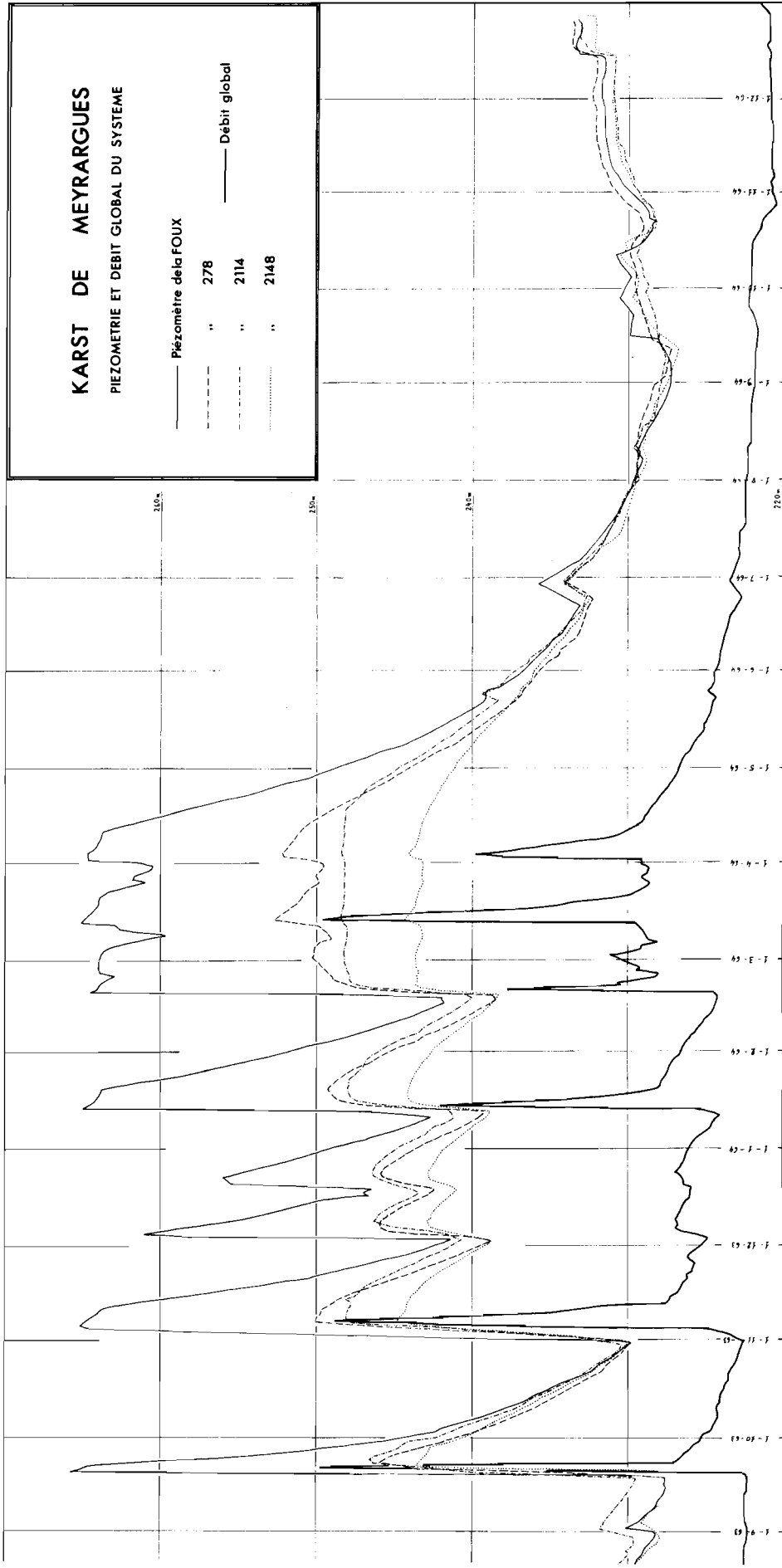


FIG. 4.36

b)- Galerie de Meyrargues.

Jusqu'en 1962, à la place de cette galerie se trouvait, à une altitude de 242 m environ, la "source de Meyrargues", qui alimentait la commune avec un débit moyen de l'ordre de 50 l/s. Après le creusement de la Galerie de la Papeterie et la baisse importante des niveaux de l'eau dans le karst, cet exutoire est devenu temporaire. Par ailleurs la construction de la galerie de Meyrargues n'a pas apporté une augmentation importante de débit par rapport au débit moyen de cette source.

c)- Sources de Petugues.

Groupe de petites sources, à la sortie du tunnel ferroviaire, à une altitude de 250 m environ.

d)- Galerie de St-Jean.

Galerie creusée au Nord de Petugues à une altitude de 248 m, avec un faible débit.

e)- Gouffre de la Foux.

Source temporaire, située à une altitude de 264 m environ, 2 km au Sud de Meyrargues, dans le lit d'un petit ruisseau, le Grand Vallat. Cette sortie de trop-plein est de loin la plus importante du système, puisque son débit en période de crue peut atteindre plusieurs m³/s.

4.1.3.3- MESURES HYDROLOGIQUES.

Toutes les mesures de débit des exutoires ont été faites à l'aide de déversoirs observés quotidiennement. Nous disposons pour cette étude des débits journaliers à la Galerie de la Papeterie et du débit global du système (Papeterie + Meyrargues + Petugues + St-Jean + Foux).

Le niveau de l'eau dans le système a été observé régulièrement à partir de nombreux sondages de reconnaissance. Quatre piézomètres ont été considérés comme assez représentatifs : le 2114 (St-Jean), le 278 (Papeterie), le 2149 (Meyrargues) et le piézomètre de la Foux (à quelques mètres du Gouffre de la Foux) (voir Fig. 4. 2, 4. 3a, 4. 3b, p. 64, 65, 67).

La pluviométrie a été observée à l'aide d'un pluviomètre situé au milieu du bassin, dans le Domaine de la Campana, pour la période allant du 1.7.62 au 2.6.64. A partir de cette date nous avons disposé de la pluviométrie à la Galerie de Meyrargues.

4.1.3.4- ANALYSE DES DONNEES HYDROLOGIQUES - RELATION ENTRE LA PIEZOMETRIE ET LES DEBITS.

Un examen rapide des diagrammes piézométriques et des débits, montre que la piézométrie de la Foux présente des variations plus brutales que les autres piézomètres. Ceci est normal étant donné que les trois autres piézomètres (St-Jean, Meyrargues, Papeterie) sont très proches des exutoires et que leurs niveaux dépassent de très peu, même en période de crue, l'altitude des sources correspondantes.

Le niveau dans le 2114 (St-Jean) monte jusqu'à la cote de 248,2 m et reste constant pendant toute la durée de la crue. Il semble, en effet, que l'eau déborde du trop-plein de St-Jean à une altitude de 248 m environ. Le même phénomène s'observe au 2149 (Meyrargues) où le niveau pendant les crues se situe entre 243 et 244 m. Le piézomètre 278 (Papeterie) présente aussi une stabilisation du niveau pendant les crues, mais celle-ci est moins nette,

probablement à cause de la distance piézomètre-exutoire relativement élevée dans ce cas (250 m environ). Il faut remarquer que la Papeterie est la sortie de base du système et la stabilisation du niveau dans le 278 ne peut pas être expliquée par un déversement de trop-plein, comme dans les deux piézomètres précédents. Dans ce cas, la stabilisation s'explique par le fait que pendant les fortes crues le déversement de la Foux empêche l'augmentation de la charge appliquée à la sortie de base au-delà d'une certaine valeur. Cette considération est d'ailleurs valable pour tous les exutoires situés à une cote inférieure à celle de la Foux (264 m environ).

Nous pouvons donc conclure que l'évolution de la piézométrie dépend de deux facteurs : a) du niveau à la Foux, car son déversement maintient constante la charge appliquée aux exutoires en aval, b) du type de la sortie la plus proche du piézomètre (trop-plein ou base), le débordement des trop-pleins provoquant la stabilisation des niveaux, surtout quand les piézomètres sont très proches des exutoires.

La relation niveau/débit étant un problème fondamental de l'hydrodynamique dans le karst, nous avons essayé d'établir d'abord la relation qui existe entre le niveau dans le piézomètre de la Foux et le débit global du système. La figure 4.4 (p. 71) montre les résultats obtenus pour six décrues. L'analyse de ce diagramme conduit aux observations suivantes :

- a)- La relation niveau/débit global est linéaire jusqu'au débit de 0,6 m³/s. Pour les débits supérieurs à 0,6 m³/s la relation n'est plus linéaire, probablement à cause de l'apparition de pertes de charges non-linéaires dans le système.
- b)- Le déversement à la Foux se fait à l'altitude de 263,8 m, mais lorsqu'il apparaît, le débit global du système n'est pas toujours le même.
- c)- Pour un débit global égal à zéro, l'extrapolation de la courbe donne un niveau de base de 219 m qui correspond sensiblement à la cote de la Galerie de la Papeterie.
- d)- La relation niveau/débit dépend de la saison. Pour un niveau donné à la Foux (observé pendant les décrues), le débit global du système est plus élevé en avril (fin de la saison humide) qu'en septembre (fin de la saison sèche).

Dans la figure 4.5 (p. 72) nous donnons la relation entre la piézométrie à la Foux, les débits à la Papeterie (sortie de base) et la somme des débits des trop-pleins à l'exception de celui de la Foux. Ce diagramme appelle les remarques suivantes :

- a)- La relation niveau/débit total des trop-pleins est linéaire. Le débit des trop-pleins s'annule quand le niveau à la Foux est inférieur à 231 m, ou quand le débit à la Papeterie est de l'ordre de 250 l/s.
- b)- La relation niveau/débit de base n'est pas linéaire. Dans ce cas, la non-linéarité peut s'expliquer soit par la présence de pertes de charge non-linéaires, à cause de vitesses de circulation relativement élevées dans le réseau qui débouche à la Galerie de la Papeterie, soit par le fonctionnement des trop-pleins qui limitent l'application de fortes charges à la sortie de la Papeterie.
- c)- La relation niveau/débit total des trop-pleins dépend aussi de la saison. En septembre les mêmes charges donnent des débits beaucoup plus faibles, presque la moitié des valeurs d'avril.

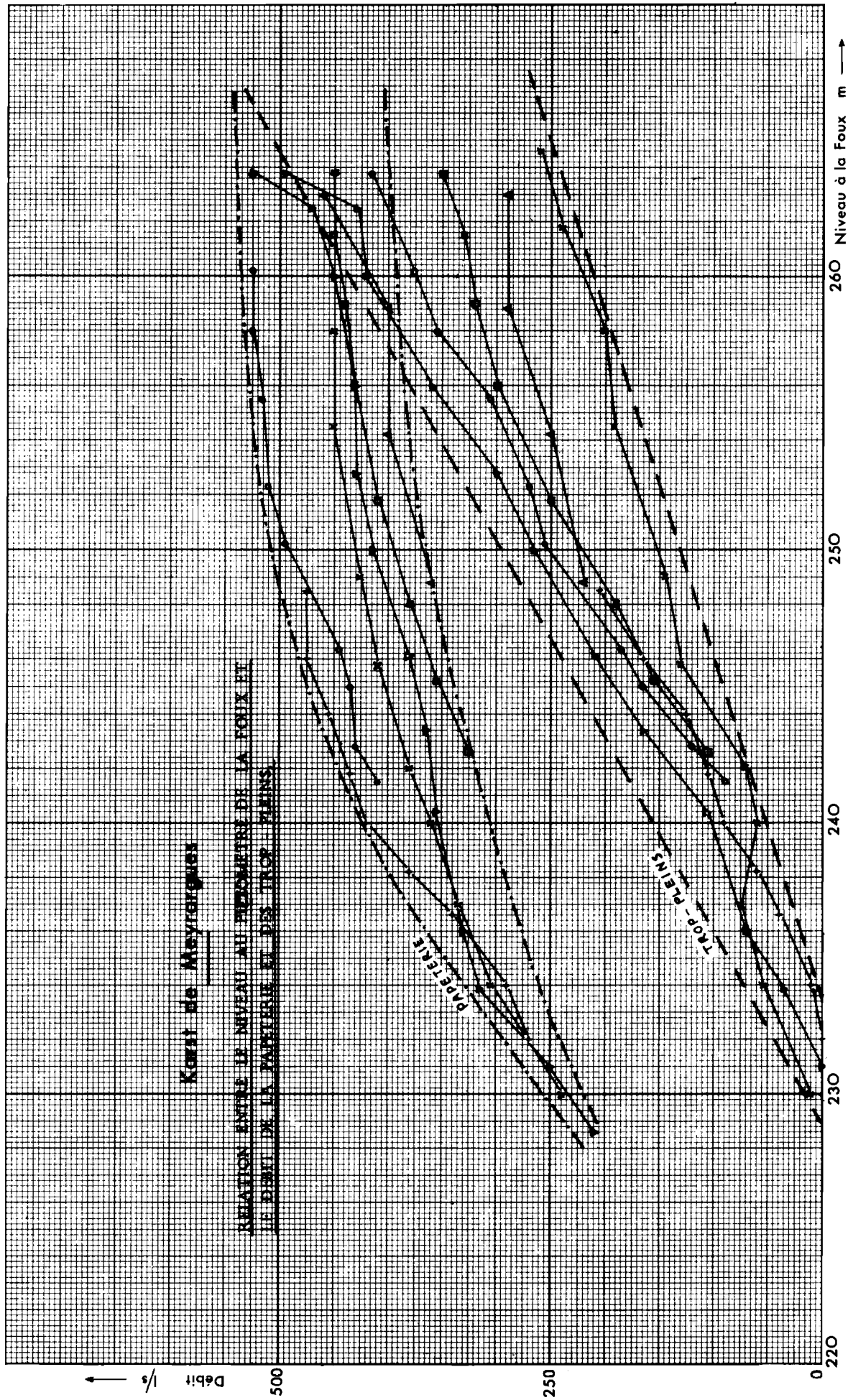


Fig. 4.5.

Les observations précédentes et surtout la relation niveau/débit permettent de conclure que le taux de remplissage du karst a une influence importante sur la relation charge/débit. Il semble, en effet, que la transmissivité de la zone noyée du karst, située entre la Foux et les autres exutoires, varie en fonction de la saison. Cette variation de la transmissivité semble due à la variation de l'épaisseur de la zone noyée au cours de l'année.

Malheureusement, le fait de ne disposer que de deux ans seulement de mesures sur le karst de Meyrargues, ne nous a pas permis d'effectuer une analyse plus complète de ces phénomènes.

4.1.4- Application du modèle BEMER au système hydrologique karstique de Meyrargues.

Le modèle BEMER a été appliqué à Meyrargues, directement, pendant toute la période durant laquelle nous avons pu disposer de données hydrométriques, c'est-à-dire du 1.9.62 jusqu'au 31.8.64. Nous avons évité d'utiliser les mesures antérieures à cette période, parce que perturbées par l'exécution des travaux dans les galeries de drainage, et les mesures postérieures à cause de la modification apportée par la fermeture de la vanne de la Galerie de la Papeterie.

4.1.4.1- LES DONNEES UTILISEES.

a)- Pluviométrie.

Les premiers réglages du modèle ont été effectués à partir des données d'une station présentant l'avantage d'être située presque au centre du bassin versant, mais aussi l'inconvénient de ne pas disposer de mesures après le 2.6.64. Après cette date nous avons utilisé la pluviométrie relevée à la Galerie de Meyrargues; l'erreur entraînée par ce changement n'étant pas importante du fait que cette période correspond aux épisodes à faible pluviosité.

Au cours des réglages auxquels nous avons procédé par la suite, afin d'améliorer le calcul de la lame d'eau tombée, nous avons utilisé les stations suivantes : pour les années 1962, 1963, les stations de Campane, Puyricard, Meyrargues et Peyrolles (L'utilisation de la méthode THIESSEN pour la même période, donne une répartition de 70 % du bassin à la Campane, 1,3 % à Puyricard, 16 % à Meyrargues et 12,7 % à Peyrolles - Voir figure 4.6, p. 75). Pour l'année 1964, nous ne disposions que des stations de la Campane et de Puyricard avec des pourcentages de 98,7 % et de 1,3 % respectivement.

L'utilisation de plusieurs stations n'a pas apporté une très grande amélioration des résultats, étant donné que la station de la Campane joue, dans tous les cas, le rôle prédominant dans les calculs.

b)- Les sorties.

Le modèle BEMER dispose de deux sorties : une sortie de base (vidange) et une de trop-plein. Afin d'adapter les données du bassin au modèle, nous avons considéré que le karst de Meyrargues disposait d'un seul trop-plein, le Gouffre de la Foux; tous les autres exutoires constituant le débit de base du système. Le Gouffre de la Foux se distingue d'ailleurs nettement des autres sources de trop-plein par son fonctionnement très court, accompagné de débits importants.

c)- Températures.

Les températures moyennes mensuelles de janvier 1962 jusqu'à décembre 1964 ont été fournies par la station de Salon-en-Provence.

d)- Surface du bassin.

Au cours des premiers réglages la surface du bassin a été choisie égale à 75 km².

4.1.4.2- REGLAGE DU MODELE.

Le réglage du modèle a été effectué en deux étapes. Dans la première étape nous avons réglé les paramètres intervenant dans les calculs du premier réservoir (bilan du système) et dans les réservoirs RE-2, RE-3 et RE-4 (formation de l'hydrogramme du débit global du système). Dans la deuxième étape nous avons réglé les paramètres relatifs au réservoir RE-5 (séparation des hydrogrammes de trop-plein et de base).

a)- Réglage du bilan du système.

La hauteur de la pluie, au cours des deux années de l'application, s'élève à 1579 mm. L'optimisation des paramètres relatifs à l'évapotranspiration a donné les résultats suivants : HINF(1) = 30 mm et U(1) = 0,150. Avec ces valeurs, l'évapotranspiration à la fin de la période examinée s'élève à 972 mm. Nous rappelons ici que le réglage de l'évapotranspiration ne nécessite pas la connaissance exacte des dimensions du bassin versant, car basé sur l'apparition ou non d'une pluie efficace se traduisant par une crue sur l'hydrogramme de sortie.

Le volume évacué (calculé d'après le modèle) est de 636 mm et la baisse des réserves égale à 29 mm. Si l'on écrit alors le bilan final, en considérant que le ruissellement superficiel est négligeable, on a :

$$\begin{aligned} \text{Pluie} &= \text{Evapotranspiration} + \text{Sortie} + \text{Emmagasinement} \\ 1579 &= \quad \quad \quad 972 + 636 - 29 \end{aligned}$$

En supposant que la surface du bassin versant soit égale à 75 km², la conversion du volume réellement évacué, de m³ en mm, donne 550 mm, le volume calculé est donc supérieur au volume mesuré de : 636 - 550 = 86 mm. Ceci signifie que la surface de 75 km² choisie pour les premiers réglages devait être de 15 % environ supérieure à la surface nécessaire pour équilibrer le bilan. Nous avons, en conséquence, corrigé la surface du bassin versant en ramenant celle-ci à 67 km². Dans ce cas, le volume évacué réellement s'élève à 606 mm et la différence entre les volumes calculés et mesures se ramène à : 636 - 606 = 30 mm.

Il convient de remarquer, toutefois, que la correction apportée à la surface du bassin versant n'a pas une grande signification, puisque la différence de 15 % donnée après les premiers calculs pourrait parfaitement être imputable aux erreurs introduites par le calcul des précipitations ou par les mesures de débits sur le terrain. Il n'en reste pas moins que nous avons retenu finalement cette correction, car elle facilitait sensiblement le réglage des autres paramètres.

Le calcul du bilan pour chaque année a alors donné les résultats suivants :

Période	Pluie	Evapo-transpirat.	Sortie Calc.	Emmagasin.	Sortie Mes.	Calc. -Mes.
1.9.62-31.12.62	220	141	41	38	45	-4
1.1.63-31.12.63	895	497	387	11	364	23
1.1.64-31.8.64	464	334	208	-78	197	11
1.9.62-31.08.64	1579	972	636	-29	606	30

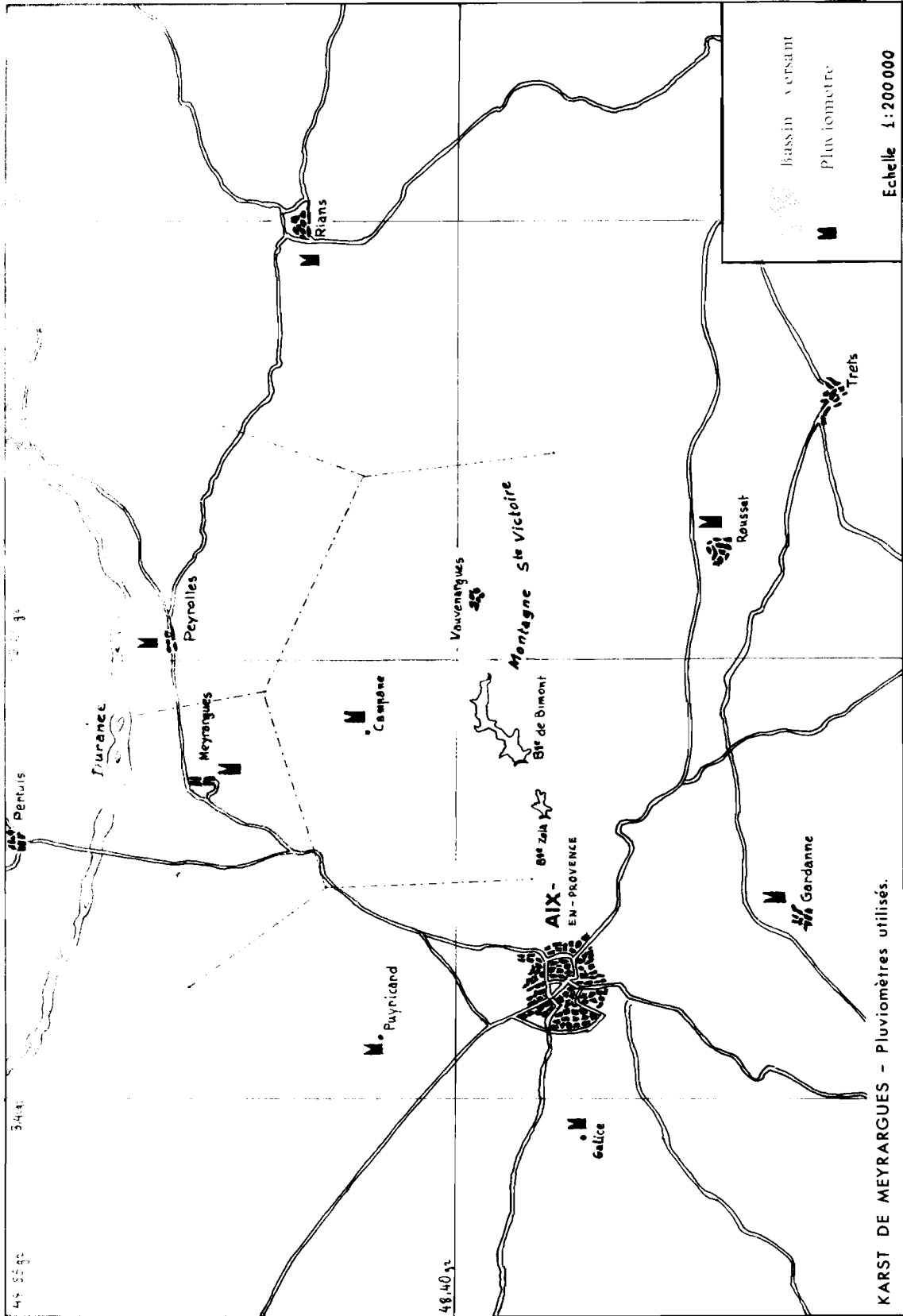


Fig. 4.6.

b)- Réglage de la forme de l'hydrogramme du débit global.

L'optimisation des paramètres relatifs à la forme de l'hydrogramme du débit global a donné les valeurs suivantes :

$$\begin{aligned} \text{EKT} &= -0,05 \\ \text{K}(2) &= 0,450, \text{K}(3) = 0,025, \text{K}(4) = 0,005 \\ \text{RCONST} &= 1 \text{ jour}, \text{RVARIA} = 0 \end{aligned}$$

Avec : EKT = -0,05 la répartition F de la pluie efficace dans les réservoirs RE-2, RE-3 et RE-4 est la suivante :

$$\text{F}(2) = 29\%, \text{F}(3) = 34\% \text{ et } \text{F}(4) = 37\%$$

Avec RCONST = 1 et RVARIA = 0 le déphasage entrée-sortie NZ est égal à 1 jour, pour chacun des réservoirs RE-2, RE-3 et RE-4.

Une amélioration de l'hydrogramme, en début de saison humide, a été obtenue grâce au réglage du déficit dû à l'évapotranspiration. Les valeurs optimales des paramètres relatifs à ce réglage sont les suivantes :

$$\text{SEVN}(1) = 20 \text{ mm}, \text{U}(1) = 0,150, \text{V}(1) = 0,850$$

En ce qui concerne la qualité de la simulation, après l'optimisation de tous les paramètres, nous avons obtenu les critères suivants :

$$\begin{aligned} \text{CRITERE } 3 &= 0,82 \text{ sur la totalité de la période examinée (731 jours)} \\ \text{CRITERE } 4 &= 0,62 \text{ seulement pendant les périodes de forts débits (109 jours)} \\ \text{CRITERE } 5 &= 0,84 \text{ seulement pendant les périodes de débits moyens (232 jours)} \\ \text{CRITERE } 6 &= 0,87 \text{ seulement pendant les périodes de débits faibles (389 jours)} \end{aligned}$$

c)- Le réglage du trop-plein.

Le réglage du trop-plein a commencé avec l'optimisation du HRUIS(5) en mettant K(5) = 1. Pour HRUIS(5) = 1,2 mm nous avons obtenu la meilleure correspondance entre les périodes de fonctionnement du trop-plein calculé et du trop-plein observé.

La répartition des volumes entre le débit de base et le débit de trop-plein est optimale pour RAP(5) = 0,025. Pour améliorer encore l'hydrogramme de base, nous avons diminué, enfin, K(5) qui a pris la valeur 0,100 et nous avons augmenté HRUIS(5) à 12 mm. Ainsi K(5). HRUIS(5) est égal à 1,2 mm (la valeur précédente de HRUIS(5)).

4.1.4.3- INTERPRETATION DES RESULTATS.

a)- Résultats relatifs au bilan.

L'évapotranspiration potentielle journalière (en mm) pour la période étudiée varie selon le tableau suivant :

Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1962									3,0	1,8	0,6	0,2
1963	0,15	0,3	1,0	1,8	2,7	3,8	4,7	3,6	2,8	1,8	1,2	0,35
1964	0,3	0,7	1,0	1,8	3,0	4,1	4,6	3,9				

Pendant la même période le système a fourni 972 mm d'eau pour satisfaire la demande de l'ETP, sur une hauteur totale de précipitations de 1579 mm, soit 62 %.

On voit aussi qu'en été (par exemple pendant le mois de juillet) les 30 mm d'eau disponibles en surface dans le sol, doivent s'épuiser en 7 jours environ, en l'absence de précipitations. Après l'épuisement complet des réserves superficielles l'évapotranspiration réelle tombe à 15 % de l'ETP, ($U(1) = 0,150$). On a ainsi création d'un déficit dans les couches plus profondes (roche altérée ou roche massive calcaire), qui atteint à Meyrargues 25 mm en 1962, 27 mm en 1963 et 32 mm en 1964.

b)- Résultats relatifs à la forme de l'hydrogramme.

La valeur relativement élevée du $K(2)$ montre l'existence d'un grand développement du réseau de gros conduits dans la zone non saturée. Afin de mieux illustrer l'importance de ce réseau et la signification des paramètres $K(I)$ nous remarquons que pendant la décharge du système, le temps nécessaire pour que le débit diminue et atteigne 10 % de sa valeur initiale, dans chacun des trois réseaux, est égal à 3,8 jours pour le réseau des gros conduits, 92 jours pour le réseau de grosses fissures et 460 jours pour le réseau des microfissures et la zone noyée.

Par contre, l'alimentation des trois réseaux est à peu près équivalente, avec une certaine prédominance pour le réseau des microfissures (37 %). Ce dernier fait montre que le réseau de gros conduits doit être assez généralisé dans le massif karstique (sauf peut-être en surface) et recueille de grandes quantités d'eau en épisode pluvieux.

La grande valeur de $V(1) = 0,850$ laisse supposer que les gros conduits sont rares en surface. Quand $V(1)$ approche de l'unité, toute la pluie efficace sert à reconstituer le déficit créé par l'évapotranspiration en été. Ceci signifie, en même temps, que les gros conduits, qui permettraient à la pluie efficace de gagner rapidement et sans être consommée la zone noyée, sont relativement rares.

La qualité de la simulation est en général meilleure pendant les périodes de tarissement que pendant les crues. Les difficultés de mesure des gros débits conduisent toujours à une certaine erreur sur l'évaluation des débits des crues. D'autre part, les erreurs de calage du déphasage "entrée-sortie" a des conséquences plus importantes sur les critères de simulation, pendant les périodes de crue que pendant les tarissements.

c)- Résultats relatifs au trop-plein.

Dans le modèle le coefficient de vidange $K(5)$ du réservoir RE-5 s'avère égal à 0,100, alors que la sortie de trop-plein a toujours un coefficient K égal à 1,0. On voit donc que la sortie de base (vidange) est beaucoup moins importante que la sortie du trop-plein. Ceci est également confirmé par le faible coefficient $RAP(5) = 0,025$. Quand $RAP(5)$ approche de la valeur zéro, ce qui est le cas ici, cela signifie que la plus grande partie de l'eau qui dépasse le seuil du trop-plein, sort par la sortie de trop-plein, c'est-à-dire que le réseau qui conduit vers cet exutoire a une transmissivité beaucoup plus élevée que celle du réseau menant à l'exutoire de base. Ce dernier fait explique non seulement la différence de forme observée entre l'hydrogramme de base et de trop-plein du karst de Meyrargues, mais aussi le petit retard des "pointes" des crues de base par rapport à celles du trop-plein, dû aux vitesses de circulation plus faibles dans le réseau de base.

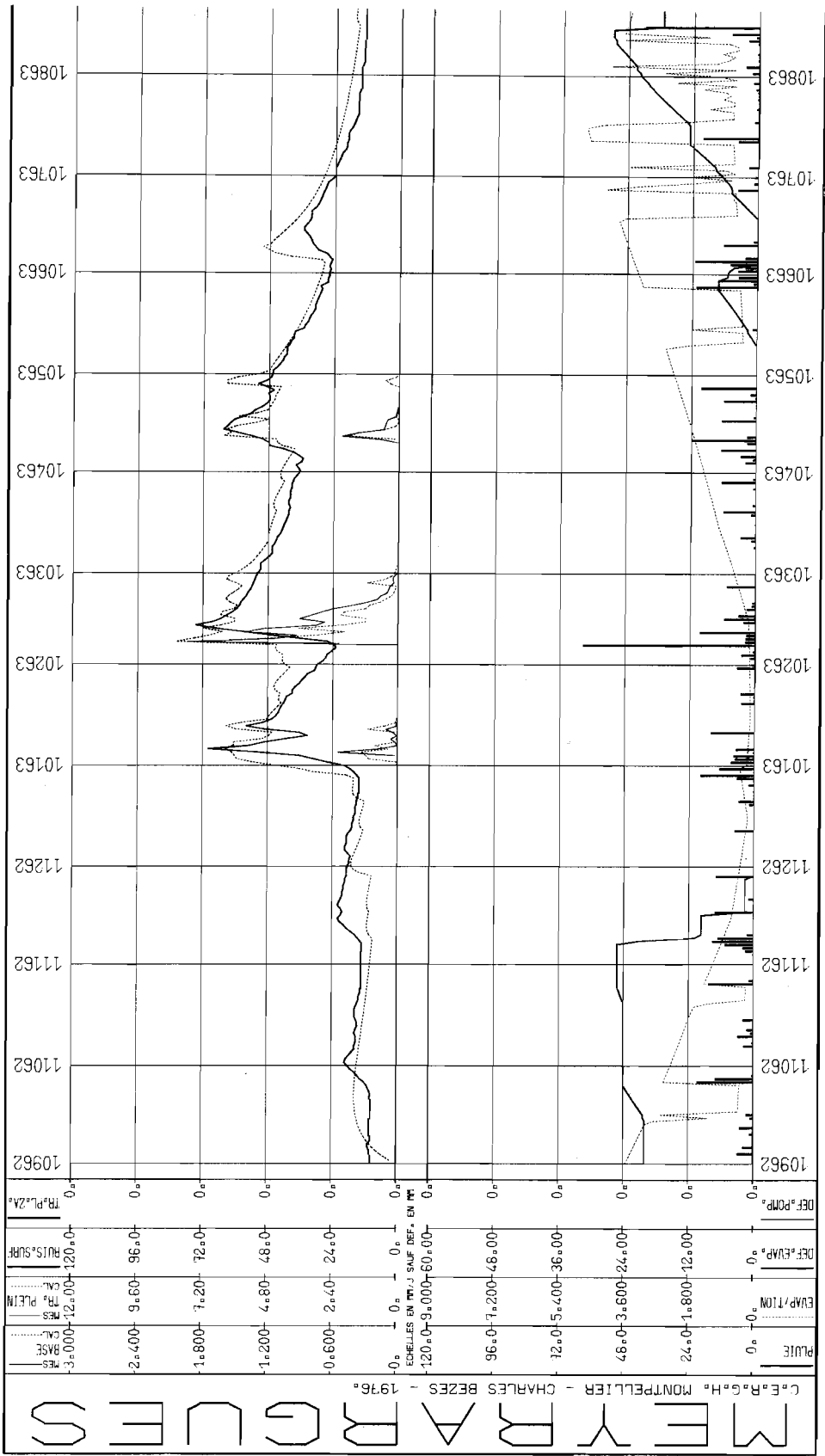


FIG. 4.7a

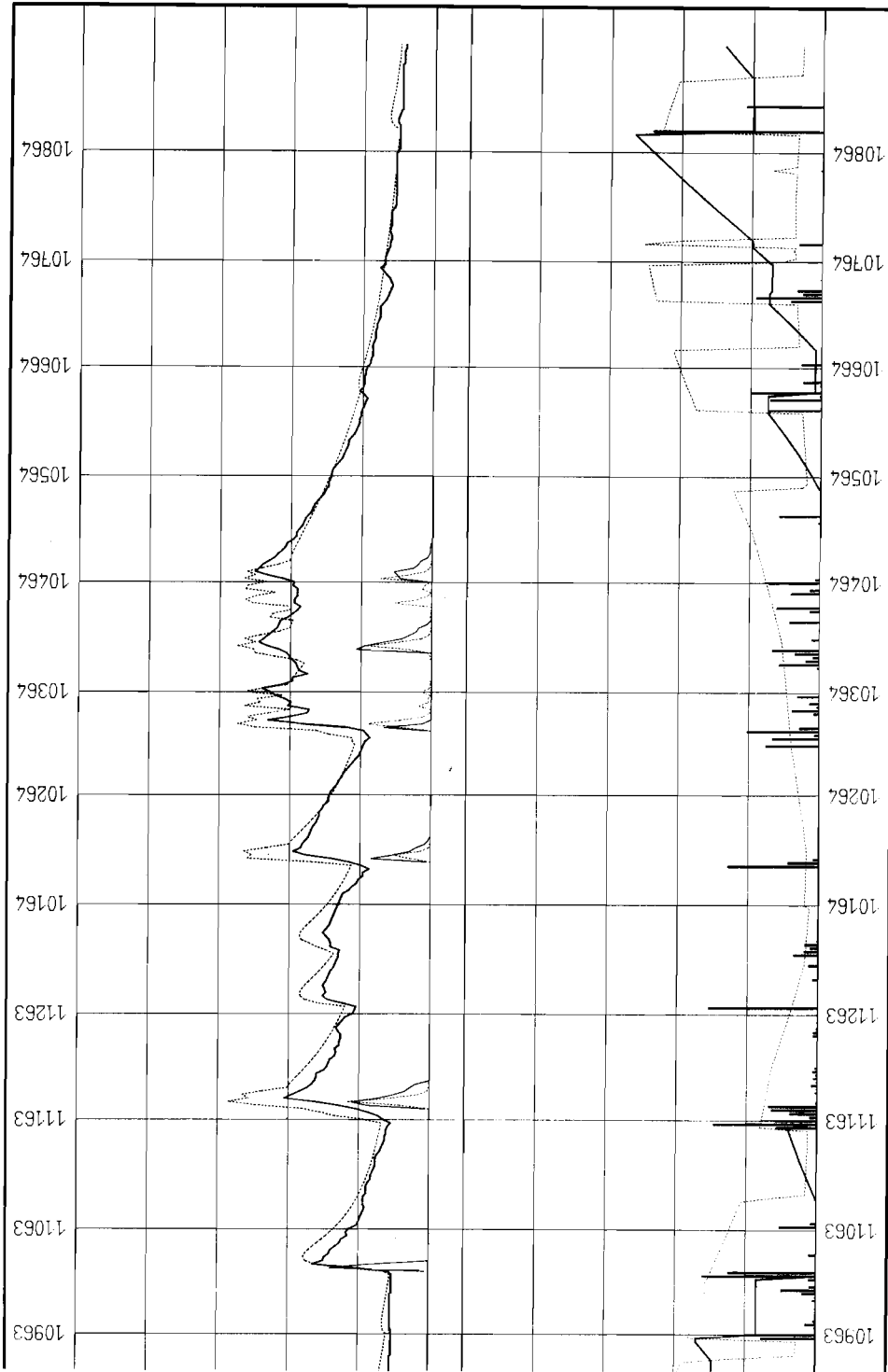


Fig. 4.76

4.2- LA FONTAINE DE VAUCLUSE.

4.2.1- Introduction - Historique.

La célèbre Fontaine de Vaucluse, située comme l'aquifère de Meyrargues, en Provence est la plus importante résurgence de France. C'est le type même des sources karstiques dites aussi "sources vauclusiennes". Le système hydrogéologique qui l'alimente correspond aux formations calcaires constituant le plateau de Vaucluse, entre le Mont Ventoux et la Montagne de Lure au Nord, et la Montagne du Luberon au Sud. La Fontaine de Vaucluse est l'unique exutoire de ce système, dont le bassin versant atteint une superficie de 1400 km² environ.

Les débits élevés de la source, qui varient habituellement entre 6 et 100 m³/s ont suscité depuis longtemps l'intérêt des chercheurs qui ont tenté d'expliquer son comportement. A partir de 1968, à l'initiative du B. R. G. M., plusieurs études ont été effectuées sur la source, ayant abouti à faire progresser considérablement la connaissance de son système hydrogéologique.

Le débit de la source est mesuré à la station de jaugeage de Mousquet, située 4,5 km environ en aval de la source, dans la rivière de la Sorgue. Le B. R. G. M. a publié en 1973 les débits journaliers de la source pour les années 1966 à 1973. Dans la présente étude nous n'utiliserons que les mesures des six premières années : 1966 à 1971. période pendant laquelle on disposait également de la pluviométrie sur le bassin versant.

4.2.2- Géologie générale.

Les formations qui constituent le réservoir aquifère de la Fontaine de Vaucluse (voir carte 4.8) appartiennent essentiellement aux niveaux calcaires du Crétacé inférieur et moyen. A la base de la série stratigraphique on a quelques affleurements locaux de Jurassique supérieur, avec des calcaires du Kimmeridgien-Portlandien, au Sud dans le secteur de Mirabeau (Durance) et au Nord dans le Massif de la Suzette et dans la Montagne de Lure.

Le Crétacé inférieur (Néocomien) est très développé dans la partie sud du bassin (Montagne du Luberon). Le Berriasien (n1) présente une série épaisse de 400 m de calcaires marneux surmontés par le Valanginien (n2), qui est formé des marnes jaunes et de bancs de calcaire marneux gris dans sa partie supérieure, d'une épaisseur totale de 250 m. L'Hauterivien (n3) comprend trois niveaux. Le niveau inférieur basal (n3a) est formé de 120 m de calcaires qui passent ensuite au niveau marneux et marnocalcaire de l'Hauterivien moyen (n3b) (dans le secteur du Luberon la série calcaire est plus épaisse, atteignant 130 à 240 m). Le troisième niveau (Hauterivien supérieur, n3c) se présente sous forme de calcaires en gros bancs qui totalisent 250 à 350 m d'épaisseur.

Dans la partie nord du bassin (Mont Ventoux, Montagne de Lure) le Berriasien (n1) est formé de 60 à 100 m de calcaire marneux, le Valanginien (n2) marneux a une épaisseur de 150 à 200 m et l'Hauterivien (n3) est présenté par une série de marnocalcaires (250 m). On constate ainsi, que les faciès du Néocomien, dans le secteur sud du bassin, non seulement sont plus épais, mais sont aussi plus calcaires que ceux du secteur nord.

Le Barrémien (n4) et le Bedoulien (Aptien inférieur, n5) au Sud de la ligne Mont Ventoux - Montagne de Lure, sont formés d'une série de calcaires épais, blanc-blancs, cristallins, récifaux ou à débris, qui caractérisent le faciès urgonien. Par contre, un peu plus au Nord, dans la Montagne de Lure, le Barrémien et le Bedoulien se présentent sous la forme d'une série de marnocalcaires, assez monotone, d'une épaisseur de 600 m environ, caractéristique du faciès vocontien.

Au Sud du Mont Ventoux le Barrémien commence avec des calcaires gris (n4a) et des faciès de transition (n4b) et se termine par des calcaires à débris (n4c). Dans la Montagne de Lure le Barrémien présente à sa base des calcaires en plaquettes (n4a) et ensuite des calcaires à silex et marnocalcaires (n4b). Dans la Montagne du Luberon la série commence avec des marnocalcaires gris (n4a) et passe à des faciès de transition (n4b) pour se terminer avec un faciès récifal (n4c).

Le Bédoulien du Mont Ventoux est très développé. On distingue deux niveaux : le niveau inférieur (n5a) avec des calcaires subrécifaux, blancs, cristallins et le niveau supérieur (n5b) avec des calcaires à débris. Dans la Montagne de Lure, le Bédoulien (n5) est formé de calcaires blancs en gros bancs, finement bioclastiques et riches en silex.

Le Gargasien (Aptien supérieur, n6) est constitué de marnes bleues d'une épaisseur de 60 m environ.

4.2.3- Hydrogéologie.

4.2.3.1- IE BASSIN VERSANT.

L'aquifère de la Fontaine de Vaucluse est essentiellement constitué par les calcaires du faciès urgonien du flanc sud du Mont Ventoux et de la Montagne de Lure. Dans cette région, le mur de l'aquifère correspond aux marnes du Valanginien et de l'Hauterivien, qui ont une épaisseur assez élevée (200 à 400 m). Au Sud, dans la Montagne du Luberon, le Néocomien est plus calcaire et il n'y a pas pratiquement de formation étanche. Cependant les marnes du Valanginien inférieur et de l'Hauterivien moyen peuvent former localement un écran relativement imperméable. Dans la partie ouest, comme dans l'extrémité est du bassin, il semble que les formations de l'Eocène et du Miocène assurent l'étanchéité vers la vallée de la Durance.

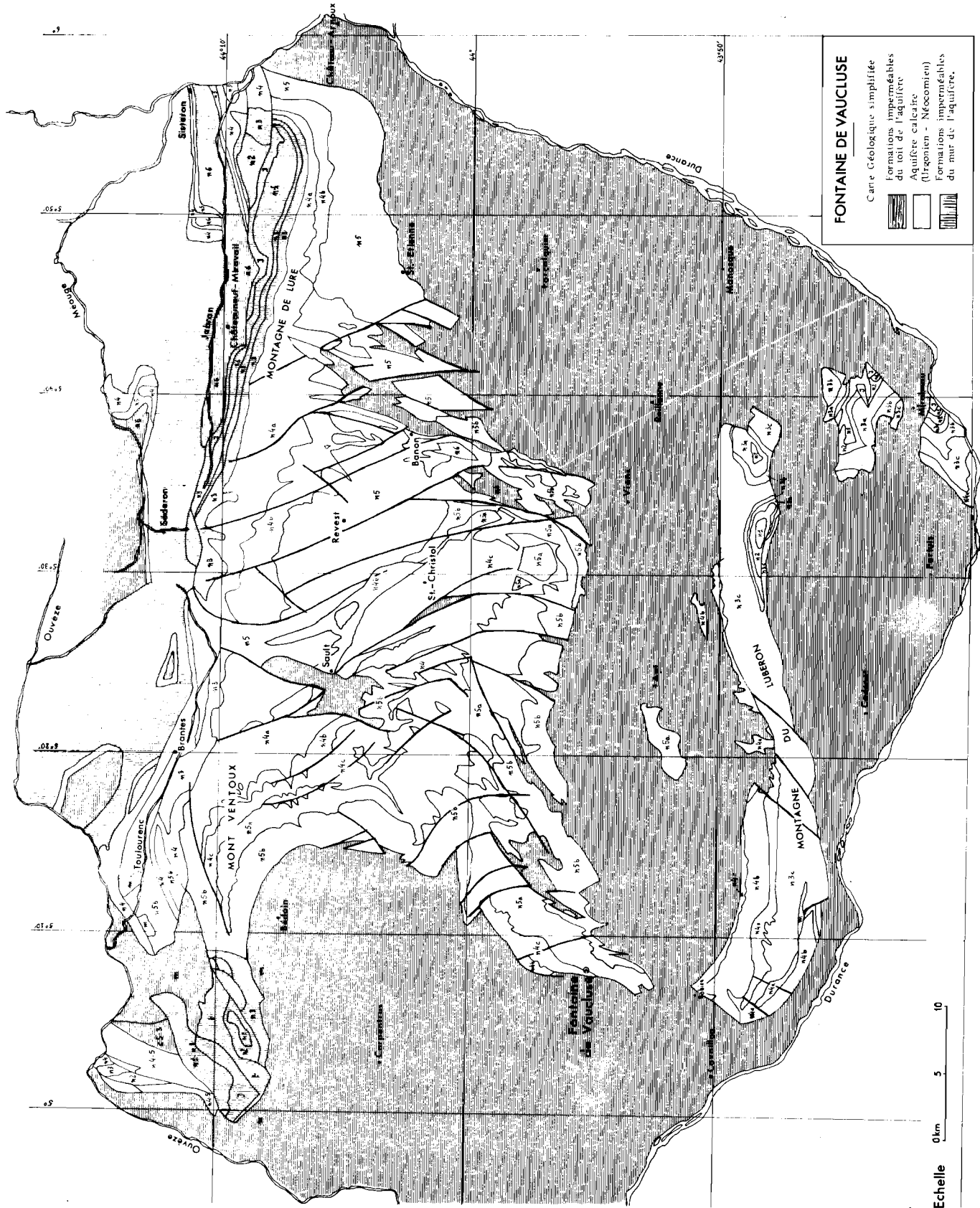
La surface totale des affleurements urgoniens, dans le plateau de Vaucluse et les flancs sud du Mont Ventoux et de la Montagne de Lure, s'élève à 1130 km² environ. Les affleurements néocomiens et urgoniens de la Montagne du Luberon et du bassin d'Apt correspondent à une surface de 220 km². On obtient donc comme surface maximale du bassin d'alimentation 1450 km².

La continuité du bassin, du point de vue circulations, a été démontrée ces dernières années grâce à de nombreuses études. Des forages dans le bassin d'Apt ont rencontré en plusieurs points l'Urgonien. La variation du niveau de l'eau dans ces sondages semble être en relation avec les débits à la Fontaine de Vaucluse. Des colorations effectuées sur le plateau de Vaucluse ont montré, que la région faillée de Banon (NE du bassin) n'isole pas du système principal le karst situé entre Ongles et Château-Arnoux.

Le degré de karstification des formations calcaires dépend de plusieurs facteurs. La région la plus karstifiée semble se situer entre St-Christol, Banon et la Montagne de Lure. La karstification est favorisée ici par la densité du réseau de failles. Dans la Montagne du Luberon, le Néocomien doit être moins karstifié, mais la grande surface de ses affleurements laisse supposer que leur contribution à l'alimentation du système n'est pas négligeable. On doit remarquer sur ce point, que dans le cas de bassins très étendus, comme celui de la Fontaine de Vaucluse, les vitesses de circulation dans le karst sont relativement faibles et comparables aux vitesses de circulation de l'eau dans les formations peu perméables. Ces dernières ont donc le temps d'alimenter le système.

4.2.3.2- L'EXUTOIRE.

Il semble à première vue que la Fontaine de Vaucluse soit l'unique exutoire du système. En réalité, il s'agit d'un groupe d'émergences situées sur les 350 premiers mè-



Fontaine de VAUCLUSE

Carte Géologique simplifiée

- Formations imperméables du toit de l'aquifère
- Aquifère calcaire (ligonien - Néocomien)
- Formations imperméables du mar de l'aquifère

Echelle 0km 5 10

Carte 48.

tres du thalweg de la Sorgue, entre les altitudes 78,57 m et 105,55 m. En étiage fonctionnent seulement les griffons situés en dessous de l'altitude de 83 m. En période de crue commencent à fonctionner les griffons supérieurs situés entre 83 m et 105,55 m. Le dernier griffon nommé "vasque supérieure", le plus important, fonctionne seulement quand le débit de la rivière dépasse 21 m³/s.

Le débit moyen de la source pour la période 1912-1946 s'est élevé à 29 m³/s et a varié entre 5 m³/s et 150 m³/s.

4. 2. 3. 3- MESURES HYDROLOGIQUES.

Les débits de la source étaient évalués jusqu'en 1966 à partir de la lecture des échelles limnimétriques installées dans le bassin des Espelugues à 6,5 km en aval de la source. Malheureusement, les mesures n'étaient pas précises, l'erreur pouvant être supérieure à 30 %.

En 1966, le B.R.G.M. a construit la station de jaugeage de Mousquety, située à 2 km environ en amont du bassin des Espelugues, ce qui a permis la réalisation de jaugeages précis du débit de la source.

Le conduit qui débouche sur la "vasque supérieure" est presque vertical et peut être assimilé à un piézomètre. En effet, il existe une relation directe entre le niveau de l'eau dans ce conduit et le débit total des émergences de la Sorgue. Une échelle limnigraphique appelée "Sorguomètre" dont le zéro se trouve à l'altitude de 84,48 m, et un limnigraphe pneumatique disposant de deux capteurs de pression aux niveaux -1 m et +8 m du Sorguomètre permettent l'enregistrement continu du niveau de l'eau dans la vasque supérieure.

La courbe de tarage établie entre le niveau de l'eau dans la vasque et le débit à Mousquety permet l'évaluation précise du débit à partir du niveau de l'eau. Cependant, pour les débits supérieurs à 21 m³/s le déversement de la vasque supérieure provoque la baisse de la pente de la courbe de tarage, introduisant ainsi une imprécision à l'estimation des forts débits, de l'ordre de 20 %.

Sur le bassin versant de la Fontaine de Vaucluse, fonctionnent actuellement une trentaine de pluviomètres. Les observations effectuées sur ces pluviomètres, entre 1959 et 1966 ont permis à Ph. DEVUN de faire les premières études sur la répartition de la pluie dans le bassin.

Les zones de forte pluviosité correspondent au Plateau de Vaucluse, au Mont Ventoux, à la Montagne de Lure et au Luberon. D'autre part, il y a une relation étroite entre l'altitude et la pluviosité et l'isohyète de 800 mm englobe la majeure partie des espaces situés à plus de 500 m d'altitude.

Dans ces zones de forte pluviosité on peut distinguer trois noyaux de forte concentration pluviométrique : - sur la Montagne de Lure (altitude 1000 m environ) où l'on recueille 1140 mm d'eau environ ; - au Mont Ventoux et plus précisément sur le flanc nord, où la hauteur de la pluie à une altitude de 1450 m, s'élève à 1100 mm environ (à remarquer ici que sur le sommet du Mont Ventoux - 1912 m d'altitude - la lame d'eau n'est que de 900 mm) ; - sur le Luberon enfin, où les précipitations s'élèvent à 830 mm environ.

La pluviosité dans les régions de faible altitude présente les caractéristiques suivantes : la pluviosité décroît rapidement à l'Ouest et à l'Est. On a, par exemple, 684 mm à Bedoin (altitude 360 m) et 791 mm à Château-Arnoux (altitude 450 m). Par contre, entre le Luberon et la Montagne de Lure, la lame d'eau reste importante : 1050 mm à Banon (altitude 740 m), 1020 mm à St-Christol (altitude 859 m) et 808 mm à Apt à une altitude de 200 m seulement.

4.2.4- Application du modèle BEMER à l'aquifère karstique de la Fontaine de Vaucluse.

Le modèle BEMER a été appliqué à l'aquifère de la source de Vaucluse en deux étapes successives. Dans la première étape nous avons effectué un réglage détaillé du modèle en utilisant les données de trois années (1966 à 1968). (à noter toutefois, que l'hydrogramme de la première moitié de l'année 1966 n'est pas complet et que cette période n'a pas contribué au réglage du modèle).

Dans la deuxième étape, nous avons appliqué le modèle, déjà réglé, sur toute la période durant laquelle nous disposions des données pluviométriques, c'est-à-dire du 1.1.66 au 31.12.71.

4.2.4.1- LES DONNEES UTILISEES.

a)- Pluviométrie.

Pendant les premiers réglages du modèle, nous avons utilisé seulement une station pluviométrique, la station de Sault, située à peu près au centre du système karstique de la Fontaine de Vaucluse. Les résultats ont montré que le bilan était très déficitaire. En fait, une étude rapide de la pluviométrie de la période de réglage des autres stations fonctionnant sur le bassin, nous a donné les premiers éléments d'une grande hétérogénéité de la distribution de la pluie dans l'espace. Afin d'améliorer le calcul de la lame d'eau, nous avons alors utilisé, dans un premier temps, trois stations supplémentaires; les stations de St-Christol, de Banon et d'Apt, puis ensuite en surplus, deux autres stations situées au Nord de la ligne de crête Mont Ventoux - Montagne de Lure : les stations de Châteauneuf-Miravail et de Brantes. Le découpage du bassin versant en polygones selon la méthode de THIESSSEN a donné :

30,00	%	à	Sault
17,50	%	à	Banon
16,25	%	à	St-Christol
6,25	%	à	Apt
12,50	%	à	Châteauneuf-Miravail
17,50	%	à	Brantes

L'utilisation de plusieurs stations a apporté une amélioration importante au bilan du système. A remarquer sur ce point que cette amélioration a été due principalement à l'utilisation des stations de Châteauneuf-Miravail et de Brantes, situées aux limites nord du bassin versant. Il semble que ces deux stations représentent mieux la pluviométrie du Mont Ventoux et de la Montagne de Lure. Ceci confirme les observations faites par Ph. DEVUN sur la distribution spatiale de la pluie (voir paragraphe 4.2.3.3).

b)- Débits.

Les mesures de débit utilisées sont celles publiées en 1973 par le B. R. G. M.

c)- Températures.

Les premiers réglages ont été effectués en utilisant les températures moyennes mensuelles observées à Aix-en-Provence. Afin de supprimer les éventuelles erreurs à l'évaluation de l'évapotranspiration potentielle, nous avons utilisé les températures à Orange, qui plus proches semblent correspondre mieux aux températures du bassin versant de Vaucluse. Ce changement a d'ailleurs apporté une amélioration sensible de l'hydrogramme calculé, pendant les étiages.

d)- Surface du bassin.

Pendant les premiers réglages, nous avons supposé que la surface du bassin d'alimentation s'élevait à 1230 km², valeur proposée par les études hydrogéologiques les plus récentes.

4. 2. 4. 2- LE REGLAGE DU MODELE.

Le réglage du modèle a été effectué de la façon suivante : Dans un premier temps nous avons essayé de minimiser les effets dus à la distribution irrégulière des précipitations sur le bassin versant et de régler convenablement les paramètres concernant le bilan et la forme générale de l'hydrogramme. Pour ce travail nous avons utilisé les données de trois années (1966 à 1968). A la fin de cette opération, le modèle réglé a été appliqué sur la totalité des données disponibles, de 1966 à 1971. Ce dernier travail a permis de contrôler la validité des paramètres du modèle sur une longue période.

a)- Réglage du bilan du système.

La hauteur totale des précipitations, pendant les six années de l'application, s'élève à 5057 mm correspondant à une hauteur moyenne annuelle de 843 mm. L'année la plus sèche a été 1967 avec 535 mm de pluie et la plus pluvieuse 1968, avec 996 mm.

Les paramètres relatifs à l'évapotranspiration ont pris les valeurs suivantes : $HINF(1) = 22$ mm et $U(1) = 0,250$. Avec ces valeurs l'évapotranspiration totale à la fin des six années s'élève à 2957 mm, correspondant à une évapotranspiration moyenne annuelle de 493 mm.

En ce qui concerne le volume total écoulé par la source et l'emmagasinement dans le système, les calculs donnent 2157 mm pour la sortie et une baisse des réserves égale à 57 mm.

Le bilan final, calculé par le modèle, peut s'écrire :

$$\begin{array}{rcl} \text{Pluie} & = & \text{Evapotranspiration} + \text{Sortie} + \text{Emmagasinement} \\ 5057 & = & 2957 + 2157 - 57 \end{array}$$

Pendant les premiers réglages du bilan comme nous l'avons déjà écrit, nous avons utilisé comme surface du bassin versant la valeur de 1230 km². Les premiers résultats obtenus en utilisant seulement la pluviométrie à la station de Sault, ont donné des volumes évacués, calculés à la Fontaine de Vaucluse, sensiblement plus faibles que ceux réellement mesurés (2540 mm). Un tel résultat peut s'expliquer par deux hypothèses : soit la station pluviométrique utilisée n'est pas représentative des précipitations de l'ensemble du bassin, soit la surface du bassin a une extension plus grande que celle choisie pour le réglage du modèle. Dans les réglages suivants nous avons décidé de garder la surface de 1230 km² et d'augmenter le nombre des stations pluviométriques afin d'obtenir une lame d'eau mieux calculée.

L'utilisation de six stations avec les pourcentages THIESSEN donnés dans le paragraphe 4.2.4.1 a amélioré le bilan et montré l'importance des stations pluviométriques situées à une grande altitude.

Malgré ces modifications le bilan est resté déficitaire : 2310 mm de débit calculé contre 2540 mm de débit mesuré, soit une différence de 11 %. La seule correction restant possible était de changer la surface du bassin d'alimentation. A remarquer que ce réglage s'est fait en tenant compte principalement des débits des périodes humides, non influencés par les valeurs élevées de l'évapotranspiration, observées en été. Le déficit ne peut donc pas être dû à une ETR mal calculée.

Nous avons alors porté la surface du bassin à 1350 km². Du point de vue géographique, cette augmentation se justifie, si on admet que le secteur est de la Mongagne du Luberon, formé de calcaires et de marnes du Valanginien et de l'Hauterivien, appar-

tient au bassin d'alimentation de la Fontaine de Vaucluse. Cette hypothèse nous a obligé à modifier les pourcentages THIESSEN des six stations pluviométriques (voir figure 4.9, p. 91) qui sont finalement devenus :

26,6 % à Sault
 15,6 % à Banon
 14,4 % à St-Christol
 16,7 % à Apt
 11,1 % à Châteauneuf-Miravail
 15,6 % à Brantes

Un nouveau réglage du bilan avec cette nouvelle répartition THIESSEN nous a alors amené à porter la surface du bassin versant à 1440 km², valeur égale à la surface du bassin d'alimentation définie par planimétrie sur la carte géologique, si l'on considère que la Montagne du Luberon appartient au système hydrogéologique de la Fontaine de Vaucluse.

Les résultats concernant les bilans annuels sont alors donnés par le tableau suivant :

Année	Pluie	Evapotranspiration	Sortie Calc.	Emmagasinement	Sortie Mes.	Calculée - Mesurée
1966	832	473	376	-17	386	-10
1967	535	426	196	-87	214	-18
1968	996	559	323	114	358	-35
1969	909	537	429	-57	418	11
1970	896	459	376	61	348	28
1971	889	503	457	-71	446	11
Total	5057	2957	2157	-57	2170	-13

b)- Réglage de la forme de l'hydrogramme.

L'optimisation des paramètres relatifs à la forme de l'hydrogramme a donné les résultats suivants :

$$\begin{aligned} \text{EKT} &= -0,30 \\ \text{K}(2) &= 0,100, \text{K}(3) = 0,016, \text{K}(4) = 0,005 \\ \text{RCONST} &= 2 \text{ jours}, \text{RVARIA} = 0 \end{aligned}$$

Avec $\text{EKT} = -0,30$ la répartition F de la pluie efficace dans les réservoirs RE-2, RE-3 et RE-4 est la suivante :

$$\text{F}(2) = 19\%, \text{F}(3) = 34\%, \text{F}(4) = 47\%$$

Avec $\text{RCONST} = 2$ et $\text{RVARIA} = 0$ le déphasage entrée-sortie NZ est égal à 2 jours.

Le réglage du déficit dû à l'évapotranspiration a entraîné pour les paramètres relatifs, les valeurs suivantes :

$$\text{SEVN}(1) = 0 \text{ mm}, \text{U}(1) = 0,250 \text{ et } \text{V}(1) = 0,750$$

Après l'optimisation de tous les paramètres, les critères de la qualité de la simulation ont atteint les valeurs suivantes :

CRITERE 3 = 0,851 sur la totalité de la période examinée (1958 jours)
 CRITERE 4 = 0,828 pendant les périodes de forts débits (169 jours)
 CRITERE 5 = 0,851 pendant les périodes de débits moyens (199 jours)
 CRITERE 6 = 0,854 pendant les périodes de débits faibles (1590 jours)

A noter que le calcul des critères tient compte seulement des périodes où il existe effectivement des mesures du débit à la source.

c)- Réglage de l'influence de l'emmagasinement dans la zone noyée.

Ce réglage concerne le paramètre K(5) du réservoir RE-5. Nous rappelons que K(5) est proportionnel au rapport T/S (diffusivité) de la partie de la zone noyée proche de l'exutoire. Dans le cas de la Fontaine de Vaucluse, la valeur optimale de K(5) est égale à 0,500.

4. 2. 4. 3- INTERPRETATION DES RESULTATS.

a)- Résultats relatifs au bilan.

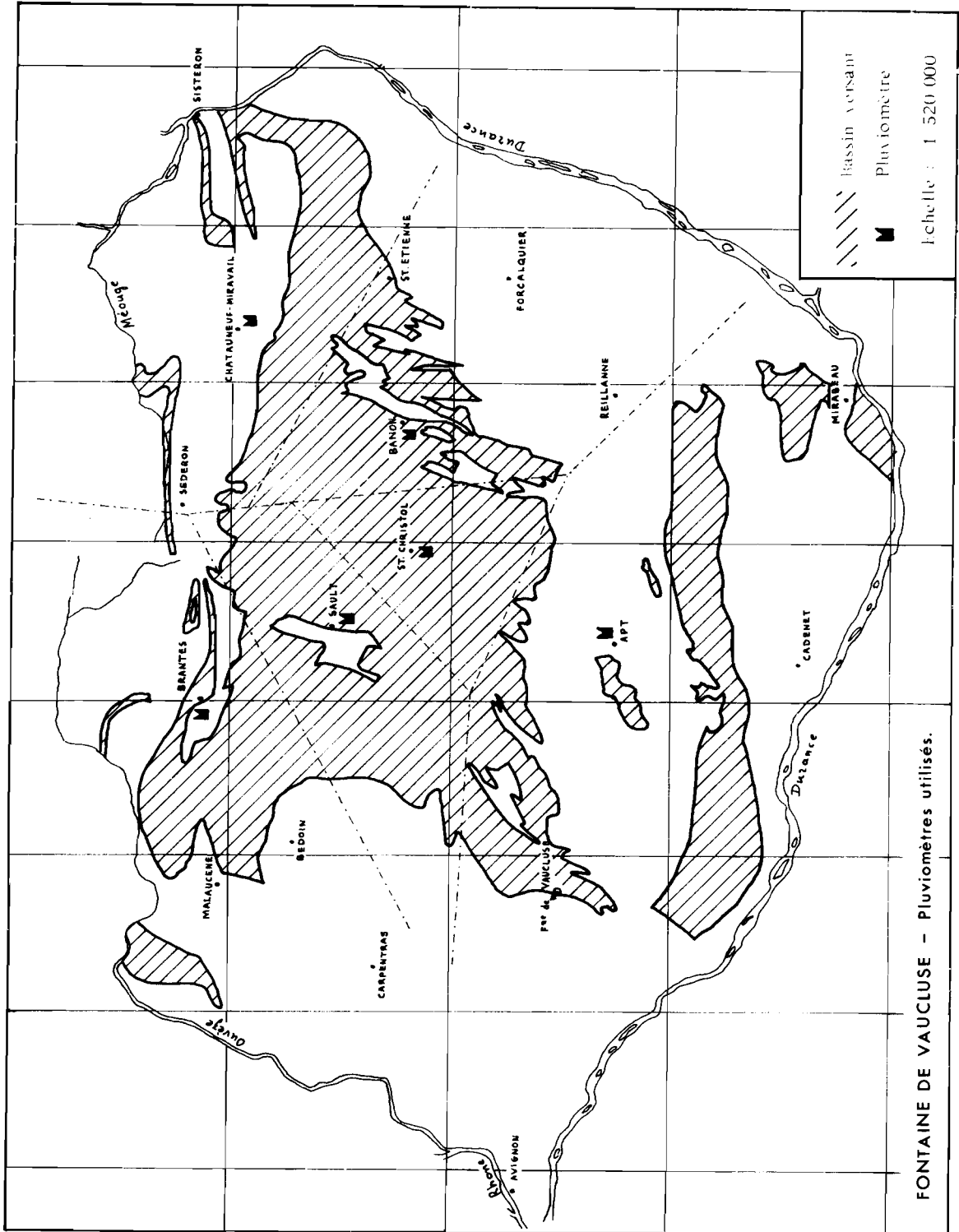
L'évapotranspiration potentielle journalière, calculée en utilisant la méthode de THORNTHWAITE, est donnée par le tableau suivant, pour un jour situé au milieu de chaque mois :

Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1966	0,2	0,9	0,9	1,9	3,0	4,0	4,0	3,8	3,0	1,9	0,5	0,5
1967	0,3	0,6	1,2	1,8	2,6	3,6	4,8	4,2	2,7	1,9	0,8	0,2
1968	0,3	0,7	1,1	1,9	2,6	3,8	4,4	3,6	2,6	1,9	0,7	0,3
1969	0,4	0,3	1,0	1,8	2,8	3,4	4,5	4,0	2,9	1,8	0,8	0,1
1970	0,5	0,5	0,6	1,5	2,8	4,3	4,5	4,0	3,0	1,6	0,9	0,2
1971	0,3	0,5	0,5	2,1	2,9	3,6	4,8	4,3	2,9	1,8	0,6	0,4

Le système a fourni dans la même période 2957 mm d'eau pour les besoins de l'évapotranspiration. Cette quantité correspond au 58,5 % des précipitations sur le bassin versant (5057 mm).

Si on tient compte de la capacité d'emmagasinement du sol en surface (22 mm), on voit que l'eau contenue dans cette couche doit s'épuiser dans les 5 jours environ en été, en l'absence de précipitations. Après cet épuisement l'évapotranspiration réelle se réduit et tombe à 25 % de l'ETP, puisque $U(1) = 0,250$. Dans ce cas l'eau qui s'évapore provient des couches relativement profondes du sol ou directement des calcaires.

Le déficit créé selon ce processus dans les formations profondes atteint les valeurs données par le tableau suivant, qui donne aussi la date à laquelle ces réserves ont été entièrement reconstituées par les averses d'automne.



FONTAINE DE VAUCLUSE - Pluviomètres utilisés.

Fig. 4.9.

Année	Déficit max. en mm	Date de reconstitution totale
1966	88	2.11.66
1967	104	10.01.68
1968	45	13.09.68
1969	37	21.11.69
1970	77	18.11.70
1971	80	31.12.71

On remarque le déficit relativement élevé, créé en 1967, année exceptionnellement sèche.

Dans la figure 4,10 (p. 93) nous donnons aussi la relation entre la pluviométrie annuelle et le déficit maximum. On voit que le déficit est particulièrement faible en 1969, à cause de l'abondance des pluies d'été.

A noter d'autre part, qu'au cours de 1969 le déficit a été créé et reconstitué trois fois successivement, aux mois de Juin, Septembre et Novembre. Dans les trois cas le calcul de la pluie efficace s'est avéré très satisfaisant, ce qui montre que l'état du système (période des basses ou des hautes eaux) n'influence pas sensiblement la création du déficit.

La figure 4.10 permet d'estimer le déficit maximum qui peut être créé dans les formations profondes. L'extrapolation de la courbe précipitations annuelles - déficit, pour des valeurs de précipitations annuelles inférieures à 500 mm, donne un déficit à peu près constant de l'ordre de 110 mm.

Le bon alignement des points sur la courbe montre par ailleurs que la méthode d'évaluation du déficit, basée sur l'historique des précipitations, donne des résultats très cohérents.

b)- Résultats relatifs à la forme de l'hydrogramme.

La valeur élevée du $K(2) = 0,100$, par rapport aux $K(3) = 0,016$ et $K(4) = 0,005$ indique l'existence de grandes vitesses de circulation dans la zone aérée du karst (réseau de gros conduits). On comprend mieux l'importance de ces vitesses, si on calcule le temps nécessaire pour que le débit passe à 10 % de sa valeur initiale, dans chacun des trois réseaux de circulation. Pour le réseau des gros conduits ce temps est égal à 23 jours, pour le réseau des grosses fissures 143 jours, et pour le réseau des microfissures et la zone noyée 460 jours.

L'alimentation des trois réseaux présente une caractéristique intéressante : seulement 19 % de la pluie efficace circule dans les gros conduits, tandis que la moitié environ de l'eau (47 %) circule dans les microfissures et la zone noyée. Ceci montre l'importance de la zone noyée du système de Vaucluse.

Il semble, d'autre part, que le réseau des gros conduits est développé jusqu'à la surface du bassin versant, puisque la valeur de $V(1)$ est relativement faible ($V(1) = 0,750$). Rappelons que plus $V(1)$ est faible, plus la reconstitution du déficit créé par l'évapotranspiration se fait lentement. Ceci signifie en même temps que la pluie pénètre rapidement dans le massif calcaire, par l'intermédiaire d'un réseau de gros conduits bien développé.

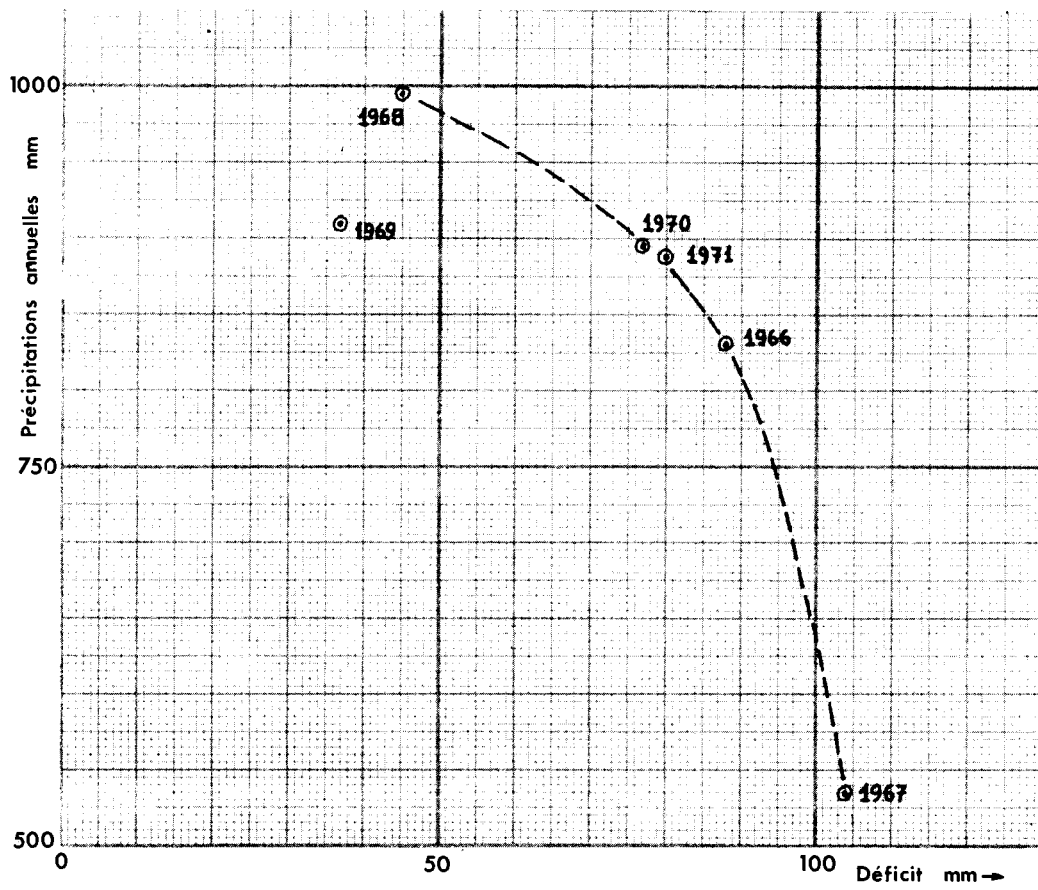


Fig. 4.10.

La qualité de la simulation ne présente pas de grandes différences entre les périodes de crue et les périodes de tarissement. Il semble, d'autre part, que les quelques décalages observés entre l'hydrogramme mesuré et l'hydrogramme calculé, puissent s'expliquer par la grande irrégularité de la distribution spatiale de la pluie, sur le bassin versant du système de Vaucluse. Nous donnerons un exemple : l'hydrogramme calculé pendant la période mai-juin 1968 a une amplitude plus faible que l'hydrogramme mesuré. La pluviométrie mensuelle, pour la même période dans les stations du bassin versant est la suivante :

Station	Mai 68	Juin 68
Apt *	90,4	25,7
Viens	108,5	50,8
Sault *	144,0	107,0
Banon *	128,1	103,9
Reillane	139,9	43,8
Forcalquier	144,0	51,4
Châteauneuf-Miravail *	147,5	89,0
St-Etienne	192,0	132,7
Château-Arnoux *	93,9	117,2

* Ces stations ont été utilisées au cours de l'application du modèle BEMER au karst de Vaucluse.

On voit qu'en mai-juin 1968 la pluviométrie est particulièrement élevée dans la région NE du système de Vaucluse, région dont dépendent les stations de St-Etienne et Château-Arnoux qui n'ont pas été retenues. Ceci explique la baisse de l'amplitude de l'hydrogramme calculé.

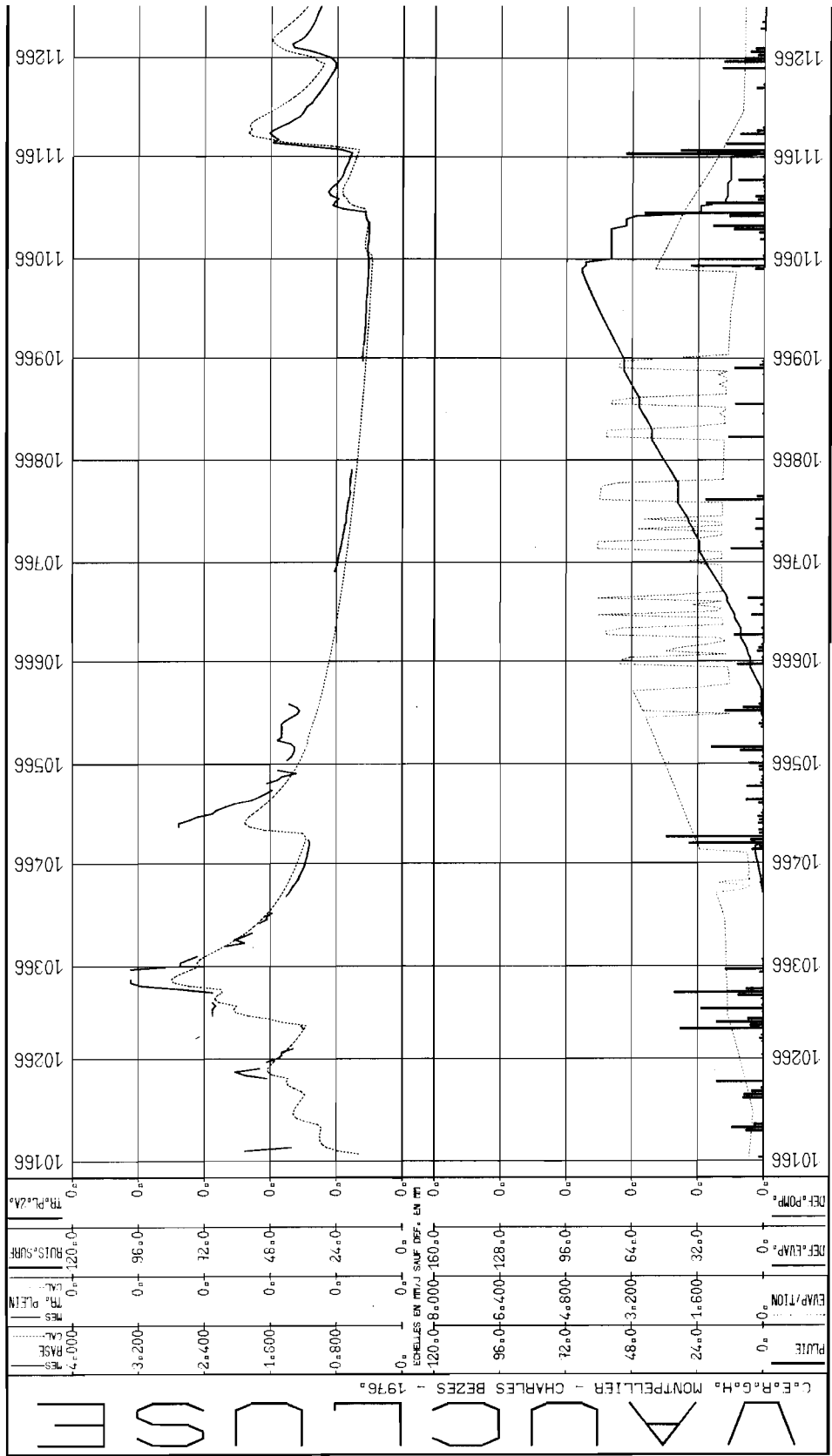


Fig. 4.11a

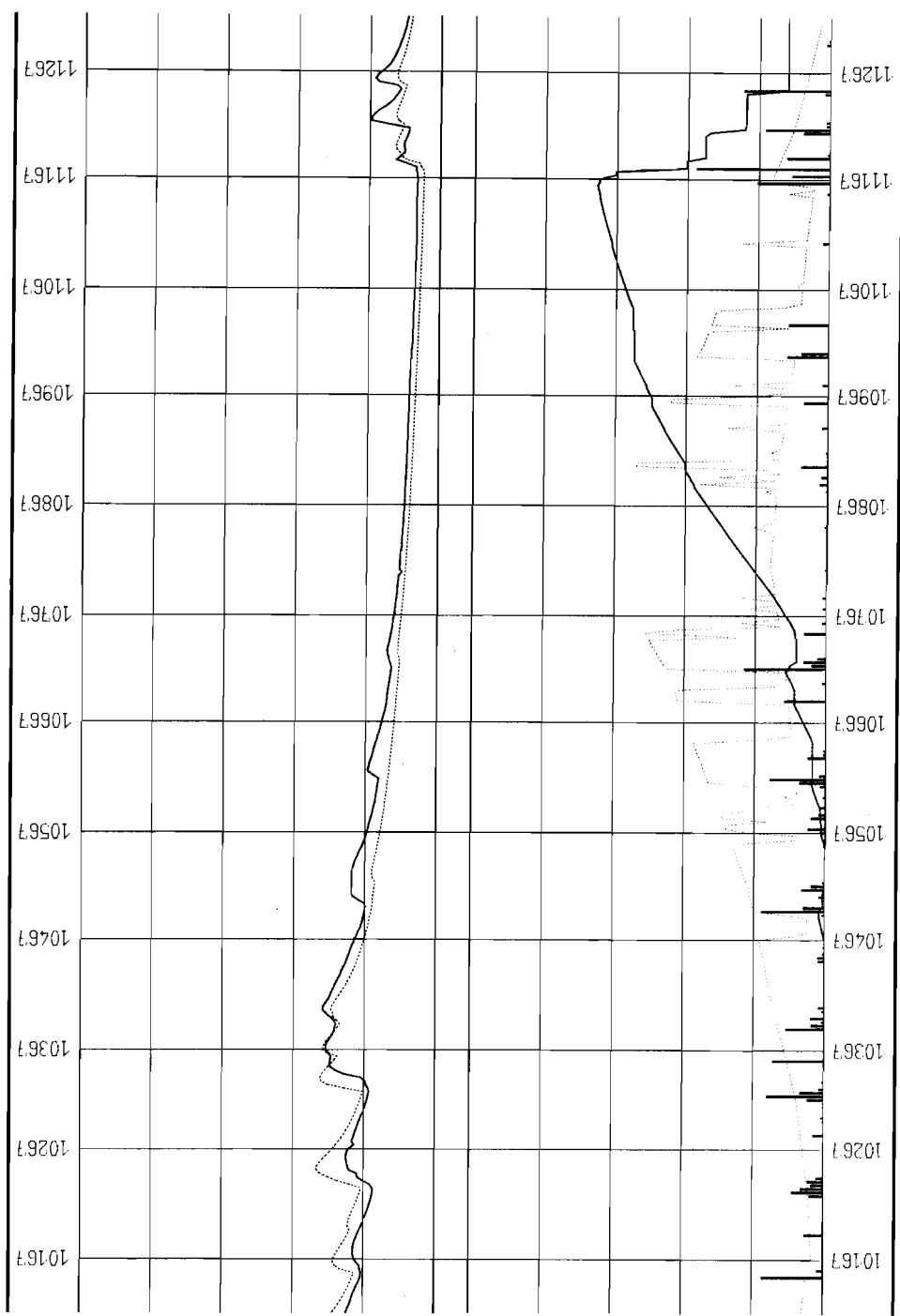


Fig. 4.11b

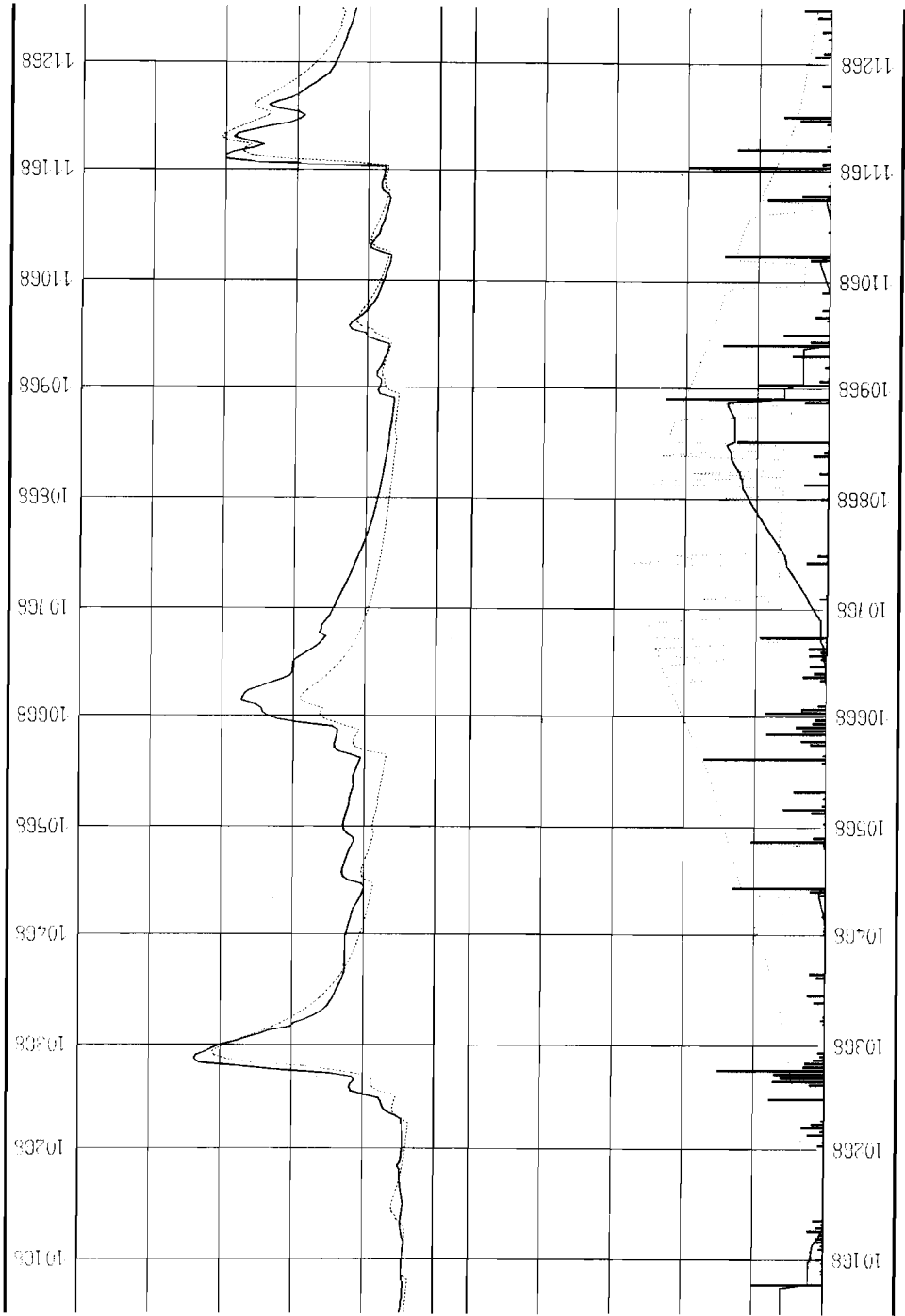


Fig. 4.11c.

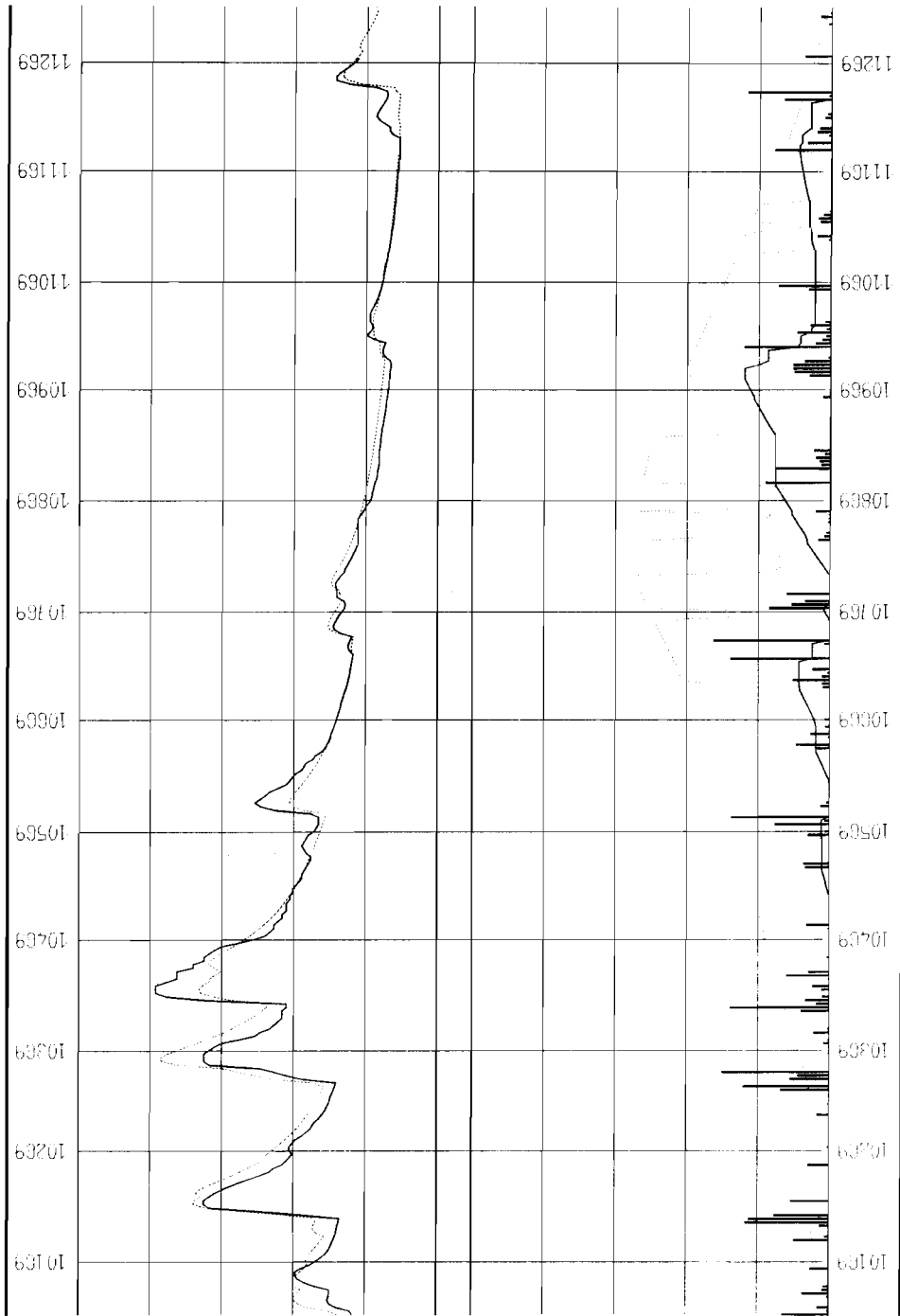


Fig. 4.11d

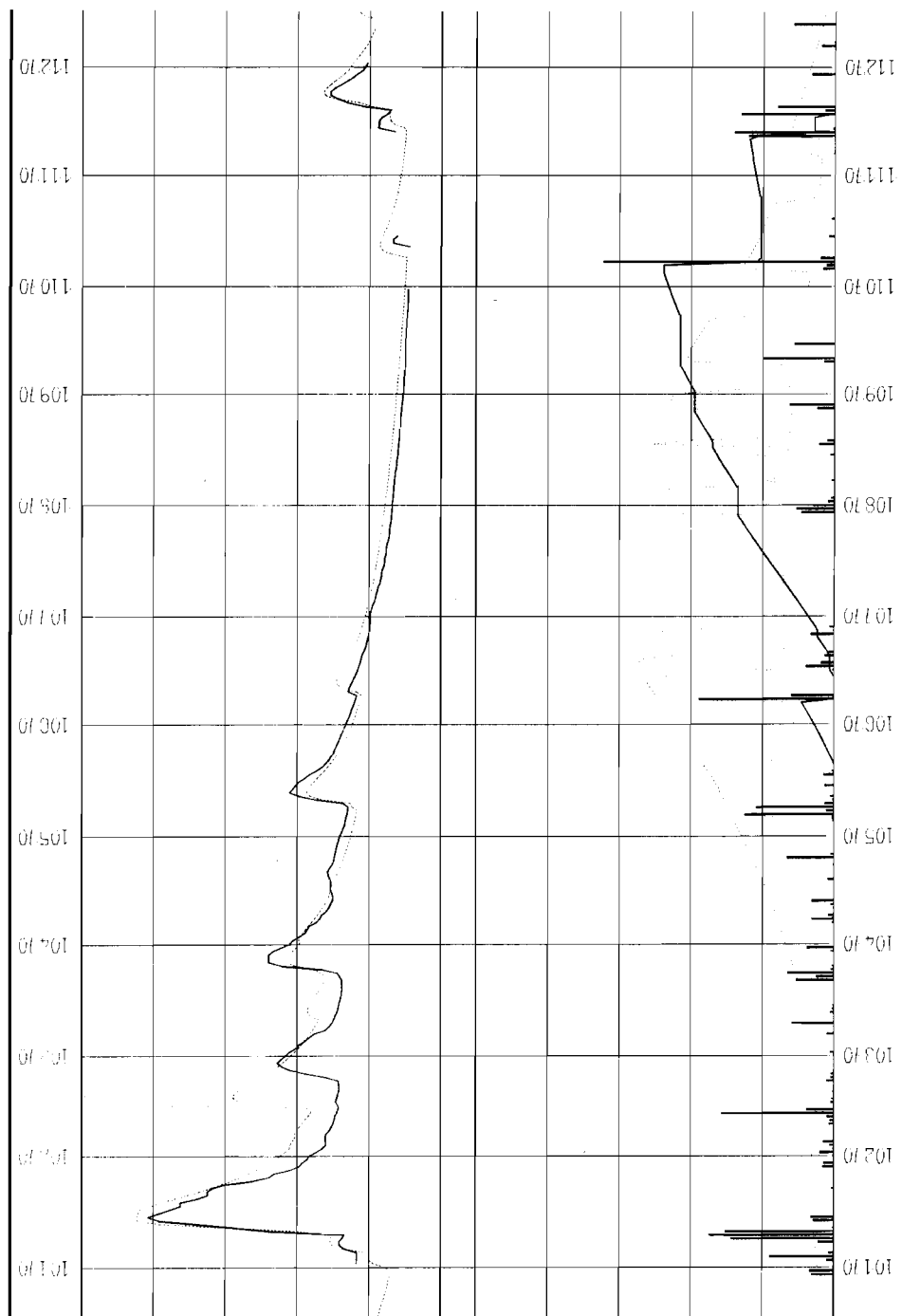


Fig. 4.11c

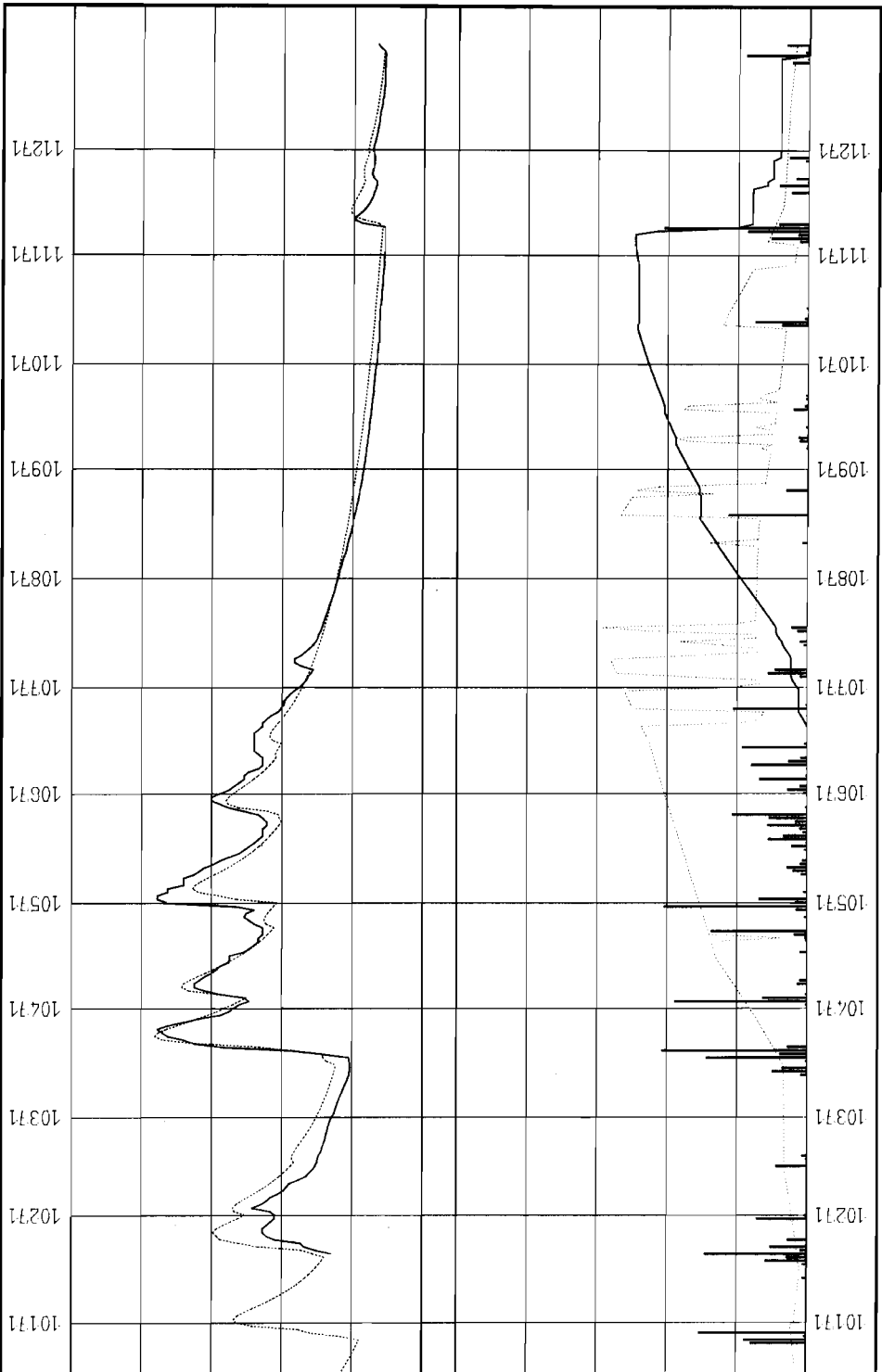


Fig. 4.11f

4.3- SOURCE DE FESSES MADAME.

4.3.1- Introduction - Historique.

La source de Fesses Madame se situe à 8 km environ au NW de Montpellier, à proximité du village de Grabels, sur la rive droite de la rivière de la Mosson. Cette source est l'exutoire principal du système karstique, formé par les calcaires jurassiques développés sur le flanc sud du "pli de Montpellier", au Nord de Murviel.

La source de Fesses Madame a fait l'objet d'une étude détaillée, dans le cadre de la thèse de 3^e cycle de J. DILUCA (1973). Grâce à cette étude nous disposons de l'hydrogramme de la source pour l'année 1972 et de plusieurs autres renseignements utiles pour l'application du modèle BEMER à ce système karstique. C'est sur cette source qu'a été établie la construction progressive du modèle BEMER.

4.3.2- Géologie générale.

Le réservoir aquifère de la source de Fesses Madame (voir figure 4.12, p. 109) est constitué par des formations calcaires et dolomies du Jurassique moyen et supérieur. A la base de la série stratigraphique on rencontre l'Aalénien inférieur (I6a) avec des marnes noires feuilletées qui affleurent au centre de l'anticlinal de Murviel. Ces marnes sont surmontées par les marnes et les calcaires en bancs de l'Aalénien supérieur (I6b), d'une épaisseur de 100 m environ.

Le Bajocien (J1) qui vient au dessus, est formé par des calcaires en petits bancs avec des intercalations marneuses. L'ensemble a une puissance de 200 m et il est caractérisé par la présence de grosses chailles. Le Bathonien (J2) a le même faciès calcaire que le Bajocien, mais les chailles sont moins abondantes. Son épaisseur atteint 100 m. Le Bajocien et le Bathonien affleurent largement au Sud de St-Paul-et-Valmale, au Mas de Vedas et au Nord de l'anticlinal de Murviel.

Le Callovien inférieur (J3a), au Nord du Mas de Vedas est formé par 100 m environ de marnes, surmontées par les calcaires gris en gros bancs du Callovien supérieur (J3b), d'une épaisseur de 100 m. L'Argovien et l'Oxfordien (J4-5) forment un ensemble marneux d'une puissance de 100 m environ, qui passe ensuite aux calcaires en gros bancs du Rauracien (J6) d'une épaisseur de 100 à 150m.

Le Séquanien (J7) est caractérisé par un ensemble de petits bancs de calcaires gris ou beiges (180 m). Le Kimmeridgien (J8) et le Portlandien (J9) sont formés par 200 à 300 m de calcaires blancs en gros bancs.

La série continue avec les calcaires et calcaires marneux du Crétacé inférieur et passe ensuite au Crétacé supérieur (Rognacien, C8) avec des calcaires lacustres et grès. Il faut noter que le Crétacé n'est pas représenté dans le secteur intéressant le système karstique de Fesses Madame. Dans cette région la formation qui recouvre le Jurassique appartient à l'Eocène inférieur (Vitrollien, e1). Il s'agit d'argiles rouges, très épaisses, comportant des faciès bréchiques, situées sur le front du "pli de Montpellier" (Bel Air).

Après une lacune stratigraphique pendant l'Eocène inférieur, on rencontre l'Eocène moyen (e3-5) avec des calcaires lacustres, marnes et conglomérats, d'une épaisseur totale de 100 mètres environ, et ensuite l'Eocène supérieur (Bartonien, e6) formé par des brèches à éléments anguleux, souvent de grandes dimensions, développées largement dans la Garrigue du Mas Dieu.

L'Oligocène inférieur (g1) présente une série puissante de 300 m de conglomérats à éléments bien roulés, d'argiles et de grès, qui passent ensuite aux brèches et marnes de l'Oligocène moyen et supérieur (g2-3).

Le Néogène, qui est très développé dans la région de Montpellier, n'affleure pas au Nord de Murviel. Les dépôts du Quaternaire, enfin, sont relativement rares et ils ne présentent pas un intérêt particulier pour la région étudiée.

Du point de vue tectonique, la région située à l'Ouest de Grabels a été marquée par un événement important; la formation du "Pli de Montpellier". Il s'agit du chevauchement vers le Nord des formations du Jurassique, qui a provoqué le dépôt des brèches du Vitrollien sur son front. Les brèches du Bartonien (Garrigue du Mas Dieu) montrent une reprise de l'activité tectonique à l'Eocène supérieur. Au cours de cette phase le pli de Montpellier se déplace vers le Nord en transportant en même temps les brèches du Vitrollien et subit de nouvelles déformations. Les pendages varient très rapidement d'un secteur à l'autre. (C'est ainsi que le Jurassique est à Grabels horizontal tandis qu'au Nord de Murviel il se trouve en position verticale).

4.3.3- Hydrogéologie.

4.3.3.1- LE BASSIN VERSANT.

L'aquifère de Fesses Madame est formé essentiellement par les calcaires et calcaires marneux du Jurassique moyen et supérieur.

Le mur de l'aquifère doit correspondre aux niveaux marneux de l'Aalénien, tandis que son toit appartient aux formations argileuses et aux brèches du Vitrollien et de l'Oligocène.

Le bassin versant du système est limité vers l'Est par le lit de la Mosson et vers le Nord par le Vitrollien. A l'Ouest le bassin s'étend très probablement jusqu'à la route D.27 qui fait la liaison de Murviel avec la N.109. Au niveau de la Tour c'est l'Oligocène qui barre le karst vers l'Ouest. Vers le SW, les limites du bassin ne sont pas claires, mais les affleurements du Lias marneux, à l'Ouest du Mas de Vedas, indiquent que l'aquifère doit avoir une épaisseur faible dans cette région.

La Garrigue du Mas Dieu, formée par les brèches du Bartonien, appartient très probablement au bassin d'alimentation de la source de Fesses Madame. Les eaux de ruissellement de cette région, collectées dans la dépression de Quatre Pilas, doivent traverser 2 km environ de calcaires du Jurassique avant de gagner le ruisseau de Lassederon, fait qui entraîne des pertes importantes dans le karst.

Les limites sud du bassin versant sont formées par les marnes du Lias, affleurant au coeur de l'anticlinal de Murviel, et les brèches de l'Oligocène, au Nord de St-Georges-d'Orques.

Le bassin versant, ainsi délimité, comporte 13,3 km² de terrains perméables et 3 km² de terrains imperméables, soit au total 16,3 km².

Toutes les formations du Jurassique n'ont pas la même perméabilité, puisqu'il existe des niveaux marneux correspondant à l'Argovien et à l'Oxfordien. Mais ces niveaux ne constituent pas un obstacle à la circulation de l'eau, compte tenu de leur faible épaisseur et de la tectonisation intense de la région.

4.3.3.2- L'EXUTOIRE.

La source de Fesses Madame est située sur la rive droite de la Mosson, à une altitude de 59,5 m. La sortie de l'eau ne se fait pas directement par le Jurassique, mais



Fig. 4.12.

par l'intermédiaire du Vitrollien, sur lequel chevauchent les calcaires du Jurassique. Le contact Jurassique-Vitrollien se trouve à 35 m environ au dessus de la source.

A 1900 m vers le SE, il existe une autre petite source : la source du Martinet. Une coloration effectuée par J. DILUCA n'a pas montré de relations entre cette source et le karst du Jurassique. Il semble donc que la source de Fesses Madame constitue l'exutoire de base de l'aquifère jurassique. Cependant, un écoulement direct de l'aquifère vers la Mosson (par l'intermédiaire de ses alluvions) n'est pas à exclure totalement, du fait que la rivière traverse dans cette région le Jurassique sur une longueur de 3 km environ.

4.3.3.3- MESURES HYDROLOGIQUES ET CLIMATIQUES.

Les débits de la source ont été suivis pendant la période Février 1972-Janvier 1973, à l'aide d'une échelle limnimétrique et d'un limnigraphe. La pluviométrie a été fournie par la station de St-Gély située à 8 km environ au NE du bassin versant. La même station a fourni aussi les températures moyennes mensuelles.

4.3.4- Application du modèle BEMER à la source de Fesses Madame.

4.3.4.1- REGLAGE DU MODELE.

a)- Réglage du bilan du système.

La hauteur totale des précipitations pour l'année 1972 s'élève à 1540 mm. Les paramètres relatifs au calcul de l'évapotranspiration ont les valeurs suivantes : $HINF(1) = 15$ mm et $U(1) = 0,300$. L'évapotranspiration calculée par le modèle pour l'année 1972 s'élève à 473 mm et le volume évacué à 1018 mm. On observe aussi une augmentation des réserves de 36 mm et un ruissellement superficiel de 12 mm. Le bilan final s'écrit donc de la façon suivante :

$$\begin{array}{rccccccc} \text{Pluie} & = & \text{Evapotranspiration} & + & \text{Ruissellement} & + & \text{Sortie} & + & \text{Emmagasinement} \\ 1539 & = & 473 & + & 12 & + & 1018 & + & 36 \end{array}$$

A remarquer ici que l'existence d'un ruissellement superficiel est très douteuse, malgré la présence de terrains imperméables dans le bassin versant. Cependant nous avons été obligés de créer ce ruissellement (en posant $HRUIS(1) = 125$ mm) afin d'écarter un peu la pluie exceptionnelle de 140 mm du 3.9.72 observée à St-Gély.

En admettant comme surface du bassin versant 15 km²; la conversion du volume réellement évacué de m³ en mm, donne 1030 mm, qui est un volume égal au volume calculé par le modèle. Cette surface est 10 % environ inférieure à celle estimée après planimétrie sur la carte géologique.

b)- Réglage de la forme de l'hydrogramme.

A la fin du réglage les paramètres relatifs à la forme de l'hydrogramme ont pris les valeurs suivantes :

$$\begin{array}{l} \text{EKT} = 0,15 \\ \text{K}(2) = 0,250, \text{K}(3) = 0,060, \text{K}(4) = 0,020 \\ \text{RCONST} = 2 \text{ jours}, \text{RVARIA} = 0 \end{array}$$

Avec $\text{EKT} = 0,15$ la répartition F de la pluie efficace dans les réservoirs RE-2, RE-3 et RE-4 est la suivante :

$$F(2) = 40 \% , F(3) = 32 \% , F(4) = 28 \%$$

Avec $RCONST = 2$ et $RVARIA = 0$ le déphasage entrée-sortie NZ est égal à 2 jours pour chacun des réservoirs RE-2, RE-3 et RE-4. Les paramètres relatifs au calcul du déficit dû à l'évapotranspiration ont pris les valeurs suivantes :

$$SEVN(1) = 0 \text{ mm} , U(1) = 0,300 , V(1) = 0,300$$

Les critères de la qualité de la simulation ont atteint les valeurs suivantes, après le réglage du modèle.

CRITERE 3	=	0,51	sur la totalité de la période examinée (335 jours)
CRITERE 4	=	0,46	pendant les périodes de forts débits (78 jours)
CRITERE 5	=	0,71	pendant les périodes de débits moyens (63 jours)
CRITERE 6	=	0,46	pendant les périodes de débits faibles (194 jours)

c)- Le réglage de l'influence de l'emmagasinement dans la zone noyée.

Ce réglage concerne le coefficient de vidange K(5) du réservoir RE-5. Pendant le réglage du modèle nous n'avons pas modifié sa valeur initiale qui est donc restée égale à 1.

4.3.4.2- INTERPRETATION DES RESULTATS.

a)- Résultats relatifs au bilan.

L'évapotranspiration potentielle journalière, calculée d'après la méthode de THORNTHWAITE, est donnée en mm/j, par le tableau suivant, pour les jours situés au milieu de chaque mois

Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1972	0,5	0,8	1,2	1,7	2,6	3,4	4,4	3,8	2,4	1,8	1,0	0,7

Le système a fourni, au cours de l'année 1972, 473 mm d'eau pour satisfaire la demande de l'évapotranspiration. Cette quantité correspond au 30,7 % des précipitations sur le bassin d'alimentation, pourcentage qui est relativement faible. Ceci s'explique par le fait qu'en 1972 les pluies étaient très concentrées et d'une intensité relativement forte, ce qui a favorisé l'infiltration par rapport à l'évapotranspiration.

La capacité d'emmagasinement des couches superficielles du sol est relativement faible (15 mm). Ces réserves sont épuisées, en été, en 4 jours environ. Ce phénomène provoque la baisse de l'évapotranspiration réelle à 30 % de l'ETP, puisque $U(1) = 0,300$, et amorce une évapotranspiration à partir des couches relativement profondes du sol ou encore à partir des calcaires. Ce fait conduit à la création d'un déficit qui atteint 72 mm en été et est totalement reconstitué par les fortes pluies du début de septembre.

Il faut cependant remarquer que la période d'une année, que nous avons utilisée pour l'application du modèle BEMER à Fesses Madame, est très courte pour qu'on puisse espérer avoir une évaluation précise des paramètres relatifs à l'évapotranspiration et les résultats donnés plus haut n'ont donc qu'une valeur indicative.

b)- Résultats relatifs à la forme de l'hydrogramme.

Les valeurs très différentes de K(2), K(3) et K(4) montrent une grande hétérogénéité dans le karst du point de vue vitesses de circulation. Le temps nécessaire pour que le débit passe à 10 %

de sa valeur initiale est pour les trois réseaux de circulation relativement faible : 8 jours pour le réseau des gros conduits, 38 jours pour les grosses fissures et 115 jours pour le réseau des fissures fines.

L'alimentation des trois réseaux est très caractéristique : 40 % de la pluie efficace circule sous le régime des gros conduits, tandis que seulement le quart (28 %) de l'eau circule dans les microfissures et la zone noyée.

Compte tenu de la grande facilité avec laquelle le réseau de l'exutoire peut acheminer de grandes quantités d'eau pendant les crues, nous pensons que les faibles débits de tarissement ne proviennent pas de la vidange d'une zone noyée mais directement du karst non saturé.

La qualité de la simulation est satisfaisante pour les périodes des crues et les débits moyens, mais elle est relativement faible pour les tarissements. Ceci pourrait être expliqué, par les erreurs commises au cours des jaugeages des faibles débits, ou à la distribution hétérogène de la pluie, mais le fait que le débit de base calculé soit supérieur au débit de base mesuré, à la fin de l'étiage, peut être dû aussi à un autre phénomène : la présence d'un exutoire situé à un niveau inférieur à celui de la source de Fesses Madame, peut-être dans le lit de la Mosson, à moins qu'il ne soit constitué par la source du Martinet.

—

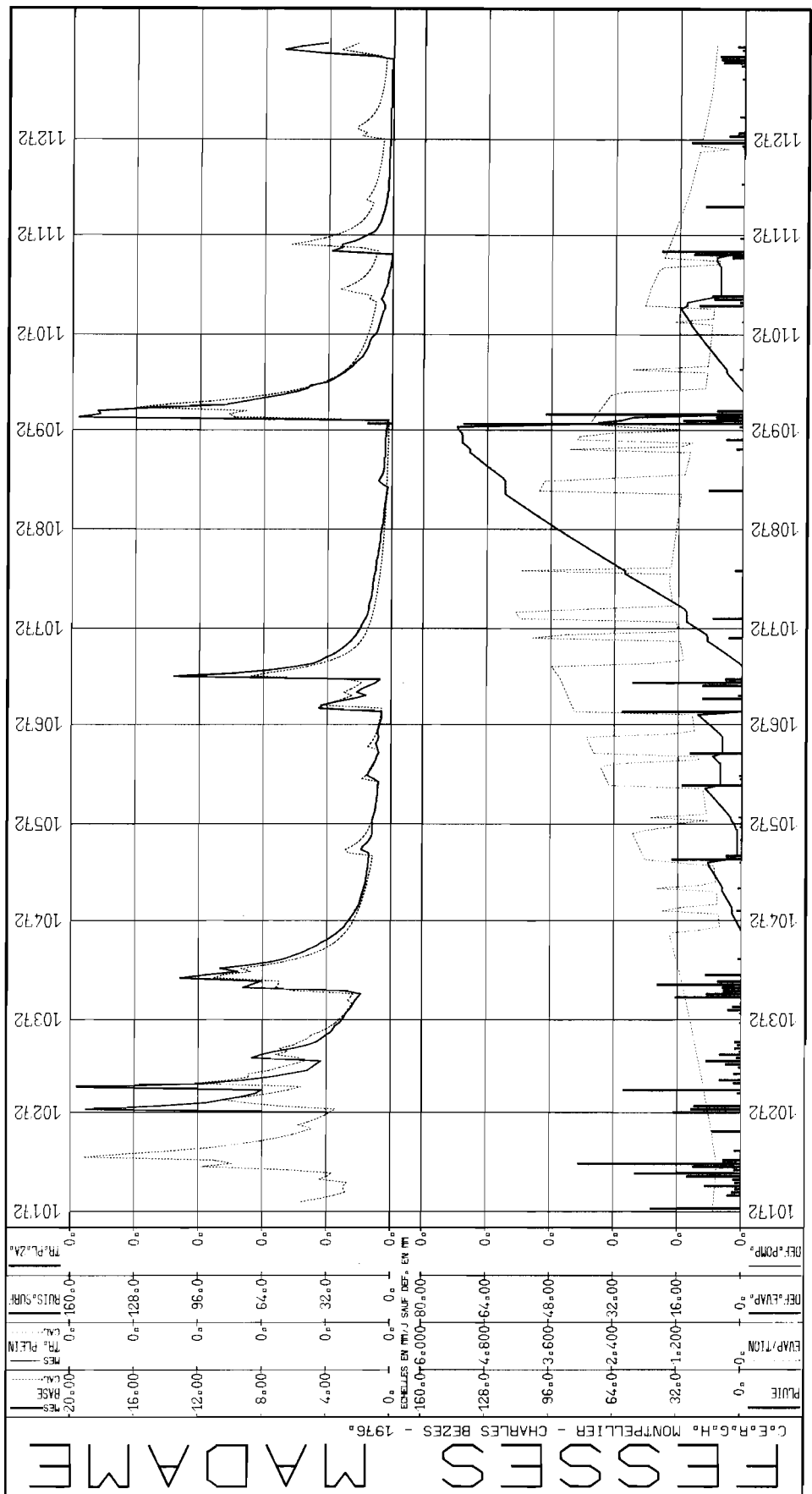


Fig. 4.13.

4.4- SYSTEME AQUIFERE DE LA SOURCE DU MAS DE GENTIL ET DE LA SOURCE DE GRABELS.

4.4.1- Introduction - Historique.

La source du Mas de Gentil se situe à 9 km environ au NW de Montpellier, entre les villages de Grabels et de St-Gély-du-Fesc. Il s'agit de l'exutoire de trop-plein d'un système formé par les calcaires de l'Eocène moyen, l'exutoire de base étant la source de Grabels, située à 2 km plus au Sud.

La source du Mas de Gentil a été étudiée en 1973 par J. DILUCA. On dispose ainsi de l'hydrogramme de cet exutoire pour l'année 1972 et d'une description géologique détaillée de la région. Malheureusement on ne dispose pas des débits à la source de Grabels, cette dernière étant exploitée pour les besoins de la ville sans mesure des débits exploités.

4.4.2- Géologie générale.

L'aquifère qui alimente les sources du Mas de Gentil (voir figure 4.14, p. 117) et de Grabels est constitué par les calcaires lacustres de l'Eocène moyen (e_{3-5c}). La stratigraphie du Jurassique, du Crétacé et de l'Eocène inférieur a été déjà décrite dans le paragraphe 4.3.2.

A l'Eocène moyen et plus précisément à sa base, on distingue une série marneuse (e_{3-5m}) épaisse de 100 m environ. Les calcaires lacustres du Lutétien, qui viennent au dessus, forment un massif qui atteint l'épaisseur de 50 à 70 m dans la région. Il s'agit de calcaires blancs lacustres, souvent très dures, avec intercalations marneuses et fossiles (Planorbis, Lymnea, etc.).

L'Eocène supérieur (e₆) est très peu développé dans la région. Par contre, l'Oligocène inférieur (g₁) atteint 300 m d'épaisseur. Il est formé par des alternances d'argiles, de grès et de conglomérats, dont les éléments sont bien roulés. L'Oligocène moyen et supérieur (g₂₋₃) est représenté par des brèches dont l'origine est liée à l'érosion des reliefs formés au voisinage des grandes failles.

Au point de vue tectonique, on remarque que l'aquifère du Mas de Gentil correspond au flanc Est du synclinal de St-Gély, de direction NNE-SSW qui se développe entre les Matelles et Grabels.

4.4.3- Hydrogéologie.

4.4.3.1- LE BASSIN VERSANT.

Le mur de l'aquifère du Mas de Gentil correspond aux marnes de l'Eocène moyen, son toit aux formations argileuses de l'Oligocène inférieur.

Le bassin versant du système est limité vers le Sud, entre Grabels et Montferrier, par les marnes infralutésiennes. Vers l'Ouest les calcaires du Lutétien plongent sous l'Oligocène, sur toute la longueur du synclinal de St-Gély, du Triadou jusqu'à Grabels. Les limites, à l'Est du bassin, sont constituées par les niveaux marneux du Lutétien inférieur et le lit du ruisseau de la Lironde.

La surface du bassin versant ainsi délimité est de 10 km².

4.4.3.2- LES EXUTOIRES.

La sortie de base du système correspond à la source de Grabels, située à une altitude de 60 m environ, sur la rive gauche de la Mosson. Dans cette région, une faille de direction N-S met en contact le Lutétien avec les argiles du Vitrollien.

La source du Mas de Gentil se situe à une altitude de 73 m. C'est la sortie de trop-plein du système mais elle ne tarit que pendant les années très sèches.

4.4.3.3- MESURES HYDROLOGIQUES ET CLIMATIQUES.

Les débits ont été suivis au Mas de Gentil à l'aide d'un limnigraphe. La pluviométrie et les températures ont été fournies par la station de St-Gély.

4.4.4- Application du modèle BEMER à la source du Mas de Gentil.

L'application du modèle BEMER au système karstique du Mas de Gentil a été faite sur une période de 11 mois, du 1.2.72 au 31.12.72.

4.4.4.1- LE REGLAGE DU MODELE.

a)- Réglage du bilan du système.

La hauteur des précipitations, à la station de St-Gély, pour la période examinée, s'élève à 1239 mm. Le réglage de l'évapotranspiration a donné les paramètres suivants : $HINF(1) = 20$ mm et $U(1) = 0,300$. L'évapotranspiration calculée par le modèle, pour la même période atteint 481 mm et le volume évacué 769 mm, calculé pour l'ensemble de deux exutoires : Mas de Gentil et Grabels. On constate aussi une baisse des réserves égale à 42 mm et un ruissellement superficiel de 32 mm. Le bilan final s'écrit donc :

$$\begin{array}{rcccccccc} \text{Pluie} & = & \text{Evapotranspiration} & + & \text{Ruissellement} & + & \text{Sortie} & + & \text{Emmagasinement} \\ 1239 & = & 481 & + & 31 & + & 769 & - & 42 \end{array}$$

En considérant que la surface du bassin versant est égale à 10 km², le volume réellement évacué par les deux exutoires s'élève à 789 mm. Cette valeur est approximative étant donné qu'on ne connaît pas les débits exacts à la sortie de Grabels. Afin de calculer le bilan dans ce cas, nous avons supposé que le débit à Grabels était égal au débit calculé par le modèle pour la sortie de base. Mais il est en conséquence impossible, alors, de comparer la surface calculée par le modèle avec celle planimétrée d'après la géologie.

b)- Réglage de la forme des hydrogrammes.

A la fin du réglage, les paramètres qui contrôlent la forme de l'hydrogramme avaient les valeurs suivantes :

$$\begin{array}{l} \text{EKT} = 0 \\ \text{K}(2) = \text{K}(3) = \text{K}(4) = 0,040 \\ \text{RCONST} = 5 \text{ jours}, \text{RVARIA} = 0 \end{array}$$

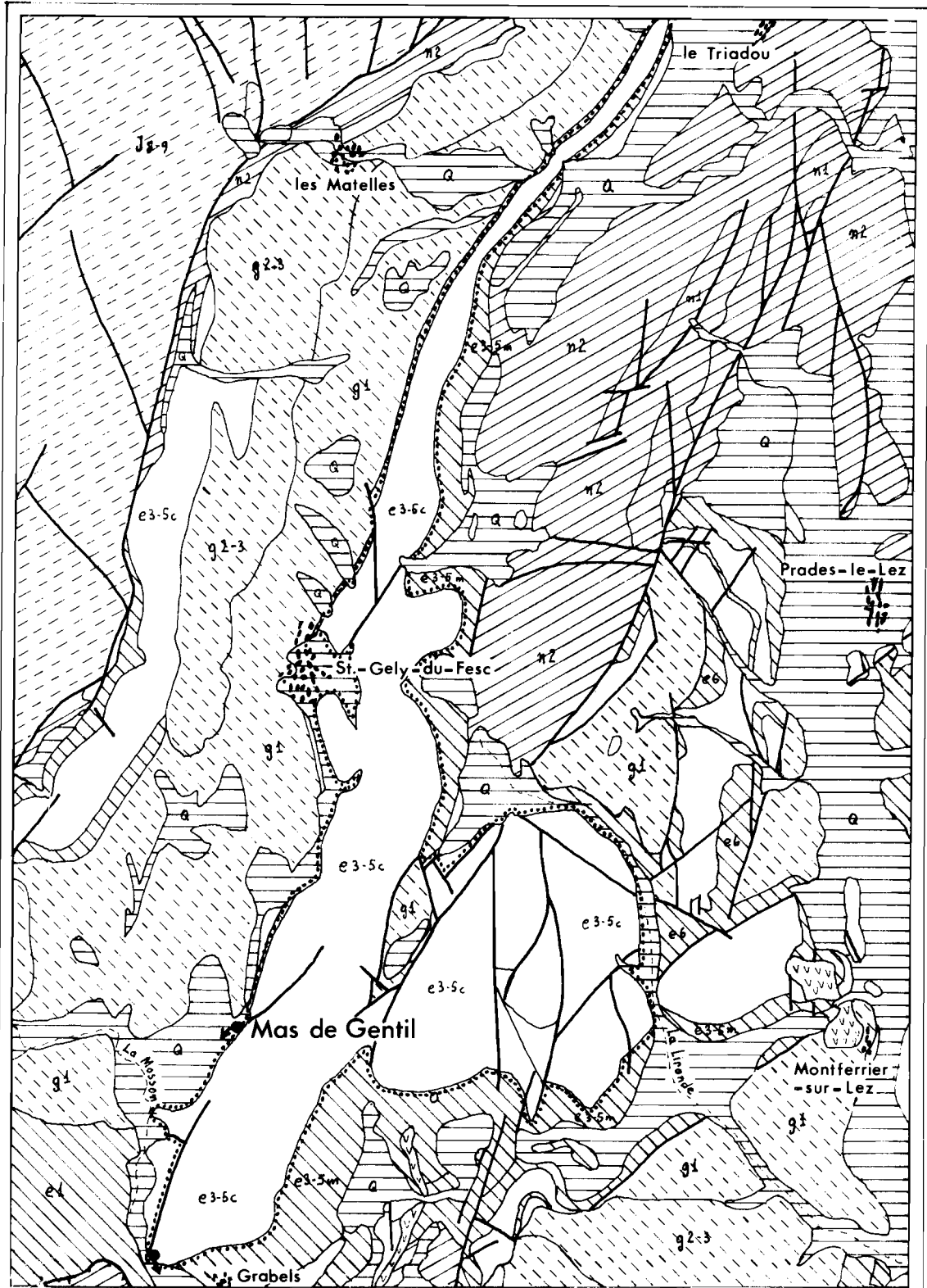
Le coefficient $\text{EKT} = 0$ donne une répartition F de la pluie efficace dans les réservoirs RE-2, RE-3 et RE-4 équivalente :

$$F(2) = F(3) = F(4) = 33 \%$$

Avec $\text{RCONST} = 5$ et $\text{RVARIA} = 0$ le déphasage entrée-sortie NZ est égal à 5 jours, pour chacun des réservoirs RE-2, RE-3 et RE-4. Les paramètres qui contrôlent la création du déficit dû à l'évapotranspiration ont pris les valeurs suivantes :

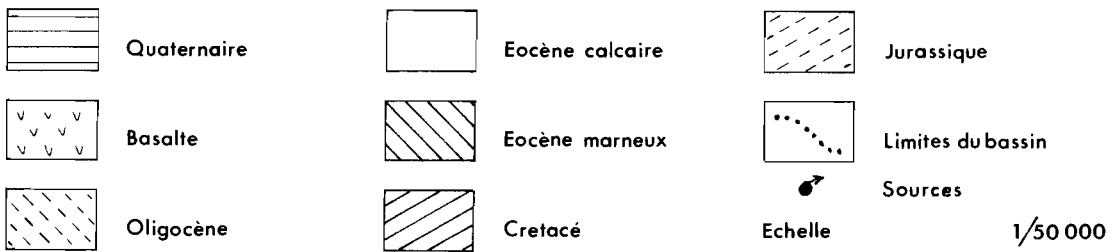
$$\text{SEVN}(1) = 0 \text{ mm}, \text{U}(1) = 0,300, \text{V}(1) = 0,700$$

Un seul critère CRITERE (2) correspondant à la sortie de trop-plein peut être utilisé. Il a la valeur de 0,64 sur la totalité de la période examinée (335 jours). Pour l'hydrogramme de base le calcul des critères n'est pas possible puisque on ignore les débits exacts à Grabels.



Karst du Mas de Gentil

Carte Géologique



C. BEZES 1976

Fig. 4.14.

c)- Le réglage du trop-plein.

Afin de séparer le débit du trop-plein et le débit de base, nous avons choisi $HRUIS(5) = 0,1$ mm et $RAP(5) = 0,250$. Avec ces valeurs le débit de base du système est égal au 1/3 environ du débit du trop-plein. Comme nous n'avons pas de moyen pour vérifier la validité de ce résultat, nous avons évité de changer la valeur de $K(5)$, qui est restée ainsi égale à 1.

4. 4. 4. 2- INTERPRETATION DES RESULTATS.

a)- Résultats relatifs au bilan.

Le tableau suivant donne l'évapotranspiration potentielle journalière calculée d'après la méthode de THORNTHWAITE, pour un jour du milieu de chaque mois.

Année	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1972	0,8	1,2	1,7	2,6	3,4	4,4	3,8	2,4	1,8	1,0	0,7

Le système a fourni au cours de la période Février 1972-Décembre 1972, 481 mm d'eau pour satisfaire les besoins de l'évapotranspiration. Cette quantité correspond à 39 % des précipitations.

En été les 20 mm d'eau disponibles dans les couches superficielles du sol sont épuisées en 5 jours environ. Après cet épuisement, l'évapotranspiration réelle tombe à 30 % de l'ETP ($U(1) = 0,300$) en créant en même temps un déficit dans les couches profondes du bassin, déficit qui a atteint 70 mm au mois de septembre.

b)- Résultats relatifs à la forme de l'hydrogramme.

Les valeurs égales de $K(2)$, $K(3)$ et $K(4)$ montrent une grande homogénéité du karst en ce qui concerne les vitesses de circulation. Le temps nécessaire pour que le débit passe à 10 % de sa valeur initiale est égal à 58 jours.

Etant donné que $K(2) = K(3) = K(4)$, on peut assimiler les trois réservoirs RE-2, RE-3 et RE-4 à un seul réservoir de $K(I) = 0,40$, recevant la totalité de la pluie efficace. On ne peut donc pas faire de distinction entre des réseaux de circulation rapide et des réseaux de circulation lente.

Le déphasage entrée-sortie est relativement long : de l'ordre de 5 jours. Ceci, en liaison avec l'absence de valeur de $K(I)$ élevé, montre la faible importance du réseau de gros conduits dans le karst.

Il faut remarquer, toutefois, que les débits de tarissement sont importants, fait qui indique l'importance relative des réseaux à grosses fissures. Malheureusement le manque de données sur le débit de la sortie de base du système ne nous permet pas de nous former une opinion sur le comportement du système au cours de longs étiages.

Par ailleurs, il est difficile de faire une interprétation des résultats concernant la zone noyée du système, compte tenu de la période très courte de l'application du modèle.

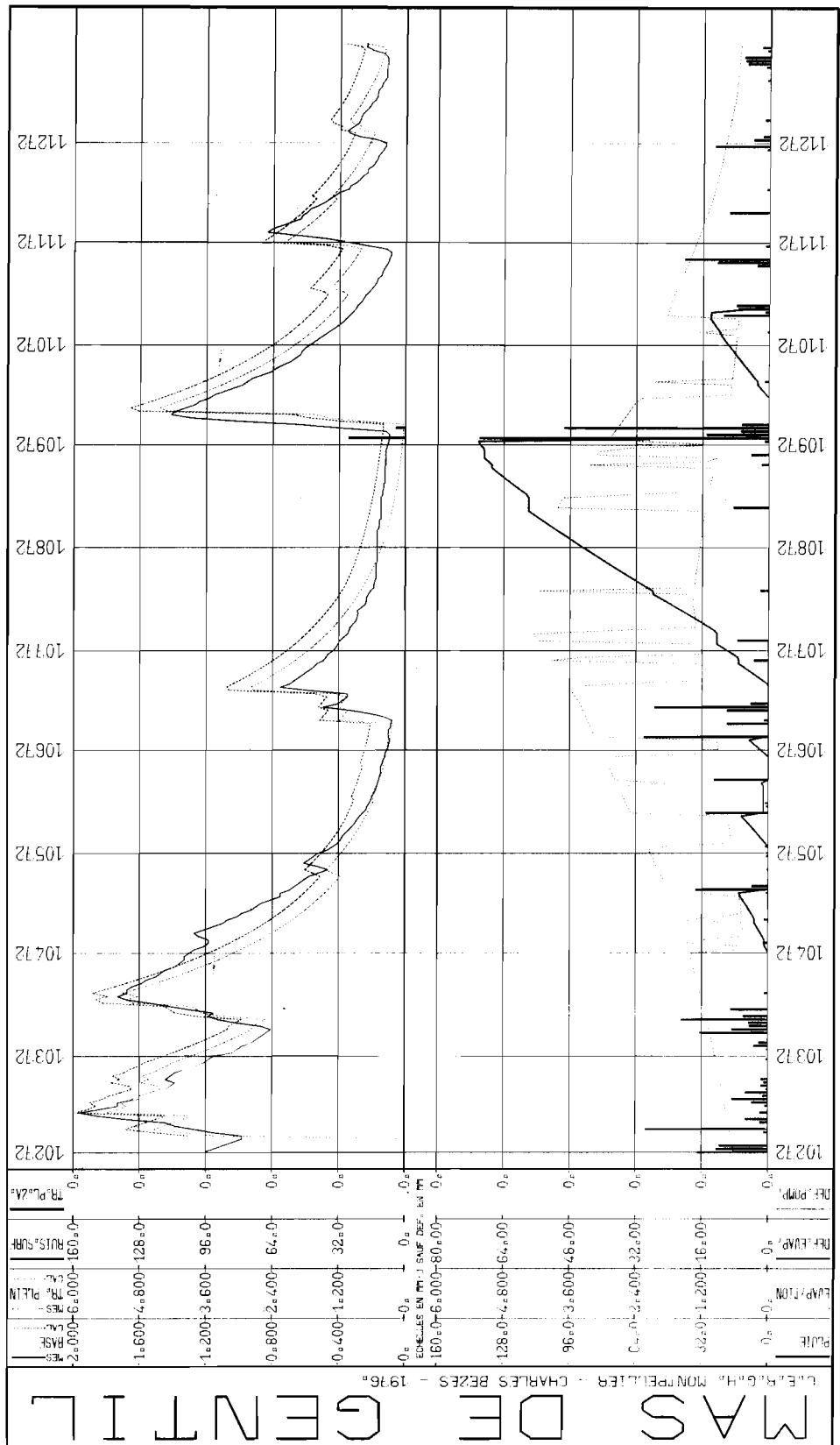


Fig. 4.15.

4.5- CRITIQUE DES RESULTATS.

Le tableau 4.16 (p. 123) récapitule les principaux résultats obtenus par l'application du modèle BEMER aux quatre bassins étudiés. Dans ce chapitre nous ferons une étude comparée de ces résultats en relation avec les caractéristiques hydrogéologiques de chaque bassin.

4.5.1- Résultats relatifs au bilan.

Comme nous l'avons vu dans les paragraphes 3.4.1.3 et 3.6.2, la hauteur HINF(1) représente les réserves en eau facilement mobilisables des couches superficielles du bassin versant. La valeur de HINF(1) varie entre 15 mm et 30 mm dans les quatre cas examinés. Étant donné que les réserves HINF(1) représentent une grande partie de l'eau absorbée et stockée par la végétation nous pouvons supposer qu'elles se trouvent en relation avec celle-ci. En effet, la valeur de 30 mm correspond au karst de Meyrargues, où la végétation développée sur les secteurs marneux du Crétacé inférieur est très importante. Par contre, la valeur de 15 mm observée dans le cas du karst de Fesses Madame, peut être expliquée par le fait qu'une très grande partie du bassin versant est totalement nue.

Le paramètre U(1) exprime la facilité avec laquelle se fait l'évapotranspiration à partir des couches profondes du sol ou même du massif karstique. On voit que U(1) est relativement faible à Meyrargues (0,150) et plus élevé à Fesses Madame (0,300). Ceci peut s'expliquer par le fait que les brèches de la partie imperméable du bassin versant du karst de Fesses Madame peuvent fournir lentement à l'évapotranspiration une quantité d'eau relativement importante. Dans le même bassin, la karstification élevée du Jurassique favorise aussi une évapotranspiration profonde.

En ce qui concerne la reconstitution du déficit créé par l'évapotranspiration, le paramètre V(1) indique, que dans le cas de Meyrargues et Vaucluse, elle absorbe 85 % et 75 % respectivement des infiltrations provenant des couches superficielles. Les valeurs calculées pour le système de Fesses Madame et pour celui du Mas de Gentil sont données à titre indicatif seulement, parce que le réglage du modèle n'a été fait que sur une période d'une année, ce qui est très court pour l'évaluation précise de V(1).

Le rapport pluie brute annuelle/pluie efficace annuelle varie sensiblement d'un bassin à l'autre. En réalité les résultats ne sont pas comparables étant donné que les périodes de réglage ne concernent pas les mêmes années. Toutefois, nous pouvons remarquer qu'à Meyrargues et à Vaucluse la pluie efficace représente seulement 40 % de la pluie brute. Au Mas de Gentil et à Fesses Madame ce pourcentage s'élève à 61 % et 69 %, mais il s'agit là d'une année très humide avec des pluies intenses et concentrées qui favorisent l'infiltration dans les terrains karstiques. A la Fontaine de Vaucluse où on dispose de six années de mesures, on peut constater (voir paragraphe 4.2.4.2) que le rapport pluie efficace/ pluie brute varie entre 51 % en 1971 et 32 % en 1969, mais il ne semble pas qu'il existe une relation entre ces pourcentages et le volume annuel des précipitations. En ce qui concerne les systèmes du Mas de Gentil et de Fesses Madame, la relation existant entre la pluie annuelle et la pluie efficace (tableau 4.16, p. 123) ne peut être retenue à cause des pluies exceptionnelles observées pendant l'année étudiée.

4.5.2- Résultats relatifs à la forme de l'hydrogramme.

Sur le tableau 4.16, on voit que la fonction de répartition de la pluie efficace alimente le réservoir RE-3 toujours avec 33 %. Nous ne savons pas encore si ce fait a une signification relative à la structure du modèle ou du karst, ou s'il s'agit simplement d'une coïncidence et nous comptons éluder ce point ultérieurement.

Par contre, on voit clairement que l'alimentation se fait de préférence vers le RE-4 (de faible $K(1)$), qui représente la zone noyée, quand la surface du bassin versant augmente. Ceci signifie que plus le bassin est grand, plus la création d'une zone noyée est favorisée.

Dans la figure 4.17 (p. 124) on voit les courbes de décrue et de tarissement des quatre bassins, calculées par le deuxième niveau du modèle, pour une entrée de pluie efficace de 100 mm. Nous allons étudier d'abord les courbes de tarissement, afin d'examiner le comportement de la zone noyée.

Il semble que le coefficient de vidange $K(4)$ (qui est égal au coefficient de tarissement α , pour les faibles valeurs qui nous intéressent ici) devient de plus en plus faible quand les dimensions du bassin augmentent. Ceci est en accord avec la théorie (SCHOELLER, 1967) qui admet que le coefficient de tarissement est inversement proportionnel à la surface du bassin et ce qui semble a priori, logique. Si l'on veut, donc, comparer les coefficients de tarissement des quatre bassins, on doit tenir compte de leurs surfaces. Nous avons donc calculé, pour chaque bassin, le coefficient $K(4) \cdot A$, où A est la surface du bassin. On voit dans le tableau 4.16 que pour tous les bassins, sauf pour celui de Vaucluse, ce coefficient varie entre 0,3 et 0,4, tandis qu'à Vaucluse il prend la valeur 7,2. Si donc, on supprime l'influence des dimensions du bassin sur le α , on voit que la vidange de la zone noyée de Vaucluse se fait plus rapidement que celle des autres cas considérés.

On pourrait évidemment supposer que cette différence est due à une ouverture plus grande de l'exutoire, mais c'est le contraire qui se passe : à Meyrargues le drainage rapide de la zone noyée est particulièrement favorisé par l'existence de plusieurs sorties, ce qui n'est pas le cas pour Vaucluse. Nous pouvons donc supposer que la karstification de la zone noyée de la Fontaine de Vaucluse est plus élevée que dans les autres bassins. Nous reviendrons plus tard à cette hypothèse quand nous examinerons les résultats relatifs au réservoir RE-5.

Comme nous l'avons dit plus haut, les petits bassins et cela est d'ailleurs logique, ne favorisent pas la formation d'une zone noyée. C'est le cas, très probablement à la source de Fesses Madame et à celle du Mas de Gentil. A Fesses Madame on voit que l'alimentation du RE-4 est très faible (28 %). Cette quantité ne suffit pas pour créer une zone noyée importante, si on tient compte qu'elle comprend aussi les volumes d'eau stockés dans les microfissures de la zone aérée. Il semble que la même chose se produise dans le cas du système du Mas de Gentil. Il est donc très probable que dans le cas des petits bassins, la courbe de tarissement ne correspond pas à la vidange de la zone noyée, mais à la vidange des réseaux fins de la zone non saturée. On voit ainsi que le coefficient $K(4) \cdot A$ et la comparaison des coefficients de tarissement n'a aucune signification pour les bassins de Fesses Madame et du Mas de Gentil parce qu'ils ne correspondent pas à la vidange d'une zone noyée.

En ce qui concerne la forme de la courbe de la décrue, quelques informations sur la structure semblent pouvoir être tirées de l'étude des débits initiaux du réservoir RE-2. Pour une entrée de 100 mm (voir tableau 4.16, p. 123) ce débit est égal à $100 \cdot F(2) \cdot K(2)$ mm/j. Dans les cas examinés on voit que le débit initial du RE-2 est très important à Meyrargues (13 mm) et Fesses Madame (10 mm) et relativement faible au Mas de Gentil (1,22 mm) et à Vaucluse (1,9 mm).

Il apparaît d'ailleurs, que la différence des valeurs initiales des débits du RE(2) n'est pas liée aux dimensions des bassins versants, mais à la différence qui existe du point de vue des vitesses de circulation dans la zone aérée. Nous rappelons que le RE-2 calcule l'hydrogramme de l'influence des infiltrations provenant de la zone aérée sur l'hydrogramme du tarissement.

	MAS DE GENTIL	FESSES MADAME	MEYRARGUES	VAUCLUSE
BIAN	Surface A km2	15	67	1440
	HINF(1) mm	15	30	22
	U(1)	0,300	0,150	0,250
	V(1)	0,300	0,850	0,750
	Pluie/an mm	1540	790	850
	Evap. %	39	62	59
	Pl. ef. %	61	38	41
HYDROGRAMME	F(2) F(3) F(4)	33 33 33	29 34 37	19 34 47
	K(2) K(3) K(4)	0,040 0,040 0,040	0,450 0,025 0,005	0,100 0,016 0,005
	F(I) . K(I)	1,22 1,22 1,22	13 0,85 0,19	1,9 0,54 0,24
	K(I) . A	0,4	0,34	7,2
	NZ	5	1	2
K(5)	1,000	1,000	0,100	0,500

Tableau 4.16

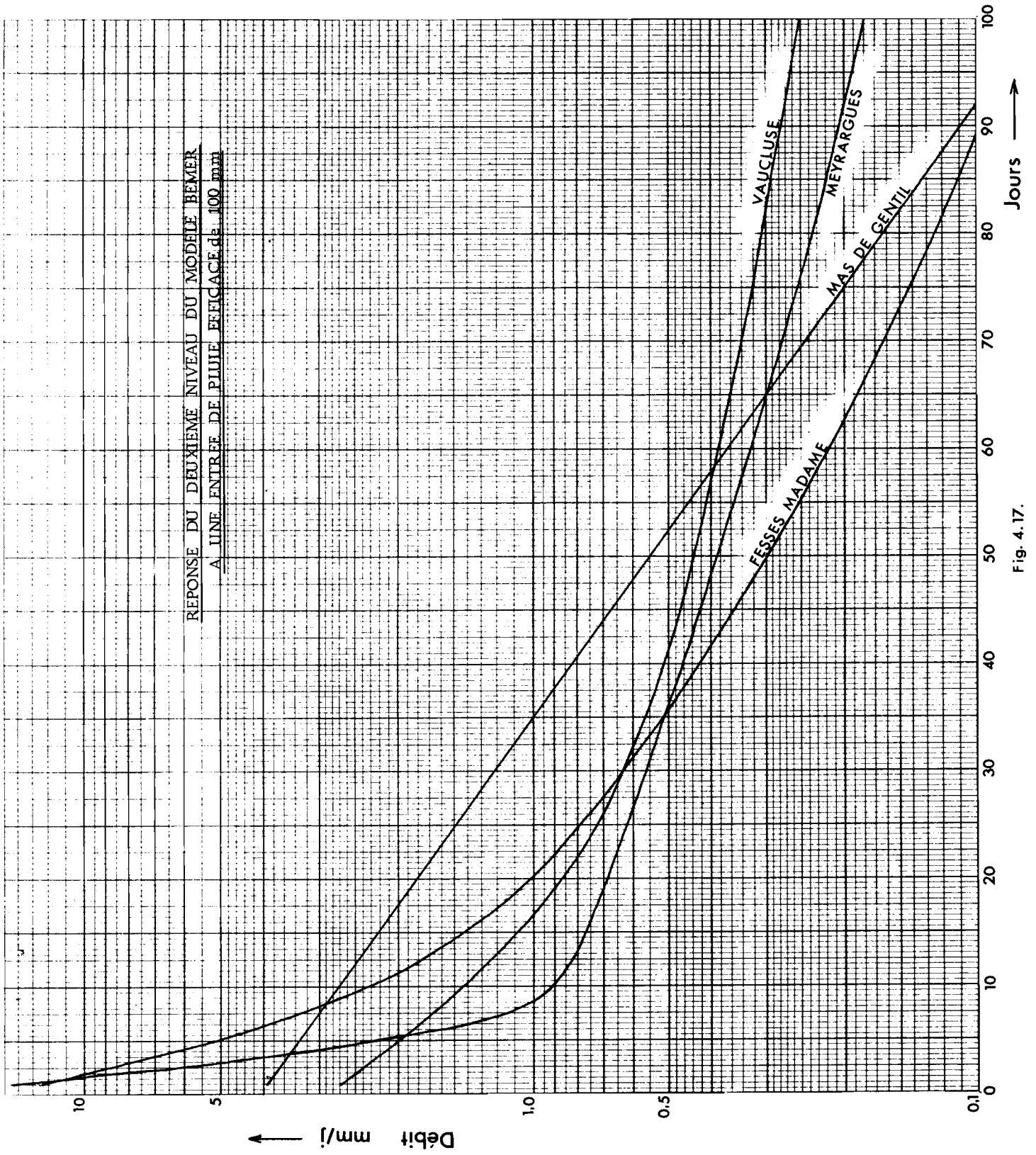


Fig. 4.17.

Les données hydrogéologiques confirment cette hypothèse. A la source de Fesses Madame les calcaires du Jurassique sont très tectonisés et fracturés. L'eau de ruissellement des secteurs imperméables s'infiltré rapidement dans le karst et provoque des crues importantes. A Meyrargues, la structure du bassin versant est plus compliquée, mais le comportement du Gouffre de la Foux, qui fonctionne souvent pour quelques heures seulement avec des débits énormes, ne laisse pas de doute en ce qui concerne le développement d'un réseau de circulation rapide presque indépendant des exutoires de base du système.

A la Fontaine de Vaucluse, le débit initial du RE(2) (Fig. 4.17, p. 124) n'est pas important, probablement pour deux raisons : a) Les grandes dimensions du bassin intègrent tous les phénomènes d'hétérogénéité et ce fait apparaît sur l'hydrogramme avec une courbe de décrue moins brutale que dans le cas des petits bassins. b) Les vitesses de circulation dans la zone noyée sont assez élevées et est difficile de distinguer des vitesses encore plus élevées dans la zone aérée.

Au Mas de Gentil, les coefficients de vidange sont relativement faibles et il semble que la karstification de l'ensemble du système n'est pas assez évoluée pour donner des indices d'hétérogénéité de la zone aérée.

Le déphasage entrée-sortie se trouve en relation avec les vitesses de circulation de la zone aérée. Le plus faible déphasage (1 jour) est observé au karst de Meyrargues et le plus élevé au Mas de Gentil (5 jours).

4.5.4- Résultats relatifs à l'emmagasinement dans la zone noyée.

Nous rappelons que quand $K(5)$ est petit la diffusivité de la zone noyée est faible. Nous pensons, d'autre part, qu'il ne s'agit pas ici de la diffusivité de la zone noyée entière, mais seulement du secteur proche à l'exutoire qui ne peut pas emmagasiner de grandes quantités d'eau.

Le coefficient de vidange $K(5)$ prend la valeur 0,100 à Meyrargues et 0,500 à Vaucluse. On voit qu'il est particulièrement faible à Meyrargues et ceci montre la faible perméabilité des réseaux qui conduisent aux exutoires de base du système. A Vaucluse, la diffusivité doit être plus grande.

On doit remarquer ici que pour mettre en évidence les phénomènes d'emmagasinement à l'échelle du jour (pas de temps du modèle BEMER), il faut que le bassin soit très grand, ce qui n'est pas le cas à Fesses Madame et au Mas de Gentil, où $K(5)$ est resté égal à 1. Dans les deux derniers cas, il aurait fallu travailler à un pas de temps de 2 heures.

* *

*

5.- C O N C L U S I O N S

Le but de ce travail était d'essayer de mettre au point un modèle déterministe des systèmes aquifères karstiques basé sur l'état des connaissances hydrogéologiques actuelles des systèmes karstiques de type méditerranéen. Les modèles déterministes jusque là proposés ne prennent pas en considération les observations effectuées sur les circulations karstiques et les valeurs des paramètres utilisés ne peuvent être mises que très difficilement en liaison avec les caractéristiques spéciales de l'aquifère.

L'utilisation d'un modèle déterministe pour la simulation des écoulements karstiques doit concilier deux types d'exigences opposées. Du point de vue modélisation on doit construire un modèle comprenant un nombre de paramètres très limité; par contre, du point de vue hydrogéologique, le modèle doit tenir compte au maximum de tous les phénomènes agissant sur le système karstique, ce qui devrait entraîner la prise en considération d'un nombre de facteurs et donc de paramètres, élevé. Dans le modèle BEMER notre démarche a été intermédiaire en essayant :

- d'une part, d'étudier en détail avec plusieurs paramètres le phénomène relativement simple, mais souvent déterminant, de l'évapotranspiration, et - d'autre part, de simuler les phénomènes compliqués que sont les circulations karstiques, de façon globale avec un nombre de paramètres relativement faible. Les résultats semblent a posteriori justifier un tel choix, au moins pour les aquifères karstiques de type méditerranéen.

Schématiquement, le modèle finalement adopté comporte cinq réservoirs répartis en trois niveaux, selon le schéma de la figure 5.1 (p. 131).

- PREMIER NIVEAU.

Le réservoir du premier niveau permet de quantifier la pluie efficace.

L'évapotranspiration potentielle est calculée par la méthode de THORNTHWAITE, choisie pour sa simplicité et le petit nombre de données nécessaires. Le calcul de l'évapotranspiration réelle est mené comme dans le modèle classique MERO, mais en tenant compte de deux historiques des précipitations sur le bassin versant : un historique court de 5 à 10 jours agissant sur une faible quantité d'eau très facilement évaporée, mettant en jeu les couches superficielles du bassin versant, et un historique long de quelques mois mettant en jeu la quantité d'eau importante mais plus difficilement mobilisable qui correspond aux couches profondes.

Le calcul de la pluie efficace selon cette méthode a donné des résultats très satisfaisants et a démontré que :

- . La méthode de THORNTHWAITE est applicable aux bassins karstiques.
- . La non-linéarité dans le temps existant entre la pluie brute et le débit à l'exutoire est dû presque exclusivement aux phénomènes de l'évapotranspiration.

- DEUXIEME NIVEAU.

Le but du deuxième niveau du modèle est de transformer la pluie efficace en hydrogramme.

La méthode utilisée est classique : il s'agit de la composition d'un hydrogramme à partir de trois courbes exponentielles, simulées dans le modèle par la vidange de trois réservoirs linéaires indépendants branchés en parallèle. L'utilisation de trois exponentielles s'est avérée suffisante pour une reconstitution satisfaisante de n'importe quel hydrogramme.

Le réservoir de vidange lente donne une exponentielle correspondant à la courbe de tarissement du bassin étudié (en régime non influencé) tandis que les deux autres réservoirs, à vidange plus rapide sont destinés à recomposer l'hydrogramme de l'influence des infiltrations sur le débit de tarissement pendant les crues.

L'utilisation d'une fonction exponentielle pour la simulation de la courbe des tarissements est basée sur une pratique courante. L'introduction d'exponentielles pour la simulation de l'hydrogramme de l'influence des infiltrations se justifie en considérant que le régime des écoulements dans la zone non saturée peut être assimilé à celui d'un bassin versant superficiel (surface libre) dont les hydrogrammes sont classiquement décomposés en exponentielles. La fidélité de reproduction par le modèle BEMER des hydrogrammes de quatre systèmes karstiques hydrogéologiquement très différents, montre l'adéquation de cette méthode.

La fonction de répartition de la pluie efficace dans les trois réservoirs nous a donné l'occasion d'étudier un aspect souvent négligé en hydrodynamique karstique, à savoir celui de l'alimentation des divers réseaux de circulation souterraine. Nous avons montré que malgré sa simplicité, la fonction de répartition de la pluie efficace adoptée est satisfaisante et rend bien compte de certains facteurs fondamentaux, tels que la taille du système, le type de karstification et divers autres facteurs hydrogéologiques.

L'étude du déphasage dans le temps, entre l'averse et l'apparition de la crue, a montré que ce déphasage est indépendant des dimensions du bassin versant. Ce phénomène s'explique par le fait que l'apparition de la crue à l'exutoire se produit quand l'eau de l'averse après avoir traversé la zone non saturée (ce qui exige un temps relativement long, ne dépendant pas de la taille du bassin mais de la nature et de l'intensité de la karstification) atteint le sommet de la zone noyée y provoquant l'augmentation de la charge qui se transmet alors très rapidement jusqu'à l'exutoire. Le déphasage appartient donc essentiellement à la zone non saturée.

- TROISIEME NIVEAU.

Le troisième niveau du modèle permet d'introduire grâce à un cinquième réservoir le comportement de la zone noyée et de ses exutoires pendant les fortes crues.

La considération de deux hydrogrammes, un pour l'exutoire de base (vidange) et un pour le trop-plein, même si elle peut paraître relativement simple, a donné des résultats très satisfaisants et met en évidence les différences, existant du point de vue hydraulique, entre ces deux types d'exutoires.

Ce niveau du modèle permet aussi de tenir compte d'un stockage supplémentaire dans la zone noyée pendant les crues, dû à l'impossibilité pour le réseau de drainage d'évacuer rapidement vers l'exutoire de très grands volumes d'eau.

* *

*

L'utilisation du modèle BEMER a permis la reconstitution fidèle des hydrogrammes des sorties des aquifères karstiques. La qualité de la reconstitution dépend du nombre et de la précision des données utilisées. Dans le cas de séries chronologiques longues comme celles concernant le système karstique de la Fontaine de Vaucluse, les débits sont reconstitués avec une fidélité qui atteint 85 %.

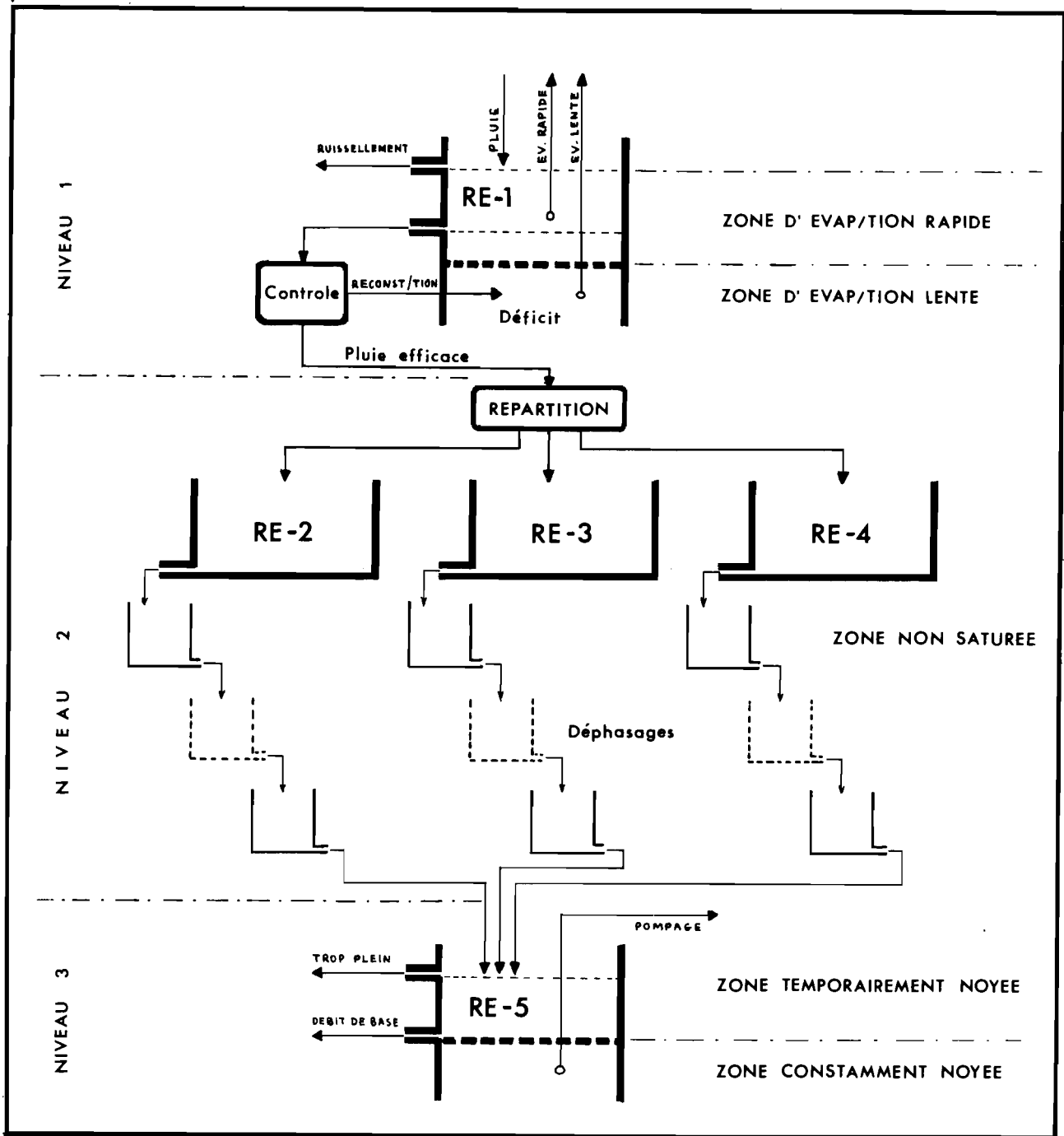


Fig. 5.1.

La mise au point du modèle BEMER a précisé les conceptions qualitatives et quantitatives de départ et permis la compréhension plus profonde des phénomènes entrant en jeu et par cela même de la structure et du comportement hydrodynamique des systèmes aquifères karstiques. La linéarité du système, le type de son alimentation (infiltration lente ou rapide), l'importance de la zone noyée, le calcul du trop-plein et de l'emmagasinement supplémentaire dans la zone noyée pendant les crues sont des phénomènes que nous avons pu mettre en évidence et évaluer grâce au modèle.

Dans le cadre de notre travail de recherche nous avons dû laisser de côté quelques applications possibles de ce type de modèle. Cependant il est parfaitement possible d'envisager l'utilisation du modèle à des systèmes déjà exploités de façon à permettre l'évaluation et la prévision non seulement des réserves d'eau situées au-dessus du niveau de base, mais aussi des réserves profondes exploitables par pompage et le cas échéant éventuellement rechargeables artificiellement.

Du point de vue de l'hydrogéologie fondamentale on peut envisager l'utilisation de ce modèle pour la comparaison et l'établissement d'une meilleure classification, des aquifères fissurés et karstifiés des roches carbonatées, de type non seulement méditerranéen mais relevant également de conditions climatiques différentes. De plus, on peut apporter des modifications adaptatives telles que l'étude des phénomènes de non-linéarité sur de petits bassins avec des pas de temps inférieurs à un jour.

En conclusion, la modélisation des systèmes karstiques par des modèles déterministes du type du modèle BEMER apparaît comme présentant un intérêt certain non seulement pour des applications pratiques, mais aussi pour pousser plus avant la connaissance fondamentale de ces systèmes.

* * *

*

BIBLIOGRAPHIE

I. - OUVRAGES GENERAUX

- CASTANY (G.), 1968. - Prospection et exploitation des eaux souterraines. Paris , Dunod, 717 p.
- CHOW (V.), - Handbook of Applied Hydrology. New-York, Mc Graw-Hill Book Company.
- DUBREUIL (P.), 1974. - Initiation à l'analyse hydrologique. Paris, Masson - ORSTOM, 216 p.
- PEGUY (C.), 1970. - Climatologie. Paris, Masson.
- REMENIERAS (G.), 1965. - L'hydrologie de l'ingénieur. Eyrolles, Paris, 450 p.
- ROCHE (M.), 1963. - Hydrologie de surface. Paris, Gauthier-Villars, 430 p.
- SCHNEEBELI (G.), 1966. - Hydraulique souterraine. Paris, Eyrolles, 357 p.
- SCHOELLER (H.), 1962. - Les eaux souterraines. Paris, Masson, 642 p.

II. - MODELISATION.

- BOUILLIN (O.), FLANDRIN (J.), FORKASIEWICZ (J.), PALOC (H.), POITRINAL (D.), 1973. - Contribution à la connaissance hydrodynamique d'un réservoir aquifère calcaire d'après l'exemple fourni par la Fontaine de Vaucluse. 2ème Colloque Intern. sur les eaux souterraines. Palerme (Italie) 28-30 avril 1973.
- CHEMIN (J.), 1974. - Essai d'application d'un modèle mathématique conceptuel au calcul du bilan hydrique de l'aquifère karstique de la Source du Lez. Thèse 3° cycle, Fac. Sc. Montpellier.
- CORMARY (Y.), GUILBOT (A.), 1971. - Ajustement et réglage des modèles déterministes. Méthode de calage des paramètres. La Houille Blanche, n° 2, 1971, pp. 131-140.
- DEGALLIER (R.), 1972. - Un modèle de simulation des écoulements superficiels et souterrains : le modèle SIMERO. Bull. du B. R. G. M. , Sec. III, n° 3, 1972, pp. 23-42.
- EMSELLEM (Y.), DE MARSILY (G.), 1969. - Restitution automatique des perméabilités d'une nappe. Le problème inverse et la déconvolution. La Houille Blanche, n° 8, 1969, pp. 861-868.
- GUILBOT (A.), 1975. - Modélisation des écoulement d'un aquifère karstique (liaisons Pluie-Débit). Application aux bassins de Saugras et du Lez. Thèse d'Univ. , USTL Montpellier.
- MANGIN (A.), DE MARSILY (G.), 1971. - Etude des transferts en milieu karstique. Le karst de Baget (Ariège). Publ. du SPEPE, Réunion de Bastia, avril 1971
- POITRINAL (D.), DE MARSILY (G.), 1973. - Relation du type entrée-sortie en hydrogéologie : procédé d'intentification de l'opérateur. Bull. B.R.G.M., Sec. III, n° 2-1973, pp. 119-135.
- ROCHE (M.), 1970. - Les divers types de modèles déterministes. Cahiers ORSTOM, Série Hydrologie, vol. VII, n° 4-1970, pp. 39-66.
- VERDEIL (P.), 1969. - Utilisation pratique de la méthode de Thornthwaite dans l'étude du bilan hydrique des bassins. Mém. du BRGM (Congrès Nat. d'Hydrogéologie), mars-avril 1969, pp. 869-896.

III. - HYDRODYNAMIQUE DANS LE KARST.

- ABD-EL-AL (I.), 1967. - Statique et dynamique des eaux dans les massifs calcaires libano-syriens. Chronique d'Hydrogéologie, n° 10, mars 1967, pp. 75-94.
- AIGROT (M.), 1967. - L'écoulement de la Fontaine de Vaucluse (étude hydrogéologique). Thèse 3° cycle, Fac. Sc. Bordeaux, 104 p.
- BERKALOFF (E.), 1967. - Limite de validité des formules courantes de tarissement de débit. Chronique d'Hydrogéologie, n° 10, mars 1967, pp. 31-41.
- B. R. G. M., 1973. - Le régime des eaux de la Fontaine de Vaucluse. Recueil des mesures effectuées par le Service Géologique National. p. 31.
- CASTANY (G.), 1967. - Introduction à l'étude des courbes de tarissement. Chronique d'Hydrogéologie, n° 10, mars 1967, pp. 23-30.
- DROGUE (C.), 1964. - Contribution à l'étude géologique et hydrométrique des principales résurgences de la région nord-montpelliéraine. Mém. C.E.R.H., Montpellier, 1, pp. 62-121.
- DROGUE (C.), 1967. - Essai de détermination des composantes de l'écoulement des sources karstiques. Evaluation de la capacité de rétention par chenaux et fissures. Chronique d'Hydrogéologie, n° 10, mars 1967, pp. 43-47.
- FORKASIEWICZ (J.), PALOC (H.), 1967. - Le régime de tarissement de la Foux de la Vis. Etude préliminaire. Chronique d'Hydrogéologie, n° 10, mars 1967, pp. 59-73.
- GUERRE (A.), JOSEPH (C.), 1969. - Analyse du tarissement de la source de Safa (Liban) et de ses variations dans le temps. Mém. du B.R.G.M. (Congrès Nat. d'Hydrogéologie), mars-avril 1969, pp. 675-699.
- MANGIN (A.), 1969. - Etude hydraulique du mécanisme d'intermittence de Fontestorbes (Bélesta - Ariège). Annales de Spéléologie, tome 24, fasc. 2, pp. 263-298.
- MANGIN (A.), 1970. - Le système karstique du Baget (Ariège). Note préliminaire. Annales de Spéléologie, tome 25, fasc. 3, pp. 561-580.
- MANGIN (A.), 1970. - Contribution à l'étude des aquifères karstiques à partir de l'analyse des courbes de décrue et tarissement. Annales de Spéléologie, tome 25, fasc. 3, pp. 581-610.
- MANGIN (A.), 1973. - Sur les transferts d'eau au niveau du karst noyé à partir des travaux sur la source de Fontestorbes. Annales de Spéléologie, tome 28, fasc. 1, pp. 21-40.
- MARJOLET (G.), SALADO (J.), 1975. - Etude hydrogéologique de la Source du Lez. Rapport sur le chimisme des eaux. C.E.R.H., Montpellier, p. 123.
- SCHOELLER (H.), 1967. - Hydrodynamique dans le karst (Ecoulement et emmagasinement). Chronique d'Hydrogéologie, n° 10, pp. 7-21.
- SCHOELLER (H.), AIGROT (M.), 1967. - La Fontaine de Vaucluse. Publ. de l'A.I.H.S, Assemblée Générale de Berne. Tome III.
- TRIPET (J.-P.), 1969. - Une méthode d'approche de l'analyse du tarissement d'une source karstique. Etude préliminaire. Mém. du BRGM (Congrès Nation. d'Hydrogéologie) mars-avril 1969, pp. 701-719.

IV. - HYDROGEOLOGIE REGIONALE

- AVIAS (J.), 1964. - Sur la méthodologie en hydrogéologie karstique (d'après l'exemple du Languedoc méditerranéen). Mém. C.E.R.H., Montpellier, t. 1, pp. 5-20.
- DEVUN (Ph.), 1968. - Climat et morphologie dans l'impluvium karstique de Vaucluse. Revue Géograph. des pays méditerranéens. Ophrys, Gap, n° 7, 1970, pp. 93-108.
- DILUCA (J.), 1973. - Contribution à l'étude hydrogéologique de la région de Montarnaud-Grabels-Les Matelles. Thèse de spécialité, U.S.T.L. Montpellier.
- FLANDRIN (J.), PALOC (H.), 1969. - Contribution à la connaissance du réservoir aquifère de la Fontaine de Vaucluse. Résultats des études effectuées en 1967 et 1968. Note préliminaire. Mém. du B.R.G.M. (Congrès Nation. d'Hydrogéologie), avril 1969, pp. 611-643.
- PALOC (H.), 1968. - Connaissances actuelles sur la Fontaine de Vaucluse. Revue Géograph. des pays méditerranéens. Ophrys, Gap, n° 7, 1970, pp. 75-83.
- WEYDERT (P.), 1968. - Le karst des monts de Vaucluse. Revue Géographique des Pays Méditerranéens. Ophrys, Gap, n° 7, 1970, pp. 85-91.
-

ANNEXE A

LA PROGRAMMATION DU MODELE BEMER

-

Le programme du modèle BEMER a été mis au point sur l'ordinateur IBM 360/65 du Centre Universitaire de Calcul de Montpellier. La programmation a été réalisée en FORTRAN IV.

Le programme en l'état actuel nécessite une mémoire de 60 K, plus 18 K pour chaque année à traiter. Le temps de calcul CPU (unité centrale) sur une machine IBM 360 est de l'ordre de 25 sec. pour le traitement complet des données de deux ans. Chaque année supplémentaire nécessite environ 8 à 10 sec.

La représentation graphique des résultats a été faite sur une table traçante BENSON à l'aide du programme BEEIK, qui est indépendant du programme BEMER.

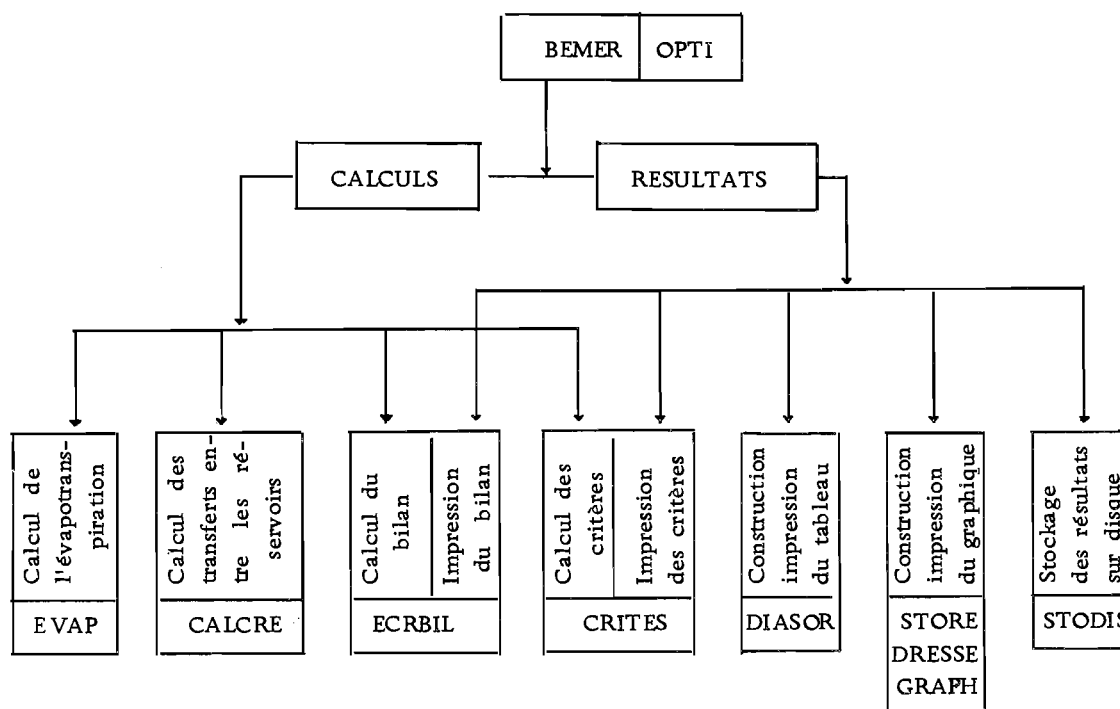
Nous donnons les listings de ces deux programmes dans les annexes C et D.

A.1- L'EVOLUTION DU PROGRAMME BEMER.

Le programme BEMER a suivi l'évolution du modèle. Au début du travail un petit programme a servi à tester les idées fondamentales qui constituent la base du modèle. Le programme exécutait les opérations suivantes :

- a.- Entrée et impression des données concernant les paramètres du modèle.
- b.- Entrée des données hydrologiques.
- c.- Calcul de l'évapotranspiration potentielle journalière.
- d.- Calcul des transferts entre les réservoirs du modèle.
- e.- Construction et impression d'un tableau avec les résultats journaliers.

Le principal inconvénient de cette première version était la présentation des résultats sous forme de tableau ce qui ne facilitait guère le réglage des paramètres du modèle. Nous avons donc décidé d'écrire un sous-programme réalisant la représentation graphique des données et des résultats. Au cours de ce travail nous avons fractionné le programme précédent en sous-programmes répartis de la façon suivante :



- EVAP calcule d'abord les paramètres constants de l'ensoleillement. Au début de chaque année il calcule l'évapotranspiration potentielle mensuelle d'après la méthode de THORNTHWAITE. L'ETP journalière est calculée ensuite pour chaque jour, par interpolation des valeurs mensuelles.
- CALCRE construit au début de chaque passage les tableaux TAB relatifs au calcul du trop-plein (voir § 3.4.3.2). Le même sous-programme calcule ensuite les transferts entre les cinq réservoirs du modèle et les débits journaliers des sorties.
- ECRBIL enregistre au début de chaque année les volumes contenus dans les réservoirs. Chaque jour il accumule les valeurs journalières de la pluie, de l'ETR, du ruissellement, du pompage et des sorties calculées et mesurées. A la fin de chaque année imprime le bilan annuel et le bilan global.
- CRITES sert au calcul des critères de la simulation. Chaque jour il accumule les différences absolues entre les débits mesurés et les débits calculés. Le calcul des sept critères se fait en tenant compte du débit fourni par les réservoirs RE-2, RE-3 et RE-4 (forts, moyens ou faibles débits).
- DIASOR imprime le tableau analytique avec les valeurs journalières des débits et des niveaux du modèle. Chaque ligne du tableau correspond à un pas de temps. Ce tableau est issu de la 1ère version du programme.
- STORE fait le stockage de dix variables correspondant à chaque pas de temps. Ces variables sont les suivantes : pluie, évapotranspiration réelle, ruissellement, déficit dû à l'évapotranspiration, pompage, débits de base calculés et mesurés et débits de trop-plein calculés et mesurés.

- DRESSE cherche la valeur maximale de chaque variable stockée et calcule sept échelles pour le graphique.
- GRAPH fait l'impression d'une ligne du graphique pour chaque pas de temps. La courbe qui a la plus grande amplitude est celle du débit de base. Les échelles des autres courbes ont été calculées de façon à donner des amplitudes plus faibles.
- STODIS fait le stockage des résultats sur un disque, afin de les utiliser éventuellement avec le programme BEEIK et la table traçante BENSON.

Dans la troisième version du programme tous les sous-programmes précédents sont contrôlés par le sous-programme BEMER en fonction du type des entrées dont on dispose (nombre des stations pluviométriques, pompage, etc.) et du type des sorties désiré (tableau, graphique, etc.).

Dans la même version nous avons ajouté finalement le sous-programme OPTI qui permet par itérations successives le réglage automatique d'un ou plusieurs paramètres du modèle et contrôle le sous-programme BEMER.

A.2- LA PERFORATION DES DONNEES ET L'IMPRESSION DES RESULTATS.

La première carte lue par le programme principal concerne les paramètres servant au réglage automatique. LOMPTE est le nombre maximum des itérations, NOPARA le nombre des paramètres à régler automatiquement (maximum six paramètres), METAB est le code du paramètre à régler (1 = surface du bassin A, 2 = répartition de la pluie efficace EKT, 3 = $K(2) + K(3) + K(4)$, 4 = $K(2) + K(4)$, 5 = $K(3)$, 6 = déphasage minimum RCONST, 7 = RVARIA, 8 = évapotranspiration réelle HINF(1), 9 = trop-plein HRUIS(5), 10 = RAP(5), 11 = $K(5)$ et HRUIS(5)), DIAF l'amélioration minimale du critère de la simulation pendant la dernière itération, nécessaire pour effectuer une nouvelle itération et LUR le numéro du critère utilisé.

La seconde carte est lue par le sous-programme BEMER et comprend les paramètres suivants : NCOM est la première date et NFIN la dernière date de la série chronologique à traiter, A est la surface du bassin versant en km² et PLATOS la latitude moyenne du bassin.

KOP, LOP, MOP, JOK, JOL, JOM sont des codes prenant les valeurs 1 ou 0 et contrôlant les entrées et les sorties. Si KOP = 1 et LOP = 1 on demande l'impression du tableau analytique et du graphique respectivement. Si MOP = 1 on charge les résultats sur un disque, pour les utiliser ensuite avec le programme BEEIK. JOK = 1 ou JOL = 1 signifient que dans les blocs des données hydrologiques existent des débits de trop-plein ou des débits de pompage respectivement. Si JOM = 1, les débits de trop-plein seront regroupés avec les débits de base (débits globaux du système) dans les sorties.

CIGN sont les 12 symboles utilisés dans le graphique. Les deux premiers sont obligatoirement le blanc et l'apostrophe. Les dix suivants correspondent aux paramètres : PL(1), PUIS(1), EV(1), SEV(1), SEV(5), RUIS(2)+ RUIS(3)

+ RUIS(4), RUIS(5), ENF(5), DEBTRP, DEBBAS.

Les neuf cartes suivantes contiennent les paramètres des réservoirs. Chaque carte a cinq valeurs (une pour chaque réservoir) d'un même paramètre. Les neuf cartes correspondent aux paramètres suivants : K, HINI, HINF, HRUIS, RAP, EXNI, U, V et SEVN. HINI est la hauteur initiale de l'eau dans les réservoirs, RAP sert au calcul du trop-plein, EXNI est le coefficient de non-linéarité des réservoirs, U et V servent au calcul des déficits et SEVN est le déficit initial.

La carte suivante (n° 12) introduit les paramètres suivants : KOTEMP (constante de temps), EKT (coefficient de répartition de la pluie efficace dans les réservoirs RE-2, RE-3, RE-4), RCONST (déphasage minimum en jours entre l'entrée et la sortie) et RVARIA (coefficient contrôlant le déphasage maximum).

La carte n° 13 concerne les stations pluviométriques : NS est le nombre des stations utilisées (maximum : 10 stations) et POUR les fractions du bassin versant correspondant à chaque station.

Les dix cartes suivantes introduisent les commentaires imprimés à la tête du graphique.

Les trois dernières cartes décrivent le FORMAT de perforation des données hydrométriques qui suivent. La première carte concerne la pluviométrie, la deuxième les débits mesurés et la troisième les températures.

Viennent ensuite les données hydrologiques en blocs. Chaque bloc comprend toutes les données d'une année avec la série suivante :

- a.- Pluviométrie - NS stations par 31 cartes
- b.- Débit de base - 31 cartes
- c.- Débit de trop-plein - 31 cartes (Si JOK = 1)
- d.- Débit de pompage - 31 cartes (Si JOL = 1)
- e.- Températures moyennes mensuelles - 1 carte.

Il faut remarquer ici que le nombre total des blocs (nombre des années) doit couvrir entièrement l'espace défini par les dates NCOM et NFIN, mais il ne faut pas mettre de blocs inutiles (années supplémentaires). Les cartes de la pluviométrie doivent avoir la valeur 999,9 mm aux dates qui n'existent pas : 29 ou 30 et 31 février, 31 avril, 31 juin, 31 septembre et 31 novembre.

L'impression des résultats se fait soit sous la forme d'un tableau (quand KOP = 1), soit sous la forme d'un graphique (quand LOP = 1), avec une ligne pour chaque pas de temps. Le tableau est particulièrement utile pour examiner l'évolution des niveaux dans les réservoirs. Par contre le graphique donne très rapidement des renseignements sur la qualité de chaque simulation.

Sur le graphique apparaissent diverses informations comme les commentaires, les symboles utilisés et les échelles correspondant à chaque courbe. Un nombre à la fin de chaque ligne donne le déphasage moyen en jours entre l'entrée et la sortie pour chaque pas de temps.

* *

*

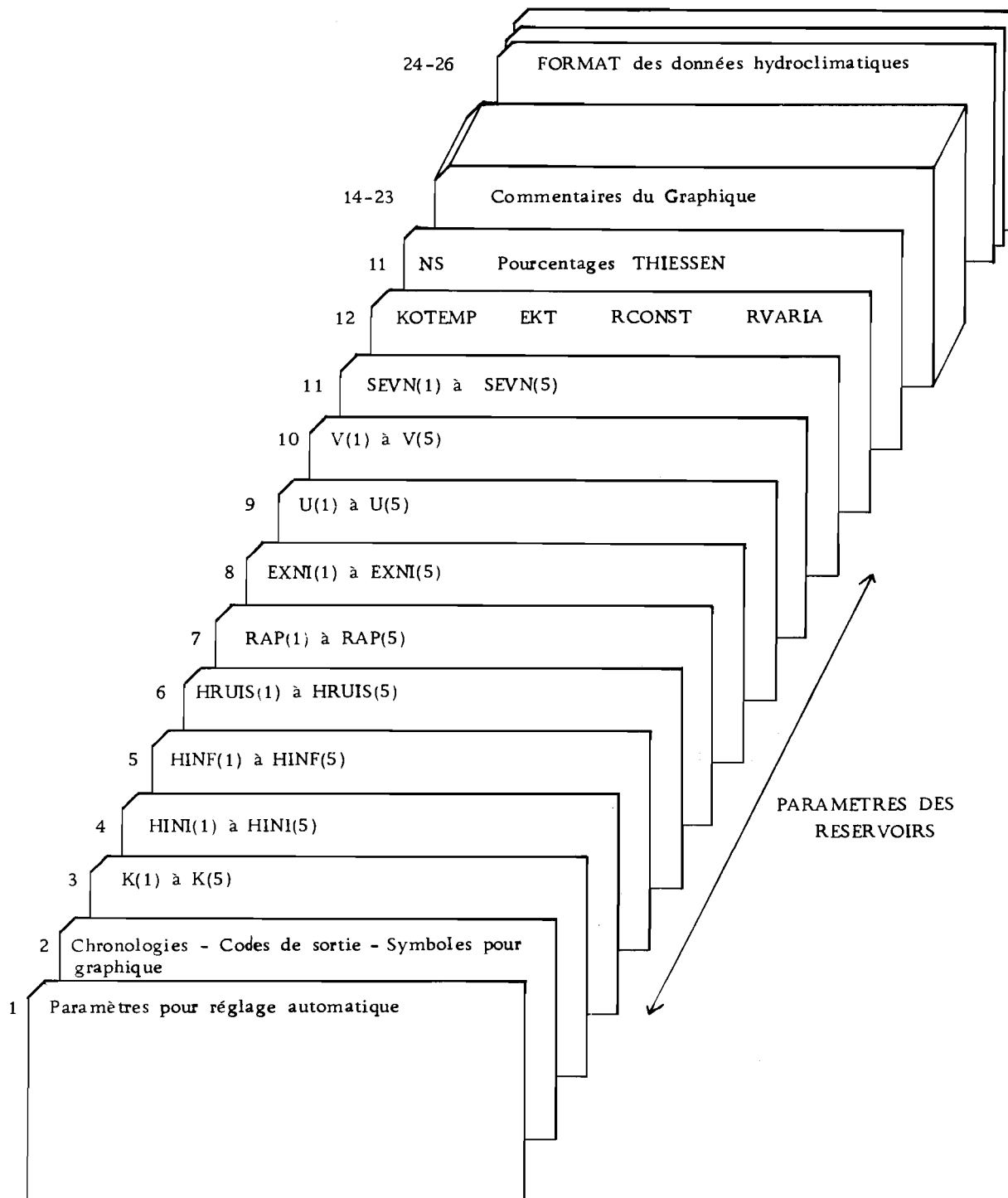


Fig. A. 1- CARTES D'ENTREE DES PARAMETRES DU MODELE BEMER.

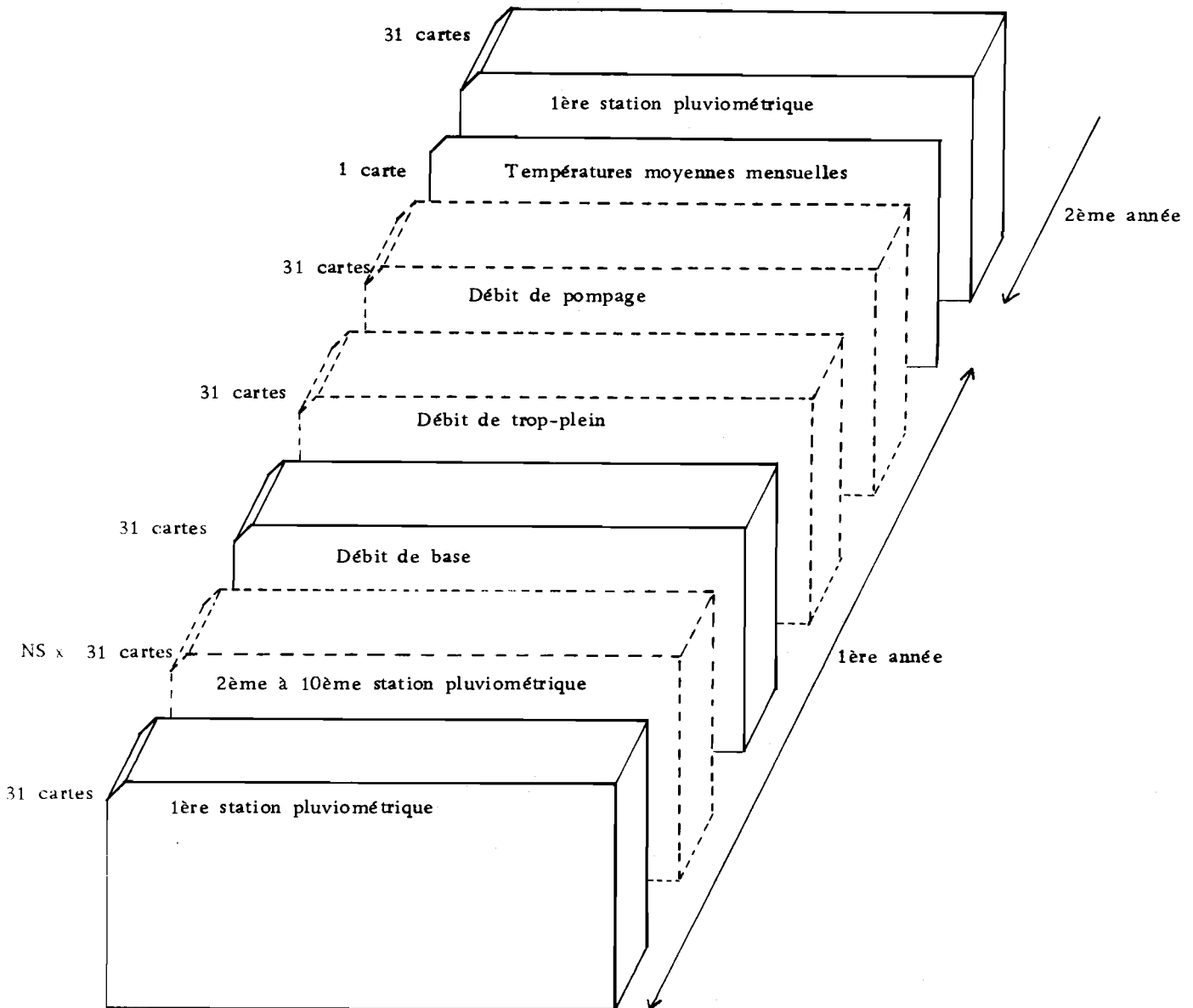


Fig. A.2- COMPOSITION D'UN BLOC ANNUEL DE DONNEES HYDROCLIMATIQUES.

PROGRAMME PRINCIPAL

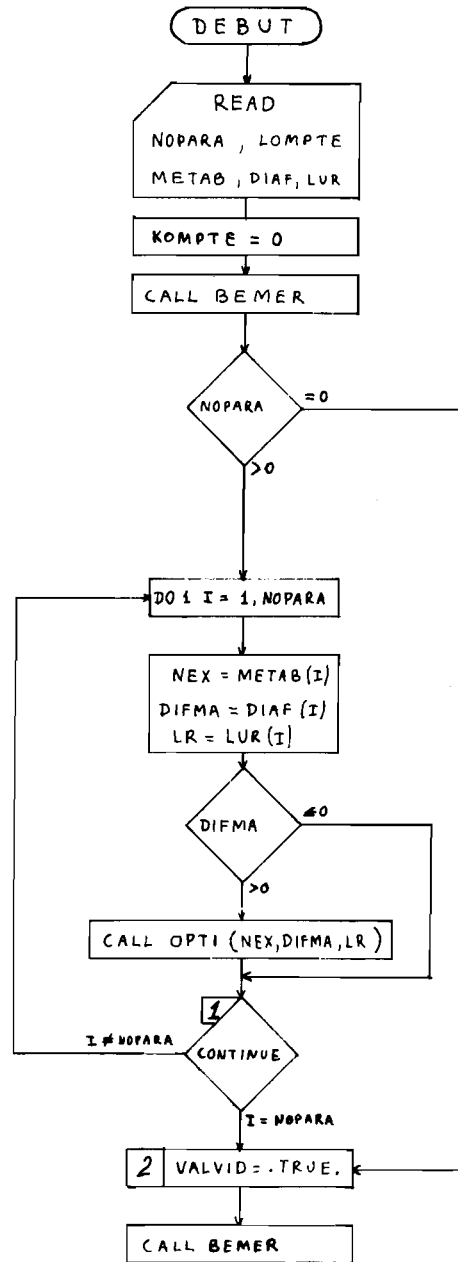


Fig. A.3

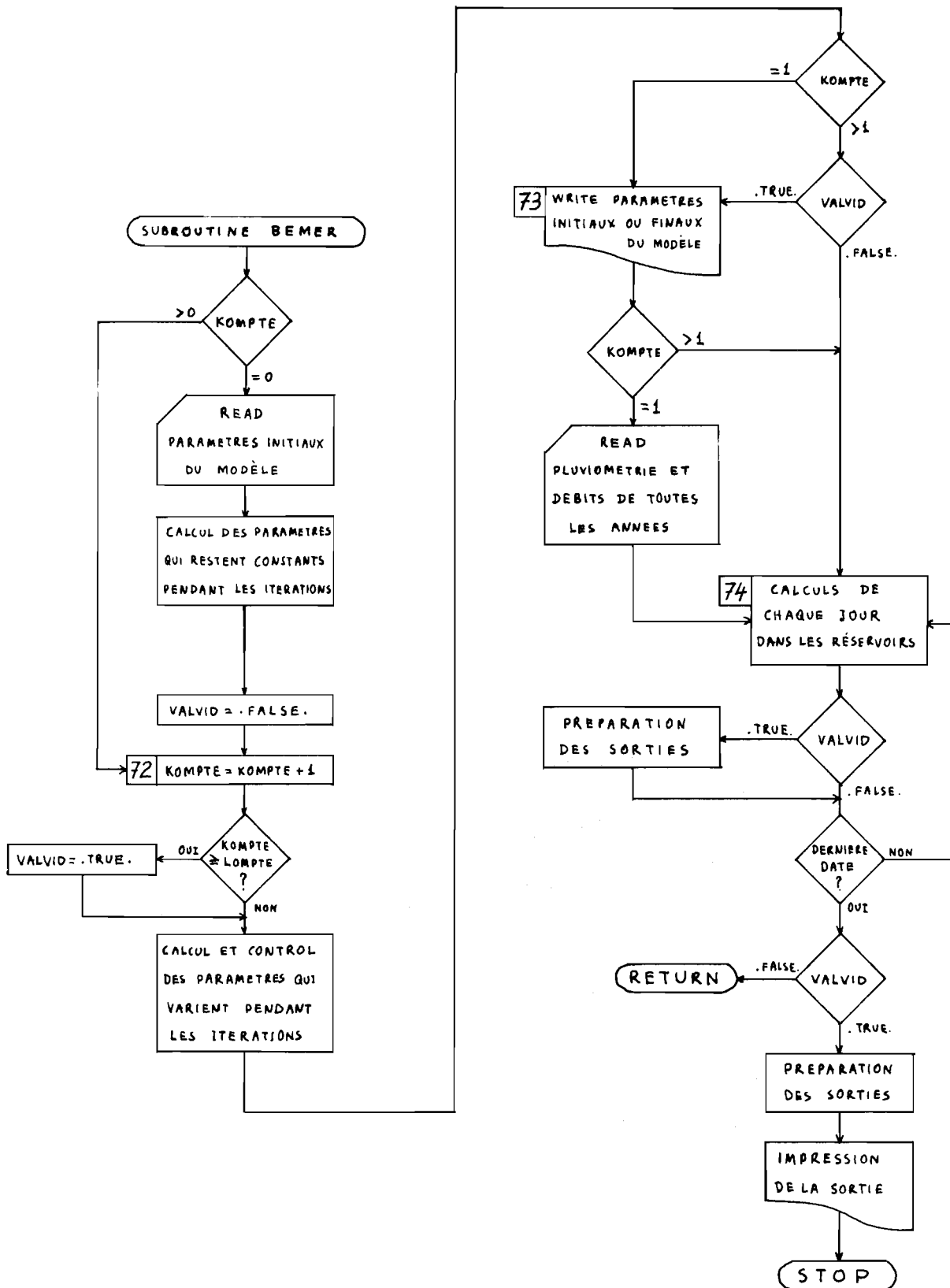


Fig. A.4

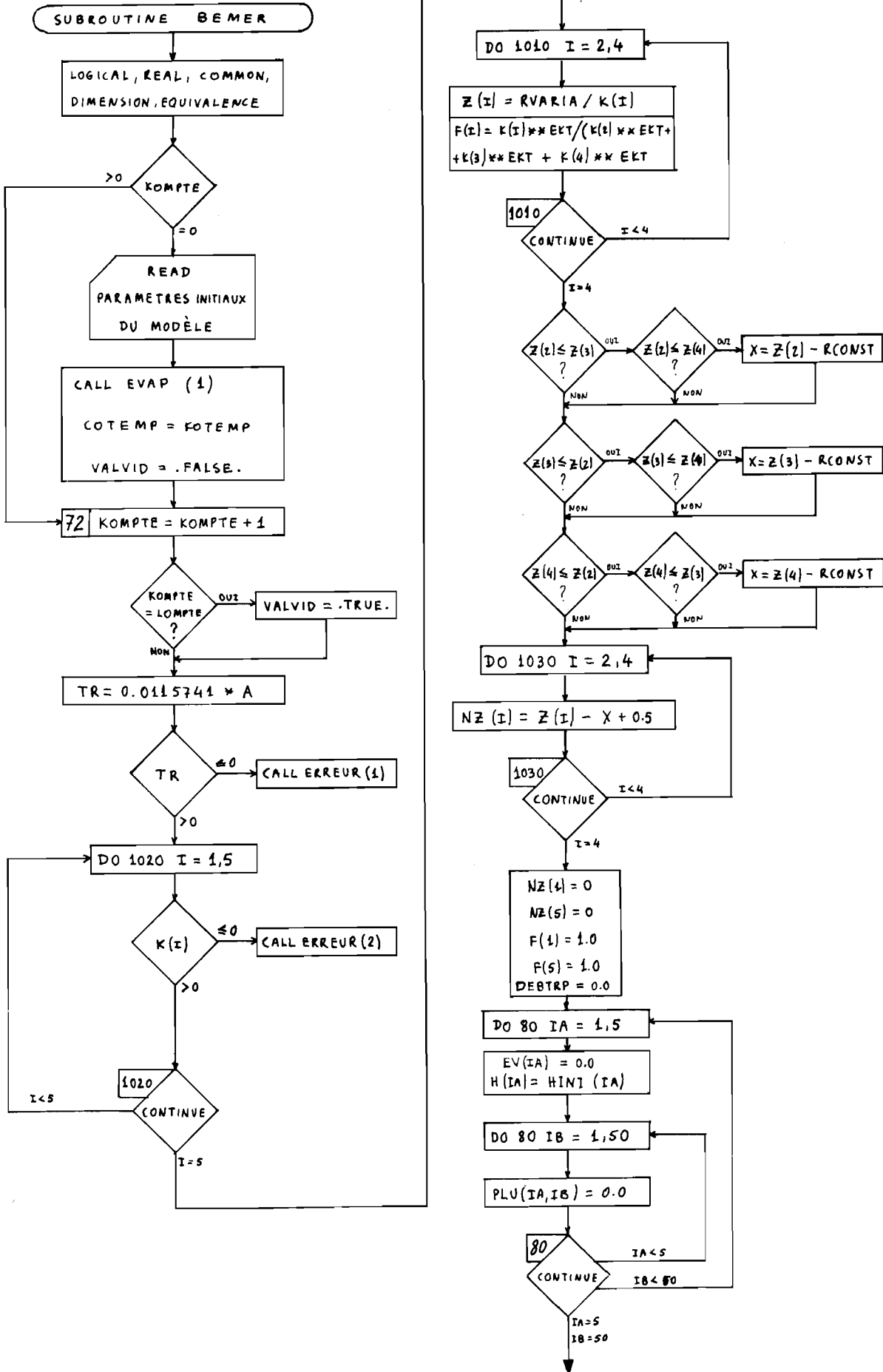


Fig. A.5

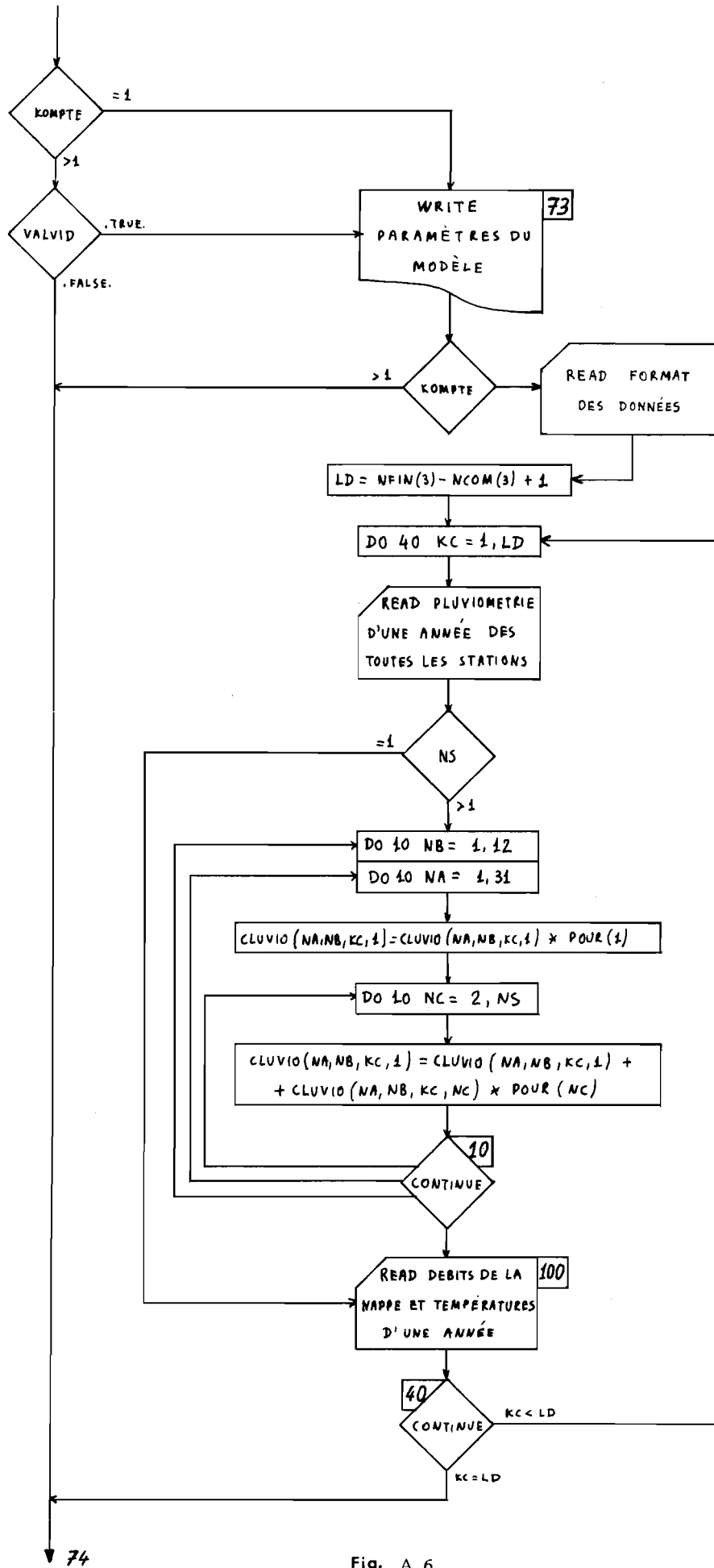


Fig. A.6

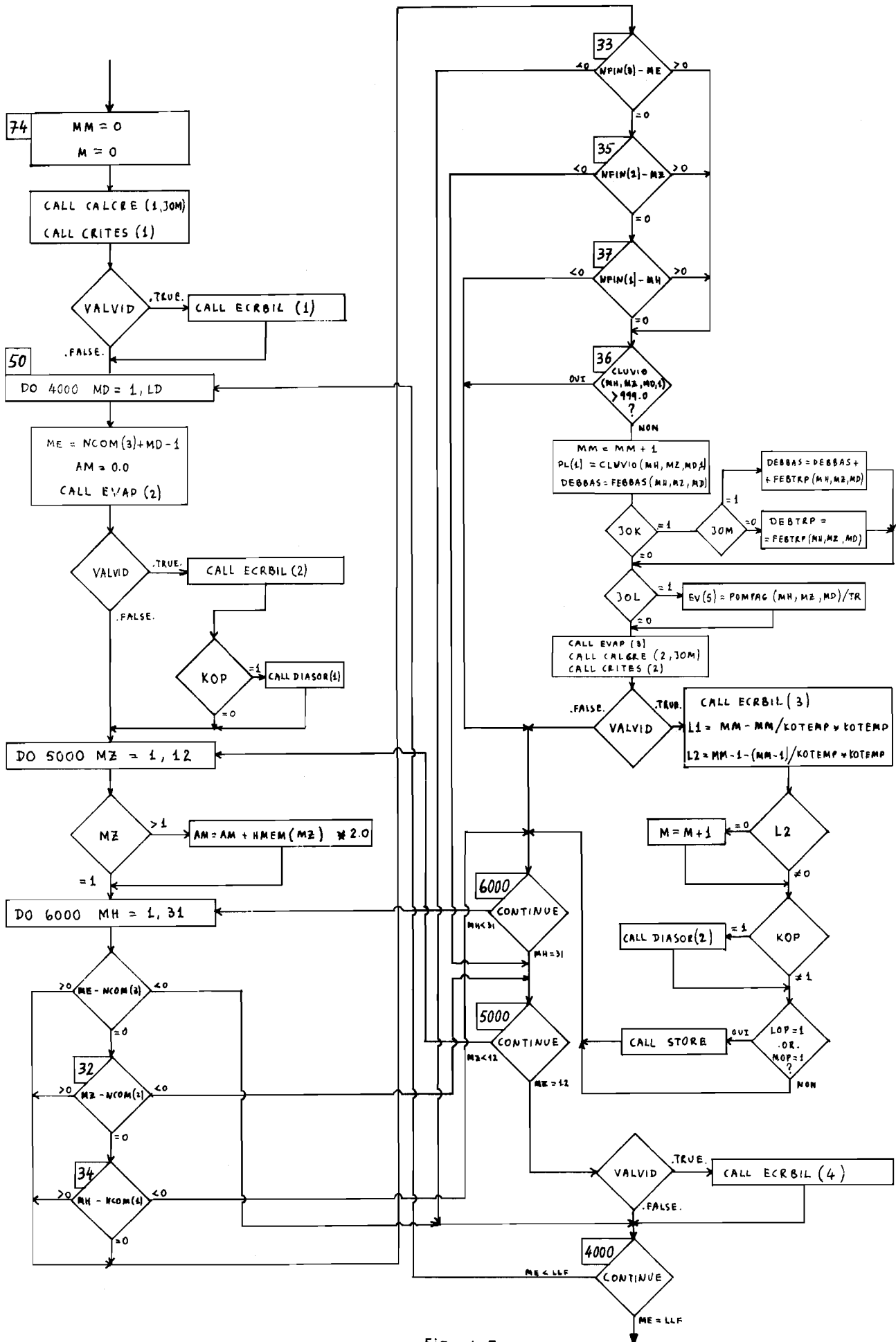


Fig. A.7

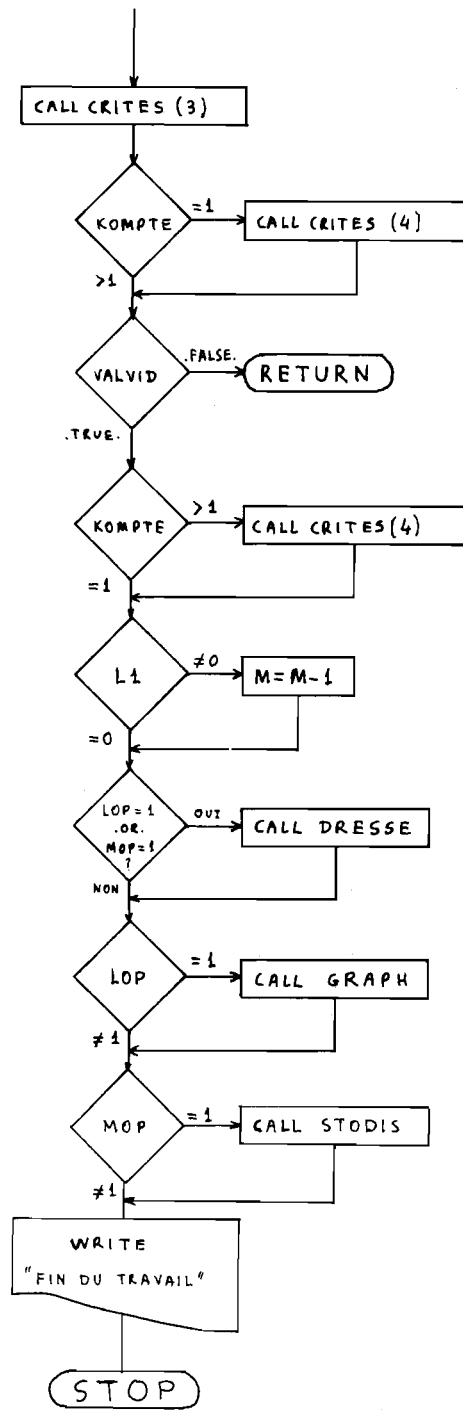


Fig. A.8

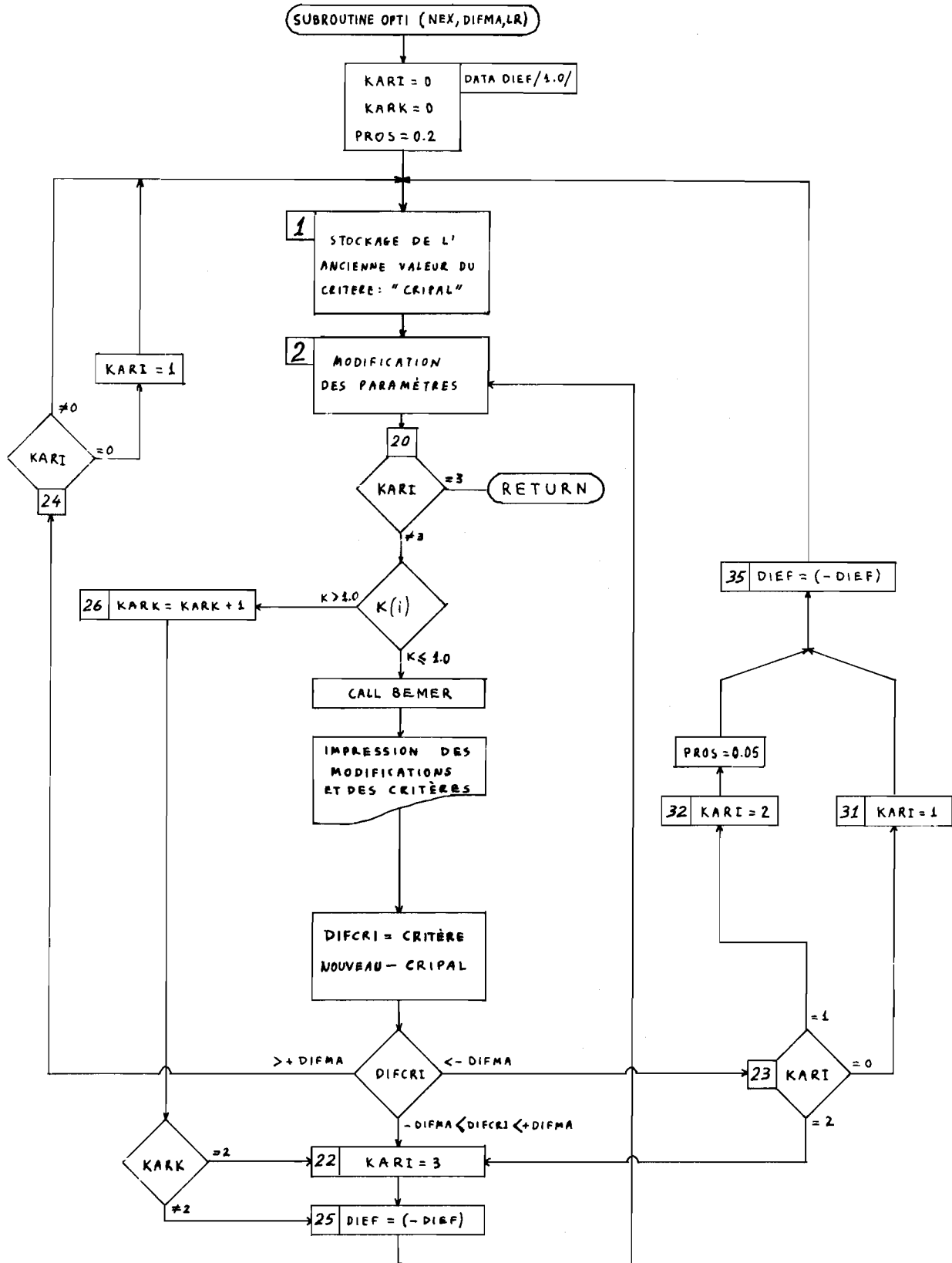


Fig. A.9

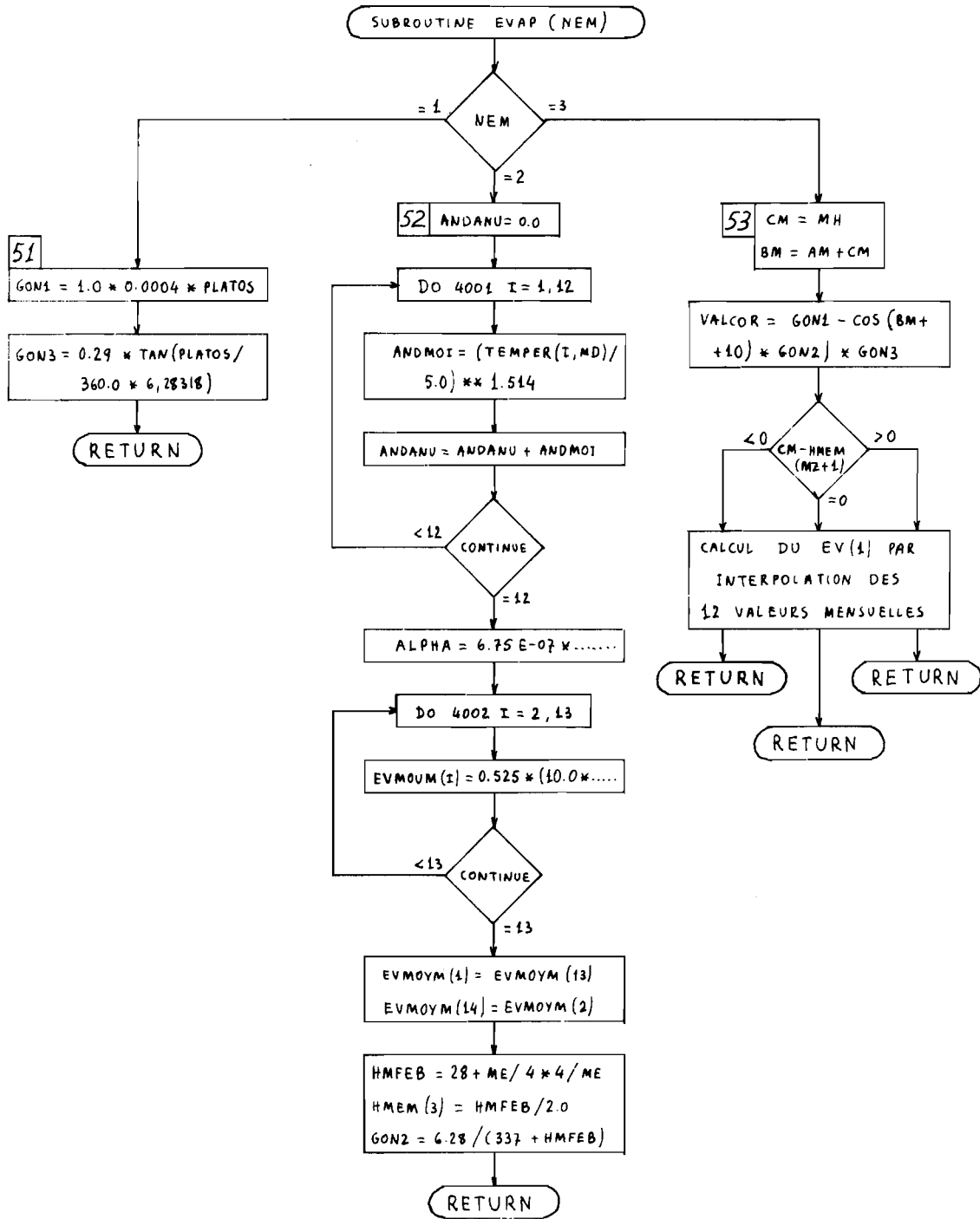


Fig. A.10

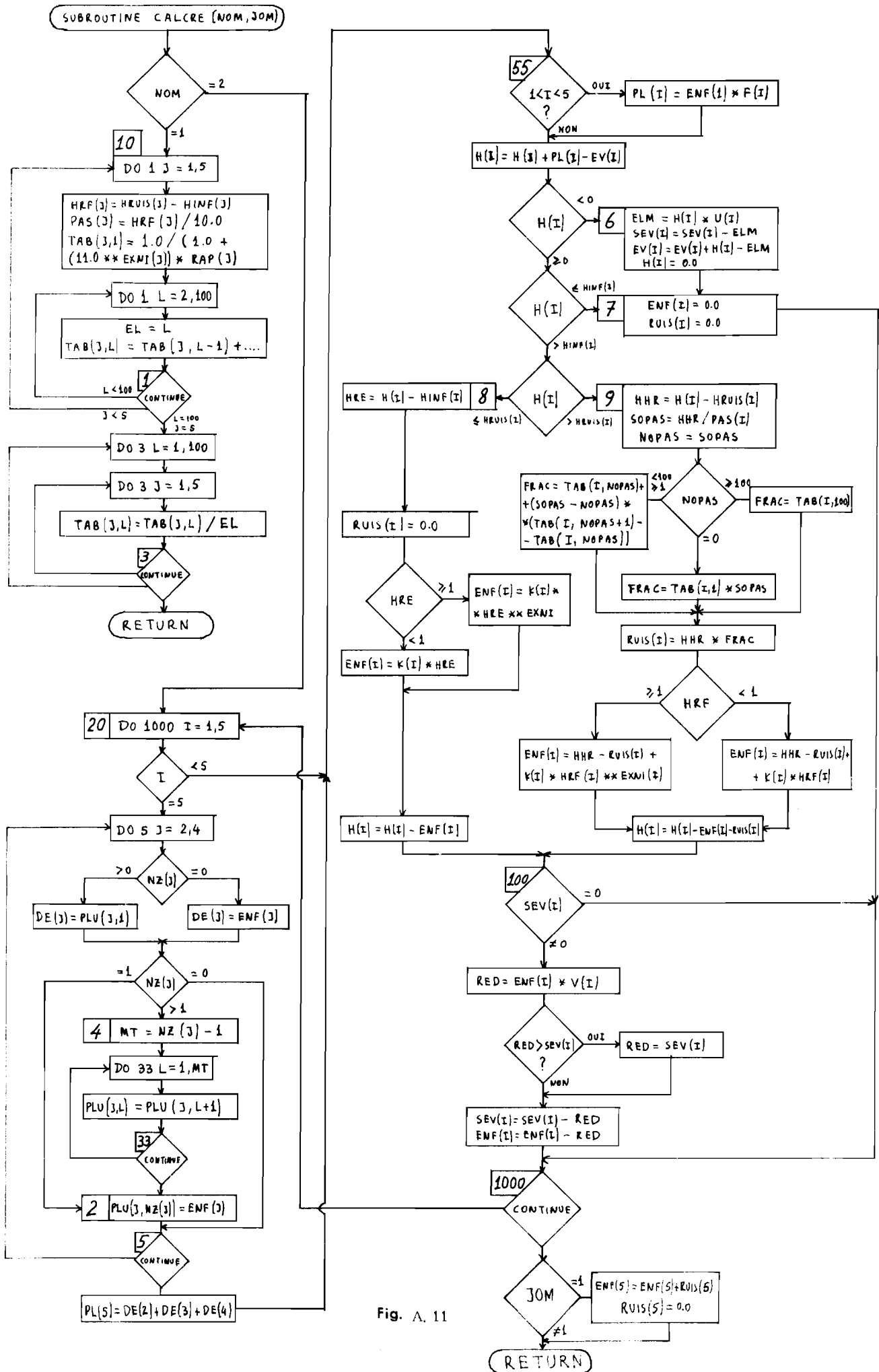


Fig. A. 11

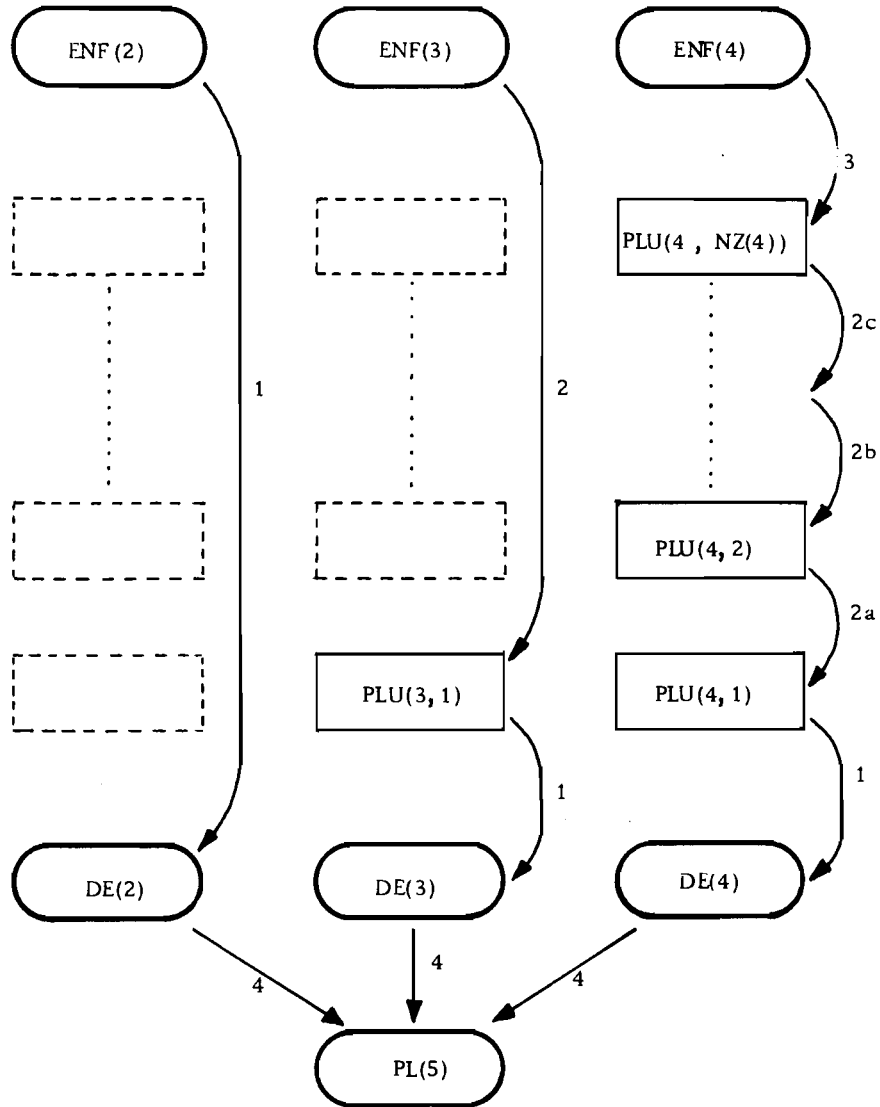


Fig. A.12 - CREATION DES TROIS DEPHASAGES PLU(2), PLU(3), PLU(4) D'UNE DUREE DE 0,1 et NZ(1) JOURS RESPECTIVEMENT. LES NUMEROS INDIQUENT LA SUCCESSION DES OPERATIONS DE TRANSFERT.

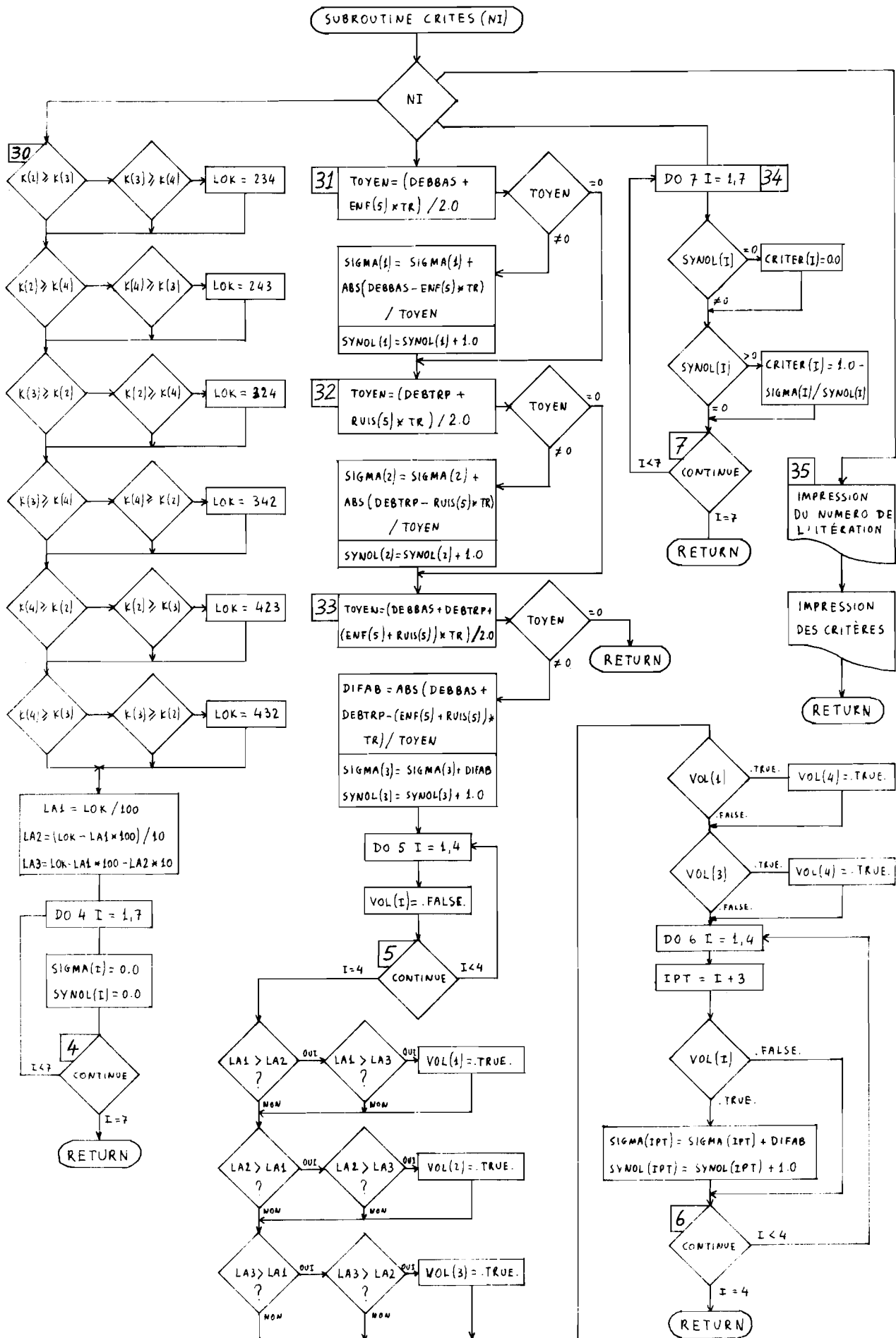


Fig. A. 13

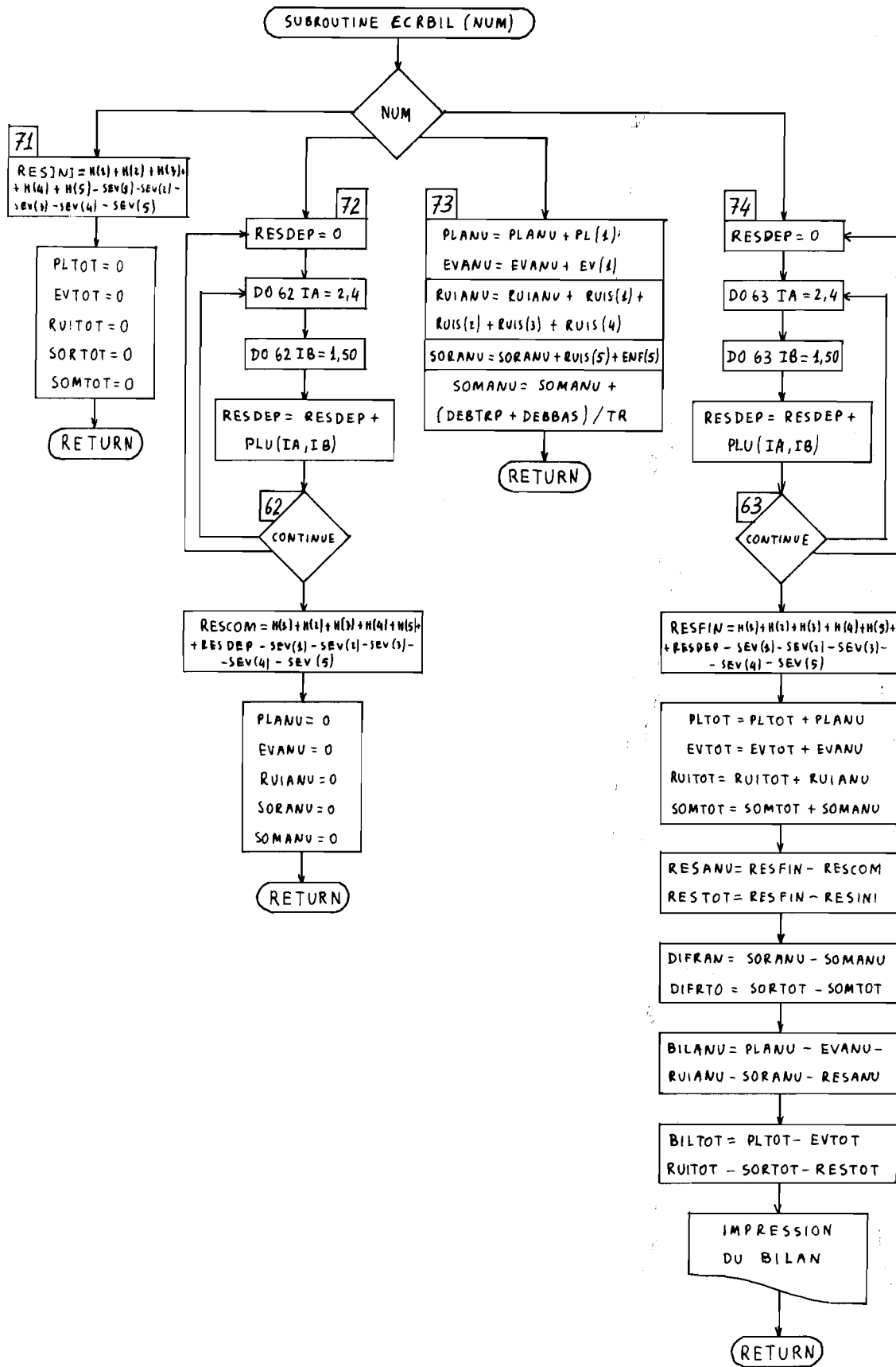


Fig. A.14

ANNEXE B

LE REGLAGE DES PARAMETRES DU MODELE BEMER

-

B.1- OPTIMISATION DES PARAMETRES CONTROLEE PAR L'OPERATEUR.

D'après cette méthode de réglage, l'utilisateur dispose de la possibilité de modifier librement n'importe quel paramètre du modèle, après chaque passage à l'ordinateur. Cette possibilité donne une grande souplesse aux opérations du réglage, car on peut modifier plusieurs valeurs à la fois.

B.1.1- Les valeurs initiales.

Afin de procéder à un réglage simple du modèle, on doit d'abord, neutraliser la partie du programme réalisant le réglage automatique. Pour cela on met dans la première carte les données LOMPT = 1 et NOPARA = 0.

La deuxième carte ne présente pas de problèmes. Si la surface du bassin A n'est pas bien définie, on peut donner une valeur approximative.

Ensuite, on donne les valeurs suivantes sur les cartes des paramètres des réservoirs :

- a.- Carte des K(I) : $K(1) = 1,0$, $K(2) = K(3) = K(4) = 0,100$ pour les petits bassins de 0,050 pour les grands, $K(5) = 1,0$.
- b.- Carte de HINI(I) : Les cinq paramètres prennent la valeur zéro, étant donné qu'on ne connaît pas pour l'instant le remplissage initial des réservoirs. Si la période du réglage commence en hiver, on peut mettre $HINI(1) = HINF(1)$, pour le réservoir RE-1.
- c.- Carte des HINF(I) : $HINF(1) = 30$ mm environ, les autres HINF(I) prennent la valeur zéro.
- d.- Carte des HRUIS(I) : On met 500 mm à tous les réservoirs afin d'empêcher le fonctionnement du trop-plein, même si le système dispose de trop-plein, car les premiers ajustements se font toujours à partir des débits globaux (base + trop-plein).
- e.- Carte des RAP(I) : Tous les paramètres égaux à zéro.
- f.- Carte des EXNI : Tous les paramètres égaux à 1,0.
- g.- Carte des U, V, SEVN : Tous les paramètres égaux à zéro.

Dans la carte suivante (n° 12) on donne KOTEMP = 1 à 3 jours. EKT = 0,0 , RCONST = 0,0 et RVARIA = 0,0.

Pour les autres cartes il n'y a rien de particulier à mettre.

B.1.2- Le réglage des paramètres.

Pendant les premiers passages à l'ordinateur on fait les corrections suivantes :

- a)- Si la différence CALC.-MES. du BILAN est trop négative ou positive, on diminue ou on augmente HINF(1) afin de modifier l'importance de l'ETR. Une diminution de HINF(1) va conduire à l'apparition des petites crues "parasites" pendant les périodes de tarissement, si évidemment il y a eu des pluies. La valeur optimale de HINF(1) est celle qui donne la meilleure simulation de ces petites crues. Il ne faut pas, toutefois, tenir compte des premières crues de l'automne qui sont habituellement influencées, soit par une longue sécheresse de l'été, soit par le déficit créé par la baisse du niveau de la nappe pendant son tarissement, et dont le réglage se fait à l'aide du paramètre U(1).

Si après le réglage de HINF(1) la différence CALC.-MES. reste toujours négative ou positive, on a intérêt à modifier convenablement la surface du bassin A. Dans ce cas, il faut tenir compte principalement des hydrogrammes des saisons humides, qui ne sont pas influencés par l'évapotranspiration ou la grande hétérogénéité de la répartition de la pluie sur le bassin versant observée fréquemment en été.

Il faut, enfin, remarquer qu'un bon réglage du bilan est essentiel pour le réglage des autres paramètres.

- b)- Si les crues de l'hydrogramme calculé sont trop amplifiées et les tarissements trop rapides on diminue (environ 20 % chaque fois) les valeurs de K(2), K(3), K(4), jusqu'à obtenir un hydrogramme calculé avec des crues légèrement plus faibles que les crues observées. Afin d'améliorer encore l'hydrogramme calculé, on augmente aux passages suivants la valeur de K(I) d'un des réservoirs RE-2, RE-3, RE-4 (ces trois réservoirs sont équivalents), pour obtenir des crues plus fortes, et on diminue K(I) d'un autre réservoir afin d'obtenir des tarissements plus lents.

Le choix des K(2), K(3), K(4) est très important pour le réglage final du modèle. On arrive rapidement à un résultat satisfaisant, si on prend le soin de comparer chaque fois les nouveaux résultats avec les anciens, afin de déterminer l'évolution positive ou négative du réglage.

- c)- Si on constate un déphasage de quelques jours entre les montées des crues observées et des crues calculées, on procède à la correction en agissant sur le paramètre RCONST.
- d)- Si les premières pluies après les tarissements donnent toujours des crues calculées beaucoup plus amplifiées que les crues observées (après le réglage de HINF(1)), on procède au réglage du U(1) et du V(1) en donnant les valeurs 0,200 et 0,800 respectivement. On rap-

pelle que $U(1)$ règle la création du déficit $SEV(1)$ (volume total du déficit) et $V(1)$ la vitesse de sa reconstitution. On remarque aussi que si pendant les réglages suivants on change la valeur du $HINF(1)$ on doit reprendre au début le réglage de $U(1)$ et $V(1)$.

- e)- Après les premiers passages si on constate que le début de l'hydrogramme calculé présente des débits relativement faibles, on peut mettre une quantité d'eau dans les réservoirs afin de simuler l'état initial du système. On donne donc, des valeurs convenables aux $HINI(2)$, $HINI(3)$ et $HINI(4)$. Il est recommandé d'éviter le commencement de la période de réglage pendant une crue, car à ce moment le contenu des réservoirs est mal connu. Si on commence par une décrue ou un tarissement, on sait que presque toujours $HINI(2) = 0$ et $HINI(3) < HINI(4)$.
- f)- Dans un grand nombre de cas on peut constater, après quelques passages, que la modification des $K(2)$, $K(3)$ et $K(4)$ n'apporte pas d'amélioration sensible à la forme de l'hydrogramme : les crues restent un peu "larges" et les tarissements donnent des débits inférieurs aux débits observés. Afin de corriger ce défaut on agit sur le paramètre EKT . Plus EKT est petit (on peut donner des valeurs négatives) plus la pluie efficace se dirige vers le réservoir de faible $K(I)$. Cette modification provoque une augmentation des débits de tarissement et une baisse des débits des crues. Ce dernier fait oblige d'ailleurs à un nouveau réglage (augmentation) des $K(I)$ élevé, afin de reproduire l'amplitude désirée des crues.
- g)- Dans le cas des pluies extrêmement intenses ($i > 100 \text{ mm/j}$), il est possible de faire écouler une partie de la pluie comme ruissellement superficiel en diminuant convenablement le $HRUIS(1)$. D'autre part, il faut vérifier toujours, que les $HRUIS(2)$, $HRUIS(3)$ et $HRUIS(4)$ sont suffisamment grands et que les trois réservoirs intermédiaires ne donnent pas de trop-plein.
- h)- Réglage du trop-plein du système. Quand le système dispose d'un trop-plein, on peut procéder à la simulation de son hydrogramme, dès qu'on a réalisé un hydrogramme des débits globaux satisfaisant.
- On diminue d'abord le $HRUIS(5)$ pour obtenir un trop-plein approximativement pendant les mêmes périodes que le trop-plein observé. On constatera que pendant ces mêmes périodes le débit de base reste constant. En augmentant légèrement le $RAP(5)$ (par exemple $RAP(5) = 0,020$) on obtient des variations du débit de base pendant les crues. Après quelques combinaisons des paramètres $HRUIS(5)$ et $RAP(5)$ on obtient un hydrogramme de trop plein relativement satisfaisant.
- Si on veut améliorer encore le résultat, on diminue $K(5)$ et en même temps on augmente $HRUIS(5)$ de façon à ce que le produit $K(5).HRUIS(5)$ reste constant. On doit cependant remarquer qu'un $K(5)$ trop faible peut gêner le réglage du modèle, car il provoque l'arrondissement des pointes de crues de l'hydrogramme de la base.
- i)- Réglage des réservoirs non linéaires. Il est possible que lorsque les débits du système sont relativement forts ($> 10 \text{ mm/j}$) apparais-

sent des phénomènes de non-linéarité entre la charge et le débit. Dans ce cas l'hydrogramme calculé donne, pendant les crues, des débits plus élevés que l'hydrogramme observé. Quand on est sûr que cette différence n'est pas due à une mauvaise distribution de la pluie sur le bassin versant ou à une erreur au réglage des K(I) ou EKT, on peut diminuer légèrement le EXNI(5) en donnant des valeurs entre 0,5 et 1,0. La création des réservoirs non-linéaires doit être accompagnée toujours par des observations et mesures de terrain prouvant l'existence de phénomènes de non-linéarité entre la charge et le débit.

B.2- UTILISATION D'UNE GRILLE DE VALEURS POUR L'OPTIMISATION DES PARAMETRES.

Cette méthode est particulièrement utile quand on veut optimiser un ou plusieurs paramètres au cours d'un passage seulement, mais présente le grand inconvénient de n'être applicable que lorsque on a déjà atteint une simulation assez bonne par la méthode précédente. Si on utilise le réglage automatique pour l'optimisation des paramètres dès le début du réglage du modèle, on s'aperçoit que la dépendance existant entre les paramètres risque de conduire à un dérèglement général du modèle.

Le réglage automatique donne des résultats satisfaisants, quand il est utilisé pour le réglage de la surface A du bassin versant, du HINF(1), du K(I) faible (réglage des tarissements), du EKT (répartition de la pluie efficace) et du trop-plein.

* *
*

ANNEXE C

LISTING DU PROGRAMME BEMER

-


```

*JOB BFZES=MODL,KP=29,TIME=0120,PAGES=50,LINFS=66
C----> CE PROGRAMME PREVOIT UNE MEMOIRE SUFFISANTE POUR LE TRAITEMENT DE
C----> 4 ANNEES. SI ON VEUT AUGMENTER LE NOMBRE DES ANNEES, IL FAUT
C----> METTRE LES CARTES SUIVANTES -EN ENLEVANT LE 'C' DE LA PREMIERE
C----> COLONNE- A LA PLACE DES CARTES CORRESPONDANT AUX INSTRUCTIONS:
C----> 3,134,143,143-2,465,516,561,572.
C   COMMON/FIELD0/STOTIM(3348,10),NTODAT( 3348),NX(3348)
C   COMMON/FIELD0/STOTIM(3348,10),NTODAT( 3348),NX(3348)
C   DIMENSION CLUVIO(31,12,09,10),FFBTRP(31,12,09),FEHBS(31,12,09).
C   ?       W1(20),W2(20),W3(20),POMPAG(31,12,09)
C   COMMON/FIELD0/STOTIM(3348,10),NTODAT( 3348),NX(3348)
C   COMMON/FIELD0/STOTIM(3348,10),NTODAT( 3348),NX(3348)
C   COMMON/FIELD0/STOTIM(3348,10),NTODAT( 3348),NX(3348)
C   COMMON/FIELD0/STOTIM(3348,10),NTODAT( 3348),NX(3348)
1   LOGICAL VALVID
2   REAL K
3   COMMON/FIELD0/STOTIM(1488,10),NTODAT( 1488),NX(1488)
4   COMMON/FIELD1/PL(5),FV(5),SEV(5),FNF(5),RUIS(5),H(5)
5   COMMON/FIELD2/LEC,IMP,IDS,MD,ME,MZ,MH,NCOM(3),NFIN(3),M,MM,L1,L2
6   COMMON/FIELD3/HINF(5),HRUIS(5),K(5),F(5),RAP(5),EXNI(5),U(5),V(5)
7   COMMON/FIELD4/DEBTRP,DEHBS,TR,COTEMP
8   COMMON/FIELD5/EVMOYM(14),HMEM(14),TEMPER(12,20),PLATOS,AM
9   COMMON/FIELD6/CRITER(7),SYNOL(7),ALTAB(9,7),KOMPTE,LOMPTE,VALVID
10  COMMON/FIELD7/PLU(5,50),NZ(5),DF(5)
11  COMMON/FIELD8/A,EKT,RCONST,RVARIA
12  DIMENSION METAB(6),DIAF(6),LUR(6)
13  LEC=5
14  IMP=6
15  IDS=8
16  READ(LEC,10) LOMPTE,NOPARA,(MFTAB(I),DIAF(I),LUR(I),I=1,6)
17  10 FORMAT(I3,7X,I2,8X,6(I2,1X,F4.4,1X,I1,1X))
18  KOMPTE=0
19  CALL BEMER
20  IF(NOPARA,LE,0) GOTO 2
21  DO 1 I=1,NOPARA
22  NEX=METAB(I)
23  DIFMA=DIAF(I)
24  LR=LUR(I)
25  IF(DIFMA,LE,0.0) GOTO 1
26  CALL OPTI (NEX,DIFMA,LR)
27  1 CONTINUE
28  2 VALVID=.TRUE.
29  CALL BEMER
30  STOP
31  END

```

```

32     SUBROUTINE OPTI (NEX,DIEFMA,LR)
33     LOGICAL VALVID
34     REAL K
35     COMMON/FIELD2/LEC,IMP,IND,MD,ME,MZ,MH,NCOM(3),NFIN(3),M,MM,L1,L2
36     COMMON/FIELD3/HINF(5),HRUIS(5),K(5),F(5),RAP(5),FXNI(5),U(5),V(5)
37     COMMON/FIELD6/CRITER(7),SYNOL(7),ALTAB(9,7),KOMPTE,LOMPTE,VALVID
38     COMMON/FIELD8/A,EKT,RCONST,RVARIA
39     DATA DIEF/1.0/
40     KARI=0
41     KARK=0
42     PROS=0.2
43     1 CRIPAL=CRITER(LR)
44     2 GOTO(11,12,13,14,15,16,17,18,19,120,121),NEX
45     11 A=A+DIEF*A*PROS
46     GOTO 20
47     12 EKT=EKT+DIEF*PROS
48     GOTO 20
49     13 DO100 KAB=2,4
50     100 K(KAB)=K(KAB)+DIEF*K(KAB)*PROS
51     GOTO 20
52     14 K(2)=K(2)+DIEF*K(2)*PROS
53     K(4)=K(4)-DIEF*K(4)*PROS
54     GOTO 20
55     15 K(3)=K(3)+DIEF*K(3)*PROS
56     GOTO 20
57     16 RCONST=RCONST+DIEF*PROS *5.0
58     GOTO 20
59     17 RVARIA=RVARIA+DIEF*PROS*0.2
60     GOTO 20
61     18 HINF(1)=HINF(1)+DIEF*PROS*20.0
62     GOTO 20
63     19 HRUIS(5)=HRUIS(5)+DIEF*PROS*2.0
64     GOTO 20
65     120 RAP(5)=RAP(5)+DIEF*PROS*0.1
66     GOTO 20
67     121 ANC=K(5)
68     K(5)=K(5)+DIEF*K(5)*PROS
69     HRUIS(5)=HRUIS(5)*ANC/K(5)
70     20 IF(KARI,EQ,3) RETURN
71     DO 21 I=1,5
72     IF(K(I),GT,1.0) GOTO 26
73     21 CONTINUE
74     CALL BEMER
75     WRITE(IMP,307) KOMPTE
76     307 FORMAT(//1X,14HAJUSTEMENT NO ,I3)
77     GOTO(41,42,43,44,45,46,47,48,49,50,51),NEX
78     41 WRITE(IMP,401) A
79     GOTO 36
80     42 WRITE(IMP,402) EKT
81     GOTO 36
82     43 WRITE(IMP,403) K(2),K(3),K(4)
83     GOTO 36

```



```

84      44 WRITE(IMP,404) K(2),K(4)
85      GOTO 36
86      45 WRITE(IMP,405) K(3)
87      GOTO 36
88      46 WRITE(IMP,406) RCONST
89      GOTO 36
90      47 WRITE(IMP,407) RVARIA
91      GOTO 36
92      48 WRITE(IMP,408) HINF(1)
93      GOTO 36
94      49 WRITE(IMP,409) HRUIS(5)
95      GOTO 36
96      50 WRITE(IMP,410) RAP(5)
97      GOTO 36
98      51 WRITE(IMP,411) K(5),HRUIS(5)
99      401 FORMAT(/1X,35HLE PARAMETRE 'A' A PRIS LA VALEUR: ,F7.1,4H KM?)
100     402 FORMAT(/1X,37HLE PARAMETRE 'EKT' A PRIS LA VALEUR: ,F5.2)
101     403 FORMAT(/1X,54HLES PARAMETRES 'K(2),K(3),K(4)' ONT PRIS LES VALEURS
102     1: ,3(F7.3))
102     404 FORMAT(/1X,49HLES PARAMETRES 'K(2),K(4)' ONT PRIS LES VALEURS: ,
103     12(F7.3))
103     405 FORMAT(/1X,38HLE PARAMETRE 'K(3)' A PRIS LA VALEUR: ,F7.3)
104     406 FORMAT(/1X,40HLE PARAMETRE 'RCONST' A PRIS LA VALEUR: ,
104     1F5.2,6H JOURS)
105     407 FORMAT(/1X,40HLE PARAMETRE 'RVARIA' A PRIS LA VALEUR: ,F7.3)
106     408 FORMAT(/1X,41HLE PARAMETRE 'HINF(1)' A PRIS LA VALEUR: ,F5.2)
107     409 FORMAT(/1X,42HLE PARAMETRE 'HRUIS(5)' A PRIS LA VALEUR: ,F5.2)
108     410 FORMAT(/1X,40HLE PARAMETRE 'RAP(5)' A PRIS LA VALEUR: ,F5.3)
109     411 FORMAT(/1X,53HLES PARAMETRES 'K(5),HRUIS(5)' ONT PRIS LES VALEURS:
109     1 ,F7.3,F7.2)
110     36 WRITE(IMP,306) (I,CRITER(I),SYNOL(I),(ALTAB(L,I),L=1,9) ,I=1,7)
111     306 FORMAT(/27H QUALITE DE LA SIMULATION: ,7(/27X,8HCRITERE ,I1,3H = ,
111     1F7.4,5H SUR ,F5.0,20H JOURS, ENTRE DEBITS,9A4)//)
112     DIFCRI=CRITER(LR)-CRIPAL
113     IF(DIFCRI.GT.,DIFMA) GOTO 24
114     IF(DIFCRI.LT.,-DIFMA) GOTO 23
115     22 KARI=3
116     25 DIEF=(-DIEF)
117     GOTO 2
118     23 IF(KARI-1) 31,32,22
119     31 KARI=1
120     GOTO 35
121     32 KARI=2
122     PROS=0.05
123     35 DIEF=(-DIEF)
124     GOTO 1
125     24 IF(KARI.EQ.0) KARI=1
126     GOTO 1
127     26 KARK=KARK+1
128     IF(KARK.EQ.2) GOTO 22
129     GOTO 25
130     END

```

C-4

```

131     SUBROUTINE BEMER
132     LOGICAL VALVID
133     REAL K
134     COMMON/FIELD0/STOTIM(1488,10),NTODAT( 1488),NX(1488)
135     COMMON/FIELD1/PL(5),EV(5),SEV(5),ENF(5),RUIS(5),H(5)
136     COMMON/FIELD2/LEC,IMP,IDS,MD,ME,MZ,MH,NCOM(3),NFIN(3),M,MM,L1,L2
137     COMMON/FIELD3/HINF(5),HRUIS(5),K(5),F(5),RAP(5),EXNI(5),U(5),V(5)
138     COMMON/FIELD4/DETRP,DEBRAS,TR,COTEMP
139     COMMON/FIELD5/EVMOYM(14),HMEM(14),TEMPER(12,20),PLATOS,AM
140     COMMON/FIELD6/CRITER(7),SYNOL(7),ALTAB(9,7),KOMPTE,LOMPTE,VALVID
141     COMMON/FIELD7/PLU(5,50),NZ(5),DE(5)
142     COMMON/FIELD8/A,EKT,RCONST,RVARIA
143     DIMENSION CLUVIO(31,12,04,10),FEBTRP(31,12,04),FEBRAS(31,12,04),
1      1      CIGN(12),COM(150),POUR(10),REG(7),Z(5),HINI(5),SEVN(5),
1      2      W1(20),W2(20),W3(20),POMPAG(31,12,04)
144     EQUIVALENCE (STOTIM(1,1),CLUVIO(1,1,1,1))
145     EQUIVALENCE (STOTIM(1,8),POMPAG(1,1,1))
146     EQUIVALENCE (STOTIM(1,9),FEBTRP(1,1,1))
147     EQUIVALENCE (STOTIM(1,10),FEBRAS(1,1,1))
148     IF(KOMPTE.GT.0) GOTO 72
149     READ(LEC,1) NCOM,NFIN,A,PLATOS,KOP,LOP,MOP,JOK,JOL,JOM,CIGN,
1      1K,HINI,HINF,HRUIS,RAP,EXNI,U,V,SEVN,
1      2KOTEMP,EKT,RCONST,RVARIA,NS,POUR,COM
150     1 FORMAT(?(3I2,4X),F7.1,3X,F7.4,1X,6I1,          12(2X,1A1)/
1      15F5,3/5F5,0/5F5,2/5F5,2/4(5F5,3/),5F5,0/I2,3(15X,F5,3) /
1      2I2,28X,10F5,4, 5(/20A4/10A4))
151     COTEMP=KOTEMP
152     CALL EVAP (1)
153     VALVID=,FALSE.
154     72 KOMPTE=KOMPTE+1
155     IF(KOMPTE.GE.LOMPTE) VALVID=,TRUE.
156     TR=0,0115741*A
157     IF(TR.LE.0,0) CALL ERREUR (1)
158     DO 1020 I=1,5
159     IF(K(I),LE.0,0) CALL ERREUR (2)
160     1020 CONTINUE
161     DO 1010 I=2,4
162     Z(I)=RVARIA/K(I)
163     1010 F(I)=K(I)**EKT/(K(2)**EKT+K(3)**EKT+K(4)**EKT)
164     IF(Z(2).LE.Z(3).AND.Z(2).LE.Z(4)) X=Z(2)-RCONST
165     IF(Z(3).LE.Z(2).AND.Z(3).LE.Z(4)) X=Z(3)-RCONST
166     IF(Z(4).LE.Z(2).AND.Z(4).LE.Z(3)) X=Z(4)-RCONST
167     DO 1030 I=2,4
168     NZ(I)=Z (I)-X+0.5
169     IF(NZ(I).GT.50) NZ(I)=50
170     1030 CONTINUE
171     NZ(1)=0
172     NZ(5)=0
173     F(1)=1,0
174     F(5)=1,0
175     DEBTRP=0,0
176     DO 80 IA=1,5
177     H(IA)=HINI(IA)
178     SEV(IA)=SEVN(IA)
179     EV(IA)=0,0
180     DO 80 IB=1,50
181     80 PLU(IA,IB)=0,0
182     IF(KOMPTE.EQ.1) GOTO 73
183     IF(.NOT.VALVID) GOTO 74
184     73 WRITE(IMP,2) H,HINF,HRUIS,K,F,RAP,EXNI,U,V,SEV,NZ,
1      1A,TR,PLATOS,EKT,KOTEMP,RCONST,RVARIA,NS,POUR
185     2 FORMAT(////.1H1,40H*** V A L E U R S   I N   I T I A L   F   S   ***/
1      11H,40H          RE=1 RE=? RE=3 RE=4 RE=5 //
1      21X,5HHINI ,5F7,0/1X,5HHINF ,5F7,2/1X,5HHRUIS,5F7,1/1X,5HK
1      35F7,3/1X,5HF          ,5F7,3/1X,5HRAP ,5F7,3/1X,5HFXNI ,5F7,3/
1      41X,5HU          ,5F7,3/1X,5HV          ,5F7,3/1X,5HSEV ,5F7,0/1X,5HNZ ,5I7/
1      51X,26HSURFACE DU BASSIN A          ,1X,F7,1,6X,3HKM2/
1      51X,26HCONVERSION DEBITS 1 MM/J,1X,F9,3,4X,6HM3/SEC/
1      61X,26HLATITUDE MOYENNE PLATOS,4X,F7,4,3X,6HDEGRES/
1      71X,26HREPARTITION EKT ,4X,F5,2/
1      91X,26HCONSTANTE DE TEMPS KOTEMP,4X,I2,8X,5HJOURS/
1      11X,26HDEPHASAGE MINIMUM RCONST,4X,F5,2,5X,5HJOURS/
1      21X,26HCOEF.ETAL.DEPHASAGE RVARIA,4X,F6,3/
1      A1X,26HSTATIONS PLUVIOMET. NS ,4X,I2/
1      B1X,26HSECTION CORRESPOND. POUR ,5X,10(F6,4,4X)//)

```

C-5

```

186       IF (KOMPTE.NE.1) GOTO 74
187       READ (LFC,15) W1,W2,W3
188       15 FORMAT(20A4)
189       LD=NFIN(3)-NCOM(3)+1
190       DO 40 KC=1,LD
191       READ (LFC,W1) (( (CLUVIO(MA,MB,KC,MD),MB=1,12),MA=1,31),MD=1,NS)
192       IF (NS.EQ.1) GOTO 100
193       DO 10 NR=1,12
194       DO 10 NA=1,31
195       CLUVIO(NA,NB,KC,1)=CLUVIO(NA,NB,KC,1)*POUR(1)
196       DO 10 NC=2,NS
197       10 CLUVIO(NA,NB,KC,1)=CLUVIO(NA,NB,KC,1)+CLUVIO(NA,NB,KC,NC)*POUR(NC)
198       100 READ (LFC,W2) ((FEBBAS(LA,LB,KC),LB=1,12),LA=1,31)
199       IF (JOK.EQ.1) READ (LFC,W2) ((FEBTRP(LA,LB,KC),LB=1,12),LA=1,31)
200       IF (JOL.EQ.1) READ (LFC,W2) ((POMPAG(LA,LB,KC),LB=1,12),LA=1,31)
201       READ (LFC,W3) (TEMPER(LA,KC),LA=1,12)
202       40 CONTINUE
203       74 MM=0
204       M=0
205       CALL CALCRE (1,JOM)
206       CALL CRITES (1)
207       IF (VALVID) CALL ECRBIL (1)
C       FAIRE "DO 4000" POUR CHAQUE ANNEE.
208       DO 4000 MD=1,LD
209       MF=NCOM(3)+MD-1
210       AM=0.0
211       CALL EVAP (2)
212       IF (VALVID) CALL ECRBIL (2)
213       IF (VALVID.AND.KOP.EQ.1) CALL DIASOR (1)
214       DO 5000 MZ=1,12
215       IF (MZ.GT.1) AM=AM+HMEM(MZ)*2.0
216       DO 6000 MH=1,31
C       ENLEVER LES JOURS AVANT LA PREMIERE DATE.
217       IF (ME=NCOM(3)) 4000,32,33
218       32 IF (MZ=NCOM(2)) 5000,34,33
219       34 IF (MH=NCOM(1)) 6000,33,33
C       ENLEVER LES JOURS APRES LA DERNIERE DATE.
220       33 IF (NFIN(3)=ME) 4000,35,36
221       35 IF (NFIN(2)=MZ) 5000,37,36
222       37 IF (NFIN(1)=MH) 6000,36,36
C       ENLEVER LES DERNIERS JOURS DES MOIS ET COMPTER LES JOURS UTILISES.
223       36 IF (CLUVIO(MH,MZ,MD,1).GT.999.0) GOTO 6000
224       MM=MM+1
225       PL(1)=CLUVIO(MH,MZ,MD,1)
226       DEBBAS=FEBBAS(MH,MZ,MD)
227       IF (JOK.EQ.1.AND.JOM.NE.1) DEBTRP=FEBTRP(MH,MZ,MD)
228       IF (JOK.EQ.1.AND.JOM.EQ.1) DEBBAS=DEBBAS+FEBTRP(MH,MZ,MD)
229       IF (JOL.EQ.1) EV(5)=POMPAG(MH,MZ,MD)/TR
230       CALL EVAP (3)
231       CALL CALCRE (2,JOM)
232       CALL CRITES (2)
233       IF (.NOT.VALVID) GOTO 6000
234       CALL ECRBIL (3)
235       L1=MM-MM/KOTEMP*KOTEMP
236       L2=MM-1-(MM-1)/KOTEMP*KOTEMP
237       IF (L2.EQ.0) M=M+1
238       IF (KOP.EQ.1) CALL DIASOR (2)
239       IF (LOP.EQ.1.OR.MOP.EQ.1) CALL STORE
240       6000 CONTINUE
241       5000 CONTINUE
242       IF (VALVID) CALL ECRBIL (4)
243       4000 CONTINUE
244       CALL CRITES (3)
245       IF (KOMPTE.EQ.1) CALL CRITES (4)
246       IF (.NOT.VALVID) RETURN
247       IF (KOMPTE.GT.1) CALL CRITES (4)
248       IF (L1.NE.0) M=M-1
249       IF (LOP.EQ.1.OR.MOP.EQ.1) CALL DRESSE (REG,VALMAX)
250       IF (LOP.EQ.1) CALL GRAPH ( CIGN,COM,REG,VALMAX)
251       IF (MOP.EQ.1) CALL STODIS ( KOTEMP,REG,VALMAX,CIGN)
252       WRITE (IMP,307)
253       307 FORMAT(1H1,23H*** FIN D' TRAVAIL, ***,//)
254       STOP
255       END

```

```

256     SUBROUTINE DIASOR (NTA)
257     REAL K
258     COMMON/FIELD1/PL(5),EV(5),SEV(5),ENF(5),RUIS(5),H(5)
259     COMMON/FIELD2/LEC,IMP,IDS,MD,ME,MZ,MH,NCOM(3),NFIN(3),M,MM,L1,L2
260     COMMON/FIELD3/HINF(5),HRUIS(5),K(5),F(5),RAP(5),EXNI(5),U(5),V(5)
261     COMMON/FIELD4/DEBTRP,DEBBAS,TR,COTEMP
262     DIMENSION NG(3),G(18)
263     GOTO(41,42),NTA
C
264     41 WRITE (IMP,21)
265     21 FORMAT(1H1,132(1H*)/
1133H *      "      "      "      RUISSELLEMENT "SORTIES CALCULEES "SORT
2IES MESUREES "DIFFER."      HAUTEURS DES RESERVOIRS      "
3      */
4133H * DATE "PLUIE"EVAP."-----"-----"-----"-----"-----"-----"
5-----"SOR.TOT"-----"-----"-----"-----"-----"-----"-----"
6      */
7133H *      "      "      "RUIS."RUIS."RUIS."TROP 'BASE 'SORTIE"TROP
8 'BASE 'SORTIE"CALCUL=" HAUT ' HAUT ' HAUT ' HAUT ' HAUT ' HAUT "
9JOUR*/
A133H *      "      "      " (1) '(234)'TOTAL"PLEIN'      'TO.CAL"PLEI
BN'      'TO.MES"MESUREE" (1) ' (2) ' (3) ' (4) ' (5) 'TOTAL "
C      */
D2H *,130(1H*),1H*/
E133H *JOMOAN"MM/J "MM/J "MM/J "MM/J "MM/J "M3/S 'M3/S 'M3/S "M3/S
F 'M3/S 'M3/S " M3/S " MM ' MM ' MM ' MM ' MM ' MM "
G      */1H ,132(1H*))
266     RETURN
267     42 IF (L2.NE.0) GOTO 1
268     NG(1)=MH
269     NG(2)=M7
270     NG(3)=ME
271     DO 2 I=1,10
272     2 G(I)=0.0
273     1 G(1)=G(1)+PL(1)
274     G(2)=G(2)+EV(1)
275     G(3)=G(3)+RUIS(1)
276     G(4)=G(4)+(RUIS(2)+RUIS(3)+RUIS(4))
277     G(6)=G(6)+RUIS(5)*TR
278     G(7)=G(7)+ENF(5)*TR
279     G(9)=G(9)+DEBTRP
280     G(10)=G(10)+DEBBAS
281     IF (L1.NE.0) RETURN
282     G(5)=G(3)+G(4)
283     G(8)=G(7)+G(6)
284     G(11)=G(10)+G(9)
285     G(12)=G(8)-G(11)
286     DO 3 I=1,12
287     3 G(I)=G(I)/COTEMP
288     G(13)=H(1)
289     G(14)=H(2)
290     G(15)=H(3)
291     G(16)=H(4)
292     G(17)=H(5)
293     G(18)=H(1)+H(2)+H(3)+H(4)+H(5)
294     WRITE (IMP,22) NG,G,MM
295     22 FORMAT (2H *,I2,I2,I2,I2,1H",F5.1,1H",F5.2,1H",F5.1,1H',F5.1,1H',
1F5.1,1H",F5.2,1H',F5.2,1H',F6.3,1H",F5.2,1H',F5.2,1H',F6.3,1H",
2F7.3,1H",F6.2,1H',F6.2,1H',F6.2,1H',F6.2,1H',F6.2,1H',F6.2,1H",
3I5 ,1H*)
296     RETURN
297     END

```

```

298     SUBROUTINE EVAP (NFM)
299     COMMON/FIELD1/PL(5),EV(5),SEV(5),ENF(5),RUIS(5),H(5)
300     COMMON/FIELD2/LEC,IMP,IDS,MD,ME,MZ,MH,NCOM(3),NFIN(3),M,MM,L1,L2
301     COMMON/FIELD5/EVMOYM(14),HMEM(14),TEMPFR(12,20),PLATOS,AM
302     GOTO (51,52,53),NEM
      C
303     51 GON1=1.0+0.0004*PLATOS
      C
304     CALCUL DE L'ENSOLEILLEMENT MAXIMUM.
      GON3=0.29*TAN(PLATOS/360.0*6.28318)
305     RETURN
      C
306     52 ANDANU=0.0
307     DO 4001 I=1,12
308     ANDMOI=(TEMPER(I,MD)/5.00)**1.514
309     4001 ANDANU=ANDANU+ANDMOI
310     ALPHA= 6.75E-07*ANDANU**3 - 7.71E-05*ANDANU**2 +
      11.792E-02*ANDANU + 0.49239
      C
311     CALCUL DE L'EVAPOTRANSPIRATION D'UN JOUR DU MILIEU DE CHAQUE MOIS.
      DO 4002 I=2,13
312     4002 EVMOYM(I)=0.525*(10.*TEMPER(I-1,MD)/ANDANU)**ALPHA
313     EVMOYM(1)=EVMOYM(13)
314     EVMOYM(14)=EVMOYM(2)
      C
315     CORRECTION DU "HMEM(3)".
      HMFEB=28*ME/4*4/ME
316     HMEM(3)=HMFEB/2.0
317     GON2=6.28318/(337.0+HMFEB)
318     RETURN
      C
319     53 CALCULER L'EVAPOTRANSPIRATION POUR CHAQUE JOUR
      CM=MH
320     BM=AM+CM
321     VALCOR=GON1-COS((BM+10.0)*GON2)*GON3
322     IF (CM-HMEM(MZ+1)) 6001,6002,6003
323     6002 EV(1)=EVMOYM(MZ+1)*VALCOR
324     RETURN
325     6001 EV(1)=(EVMOYM(MZ)+(EVMOYM(MZ+1)-EVMOYM(MZ))*
      1(HMEM(MZ)+MH)/(HMEM(MZ)+HMEM(MZ+1)))*VALCOR
      RETURN
326
327     6003 EV(1)=(EVMOYM(MZ+1)+(EVMOYM(MZ+2)-EVMOYM(MZ+1))*
      1(MH-HMEM(MZ+1))/(HMEM(MZ+1)+HMEM(MZ+2)))*VALCOR
      RETURN
328
329     END

330     SUBROUTINE CALCRE (NOM,JOM)
331     REAL K
332     COMMON/FIELD1/PL(5),EV(5),SEV(5),ENF(5),RUIS(5),H(5)
333     COMMON/FIELD3/HINF(5),HRUIS(5),K(5),F(5),RAP(5),EXNI(5),U(5),V(5)
334     COMMON/FIELD7/PLU(5,50),NZ(5),DE(5)
335     DIMENSION PAS(5),TAB(5,100),HRF(5)
336     GOTO(10,20),NOM
      C
337     10 DO 1 J=1,5
338     HRF(J)=HRUIS(J)-HINF(J)
339     PAS(J)=HRF(J)/10.0
340     TAR(J,1)=1.0/(1.0+(11.0**EXNI(J))*RAP(J))
341     DO 1 L=2,100
342     EL=L
343     1 TAB(J,L)=TAB(J,L-1)+EL**EXNI(J)/(EL**EXNI(J)+((EL+10.0)**EXNI(J))
      1*RAP(J))
344     DO 3 L=1,100
345     EL=L
346     DO 3 J=1,5
347     3 TAB(J,L)=TAB(J,L)/EL
348     RETURN

```

```

C      CALCULER LES DERITS
349    20 DO 1000 I=1,5
350      IF(I,NE,5) GOTO 55
351      DO 5 J=2,4
352        IF(NZ(J),EQ,0) DE(J)=ENF(J)
353        IF(NZ(J),GT,0) DE(J)=PLU(J,1)
354        IF(NZ(J),EQ,1) GOTO 2
355        IF(NZ(J),GT,1) GOTO 4
356      GOTO 5
357    4 MT=NZ(J)-1
358      DO 33 L=1,MT
359    33 PLU(J,L)=PLU(J,L+1)
360      2 PLU(J,NZ(J))=ENF(J)
361      5 CONTINUE
362      PL(5)=DE(2)+DF(3)+DE(4)
363    55 IF(I,GT,1,AND,I,LT,5) PL(I)=ENF(I)*F(I)
364      H(I)=H(I)+PL(I)-EV(I)
365      IF(H(I),LT,0,0) GOTO 6
366      IF(H(I),LE,HINF(I)) GOTO 7
367      IF(H(I),LE,HRUIS(I)) GOTO 8
368      GOTO 9
369    6 ELM=H(I)*U(I)
370      SEV(I)=SEV(I)-ELM
371      EV(I)=EV(I)+H(I)-ELM
372      H(I)=0,0
373    7 ENF(I)=0,0
374      RUIS(I)=0,0
375      GOTO 1000
376    8 HRE=H(I)-HINF(I)
377      IF(HRE,GE,1,0) ENF(I)=K(I)*HRF**EXNI(I)
378      IF(HRE,LT,1,0) ENF(I)=K(I)*HRE
379      RUIS(I)=0,0
380      H(I)=H(I)-ENF(I)
381      GOTO 100
382    9 HHR=H(I)-HRUIS(I)
383      SOPAS=HHR/PAS(I)
384      NOPAS=SOPAS
385      IF(NOPAS,GE,100) FRAC=TAB(I,100)
386      IF(NOPAS,EQ,0) FRAC=TAB(I,1)*SOPAS
387      IF(NOPAS,LT,100,AND,NOPAS,GE,1) FRAC=TAB(I,NOPAS)+(SOPAS-NOPAS)*
388      1(TAB(I,NOPAS+1)-TAB(I,NOPAS))
389      RUIS(I)=HHR*FRAC
389      IF(HRF(I),GE,1,0) ENF(I)=HHR-RUIS(I)+K(I)*HRF(I)**EXNI(I)
390      IF(HRF(I),LT,1,0) ENF(I)=HHR-RUIS(I)+K(I)*HRF(I)
391      H(I)=H(I)-ENF(I)-RUIS(I)
392    100 IF(SEV(I),EQ,0,0) GOTO 1000
393      RED=ENF(I)*V(I)
394      IF(RED,GT,SEV(I)) RED=SEV(I)
395      SEV(I)=SEV(I)-RED
396      ENF(I)=ENF(I)-RED
397    1000 CONTINUE
398      IF(JOM,NE,1) RETURN
399      ENF(5)=ENF(5)+RUIS(5)
400      RUIS(5)=0,0
401      RETURN
402      END

```

```

403     SURROUTINE CRITES (NI)
404     LOGICAL VALVID,VOL(4)
405     REAL K
406     COMMON/FIELD1/PL(5),EV(5),SEV(5),ENF(5),RUIS(5),H(5)
407     COMMON/FIELD2/LEC,IMP,IPS,MD,ME,MZ,MH,NCOM(3),NFIN(3),M,MM,L1,L2
408     COMMON/FIELD3/HINF(5),HRUIS(5),K(5),F(5),RAP(5),EXNI(5),U(5),V(5)
409     COMMON/FIELD4/DETRP,DEBBAS,TR,COTEMP
410     COMMON/FIELD6/CRITER(7),SYNOL(7),ALTAB(9,7),KOMPTE,LOMPTE,VALVID
411     COMMON/FIELD7/PLU(5,50),NZ(5),DE(5)
412     DIMENSION SIGMA(7)
413     GOTO (30,31,34,35),NI
414     30 IF(K(2).GE.K(3).AND.K(3).GE.K(4)) LOK=234
415     IF(K(2).GE.K(4).AND.K(4).GE.K(3)) LOK=243
416     IF(K(3).GE.K(2).AND.K(2).GE.K(4)) LOK=324
417     IF(K(3).GE.K(4).AND.K(4).GE.K(2)) LOK=342
418     IF(K(4).GE.K(2).AND.K(2).GE.K(3)) LOK=423
419     IF(K(4).GE.K(3).AND.K(3).GE.K(2)) LOK=432
420     LA1=LOK/100
421     LA2=(LOK-LA1*100)/10
422     LA3=LOK-LA1*100-LA2*10
423     DO 4 I=1,7
424     SIGMA(I)=0.0
425     4 SYNOL(I)=0.0
426     RETURN
427     31 TOYEN=(DEBBAS +ENF(5)*TR)/2.0
428     IF(TOYEN.EQ.0.0.OR.DEBBAS.EQ.0.0) GOTO 32
429     SIGMA(1)=SIGMA(1)+ABS(DEBBAS-FNF(5)*TR)/TOYEN
430     SYNOL(1)=SYNOL(1)+1.0
431     32 TOYEN=(DETRP +RUIS(5)*TR)/2.0
432     IF(TOYEN.EQ.0.0) GOTO 33
433     SIGMA(2)=SIGMA(2)+ABS(DETRP-RUIS(5)*TR)/TOYEN
434     SYNOL(2)=SYNOL(2)+1.0
435     33 TOYEN=(DEBBAS +DETRP + (ENF(5)+RUIS(5))*TR)/2.0
436     IF(TOYEN.EQ.0.0.OR.DEBBAS.EQ.0.0) RETURN
437     DIFAB=ABS(DEBBAS+DETRP-(ENF(5)+RUIS(5))*TR)/TOYEN
438     SIGMA(3)=SIGMA(3)+DIFAB
439     SYNOL(3)=SYNOL(3)+1.0
440     DO 5 I=1,4
441     5 VOL(I)=.FALSE.
442     IF(DE(LA1).GT.DE(LA2).AND.DE(LA1).GT.DE(LA3)) VOL(1)=.TRUE.
443     IF(DE(LA2).GT.DE(LA1).AND.DE(LA2).GT.DE(LA3)) VOL(2)=.TRUE.
444     IF(DE(LA3).GT.DE(LA1).AND.DE(LA3).GT.DE(LA2)) VOL(3)=.TRUE.
445     IF(VOL(1).OR.VOL(3)) VOL(4)=.TRUE.
446     DO 6 I=1,4
447     IPT=I+3
448     IF(.NOT.VOL(I)) GOTO 6
449     SIGMA(IPT)=SIGMA(IPT)+DIFAB
450     SYNOL(IPT)=SYNOL(IPT)+1.0
451     6 CONTINUE
452     RETURN
453     34 DO 7 I=1,7
454     IF(SYNOL(I).EQ.0.0) CRITER(I)=0.0
455     IF(SYNOL(I).GT.0.0) CRITER(I)=1.0-SIGMA(I)/SYNOL(I)
456     7 CONTINUE
457     RETURN
458     35 WRITE(IMP,307) KOMPTE
459     307 FORMAT(//1X,14HAJUSTEMENT NO ,I3)
460     WRITE(IMP,306) (I,CRITER(I),SYNOL(I),(ALTAB(L,I),L=1,9),I=1,7)
461     306 FORMAT(/27H QUALITE DE LA SIMULATION: ,7(/27X,8HCITERE ,I1,3H = ,
462     1F7.4,5H SUR ,F5.0,20H JOURS, ENTRE DEBITS,9A4)//)
463     RETURN
464     END

```

```

464     SUBROUTINE STORE
465     COMMON/FIELD0/STOTIM(14*8,10),NTODAT( 1488),NX(1488)
466     COMMON/FIELD1/PL(5),EV(5),SEV(5),ENF(5),RUIS(5),H(5)
467     COMMON/FIELD2/LEC,IMP,IDS,MD,ME,MZ,MH,NCOM(3),NFIN(3),M,MM,L1,L2
468     COMMON/FIELD4/DEBTRP,DEBRAS,TR,COTEMP
469     COMMON/FIELD7/PLU(5,50),NZ(5),DE(5)
470     IF(L2.NE.0) GOTO 1
471     NTODAT(M)=MH*10000+MZ*100+ME
472     DO 2 I=1,10
473     2 STOTIM(M,I)=0.0
474     PX=0.0
475     1 STOTIM(M,1)=STOTIM(M,1)+PL(1)
476     STOTIM(M,2)=STOTIM(M,2)+RUIS(1)
477     STOTIM(M,3)=STOTIM(M,3)+EV(1)
478     STOTIM(M,4)=STOTIM(M,4)+SEV(1)
479     STOTIM(M,5)=STOTIM(M,5)+SEV(5)
480     STOTIM(M,6)=STOTIM(M,6)+RUIS(2)+RUIS(3)+RUIS(4)
481     STOTIM(M,7)=STOTIM(M,7)+RUIS(5)
482     STOTIM(M,8)=STOTIM(M,8)+ENF(5)
483     STOTIM(M,9)=STOTIM(M,9)+DEBTRP/TR
484     STOTIM(M,10)=STOTIM(M,10)+DEBRAS/TR
485     SA=DE(2)+DE(3)+DE(4)
486     IF(SA.LE.0.0) SA=0.000001
487     PX=PX+NZ(2)* DE(2)/SA+NZ(3)* DE(3)/SA+NZ(4)* DE(4)/SA
488     IF(L1.NE.0) RETURN
489     DO 3 I=1,10
490     3 STOTIM(M,I)=STOTIM(M,I)/COTEMP
491     NX(M)=PX/COTEMP+0.5
492     RETURN
493     END

494     BLOCK DATA
495     COMMON/FIELD5/EVMOYM(14),HMEM(14),TEMPER(12,20),PLATOS,AM
496     COMMON/FIELD6/CRITER(7),SYNOL(7),ALTAB(9,7),KOMPTE,LOMPTE,VALVID
497     DATA HMEM/15.5,15.5,14.5,15.5,15.0,15.5,15.0,15.5,15.5,15.0,
498     115.5,15.0,15.5,15.5/
499     DATA ALTAB/' DE ','BASE',',', ',6*' ',', ' DE ','TROP',',', '=PLE',
500     1'IN, ',5*' ',', ' GLO',',BAUX',',', ',6*' ',',
501     4' GLO',',BAUX',', (FO',',RTS ',',DEBI',',TS),',', ', 3*' ',',
502     5' GLO',',BAUX',', (DF',',RTS',', MOY',',ENS)',',', ', 2*' ',',
503     6' GLO',',BAUX',', (FA',',IRLE',',S DE',',BITS',',)', ', 2*' ',',
504     7' GLO',',BAUX',', (FO',',RTS ',', ET ',',FAIB',',LES ',',DEBI',',TS),',/
505     END

500     SUBROUTINE ERREUR (NF)
501     COMMON/FIELD2/LEC,IMP,IDS,MD,ME,MZ,MH,NCOM(3),NFIN(3),M,MM,L1,L2
502     WRITE(IMP,40)
503     40 FORMAT(//1X,'ARRET PENDANT L''EXECUTION')
504     GOTO (51,52,53),NF
505     51 WRITE(IMP,41)
506     STOP
507     52 WRITE(IMP,42)
508     STOP
509     53 WRITE(IMP,43)
510     STOP
511     41 FORMAT(//1X,'SURFACE DU BASSIN EGALE A ZERO OU NEGATIVE')
512     42 FORMAT(//1X,'UNE VALEUR DE K EGALE A ZERO')
513     43 FORMAT(//1X,'PAS DE SORTIE DE BASE MESUREE, PROBABLEMENT MANQUE DE
514     1 DONNEES, DONNEZ AU MOINS UNE VALEUR DE SORTIE DE BASE MESUREE ')

```



```

515     SUBROUTINE DRESSE ( REG,VALMAX)
516     COMMON/FIELD0/STOTIM(1488,10),NTODAT( 1488),NX(1488)
517     COMMON/FIELD2/LEC,IMP,IDS,MD,ME,MZ,MH,NCOM(3),NFIN(3),M,MM,L1,L2
518     DIMENSION REG(7),TIMMAX(7)
519     DO 600 I=1,7
520     600 TIMMAX(I)=0.0
521     DO 601 I=1,M
522     IF (STOTIM(I,1).GT.TIMMAX(1)) TIMMAX(1)=STOTIM(I,1)
523     IF (STOTIM(I,2).GT.TIMMAX(1)) TIMMAX(1)=STOTIM(I,2)
524     IF (STOTIM(I,3).GT.TIMMAX(2)) TIMMAX(2)=STOTIM(I,3)
525     IF (STOTIM(I,4).GT.TIMMAX(6)) TIMMAX(6)=STOTIM(I,4)
526     IF (STOTIM(I,5).GT.TIMMAX(7)) TIMMAX(7)=STOTIM(I,5)
527     IF (STOTIM(I,6).GT.TIMMAX(3)) TIMMAX(3)=STOTIM(I,6)
528     IF (STOTIM(I,7).GT.TIMMAX(4)) TIMMAX(4)=STOTIM(I,7)
529     IF (STOTIM(I,8).GT.TIMMAX(5)) TIMMAX(5)=STOTIM(I,8)
530     IF (STOTIM(I,9).GT.TIMMAX(4)) TIMMAX(4)=STOTIM(I,9)
531     IF (STOTIM(I,10).GT.TIMMAX(5)) TIMMAX(5)=STOTIM(I,10)
532     601 CONTINUE
533     VALMAX=TIMMAX(5)
534     IF (VALMAX.EQ.0.0) CALL FRREUR (3)
535     DO 602 I=1,7
536     REG(I)=TIMMAX(I)/VALMAX
537     DO 603 K=1,12
538     PUIS=10.0**(K-7)
539     DO 603 L=1,8
540     IF (L.EQ.7) GOTO 603
541     SEG=L*PUIS
542     IF (SEG.GE.REG(I)) GOTO 604
543     603 CONTINUE
544     604 REG(I)=SEG
545     602 CONTINUE
546     DO 605 I=1,M
547     STOTIM(I, 1)=STOTIM(I, 1)/REG(1)
548     STOTIM(I, 2)=STOTIM(I, 2)/REG(1)
549     STOTIM(I, 3)=STOTIM(I, 3)/REG(2)
550     STOTIM(I, 4)=STOTIM(I, 4)/REG(6)
551     STOTIM(I, 5)=STOTIM(I, 5)/REG(7)
552     STOTIM(I, 6)=STOTIM(I, 6)/REG(3)
553     STOTIM(I, 7)=STOTIM(I, 7)/REG(4)
554     STOTIM(I, 8)=STOTIM(I, 8)/REG(5)
555     STOTIM(I, 9)=STOTIM(I, 9)/REG(4)
556     STOTIM(I,10)=STOTIM(I,10)/REG(5)
557     605 CONTINUE
558     RETURN
559     END

560     SUBROUTINE STODIS ( KOTEMP,REG,VALMAX,CIGN)
561     COMMON/FIELD0/STOTIM(1488,10),NTODAT( 1488),NX(1488)
562     COMMON/FIELD2/LEC,IMP,IDS,MD,ME,MZ,MH,NCOM(3),NFIN(3),M,MM,L1,L2
563     DIMENSION REG(7),CIGN(12)
564     REWIND IDS
565     WRITE (IDS) M,KOTEMP,REG,VALMAX,CIGN
566     WRITE (IDS) ((STOTIM(I,J),I=1,M),J=1,10)
567     WRITE (IDS) (NTODAT(I),I=1,M)
568     ENDFILE IDS
569     RETURN
570     END

```

```

571     SUBROUTINE GRAPH ( CIGN,COM,REG,VALMAX)
572     COMMON/FIELD0/STOTIM(14*8,10),NTODAT( 1488),NX(1488)
573     COMMON/FIELD2/LEC,IMP,IDS,MD,ME,MZ,MH,NCOM(3),NFIN(3),M,MM,L1,L2
574     DIMENSION CIGN(12),COM(150),PIGN(121)
575     DIMENSION VCO(11),REG(7),XCO(11,7)
576     DATA PIGN/121*0.0/
577     NOMVAR=10
    C     ECRIRE COMMENTAIRE DE GRAPHIQUE
578     WRITE(IMP,302) COM
579     302 FORMAT(1H1,30A4/ (1X,30A4))
580     WRITE(IMP,901) NOMVAR,(CIGN(I),I=3,12)
581     901 FORMAT(///1X,21HCE PROGRAMME UTILISE ,12,57H VARIABLES QUI CORRESP
    1ONDENT RESPECTIVEMENT AUX SYMBOLES:,17(2X,1A1))
    C     CALCULER LA VALEUR MAX DE L'ECHELLE "ECHMAX".
582     DO 201 K=1,6
583     PUIS=10.0**(K-4)
584     DO 201 KA=1,8
585     IF(KA,EQ,7) GOTO 201
586     FCHMAX=KA*PUIS
587     IF (VALMAX,LE,FCHMAX) GOTO 202
588     201 CONTINUE
    C     CONSTRUIRE ET ECRIRE L'ECHELLE
589     202 PASECH=ECHMAX/10.0
590     VCO(1)=0.0
591     DO 203 I=2,11
592     203 VCO(I)=VCO(I-1)*PASECH
593     DO 199 I=1,7
594     DO 199 K=1,11
595     199 XCO(K,I)=REG(I)*VCO(K)
596     WRITE(IMP,303) CIGN(3),CIGN(4),CIGN(1),(XCO(K,1),K=1,11),
    1CIGN(5),CIGN(1),CIGN(1),(XCO(K,2),K=1,11),CIGN(6),CIGN(1),CIGN(1),
    2(XCO(K,6),K=1,11),CIGN(7),CIGN(1),CIGN(1),(XCO(K,7),K=1,11),
    3CIGN(8),CIGN(1),CIGN(1),(XCO(K,3),K=1,11),CIGN(9),CIGN(1),CIGN(1)
    4,(XCO(K,4),K=1,11),CIGN(10),CIGN(12),CIGN(1),(XCO(K,5),K=1,11)
597     303 FORMAT(///1X,7(1H*),35HECHELLES EN MM/J,SAUF V ET X FN MM,,90(1H*)
    1/      6(3(1X,1A1),F7.3,10(5X,F7.3)/),3(1X,1A1),F7.3,10(5X,F7.3))
    C     CALCULER LE PAS / CARACTERE,
598     PAS=ECHMAX/120.0
    C     CONSTRUIRE LES DIVISIONS.
599     DO 205 I=1,121,12
600     205 PIGN(I)=CIGN(2)
    C     ECRIRE DEUX LIGNES AVEC SEULEMENT LES DIVISIONS,
601     WRITE(IMP,305) PIGN,PIGN
602     305 FORMAT(9X,121A1)
603     DO 500 N=1,M
604     DO 206 I=1,121
605     206 PIGN(I)=CIGN(1)
606     DO 207 I=1,121,12
607     207 PIGN(I)=CIGN(2)
608     NON=STOTIM(N,1)/PAS+1.5
609     DO 210 LL=1,NON
610     210 PIGN(LL)=CIGN(3)
611     DO 209 I=2,NOMVAR
612     MON=STOTIM(N,I)/PAS+1.5
613     209 PIGN(MON)=CIGN(I+2)
    C     ECRIRE LA LIGNE
614     WRITE(IMP,306)NTODAT(N),PIGN,NX(N)
615     306 FORMAT(1X, 16,2X,121A1,f3)
616     500 CONTINUE
617     RETURN
618     END

```

```

620      SUBROUTINE FCRBIL (NUM)
621      COMMON/FIELD1/PL(5),EV(5),SEV(5),ENF(5),RUIS(5),H(5)
622      COMMON/FIELD2/LFC,IMP,IDS,MD,ME,MZ,MH,NCOM(3),NFIN(3),M,MM,I1,I2
623      COMMON/FIELD4/DEBTRP,DEBRAS,TR,COTEMP
624      COMMON/FIELD7/PLU(5,50),NZ(5),DE(5)
625      GOTO (71,72,73,74),NUM
626      71 RESINI=H(1)+H(2)+H(3)+H(4)+H(5)
627      1-SEV(1)-SEV(2)-SEV(3)-SEV(4)-SEV(5)
628      PLTOT=0.0
629      EVTOT=0.0
630      RUITOT=0.0
631      POGTOT=0.0
632      SORTOT=0.0
633      SOMTOT=0.0
634      RETURN
635      72 RESDEP=0.0
636      DO 62 IA=2,4
637      DO 62 IB=1,50
638      RESDEP=RESDEP+PLU(IA,IB)
639      RESCOM=H(1)+H(2)+H(3)+H(4)+H(5)+RESDEP
640      1-SEV(1)-SEV(2)-SEV(3)-SEV(4)-SEV(5)
641      PLANU=0.0
642      EVANU=0.0
643      RUIANU=0.0
644      POGANU=0.0
645      SORANU=0.0
646      SOMANU=0.0
647      RETURN
648      73 PLANU=PLANU+PL(1)
649      EVANU=EVANU+EV(1)
650      RUIANU=RUIANU+RUIS(1)+RUIS(2)+RUIS(3)+RUIS(4)
651      POGANU=POGANU+EV(5)
652      SORANU=SORANU+RUIS(5)+ENF(5)
653      IF (DEBRAS.GT.0.0) SOMANU=SOMANU+(DEBTRP+DEBRAS)/TR
654      IF (DEBRAS.FQ.0.0) SOMANU=SOMANU+DEBTRP/TR+ENF(5)
655      RETURN
656      74 RESDEP=0.0
657      DO 64 IA=2,4
658      DO 64 IR=1,50
659      RESDEP=RESDEP+PLU(IA,IR)
660      RESFIN=H(1)+H(2)+H(3)+H(4)+H(5)+RESDFP
661      1-SEV(1)-SEV(2)-SEV(3)-SEV(4)-SEV(5)
662      PLTOT=PLTOT+PLANU
663      EVTOT=EVTOT+EVANU
664      RUITOT=RUITOT+RUIANU
665      POGTOT=POGTOT+POGANU
666      SORTOT=SORTOT+SORANU
667      SOMTOT=SOMTOT+SOMANU
668      RESANU=RESFIN-RESCOM
669      RESTOT=RESFIN-RESINI
670      DIFRAN=SORANU-SOMANU
671      DIFRTO=SORTOT-SOMTOT
672      BILANU=PLANU-EVANU-RUIANU-SORANU-RESANU
673      BILTOT=PLTOT-EVTOT-RUITOT-SORTOT-RESTOT
674      WRITE (IMP,75) ME,BILANU,PLANU,EVANU,RUIANU,POGANU,SORANU,RESANU,SOM
675      1ANU,DIFRAN,NCOM(3),ME,BILTOT,PLTOT,EVTOT,RUITOT,POGTOT,SORTOT,REST
676      2OT,SOMTOT,DIFRTO
677      75 FORMAT(//1X,19HBILAN DE L'ANNEE 19,I2,1X, 82(1H*)//1X, 132H
678      1RIL,ANNUEL = PLUIE -EVAP/TION-RUIS/MENT- POMPAGE -SORT.CAL.-EMMAG/
679      2MENT. *** SORT.MES. *** CALC.-MES. ***
680      3/1X,7(1X,F8.2,1X),6X,F8.2, 7X,F8.2//1X,104(1H*)//1X,19HBILAN DES
681      4ANNEES 19,I2,11H JUSQU'A 19,I2,1X,69(1H*)//1X, 132H
682      5BIL.TOTAL = PLUIE -EVAP/TION-RUIS/MENT- POMPAGE -SORT.CAL.-EMMAG/
683      6MENT. *** SORT.MES. *** CALC.-MES. ***
684      7/1X,7(1X,F8.2,1X),6X,F8.2, 7X,F8.2//1X,104(1H*)//)
685      RETURN
686      END

```


ANNEXE D

LISTING DU PROGRAMME BEEIK

-


```

$JOB EIKONBEMER,KP=29,TIME=120,PAGES=050,LINFS=66
C---> CE PROGRAMME PREVOIT UNE MEMOIRE SUFFISANTE POUR LE TRAITEMENT DE
C---> 4 ANNEES. SI ON VEUT AUGMENTER LE NOMBRE DES ANNEES, IL FAUT
C---> METTRE LES CARTES SUIVANTES -EN ENLEVANT LE 'C' DE LA PREMIERE
C---> COLONNE- A LA PLACE DES CARTES CORRESPONDANT AUX INSTRUCTIONS:
C---> 1,215,228.
C   COMMON/FIELD0/STOTIM(3348,10),NTODAT( 3348)
C   COMMON/FIELD0/STOTIM(3348,10),NTODAT( 3348)
C   COMMON/FIELD0/STOTIM(3348,10),NTODAT( 3348)
1   COMMON/FIELD0/STOTIM(1488,10),NTODAT( 1488)
2   COMMON/FIELD9/VCO(11),RFG(7),XCO(11,7),CIGN(12),M
3   DIMENSION IBUF(255),NODEC(7)
4   DIMENSION NECH(33),NTITR(33),NAUTE(33),TROR(2,5),NTY1(33),NTY2(33)
5   DIMENSION N1(33),N2(33),N3(33),N4(33),N5(33),N6(33),N7(33),N8(33)
6   DATA NECH /'ECHE','LLES',' EN ','MM/J',' SAU','F DE','F, F',
7   1'N MM',25*'  '/
8   DATA TROR/0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,-0,02,0,0,0,0,-0,02/
9   DATA NTY1/'CAL ',32*'  '/,NTY2/'MES ',32*'  '/
10  DATA N1/'PLUI','F ',30*'  '/
11  DATA N2/'EVAP','/TIO','N ',30*'  '/
12  DATA N3/'DEF.','EVAP',' ',30*'  '/
13  DATA N4/'DEF.','POMP',' ',30*'  '/
14  DATA N5/'BASE',' ',30*'  '/
15  DATA N6/'TR. ','PLFI','IN ',30*'  '/
16  DATA N7/'RUIS','SUR','F ',30*'  '/
17  DATA N8/'TR.P','L.ZA',' ',30*'  '/
18  LEC=5
19  IMP=6
20  REWIND 8
21  READ (8) M,KOTEMP,REG,VALMAX,CIGN
22  READ (8) ((STOTIM(I,J),I=1,M),J=1,10)
23  READ (8) (NTODAT(I),I=1,M)
24  C   CALCULER LA VALEUR MAX DE L'ECHELLE "ECHMAX".
25  DO 201 K=1,6
26  PUIS=10,0**(K-4)
27  DO 201 KA=1,8
28  IF(KA,EQ,7) GOTO 201
29  ECHMAX=KA*PUIS
30  IF(VALMAX,LE,ECHMAX) GOTO 202
31  201 CONTINUE
32  C   CONSTRUIRE ET ECRIRE L'ECHELLE
33  202 PASECH=ECHMAX/10,0
34  VCO(1)=0,0
35  DO 203 I=2,11
36  203 VCO(I)=VCO(I-1)+PASECH
37  DO 199 I=1,7
38  199 XCO(K,I)=REG(I)*VCO(K)
39  WRITE(IMP,303) CIGN(3),CIGN(4),CIGN(1),(XCO(K,1),K=1,11),
40  1CIGN(5),CIGN(1),CIGN(1),(XCO(K,2),K=1,11),CIGN(6),CIGN(1),CIGN(1),
41  2(XCO(K,6),K=1,11),CIGN(7),CIGN(1),CIGN(1),(XCO(K,7),K=1,11),
42  3CIGN(8),CIGN(1),CIGN(1),(XCO(K,3),K=1,11),CIGN(9),CIGN(11),CIGN(1)
43  4,(XCO(K,4),K=1,11),CIGN(10),CIGN(12),CIGN(1),(XCO(K,5),K=1,11)
44  303 FORMAT(//1X,7(1H*),35ECHELLES EN MM/J,SAUF V ET X EN MM.,90(1H*)
45  1/ 6(3(1X,1A1),F7,3,10(5X,F7,3)/),3(1X,1A1),F7,3,10(5X,F7,3))

```

```

39      MHKBUF=255
40      NUMBAN=9
41      CALL IBENA (IBUF, MHKBUF, NUMBAN)
42      NBLOC=1
43      CALL PNUMA(0.0,0.0,0.0,NBLOC,0.0,0.0,0)
44      CALL PNUMA(0.0,0.0,0.0,NBLOC,0.0,-35.0)
45      CALL PLUMA(0)
46      XECH=0.1
47      YECH=0.1
48      CALL ECHEL(XECH,YECH,0.0,0.0)
C      TRACER LE CADRE EXTERIEUR.
49      SYNMHK=M+100
50      CALL TRAS(0.0,-125.0,0)
51      CALL BETEPS(SYNMHK,0.0,3,4)
52      CALL POSA(TELX,TELY)
53      TELX=TELX+20.0
54      CALL BETEPS(0.0,250.0,3,4)
55      CALL BETEPS(-SYNMHK,0.0,3,4)
56      CALL BETEPS(0.0,-250.0,3,4)
C      TRACER LES ORIZONTALES.
57      T1=XECH
58      T2=13.0*XECH
59      SGRMHK=M+15
60      GROG=125.0
61      DO 2 K=1,12
62      IF(K.NE.7) GROG=GROG-20.0
63      IF(K.EQ.7) GROG=GROG-10.0
64      CALL TRAS(25.0,GROG,0)
65      IF(K.EQ.1.OR.K.EQ.6.OR.K.EQ.7.OR.K.EQ.12) KPACH=2
66      IF(K.GT.1.AND.K.LT.6.OR.K.GT.7.AND.K.LT.12) KPACH=1
67      DO 3 L=1,4
68      3 CALL BETIRS(15.0,0.0,3,T1,T2,T1,      KPACH,1)
69      2 CALL BETEPS(SGRMHK,0.0,3,KPACH)
C      TRACER LES VERTICALES.
70      T3=120.0*YECH
71      T4=10.0*YECH
72      CALL TRAS(25.0,125.0,0)
73      CALL BETEPS(0.0,-250.0,3,2)
74      CALL TRAS(15.0,0.0,2)
75      CALL BETIRS(0.0,250.0,3,T3,T4,T3,      1,1)
76      CALL TRAS(15.0,0.0,2)
77      CALL BETIRS(0.0,-250.0,3,T3,T4,T3,      1,1)
78      CALL TRAS(15.0,0.0,2)
79      CALL BETIRS(0.0,250.0,3,T3,T4,T3,      1,1)
80      CALL TRAS(15.0,0.0,2)
81      CALL BETEPS(0.0,-250.0,3,2)
C      TRACER LES VERTICALES AU DEBUT DE CHAQUE MOIS.
82      T5=3.0*YECH
83      T6=4.0*XECH
84      KOTPLE=(KOTEMP+1)*10000
85      DO 4 I=1,M
86      IF(NTODAT(I).GT.KOTPLE) GOTO 4
87      X1=I+89
88      X=I+91
89      VALEUR=NTODAT(I)
90      CALL NOMBS(X,-122.5,0,VALEUR,-1,T5,T6,  0.0,1.0)
91      CALL TRAS(X1,-105.0,0)
92      CALL TRAS(X1,105.0,1)
93      CALL NOMBS(X,107.5,0,VALEUR,-1,T5,T6,  0.0,1.0)
94      4 CONTINUE

```



```

C   CALCULER LE NOMBRE DES DECIMALES DE CHAQUE ECHELLE.
95   DO 55 I=1,7
96   IF(XCO(11,I).LT.0.0001) GOTO 58
97   XCO(11,I)=XCO(11,I)+0.0001
98   NOAK=1
99   DO 56 L=1,4
100  IF(XCO(11,I).GE.10.0**L) NOAK=L+1
101  56 CONTINUE
102  NODEC(I)=4-NOAK
103  GOTO 55
104  58 NODEC(I)=0
105  55 CONTINUE
C   DIMENSIONS DES NOMBRES DES ECHELLES.
106  T7=2.5*XECH
107  T8=3.0*YECH
C   TRACER LES NOMBRES DES ECHELLES DU GRAPHIQUE BAS.
108  Y=-126.5
109  DO 5 K=1,11,2
110  Y=Y+20.0
111  X=11.5
112  DO 5 I=1,4
113  X=X+15.0
114  IF(I.EQ.1) J=1
115  IF(I.EQ.2) J=2
116  IF(I.EQ.3) J=6
117  IF(I.EQ.4) J=7
118  VALEUR=XCO(K,J)
119  NODE=NODEC(J)
120  NOAK=1
121  DO 57 L=1,4
122  IF(VALEUR.GE.10.0**L) NOAK=L+1
123  57 CONTINUE
C   CADRAGE A DROITE DES NOMBRES.
124  XCOR=X+(4-NODE-NOAK)*2.5
125  5 CALL NOMBS(XCOR,Y,0,VALEUR,NODE,T7,T8,1.0,0.0)
C   TRACER LES NOMBRES DES ECHELLES DU GRAPHIQUE HAUT.
126  Y=-16.5
127  DO 6 K=1,11,2
128  Y=Y+20.0
129  X=11.5
130  DO 6 I=1,4
131  X=X+15.0
132  IF(I.EQ.1) J=5
133  IF(I.EQ.2) J=4
134  IF(I.EQ.3) J=1
135  IF(I.EQ.4) J=3
136  VALEUR=XCO(K,J)
137  NODE=NODEC(J)
138  NOAK=1
139  DO 59 L=1,4
140  IF(VALEUR.GE.10.0**L) NOAK=L+1
141  59 CONTINUE
C   CADRAGE A DROITE DES NOMBRES.
142  XCOR=X+(4-NODE-NOAK)*2.5
143  6 CALL NOMBS(XCOR,Y,0,VALEUR,NODE,T7,T8,1.0,0.0)

```

```

C      TRACER LES COMMENTAIRES DES ECHELLES.
144      T9=1.7*YECH
145      T10=2.0*YECH
146      CALL PCARS(27.5,-1.0,0,NECH,32,T9,T10, 1.0,0.0)
147      T11=1.8*YECH
148      T12=3.0*XECH
149      CALL PCARS(34.0,-124.0,0,N1,          9,T11,T12,0.0,1.0)
150      CALL PCARS(49.0,-124.0,0,N2,          9,T11,T12,0.0,1.0)
151      CALL PCARS(64.0,-124.0,0,N3,          9,T11,T12,0.0,1.0)
152      CALL PCARS(79.0,-124.0,0,N4,          9,T11,T12,0.0,1.0)
153      CALL PCARS(34.0, 107.8,0,N5,          9,T11,T12,0.0,1.0)
154      CALL PCARS(49.0, 107.8,0,N6,          9,T11,T12,0.0,1.0)
155      CALL PCARS(64.0, 107.8,0,N7,          9,T11,T12,0.0,1.0)
156      CALL PCARS(79.0, 107.8,0,N8,          9,T11,T12,0.0,1.0)
C      TRACER LES TYPES DES COURBES - GRAPHIQUE BAS.
157      CALL TRAS(28.0,-124.0,0)
158      CALL BETEPS(0.0,16.0,3,3)
159      CALL TRAS(43.0,-124.0,0)
160      CALL BETIRS(0.0,16.0,3,0.04,0.06,0.04,1,1)
161      CALL TRAS(58.0,-124.0,0)
162      CALL HFTEPS(0.0,16.0,3,2)
163      CALL TRAS(73.0,-124.0,0)
164      CALL HFTEPS(0.0,16.0,3,1)
C      TRACER LES TYPES DES COURBES - GRAPHIQUE HAUT.
165      CALL TRAS(58.0,107.8,0)
166      CALL BETEPS(0.0,16.0,3,3)
167      CALL TRAS(73.0,107.8,0)
168      CALL BETEPS(0.0,16.0,3,3)
169      CALL TRAS(28.0,113.2,0)
170      CALL HFTEPS(0.0,10.0,3,2)
171      CALL TRAS(37.0,113.2,0)
172      CALL BETIRS(0.0,10.0,3,0.04,0.06,0.04,2,1)
173      CALL TRAS(43.0,113.2,0)
174      CALL BETEPS(0.0,10.0,3,1)
175      CALL TRAS(52.0,113.2,0)
176      CALL BETIRS(0.0,10.0,3,0.04,0.06,0.04,1,1)
C      TRACER LES INDICES MES - CAL.
177      T15=1.7*YECH
178      T16=2.0*XECH
179      CALL PCARS(29.0,107.8,0,NTY2,3,T15,T16,0.0,1.0)
180      CALL PCARS(38.0,107.8,0,NTY1,3,T15,T16,0.0,1.0)
181      CALL PCARS(44.0,107.8,0,NTY2,3,T15,T16,0.0,1.0)
182      CALL PCARS(53.0,107.8,0,NTY1,3,T15,T16,0.0,1.0)
C      LIRE NOM DE LA SOURCE, AUTEUR, DATE.
183      READ(LFC,50) NCR,NTITR,NCT,NAUTE
184      50 FORMAT(I3,25X,13A4/20A4)
C      TRACER LE NOM ET LA DATE.
185      T17=3.0*YECH
186      T18=3.0*XECH
187      CALL PCARS(22.0,-120.0,0,NAUTE,NCT,T17,T18,0.0,1.0)
C      TRACER LE NOM DE LA SOURCE.
188      RCR=NCR
189      T13=240.0/RCR*YECH
190      T14=13.0*XECH
191      DO 51 I=1,5
192      XT=TROR(1,I)
193      YT=TROR(2,I)
194      CALL ECHEL(XECH,YECH,XT,YT)
195      CALL PCARS(16.0,-120.0,0,NTITR,NCR,T13,T14,0.0,1.0)
196      51 CONTINUE

```

```

197 C   ORIGINE SUJET DU GRAPHIQUE BAS.
198     YUT=10.0/ECHMAX
199     CALL ECHEL(XFCH,YUT,8.9,-10.5)
200 C   TRACER LA PLUIE
201     CALL TRAPLU(1,1)
202 C   TRACER L'EVAPOTRANSPIRATION
203     CALL TRATIR(2,3,1,1,2)
204 C   TRACER LE DEF.EVAP.
205     CALL TRATIR(6,4,2,2,2)
206 C   TRACER LE DEF.POMP.
207     CALL TRATIR(7,5,1,2,2)
208 C   ORIGINE SUJET DU GRAPHIQUE HAUT.
209     CALL ECHEL(XECH,YUT,8.9,0.5)
210 C   TRACER LA BASE MESUREE.
211     CALL TRATIR(5,10,2,2,1)
212 C   TRACER LA BASE CALCULEE.
213     CALL TRATIR(5,8,2,1,1)
214 C   TRACER LE TROP-PLEIN MESURE.
215     CALL TRATIR(4,9,1,2,2)
216 C   TRACER LE TROP-PLEIN CALCULE.
217     CALL TRATIR(4,7,1,1,2)
218 C   TRACER LE RUIS.SURF.
219     CALL TRAPLU(1,2)
220 C   TRACER LE TR.PL.DE LA ZONE AEREE.
221     CALL TRAPLU(3,6)
222     NRLOC=9999
223     CALL PNUMA(TELX,TELY,NBI OC,0,0,0,0)
224     STOP
225     END

226
227 SUBROUTINE TRAPLU(LX,LS)
228 COMMON/FIELD0/STOTIM(1488,10),NTODAT( 1488)
229 COMMON/FIELD9/VCO(11),RFG(7),XCO(11,7),CIGN(12),M
230 IF(XCO(11,LX),LE,0.001) RETURN
231 DO 7 I=1,M
232 YPL=STOTIM(I,LS)
233 IF(YPL,FQ,0,0) GOTO 7
234 XPL=J
235 CALL TRAS(XPL,0,0,0)
236 CALL BETEPS(XPL,YPL,1,3)
237 7 CONTINUE
238 RETURN
239 END

240
241 SUBROUTINE TRATIR (KX,KS,LPA,KOD,MOD)
242 COMMON/FIELD0/STOTIM(1488,10),NTODAT( 1488)
243 COMMON/FIELD9/VCO(11),RFG(7),XCO(11,7),CIGN(12),M
244 IF(XCO(11,KX),LE,0.001) RETURN
245 YEV=STOTIM(1,KS)
246 CALL TRAS(1,0,YEV,0)
247 DO 8 I=2,M
248 YEV=STOTIM(I,KS)
249 XEV=I
250 IF(YEV) 9,9,10
251 9 IF(STOTIM(I-1,KS)) 11,11,12
252 10 IF(STOTIM(I-1,KS)) 12,12,13
253 12 GOTO(11,13),MOD
254 13 GOTO(14,15),KOD
255 11 CALL TRAS(XEV,YEV,0)
256 GOTO 8
257 14 CALL BETIRS(XEV,YEV,1,0.04,0.06,0.04,LPA,1)
258 GOTO 8
259 15 CALL BETEPS(XEV,YEV,1,LPA)
260 8 CONTINUE
261 RETURN
262 END

```


ANNEXE E

EXEMPLE DE SORTIES

—

ANNEXE F

RELATION NIVEAU-DEBIT A MEYRARGUES

-

KARST DE MEYRARGUES					- Débits et niveaux à la Foux				
AVRIL 1963					JUN 1963				
Date	Niveau Foux	Q total	Q papeterie	Q. total - Q. Pap.	Date	Niveau Foux	Q total	Q Papeterie	Q. total - Q. Pap.
12.4	265,0	2670	650	2020	16.6	248,5	680	475	205
13.4	264,7	2330	635	1695	19.6	246,0	640	475	165
19.4	264,0	1180	545	635	22.6	244,0	580	455	125
22.4	263,8	940	525	415	26.6	241,8	540	435	105
1.5	260,2	900	525	375	30.6	240,0	510	420	90
4.5	258,0	880	525	355	5.7	238,2	440	380	60
7.5	255,5	820	515	305	11.7	236,6	380	340	40
11.5	252,3	780	510	270	21.7	234,0	300	290	10
14.5	250,2	750	495	255	1.8	232,0	270	270	0
20.5	246,3	630	445	185	14.8	230,0	250	250	0
22.5	245,0	600	435	165	NOVEMBRE 1963				
27.5	242,8	550	430	120	7.11	264,9	2300	505	1795
31.5	241,5	500	410	90	8.11	264,7	1830	505	1325
SEPTEMBRE 1963					9.11	264,2	1480	505	975
22.9	264,6	690	430	260	11.11	263,8	1130	505	525
23.9	261,8	680	440	240	12.11	263,0	750	460	290
24.9	258,0	650	450	200	15.11	258,8	690	400	290
25.9	254,5	640	450	190	18.11	254,2	650	400	250
28.9	249,0	570	425	145	23.11	248,8	580	360	220
30.9	245,8	540	410	130	AVRIL 1964				
4.10	242,0	450	380	70	3.4	264,7	2000	525	1475
7.10	240,0	420	360	60	4.4	264,6	1750	525	1225
12.10	237,0	410	335	75	6.4	264,2	1450	540	910
19.10	234,0	360	305	55	7.4	264,0	1340	540	800
31.10	230,0	250	240	10	10.4	263,8	1020	525	495
JANVIER 1964					13.4	262,5	900	470	430
14.1	265,0	2200	435	1765	16.4	260,0	870	450	420
15.1	264,7	1750	435	1315	21.4	256,0	790	430	360
16.1	264,3	1430	450	980	25.4	252,8	730	430	300
17.1	264,0	1230	450	780	29.4	250,0	680	415	265
20.1	263,8	800	450	350	6.5	246,1	590	380	210
22.1	261,5	780	450	330	11.5	243,4	530	365	165
24.1	259,0	760	440	320	19.5	240,4	460	355	105
27.1	256,0	730	430	300	6.6	236,0	400	330	70
1.2	251,8	660	410	250	15.6	233,9	350	315	35
6.2	248,0	570	380	190	20.7	231,0	250	250	0
10.2	245,2	510	355	155	17.8	228,6	210	210	0
15.2	242,6	430	325	105					

ANNEXE G

REPONSE DU DEUXIEME NIVEAU DU MODELE BEMER

A UNE ENTREE DE 100 mm.

-

REPONSE DU DEJXIEME NIVEAU DU BEMER A UNE ENTREE DE 100 mm - Débite en mm./j									
J	Meyrargues	Vauchure	Fesses Madame	Mas de Gentil	J	Meyrargues	Vauchure	Fesses Madame	Mas de Gentil
1	14,147	2,681	12,447	3,975	45	0,423	0,468	0,351	0,660
2	8,220	2,480	9,828	3,816	50	0,385	0,436	0,296	0,538
3	4,951	2,298	7,839	3,663	55	0,354	0,408	0,252	0,438
4	3,144	2,133	6,324	3,517	60	0,325	0,384	0,216	0,358
5	2,141	1,985	5,166	3,376	70	0,275	0,342	0,162	0,238
6	1,581	1,850	4,277	3,241	80	0,237	0,307	0,125	0,158
7	1,264	1,728	3,590	3,111	90	0,205	0,277	0,098	0,105
8	1,082	1,617	3,057	2,987	100	0,180	0,251	0,078	0,070
9	0,973	1,517	2,640	2,867	110	0,159	0,228	0,063	0,046
10	0,906	1,426	2,311	2,753	120	0,142	0,207	0,051	0,031
11	0,861	1,343	2,048	2,643	130	0,128	0,189	0,041	0,021
12	0,829	1,268	1,836	2,537	140	0,116	0,174	0,033	0,014
13	0,804	1,200	1,663	2,435	150	0,106	0,159	0,027	0,009
14	0,783	1,138	1,521	2,338	160	0,097	0,147	0,022	0,006
15	0,764	1,081	1,401	2,244	180	0,083	0,125	0,015	0,003
16	0,747	1,029	1,300	2,155	200	0,073	0,108	0,010	0,001
17	0,731	0,982	1,213	2,068	220	0,064	0,094	0,007	0,001
18	0,716	0,939	1,137	1,986	240	0,057	0,082	0,004	0,00
19	0,701	0,899	1,070	1,906	260	0,051	0,072	0,003	0,00
20	0,687	0,863	1,010	1,830	280	0,046	0,064	0,002	0,00
22	0,659	0,800	0,908	1,687	300	0,041	0,057	0,001	0,00
24	0,633	0,746	0,822	1,554	320	0,037	0,051	0,001	0,00
26	0,608	0,700	0,748	1,432					
28	0,585	0,660	0,684	1,320					
30	0,562	0,626	0,627	4,217					
35	0,510	0,558	0,511	0,992	Reste	7,35	9,65	0,04	0,00
40	0,464	0,508	0,421	0,809					

ANNEXE H

DONNEES UTILISEES DANS LES APPLICATIONS
DU MODELE BEMER.

-


```

1 CHARACTER*133 TIGNE
2 CHARACTER*4 V1,V2,V3
3 COMMON DON(12,31),TIGNE
4 DIMENSION BASSIN(4),TITRE(10,14),DOT(12),NSTAT(5)
5 DIMENSION W1(20),W2(20),W3(20),V1(20),V2(20),V3(20)
6 READ(5,1) BASSIN,NOANPR,NOANFN
7 1 FORMAT(4A4,4X,2(I4,6X))
8 READ(5,2) TITRE,NSTAT
9 2 FORMAT(14(10A4/),5(I2,8X))
10 READ(5,3) W1,W2,W3,V1,V2,V3
11 3 FORMAT(20A4)
12 WRITE(6,33) W1,W2,W3,V1,V2,V3
13 33 FORMAT(1X,20A4)
14 READ(5,W1) EN1
15 READ(5,W2) EN2
16 READ(5,W3) EN3
17 DO 4 I=NOANPR,NOANFN
18 DO 4 IA=1,5
19 IF(NSTAT(IA).EQ.0) GOTO 4
20 IF(IA.EQ.1) GOTO 55
21 IF(IA.GT.1.AND.IA.LT.5) GOTO 56
22 IF(IA.EQ.5) GOTO 57
23 55 NFOR=NSTAT(IA)
24 DO 5 K=1,NFOR
25 READ(5,W1) DON
26 WRITE(6,10) BASSIN,(TITRE(L,K),L=1,10),I
27 10 FORMAT(1H1//1X,78(1H*)/1X,10H* BASSIN: ,4A4,10A4.6HANNÉE ,I4,2H */
12H *,76(1H-),1H*/ 79H * JANV. FEVR. MARS AVRIL MAI JUIN J
28 2UIL. AOÛT SEPT. OCTO. NOVE. DECE. */6H * -- ,12(6H-----),1H*)
29 DO 100 N= 1,31
30 NA=N
31 WRITE(TIGNE,V1) NA,(DON(M,N),M=1,12)
32 CALL DIORT (EN1,N,IA)
33 100 WRITE(6,9) TIGNE
34 9 FORMAT(1A133)
35 5 WRITE(6,11)
36 11 FORMAT(1X,78(1H*))
37 GOTO 4
38 56 READ(5,W2) DON
39 WRITE(6,10) BASSIN,(TITRE(L,9+IA),L=1,10),I
40 DO 110 N= 1,31
41 NA=N
42 WRITE(TIGNE,V2) NA,(DON(M,N),M=1,12)
43 CALL DIORT (EN2,N,IA)
44 110 WRITE(6,9) TIGNE
45 9 WRITE(6,11)
46 GOTO 4
47 57 READ(5,W3) DOT
48 WRITE(6,10) BASSIN,(TITRE(L,14 ),L=1,10),I
49 WRITE(6,V3) DOT
50 WRITE(6,11)
51 4 CONTINUE
52 WRITE(6,12)
53 12 FORMAT(1H1,23H*** FIN DU TRAVAIL. ***,///)
54 STOP
55 END

55 SUBROUTINE DIORT (EN,N,IA)
56 CHARACTER*133 TIGNE
57 CHARACTER*6 RIGNE(13)
58 COMMON DON(12,31),TIGNE
59 EQUIVALENCE (TIGNE,RIGNE)
60 DO 7 M=1,12
61 IF(DON(M,N).EQ.EN) RIGNE(M+1)='XXXXXX'
62 IF(IA.EQ.1.AND.DON(M,N).EQ.0,0) RIGNE(M+1)=' . '
63 IF(IA.EQ.2.AND.DON(M,N).EQ.0,0) RIGNE(M+1)=' ? '
64 IF(IA.EQ.3.AND.DON(M,N).EQ.0,0) RIGNE(M+1)=' . '
65 7 CONTINUE
66 RETURN
67 END

```

BASSIN: MEYRARGUES PLUVIOMETRIE A PEYROLLES (MM/J) ANNEE 1962

	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* 1	.	.	0.3	.	.	2.0
* 2
* 3	13.0	.	2.9	9.9
* 4	.	.	2.5	1.0	.	.	.	1.0	5.0	.	0.2	.
* 5	.	.	2.0	0.4	7.5	.
* 6	2.8	.	.	7.7	.
* 7	.	1.3	.	.	.	19.4	.	.	.	8.4	18.7	.
* 8	1.2	15.2	0.5	.	.	0.7	.	.	.	2.6	34.2	.
* 9	5.2	0.2	5.3	.	.	2.2	1.3	.
* 10	1.5	.	6.4	.	.	2.3	1.5	.	8.5	.	6.4	.
* 11	4.0	3.0	0.3	.
* 12	.	0.2	5.1	.	.
* 13	.	0.8
* 14	1.2	.	.	.	0.7	0.4	.
* 15	8.6	.	2.3	.	0.6	.	0.2
* 16	.	.	.	6.0	3.0	.	.	0.3
* 17	.	.	0.6	0.1	14.4	.
* 18	.	.	.	2.0	0.3	0.1
* 19	.	.	.	0.2	0.1
* 20	.	0.1	5.8
* 21	.	0.1	.	3.5	1.9	1.6
* 22	.	0.3	.	0.9
* 23	.	.	.	1.9	1.2
* 24	.	0.1	.	1.6	2.8
* 25	.	3.9
* 26	.	2.3	23.3	41.9	.	.
* 27	.	36.8	2.2	12.0	5.7	.	0.2
* 28	.	5.4	2.4	.	17.5	10.0
* 29	.	XXXXX	0.3	15.0
* 30	.	XXXXX	1.6	0.2
* 31	.	XXXXX	0.7	XXXXX	.	XXXXX	.	.	XXXXX	.	XXXXX	15.0

BASSIN: MEYRARGUES PLUVIOMETRIE A AIX-PUYRICARD (MM/J) ANNEE 1962

	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* 1
* 2
* 3
* 4	3.5	.	.	.
* 5	10.5	.
* 6	11.0	.	.	3.5	.
* 7	6.8	19.5	.
* 8	30.5	.
* 9	5.2	.
* 10	3.2	.	10.6	.
* 11	2.5	0.5	.
* 12	20.2	.	6.0
* 13
* 14
* 15	6.0	1.7	.	1.1
* 16	1.4	.	.	.
* 17	15.5	.
* 18
* 19
* 20	5.5
* 21	1.6	1.0
* 22	1.0
* 23
* 24
* 25
* 26	16.7	27.0	.	.
* 27	11.8	.	.	.
* 28	2.0	.	4.4	15.0
* 29	.	XXXXX	10.0
* 30	.	XXXXX	2.0
* 31	.	XXXXX	.	XXXXX	.	XXXXX	.	.	XXXXX	.	XXXXX	.

***** H-3
 * BASSIN: MEYRARGUES DERITS A MEYRARGUES (M3/S) ANNEE 1962 *

	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* 1	?	?	?	?	?	?	0.18	0.18	0.18	0.35	0.25	0.35
* 2	?	?	?	?	?	?	0.18	0.18	0.18	0.37	0.25	0.34
* 3	?	?	?	?	?	?	0.18	0.19	0.18	0.36	0.25	0.34
* 4	?	?	?	?	?	?	0.19	0.20	0.19	0.34	0.25	0.33
* 5	?	?	?	?	?	?	0.20	0.20	0.19	0.32	0.25	0.35
* 6	?	?	?	?	?	?	0.21	0.19	0.20	0.30	0.25	0.37
* 7	?	?	?	?	?	?	0.22	0.18	0.20	0.30	0.25	0.37
* 8	?	?	?	?	?	?	0.21	0.18	0.18	0.29	0.26	0.36
* 9	?	?	?	?	?	?	0.20	0.18	0.18	0.29	0.28	0.36
* 10	?	?	?	?	?	?	0.20	0.19	0.19	0.29	0.30	0.36
* 11	?	?	?	?	?	?	0.21	0.19	0.19	0.30	0.33	0.35
* 12	?	?	?	?	?	?	0.20	0.19	0.19	0.29	0.36	0.33
* 13	?	?	?	?	?	?	0.18	0.19	0.19	0.28	0.38	0.32
* 14	?	?	?	?	?	?	0.19	0.19	0.19	0.28	0.41	0.32
* 15	?	?	?	?	?	?	0.20	0.19	0.18	0.29	0.42	0.31
* 16	?	?	?	?	?	?	0.20	0.19	0.18	0.30	0.40	0.31
* 17	?	?	?	?	?	?	0.18	0.18	0.18	0.30	0.39	0.30
* 18	?	?	?	?	?	?	0.18	0.17	0.18	0.30	0.40	0.30
* 19	?	?	?	?	?	?	0.18	0.16	0.18	0.29	0.42	0.30
* 20	?	?	?	?	?	?	0.18	0.17	0.18	0.28	0.41	0.29
* 21	?	?	?	?	?	?	0.18	0.18	0.19	0.27	0.40	0.29
* 22	?	?	?	?	?	?	0.18	0.19	0.18	0.27	0.39	0.28
* 23	?	?	?	?	?	?	0.18	0.19	0.19	0.26	0.39	0.28
* 24	?	?	?	?	?	?	0.18	0.19	0.20	0.26	0.38	0.27
* 25	?	?	?	?	?	?	0.18	0.19	0.21	0.25	0.38	0.27
* 26	?	?	?	?	?	?	0.18	0.19	0.23	0.25	0.37	0.27
* 27	?	?	?	?	?	?	0.18	0.19	0.26	0.25	0.37	0.27
* 28	?	?	?	?	?	?	0.18	0.19	0.28	0.25	0.36	0.27
* 29	?	?	?	?	?	?	0.18	0.19	0.30	0.25	0.36	0.29
* 30	?	XXXXX	?	?	?	?	0.18	0.19	0.33	0.25	0.36	0.31
* 31	?	XXXXX	?	XXXXX	?	XXXXX	0.18	0.18	XXXXX	0.25	XXXXX	0.34

 * BASSIN: MEYRARGUES DERITS A LA FOUX (M3/S) ANNEE 1962 *

	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* 1
* 2
* 3
* 4
* 5
* 6
* 7
* 8
* 9
* 10
* 11
* 12
* 13
* 14
* 15
* 16
* 17
* 18
* 19
* 20
* 21
* 22
* 23
* 24
* 25
* 26
* 27
* 28
* 29
* 30
* 31

 * BASSIN: MEYRARGUES TEMPERATURES A SALON. ANNEE 1962 *

	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* 8.00	6.40	7.40	12.40	15.20	19.50	22.40	23.00	19.00	14.90	7.70	3.30	

 * BASSIN: MEYRARGUES PLUVIOMETRIE A CAMPANE (MM/J) ANNEE 1963 *

 * JANV. FEVR. MARS AVRIL MAI JUIN JUIL. AOUT SEPT. OCTO. NOVE. DECE. *

 * 1 2.0 0.6 27.6 . 15.4 . *
 * 2 12.0 7.0 . 3.3 . 12.7 . *
 * 3 9.0 2.0 5.0 . . 1.6 9.3 40.5 *
 * 4 9.2 7.0 . 3.8 . . 12.0 4.0 6.7 4.3 . 15.7 . *
 * 5 . 0.9 23.0 . . 1.0 . 19.2 . *
 * 6 7.1 . . 3.8 . . 5.5 *
 * 7 . 75.4 *
 * 8 . . 18.2 0.7 *
 * 9 . 4.5 0.2 0.6 . *
 * 10 . 2.6 12.0 *
 * 11 16.2 22.2 0.5 30.8 . . 2.0 . 0.4 1.0 . 2.7 1.7 *
 * 12 . . 7.2 4.7 8.7 3.8 . . *
 * 13 . . 0.3 20.4 0.6 4.8 . 1.6 . *
 * 14 . 1.3 10.5 12.8 . . *
 * 15 . 14.4 . . 2.2 2.4 . 2.0 *
 * 16 . 6.6 41.2 . . 1.0 *
 * 17 . . . 13.1 3.1 . . *
 * 18 . 4.2 . 1.0 1.7 . 54.7 . 10.5 *
 * 19 . 1.3 39.2 . . 5.4 *
 * 20 6.7 1.2 13.3 1.8 *
 * 21 6.0 *
 * 22 . . 1.1 1.0 *
 * 23 6.8 . 0.3 11.6 *
 * 24 . . . 0.5 3.1 . . *
 * 25 . 12.2 . 2.3 1.3 *
 * 26 0.2 1.8 *
 * 27 . . 0.8 17.6 . 7.1 0.5 *
 * 28 . . . 31.3 . . 1.2 *
 * 29 . XXXXX 14.7 . . 1.5 *
 * 30 . XXXXX 1.2 . 15.7 . 2.7 15.9 *
 * 31 7.0 XXXXX . XXXXX 9.5 XXXXX . 21.2 XXXXX 39.7 XXXXX *

 * BASSIN: MEYRARGUES PLUVIOMETRIE A MEYRARGUES (MM/J) ANNEE 1963 *

 * JANV. FEVR. MARS AVRIL MAI JUIN JUIL. AOUT SEPT. OCTO. NOVE. DECE. *

 * 1 43.1 . 12.0 . *
 * 2 0.5 5.0 . . . 11.2 7.1 . *
 * 3 4.4 4.5 . . . 1.4 10.6 30.0 *
 * 4 6.5 3.3 3.6 . . . 7.1 0.5 *
 * 5 . . . 2.9 . . 22.2 3.5 *
 * 6 5.7 . . 8.2 *
 * 7 . 42.0 *
 * 8 . 9.6 *
 * 9 . 0.8 1.2 0.4 *
 * 10 . 3.6 . 9.0 . . 11.6 *
 * 11 15.5 17.0 3.0 5.4 1.3 *
 * 12 4.0 5.0 *
 * 13 23.0 0.8 4.8 *
 * 14 . 10.8 8.0 9.4 . 2.0 . *
 * 15 . 4.2 5.0 *
 * 16 . 5.2 0.4 43.5 . . *
 * 17 . . . 11.4 0.4 *
 * 18 0.1 . . 1.1 0.7 . . . 2.0 *
 * 19 . . 4.4 1.5 *
 * 20 . . 8.0 4.0 *
 * 21 0.1 *
 * 22 2.0 . 1.0 0.7 *
 * 23 . . . 14.8 0.4 *
 * 24 0.5 *
 * 25 . 5.0 1.4 1.0 *
 * 26 *
 * 27 . . 1.0 36.2 . 10.5 *
 * 28 . . . 0.7 *
 * 29 . XXXXX 6.5 . 4.3 1.0 *
 * 30 . XXXXX . 18.9 7.0 . . *
 * 31 5.0 XXXXX . XXXXX 0.6 XXXXX . 11.0 XXXXX 23.8 XXXXX 0.5 *

 * BASSIN: MEYRARGUES PLUVIOMETRIE A PEYROLLES (MM/J) ANNEE 1963 *

	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* 1	0.2	7.2	0.9	27.3	0.6	7.8	.
* 2	0.5	0.7	.	.	.	10.7	.	.	.	11.8	7.7	.
* 3	0.1	0.4	.	0.3	.	1.0	2.0	0.4	1.0	2.6	4.4	25.8
* 4	0.2	.	.	9.0	.	7.5	.	.	2.1	.	24.3	0.3
* 5	2.0	.	.	4.3	.	22.6	15.1	.
* 6	5.2	.	.	11.8	.	4.6	.	1.7	.	0.1	1.2	.
* 7	0.2	26.6	0.7
* 8	.	14.6	.	0.5
* 9	.	0.6	1.3	.	.	0.3	0.5	.
* 10	0.2	4.8	.	13.4	.	13.7	0.2	.
* 11	13.6	13.2	5.5	8.8	1.3	.	.	1.4
* 12	.	.	3.0	0.1	.	.	4.0	1.5	0.5	.	0.2	.
* 13	0.1	15.0	2.8	2.0	.	.	.
* 14	.	11.5	9.2	8.0	.	0.7	.
* 15	.	4.4	.	.	0.8	.	.	.	2.0	.	.	4.2
* 16	0.2	5.2	0.5	44.0
* 17	0.4	.	.	11.5	.	.	.	0.3	0.2	.	0.1	.
* 18	.	0.6	0.1	0.4	.	0.1	1.0	.	1.0	.	.	3.5
* 19	.	1.4	6.3	16.3	.	.	2.6
* 20	.	1.8	9.1	0.9	.	.	3.8
* 21	1.2	0.2
* 22	0.3	.	0.9	.	.	.	0.5	0.7
* 23	2.3	.	.	8.4	0.8	.	0.2	0.4
* 24	.	0.4	0.1	0.2	.	.	0.5	0.1
* 25	0.1	6.4	.	3.9	.	0.1	1.0	.	.	.	1.3	0.3
* 26	.	.	.	1.1
* 27	.	.	0.9	14.3	.	4.4
* 28	0.2	.	.	.	0.4
* 29	.	XXXXX	8.5	.	4.2	2.1	0.2	.
* 30	.	XXXXX	0.8	.	1.3	0.9	.	.	.	9.5	.	.
* 31	5.0	XXXXX	.	XXXXX	0.1	XXXXX	.	12.1	XXXXX	22.9	XXXXX	0.7

 * BASSIN: MEYRARGUES PLUVIOMETRIE A AIX-PUYRICARD (MM/J) ANNEE 1963 *

	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* 1	1.0	51.0	.	7.4	.
* 2	6.9	11.3	4.1	.
* 3	4.5	2.0	3.1	21.0	30.0
* 4	2.6	2.5	.
* 5	.	.	.	2.1	.	30.5	15.5	.
* 6	6.4	.	.	11.0	.	.	.	3.2
* 7	.	36.3
* 8	.	15.0
* 9	.	0.6	0.8
* 10	.	4.0	.	.	.	24.5
* 11	17.7	17.0	2.4	1.0	2.0	.	.	.
* 12	1.5	1.7	.	.	.
* 13	.	11.8	27.5	3.0	2.7	.	.	.
* 14	.	5.1	9.2	10.5	.	.	.
* 15	.	3.5	20.0
* 16	.	.	0.3	37.2
* 17	.	.	.	13.9	2.4	.	.	.
* 18	2.7	.	.	.
* 19	.	.	5.5	7.1	.	.	11.5
* 20	.	.	8.8	0.1	.	.	5.0
* 21	5.1
* 22	1.4	.	1.3
* 23	.	.	.	12.2
* 24
* 25	.	4.7
* 26
* 27	.	.	2.0	19.0	.	8.5	21.0
* 28	21.6	.	12.0
* 29	.	XXXXX	7.6	.	1.3
* 30	.	XXXXX	.	.	14.4	11.5	.	.
* 31	10.0	XXXXX	.	XXXXX	.	XXXXX	.	.	XXXXX	30.0	XXXXX	.

 * BASSINI MEYRARGUES DEBITS A MEYRARGUES (M3/S) ANNEE 1963 *

* --	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECF.	* --
* 1	0.38	0.57	1.00	0.70	0.90	0.50	0.46	0.28	0.24	0.52	0.30	0.50	*
* 2	0.50	0.53	0.98	0.71	0.90	0.49	0.46	0.28	0.24	0.47	0.33	0.49	*
* 3	0.60	0.51	0.98	0.73	0.87	0.50	0.46	0.28	0.25	0.46	0.40	0.48	*
* 4	0.70	0.50	0.98	0.69	0.85	0.49	0.45	0.27	0.25	0.45	0.48	0.57	*
* 5	1.00	0.47	0.95	0.68	0.83	0.48	0.44	0.26	0.25	0.44	0.60	0.67	*
* 6	1.35	0.44	0.92	0.71	0.82	0.50	0.43	0.26	0.25	0.43	0.75	0.70	*
* 7	1.05	0.45	0.90	0.75	0.80	0.52	0.42	0.26	0.25	0.42	0.95	0.68	*
* 8	0.95	0.50	0.90	0.82	0.80	0.58	0.41	0.26	0.25	0.43	0.90	0.69	*
* 9	0.80	0.70	0.90	0.92	0.80	0.60	0.39	0.26	0.25	0.43	0.85	0.70	*
* 10	0.64	0.92	0.88	0.93	0.78	0.62	0.38	0.26	0.25	0.43	0.80	0.68	*
* 11	0.70	1.10	0.87	0.97	0.77	0.63	0.38	0.26	0.25	0.41	0.77	0.67	*
* 12	0.95	1.30	0.86	1.05	0.75	0.64	0.37	0.25	0.25	0.41	0.75	0.66	*
* 13	1.08	1.44	0.84	1.15	0.75	0.66	0.37	0.25	0.24	0.41	0.74	0.65	*
* 14	0.96	1.32	0.83	1.25	0.74	0.68	0.37	0.25	0.24	0.40	0.74	0.63	*
* 15	0.90	1.26	0.82	1.22	0.68	0.68	0.36	0.25	0.24	0.38	0.69	0.62	*
* 16	0.87	1.22	0.81	1.20	0.67	0.66	0.34	0.25	0.24	0.38	0.67	0.61	*
* 17	0.85	1.18	0.80	1.17	0.65	0.64	0.33	0.25	0.24	0.37	0.66	0.60	*
* 18	0.84	1.15	0.79	1.10	0.64	0.63	0.32	0.25	0.24	0.36	0.65	0.60	*
* 19	0.83	1.13	0.78	1.05	0.63	0.63	0.31	0.25	0.26	0.35	0.62	0.59	*
* 20	0.81	1.12	0.78	1.02	0.61	0.63	0.30	0.25	0.50	0.35	0.61	0.65	*
* 21	0.80	1.10	0.77	0.97	0.60	0.60	0.30	0.25	0.76	0.35	0.62	0.65	*
* 22	0.79	1.08	0.78	0.94	0.60	0.58	0.30	0.25	0.69	0.34	0.59	0.66	*
* 23	0.75	1.07	0.78	0.92	0.59	0.57	0.30	0.25	0.68	0.32	0.59	0.68	*
* 24	0.75	1.05	0.77	0.92	0.58	0.56	0.30	0.25	0.65	0.31	0.58	0.70	*
* 25	0.73	1.04	0.77	0.93	0.57	0.55	0.30	0.25	0.64	0.30	0.58	0.68	*
* 26	0.70	1.03	0.77	0.89	0.56	0.54	0.30	0.24	0.61	0.29	0.60	0.66	*
* 27	0.68	1.02	0.76	0.94	0.55	0.53	0.29	0.24	0.58	0.29	0.61	0.65	*
* 28	0.66	1.01	0.76	1.00	0.56	0.52	0.28	0.24	0.57	0.28	0.59	0.64	*
* 29	0.64	XXXXX	0.75	0.94	0.51	0.51	0.28	0.24	0.53	0.28	0.57	0.63	*
* 30	0.59	XXXXX	0.74	0.91	0.51	0.48	0.28	0.24	0.54	0.27	0.55	0.62	*
* 31	0.58	XXXXX	0.72	XXXXX	0.50	XXXXX	0.28	0.24	XXXXX	0.25	XXXXX	0.61	*

 * BASSIN: MEYRARGUES DEBITS A LA FOUX (M3/S) ANNEE 1963 *

* --	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.	* --
* 1	*
* 2	*
* 3	*
* 4	*
* 5	1.70	1.63	.	*
* 6	0.55	2.03	.	*
* 7	1.38	.	*
* 8	0.04	6.00	0.94	.	*
* 9	0.17	3.45	0.63	.	*
* 10	.	2.88	0.50	.	*
* 11	0.10	4.35	.	0.49	0.36	.	*
* 12	0.31	3.80	.	1.61	*
* 13	0.02	2.31	.	1.18	*
* 14	.	2.08	.	0.41	*
* 15	.	2.79	.	0.38	*
* 16	.	2.48	.	0.35	*
* 17	.	2.17	.	0.30	*
* 18	.	1.85	.	0.07	*
* 19	.	1.35	.	0.05	*
* 20	.	0.87	.	0.02	2.58	.	.	.	*
* 21	.	0.56	1.60	.	.	.	*
* 22	.	0.48	*
* 23	.	0.29	*
* 24	.	0.25	*
* 25	.	0.21	*
* 26	.	0.11	*
* 27	.	0.13	*
* 28	.	0.11	*
* 29	.	XXXXX	*
* 30	.	XXXXX	*
* 31	.	XXXXX	.	XXXXX	.	XXXXX	.	.	XXXXX	.	XXXXX	.	*

 * BASSINI MEYRARGUES TEMPERATURES A SALON. ANNEE 1963 *

* --	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.	* --
* --	2.30	2.90	9.30	12.70	15.90	19.50	23.30	20.40	18.60	14.30	12.00	5.00	* --

* BASSIN: MEYRARGUES PLUVIOMETRIE A CAMPANE (MM/J) ANNEE 1964 *

	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* 1	.	.	.	17.1	8.0	.	2.1
* 2	.	.	.	1.4	.	6.8	.	.	.	4.5	.	2.3
* 3	6.0	34.0	.	.
* 4	5.6	.
* 5	3.0	.	.	.
* 6	8.0	.	.	.	0.6	.
* 7	57.3	.	.	9.3	.
* 8	13.2	.	.
* 9	.	.	13.7	9.9	.	.
* 10	.	.	4.5
* 11	.	.	2.1
* 12	30.7	.	8.1	14.5	.	0.7
* 13	10.1	.	16.0
* 14	1.7	26.0	.	.	.	13.0
* 15	.	18.0	4.1	.	25.1
* 16	.	.	2.6
* 17	.	15.8	8.9	.	.	.
* 18	.	1.2	.	0.5
* 19	.	24.5	3.9
* 20	.	6.6	.	13.6	18.0	10.5
* 21	.	.	10.3	.	.	22.6	1.6
* 22	6.5	0.7
* 23	16.8	8.5
* 24	.	1.6	3.1	3.2	.	.
* 25	.	9.2	14.5	.	24.0	6.3	.	.
* 26	.	0.6
* 27	.	3.1	.	.	0.3	.	0.7
* 28	6.0	.	.	.	26.0	.	17.8	23.3
* 29	.	7.3	9.7
* 30	.	XXXXX	3.2
* 31	.	XXXXX	.	XXXXX	.	XXXXX	.	.	XXXXX	.	XXXXX	.

* BASSIN: MEYRARGUES PLUVIOMETRIE A MEYRARGUES (MM/J) ANNEE 1964 *

	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* 1	.	.	.	17.1	8.0	.	2.1
* 2	.	.	.	1.4	.	6.8	.	.	.	4.5	.	2.3
* 3	6.0	34.0	.	.
* 4	5.6	.
* 5	3.0	.	.	.
* 6	8.0	.	.	.	0.6	.
* 7	57.3	.	.	9.3	.
* 8	13.2	.	.
* 9	.	.	13.7	9.9	.	.
* 10	.	.	4.5
* 11	.	.	2.1
* 12	30.7	.	8.1	14.5	.	0.7
* 13	10.1	.	16.0
* 14	1.7	26.0	.	.	.	13.0
* 15	.	18.0	4.1	.	25.1
* 16	.	.	2.6
* 17	.	15.8	8.9	.	.	.
* 18	.	1.2	.	0.5
* 19	.	24.5	3.9
* 20	.	6.6	.	13.6	18.0	10.5
* 21	.	.	10.3	.	.	22.6	1.6
* 22	6.5	0.7
* 23	16.8	8.5
* 24	.	1.6	3.1	3.2	.	.
* 25	.	9.2	14.5	.	24.0	6.3	.	.
* 26	.	0.6
* 27	.	3.1	.	.	0.3	.	0.7
* 28	6.0	.	.	.	26.0	.	17.8	23.3
* 29	.	7.3	9.7
* 30	.	XXXXX	3.2
* 31	.	XXXXX	.	XXXXX	.	XXXXX	.	.	XXXXX	.	XXXXX	.

H-9

```

*****
* BASSIN: MEYRARGUES          DEBITS A MEYRARGUES (M3/S)          ANNEE 1964 *
*****
*  JANV.  FEVR.  MARS  AVRIL  MAI  JUIN  JUIL.  AOUT  SEPT.  OCTO.  NOVE.  DECE.  *
*  -----  -----  -----  -----  -----  -----  -----  -----  -----  -----  -----  *
*  1  0.60  0.66  1.06  0.90  0.66  0.43  0.32  0.24  ?  ?  ?  ?  *
*  2  0.59  0.65  1.11  0.98  0.66  0.41  0.32  0.23  ?  ?  ?  ?  *
*  3  0.58  0.63  0.98  1.08  0.65  0.41  0.31  0.23  ?  ?  ?  ?  *
*  4  0.57  0.61  0.91  1.16  0.63  0.40  0.30  0.23  ?  ?  ?  ?  *
*  5  0.53  0.60  0.91  1.13  0.61  0.40  0.29  0.23  ?  ?  ?  ?  *
*  6  0.51  0.58  0.81  1.11  0.59  0.40  0.29  0.23  ?  ?  ?  ?  *
*  7  0.48  0.57  0.87  1.07  0.58  0.40  0.28  0.23  ?  ?  ?  ?  *
*  8  0.47  0.55  0.88  1.03  0.57  0.39  0.28  0.23  ?  ?  ?  ?  *
*  9  0.44  0.53  0.89  1.01  0.56  0.38  0.29  0.24  ?  ?  ?  ?  *
* 10  0.44  0.51  0.91  0.98  0.55  0.38  0.29  0.24  ?  ?  ?  ?  *
* 11  0.40  0.49  0.93  0.96  0.55  0.38  0.28  0.23  ?  ?  ?  ?  *
* 12  0.45  0.47  0.95  0.95  0.53  0.37  0.28  0.22  ?  ?  ?  ?  *
* 13  0.53  0.46  1.00  0.91  0.51  0.37  0.28  0.21  ?  ?  ?  ?  *
* 14  0.65  0.45  1.08  0.89  0.50  0.36  0.28  0.21  ?  ?  ?  ?  *
* 15  0.82  0.44  1.13  0.89  0.49  0.35  0.28  0.21  ?  ?  ?  ?  *
* 16  0.90  0.43  1.10  0.87  0.48  0.35  0.26  0.21  ?  ?  ?  ?  *
* 17  0.85  0.40  1.07  0.85  0.48  0.35  0.25  0.21  ?  ?  ?  ?  *
* 18  0.84  0.42  1.04  0.84  0.47  0.35  0.25  0.21  ?  ?  ?  ?  *
* 19  0.82  0.44  1.01  0.83  0.47  0.33  0.25  0.21  ?  ?  ?  ?  *
* 20  0.80  0.55  1.00  0.81  0.46  0.31  0.25  0.21  ?  ?  ?  ?  *
* 21  0.79  0.85  0.99  0.79  0.45  0.30  0.25  0.21  ?  ?  ?  ?  *
* 22  0.78  1.07  0.94  0.78  0.44  0.29  0.25  0.21  ?  ?  ?  ?  *
* 23  0.77  0.92  0.91  0.77  0.43  0.28  0.25  0.21  ?  ?  ?  ?  *
* 24  0.75  0.81  0.88  0.75  0.45  0.27  0.25  0.21  ?  ?  ?  ?  *
* 25  0.74  0.80  0.86  0.73  0.48  0.28  0.25  0.21  ?  ?  ?  ?  *
* 26  0.73  0.94  0.90  0.71  0.46  0.29  0.25  0.20  ?  ?  ?  ?  *
* 27  0.73  0.92  0.90  0.70  0.45  0.31  0.25  0.20  ?  ?  ?  ?  *
* 28  0.71  0.96  0.88  0.68  0.45  0.33  0.25  0.20  ?  ?  ?  ?  *
* 29  0.70  1.02  0.88  0.68  0.45  0.35  0.25  0.20  ?  ?  ?  ?  *
* 30  0.67  XXXXX  0.88  0.67  0.44  0.32  0.25  0.19  ?  ?  ?  ?  *
* 31  0.67  XXXXX  0.91  XXXXX  0.44  XXXXX  0.25  0.19  XXXXX  ?  XXXXX  ?  *
*****

```

```

*****
* BASSIN: MEYRARGUES          DEBITS A LA FOUX (M3/S)          ANNEE 1964 *
*****
*  JANV.  FEVR.  MARS  AVRIL  MAI  JUIN  JUIL.  AOUT  SEPT.  OCTO.  NOVE.  DECE.  *
*  -----  -----  -----  -----  -----  -----  -----  -----  -----  -----  -----  *
*  1  .  .  .  .  .  .  .  .  .  .  .  .  *
*  2  .  .  .  0.82  .  .  .  .  .  .  .  .  *
*  3  .  .  .  0.90  .  .  .  .  .  .  .  .  *
*  4  .  .  .  0.98  .  .  .  .  .  .  .  .  *
*  5  .  .  .  0.47  .  .  .  .  .  .  .  .  *
*  6  .  .  .  0.34  .  .  .  .  .  .  .  .  *
*  7  .  .  .  0.27  .  .  .  .  .  .  .  .  *
*  8  .  .  .  0.10  .  .  .  .  .  .  .  .  *
*  9  .  .  .  0.04  .  .  .  .  .  .  .  .  *
* 10  .  .  .  0.02  .  .  .  .  .  .  .  .  *
* 11  .  .  .  0.02  .  .  .  .  .  .  .  .  *
* 12  .  .  .  .  .  .  .  .  .  .  .  .  *
* 13  .  .  1.96  .  .  .  .  .  .  .  .  .  *
* 14  1.55  .  1.74  .  .  .  .  .  .  .  .  .  *
* 15  0.98  .  1.27  .  .  .  .  .  .  .  .  .  *
* 16  0.53  .  0.77  .  .  .  .  .  .  .  .  .  *
* 17  0.38  .  0.56  .  .  .  .  .  .  .  .  .  *
* 18  0.14  .  0.38  .  .  .  .  .  .  .  .  .  *
* 19  0.05  .  0.32  .  .  .  .  .  .  .  .  .  *
* 20  .  1.22  0.11  .  .  .  .  .  .  .  .  .  *
* 21  .  0.21  .  .  .  .  .  .  .  .  .  .  *
* 22  .  .  .  .  .  .  .  .  .  .  .  .  *
* 23  .  .  .  .  .  .  .  .  .  .  .  .  *
* 24  .  .  .  .  .  .  .  .  .  .  .  .  *
* 25  .  .  .  .  .  .  .  .  .  .  .  .  *
* 26  .  .  .  .  .  .  .  .  .  .  .  .  *
* 27  .  .  .  .  .  .  .  .  .  .  .  .  *
* 28  .  .  .  .  .  .  .  .  .  .  .  .  *
* 29  .  .  .  .  .  .  .  .  .  .  .  .  *
* 30  .  XXXXX  .  .  .  .  .  .  .  .  .  .  *
* 31  .  XXXXX  .  XXXXX  .  XXXXX  .  .  XXXXX  .  XXXXX  .  *
*****

```

```

*****
* BASSIN: MEYRARGUES          TEMPERATURES A SALON,          ANNEE 1964 *
*****
*  JANV.  FEVR.  MARS  AVRIL  MAI  JUIN  JUIL.  AOUT  SEPT.  OCTO.  NOVE.  DECE.  *
*  -----  -----  -----  -----  -----  -----  -----  -----  -----  -----  -----  *
*  4.80  8.20  9.20  12.60  17.40  21.00  23.30  21.40  19.30  12.40  9.70  6.00  *
*****

```

 * BASSIN: VAUCLUSE PLUVIOMETRIE A SAULT (MM/J) ANNEE 1966 *

 * JANV. FEVR. MARS AVRIL MAI JUIN JUIL. AOÛT SEPT. OCTO. NOVE. DECE. *

 * 1 13.0 24.0 . 3.0 *
 * 2 1.2 62.0 . . *
 * 3 45.0 . 5.0 *
 * 4 12.0 . . *
 * 5 . . . 3.0 10.0 . 17.0 . . . 13.0 . . *
 * 6 . . . 1.0 12.5 1.5 *
 * 7 . . . 32.0 5.0 . . . *
 * 8 . 1.5 . 3.1 . . . 16.0 . . 8.5 . . *
 * 9 . . . 42.0 . 8.0 . . . 2.0 . . . *
 * 10 . 24.0 . 3.0 14.0 . 1.0 . *
 * 11 16.0 7.0 . 1.0 . . 5.0 . . 20.0 . . . *
 * 12 7.0 24.0 . . 1.0 3.5 . *
 * 13 . 4.0 *
 * 14 . . . 2.0 . . . 0.8 . . 19.0 . . . *
 * 15 3.0 . . . 39.0 *
 * 16 . 30.0 *
 * 17 . 1.0 . . 18.0 *
 * 18 16.0 2.0 . . . 20.5 *
 * 19 *
 * 20 10.0 3.5 . 5.5 . 6.5 21.5 . . 5.5 . . . *
 * 21 5.0 30.0 2.0 *
 * 22 6.5 7.0 *
 * 23 2.0 0.3 . . *
 * 24 . . . 8.0 1.4 . . . *
 * 25 13.0 13.1 *
 * 26 . . 3.0 1.5 1.1 *
 * 27 19.0 . *
 * 28 . 13.0 3.0 . . 23.5 . . . *
 * 29 . XXXXX 10.0 40.0 . . . 1.5 . *
 * 30 . XXXXX 19.0 . . *
 * 31 . XXXXX . XXXXX 12.0 XXXXX . . XXXXX . XXXXX . . *

 * BASSIN: VAUCLUSE PLUVIOMETRIE A BANON (MM/J) ANNEE 1966 *

 * JANV. FEVR. MARS AVRIL MAI JUIN JUIL. AOÛT SEPT. OCTO. NOVE. DECE. *

 * 1 4.6 2.4 . 5.3 *
 * 2 2.6 25.2 12.4 *
 * 3 34.2 7.9 *
 * 4 12.4 *
 * 5 . . . 8.2 . 1.3 5.6 . . . 12.6 . . *
 * 6 31.7 *
 * 7 . . . 36.1 *
 * 8 18.2 . . 9.3 . . *
 * 9 . . . 56.2 . 14.3 *
 * 10 . 37.2 9.3 . . . *
 * 11 11.2 4.6 . 4.1 . 1.2 . . . 24.4 . . . *
 * 12 8.4 14.2 *
 * 13 4.1 *
 * 14 5.4 . . . *
 * 15 . . . 4.6 47.5 . . . *
 * 16 . 19.8 . 1.6 *
 * 17 11.2 *
 * 18 11.6 . . . 48.3 . 36.4 . . . *
 * 19 . 4.0 *
 * 20 10.6 . . 7.2 . 5.6 18.6 . . 3.6 . . . *
 * 21 2.7 37.2 *
 * 22 4.6 3.7 6.1 . . *
 * 23 *
 * 24 *
 * 25 15.8 *
 * 26 *
 * 27 . . . 2.6 21.2 *
 * 28 . 16.2 7.2 . . *
 * 29 . XXXXX 6.3 25.6 . . . 1.3 . *
 * 30 . XXXXX . 1.3 . . . 4.2 . . . 12.3 . . *
 * 31 . XXXXX . XXXXX 7.8 XXXXX . . XXXXX . XXXXX . . *

 * BASSIN: VAUCLUSE PLUVIOMETRIE A ST.-CHRISTOL (MM/J) ANNEE 1966 *

 * JANV. FEVR. MARS AVRIL MAI JUIN JUIL. AOUT SEPT. OCTO. NOVE. DECE. *

 * 1 20.0 7.2 4.3 *
 * 2 2.0 2.2 63.0 . *
 * 3 . . . 1.2 10.8 4.0 *
 * 4 *
 * 5 7.6 5.5 17.0 . *
 * 6 23.0 *
 * 7 . . 2.0 . . 36.3 *
 * 8 5.0 9.6 8.5 . *
 * 9 18.0 3.0 *
 * 10 15.0 40.0 15.0 . . 7.0 *
 * 11 24.5 4.5 21.0 *
 * 12 . . 12.5 3.0 *
 * 13 . . 7.0 *
 * 14 1.0 1.0 16.5 . . . *
 * 15 3.2 . . 23.5 . . 0.5 . . 40.0 . . . *
 * 16 . . 7.5 0.5 . . *
 * 17 18.3 *
 * 18 3.8 2.5 . . 12.3 . . 19.0 *
 * 19 . *
 * 20 7.0 . . . 9.8 . . 7.5 26.0 *
 * 21 20.0 45.5 3.2 *
 * 22 . . 6.0 2.4 . . *
 * 23 . 0.2 . . *
 * 24 7.0 *
 * 25 21.0 . . . 6.4 4.0 . . . *
 * 26 0.7 *
 * 27 2.0 22.0 *
 * 28 . . 14.5 8.0 . . 27.0 . . *
 * 29 . XXXXX . . 8.7 13.0 26.0 1.5 *
 * 30 . XXXXX . . 8.1 1.1 16.0 . . *
 * 31 . XXXXX . . XXXXX 7.5 XXXXX . . 2.2 XXXXX . . XXXXX *

 * BASSIN: VAUCLUSE PLUVIOMETRIE A APT (MM/J) ANNEE 1966 *

 * JANV. FEVR. MARS AVRIL MAI JUIN JUIL. AOUT SEPT. OCTO. NOVE. DECE. *

 * 1 3.9 0.8 2.1 . . *
 * 2 2.3 1.2 37.9 2.2 *
 * 3 . 30.4 5.2 *
 * 4 . *
 * 5 2.6 4.9 8.5 6.6 . . *
 * 6 18.2 1.2 *
 * 7 . . 2.2 . . 5.8 *
 * 8 0.9 . . 0.9 . . 9.2 9.3 . . *
 * 9 19.6 . . 6.1 3.7 . . *
 * 10 6.8 25.3 . . 0.7 7.2 . . 0.3 *
 * 11 3.4 2.1 . 10.6 *
 * 12 . . 25.1 . 0.2 *
 * 13 . . 16.8 . . 5.3 *
 * 14 0.2 1.6 8.5 *
 * 15 3.3 43.2 *
 * 16 . . 20.1 . . 1.9 0.7 *
 * 17 14.8 *
 * 18 3.1 17.3 *
 * 19 . *
 * 20 7.7 12.3 . . 1.7 . . 4.1 35.5 0.7 . . . *
 * 21 3.1 21.2 0.8 *
 * 22 3.2 2.8 . 3.5 *
 * 23 . *
 * 24 4.5 *
 * 25 15.5 . 11.3 *
 * 26 1.4 *
 * 27 . 15.1 *
 * 28 . . 14.2 0.3 5.4 . . 12.4 . . *
 * 29 . XXXXX 11.2 19.6 1.1 *
 * 30 . XXXXX 9.9 . . *
 * 31 . XXXXX . . XXXXX 0.7 XXXXX . . 1.3 XXXXX . . XXXXX *

H-12

```

*****
* BASSINI VAUCLUSE          PLUVIOMETRIE A CHAT/NEUF-MIRAVAIL (MM/J) ANNEE 1966
*****
*  JANV.  FEVR.  MARS  AVRIL  MAI  JUIN  JUIL.  AOUT  SEPT.  OCTO.  NOVE.  DECE.
*  -----
*  1      .      .      .      .      .      14.0   .      .      25.0   .      20.0
*  2      .      .      .      .      .      .      .      .      .      30.0   .
*  3      .      .      .      .      .      .      .      .      .      34.0   8.0
*  4      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .
*  5      .      .      .      .      .      12.0  10.0   .      .      .      26.0   .
*  6      .      3.0   .      .      23.0   .      .      .      .      .      .      .
*  7      .      .      .      32.0   .      .      8.0   .      .      .      .      .
*  8      .      .      .      .      .      .      .      16.0   .      .      2.4   .
*  9      .      .      .      64.0   .      13.0   .      .      .      .      18.0   .
* 10     15.0  27.0   .      .      .      .      .      .      .      6.0   .
* 11     3.0   4.0   .      4.0   .      .      .      .      .      17.0   .
* 12     .      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .
* 13     .      .      .      5.0   6.5   .      .      .      .      .      .      .
* 14     .      .      .      .      .      .      19.0   .      .      .      .      .
* 15     .      .      .      .      .      .      .      .      .      67.0   .      .
* 16     .      33.0  .      .      .      .      .      .      .      .      .      .
* 17     .      .      .      .      9.0   .      .      .      .      .      .      .
* 18     .      .      .      .      .      .      .      6.5   .      12.0   .      .
* 19     .      .      .      12.0  .      5.0   6.0   .      .      20.0   .      .
* 20     .      10.0  .      16.5  .      .      .      .      .      .      .      .
* 21     10.0  60.0  .      .      .      .      10.0  .      .      .      .      .
* 22     3.0   12.0  .      .      .      .      .      .      .      .      7.0   .
* 23     .      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .
* 24     .      .      .      4.0   .      .      .      .      .      .      .      .
* 25     20.0  .      .      .      .      .      .      .      .      14.0   .      .
* 26     .      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .
* 27     .      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .      26.0
* 28     .      26.0  .      .      .      .      .      .      .      .      .      .
* 29     .      XXXXX  .      .      .      .      .      11.0  17.0  .      .      .
* 30     .      XXXXX  .      .      .      .      .      .      .      .      29.0  .
* 31     .      XXXXX  .      XXXXX  .      XXXXX  .      .      XXXXX  .      XXXXX  .
*****

```

```

*****
* BASSINI VAUCLUSE          PLUVIOMETRIE A BRANTES (MM/J)          ANNEE 1966
*****
*  JANV.  FEVR.  MARS  AVRIL  MAI  JUIN  JUIL.  AOUT  SEPT.  OCTO.  NOVE.  DECE.
*  -----
*  1      .      .      .      .      2.7  2.3   .      .      .      58.4  4.5  19.5
*  2     2.6   .      .      .      .      .      .      .      .      70.5  .
*  3      .      .      0.5   .      1.7   .      .      .      .      .      16.6  1.0
*  4      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .
*  5      .      .      .      2.1  30.2  .      19.1  .      .      .      11.3  .
*  6      .      .      .      5.8  10.6  .      1.8   .      .      .      .      .
*  7      .      3.1   .      17.7  .      .      .      .      .      .      .      .
*  8      .      1.0   .      22.5  .      .      .      5.2   .      .      12.5  .
*  9      .      .      .      26.5  .      6.9   .      .      .      .      4.5   .
* 10     7.1  31.7  .      2.5   .      .      .      .      .      11.2  2.5  1.4
* 11     5.8   3.1   .      .      .      1.4  8.8   .      .      17.2  .      .
* 12     .      14.3  .      .      .      .      .      .      .      .      .      .
* 13     .      4.1   .      1.5   .      .      .      .      .      .      .      .
* 14     .      .      .      3.6  0.4   .      0.4   .      .      19.3  .      .
* 15     .      0.4   .      .      .      .      .      0.6   .      33.2  .      .
* 16     .      21.6  .      .      .      .      .      .      .      .      .      .
* 17     .      .      .      .      7.9   .      .      .      .      .      .      .
* 18     .      .      .      .      .      0.3   .      0.8   .      19.3  .      .
* 19     .      .      .      9.5   .      .      .      .      .      .      .      .
* 20     3.5  32.0  .      .      .      3.6  12.3  .      .      5.9   .      .
* 21     3.0  11.3  .      .      .      .      .      .      .      .      .      .
* 22     4.5   7.1   .      .      .      .      .      .      .      .      1.2   .
* 23     .      .      .      .      .      .      .      .      .      0.8  1.5   .
* 24     .      .      .      9.4   .      .      .      1.5   .      .      .      .
* 25     19.7  .      .      .      .      .      .      .      .      11.4  .      .
* 26     .      .      .      0.6   .      .      .      .      .      1.2   .      .
* 27     .      7.3   .      .      .      .      .      .      .      .      21.5  .
* 28     .      2.5   .      .      .      .      .      .      1.5   .      12.0  .
* 29     .      XXXXX  .      .      .      .      .      11.0  18.9  .      .      4.3
* 30     .      XXXXX  .      0.4   .      .      .      3.4   .      .      3.5   .
* 31     .      XXXXX  .      XXXXX  23.8 XXXXX  .      0.3 XXXXX  .      XXXXX  .
*****

```

 * BASSIN: VAUCLUSE DEBITS A LA FONTAINE DE VAUCLUSE (M3/S) ANNEE 1966 *

	JANV.	FEBR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* 1	?	24.85	44.50	19.26	?	?	12.79	9.51	7.78	6.61	10.24	14.51
* 2	?	24.01	44.50	19.09	23.00	?	12.71	?	7.72	6.78	10.00	16.35
* 3	?	24.01	42.80	18.93	22.12	?	12.55	?	7.66	6.85	12.26	18.54
* 4	31.60	21.70	41.10	18.78	21.70	?	12.39	?	7.60	6.80	19.40	21.70
* 5	22.12	?	?	18.64	21.45	?	12.22	?	7.55	6.74	25.99	22.07
* 6	?	?	?	18.47	21.45	?	12.05	?	7.43	6.65	24.85	20.76
* 7	19.98	?	35.44	18.34	22.12	?	11.96	?	7.43	6.59	25.99	19.74
* 8	?	?	31.60	18.69	24.85	?	11.80	?	7.38	6.56	26.67	19.17
* 9	?	?	33.52	?	24.01	?	11.70	?	7.33	6.53	25.64	18.66
* 10	?	19.78	31.60	?	24.01	?	11.58	?	7.26	6.53	24.26	18.26
* 11	?	20.18	30.04	?	24.01	?	11.46	?	7.20	6.52	22.75	17.87
* 12	?	?	?	44.86	24.01	?	11.38	?	7.20	6.71	21.70	17.53
* 13	?	?	?	44.86	24.01	?	11.12	?	7.17	7.10	20.48	17.27
* 14	?	38.05	28.48	42.80	23.17	?	11.08	?	7.15	7.20	19.92	17.04
* 15	?	38.05	27.13	41.10	22.00	?	11.04	?	7.10	7.33	19.48	16.74
* 16	?	38.05	27.13	38.05	20.84	?	10.95	?	7.09	11.82	19.11	16.43
* 17	?	37.39	25.99	37.20	20.42	?	10.86	?	7.07	13.89	18.17	16.18
* 18	?	38.05	?	35.44	21.02	?	10.77	?	7.01	13.43	17.74	15.89
* 19	?	?	?	33.52	22.54	?	10.70	8.35	6.94	12.70	17.25	15.59
* 20	?	?	?	30.04	?	?	10.52	?	6.88	14.28	16.71	15.34
* 21	?	38.05	?	28.48	?	?	10.35	?	6.85	14.75	16.26	15.17
* 22	?	44.50	23.17	27.13	?	?	10.26	?	6.83	14.33	15.77	14.95
* 23	?	52.40	22.54	25.99	?	?	10.44	?	6.79	13.66	15.31	14.66
* 24	?	54.60	22.16	?	?	?	10.35	?	6.76	12.91	14.90	14.35
* 25	?	54.60	21.70	27.13	?	?	10.26	?	6.73	12.34	14.47	14.00
* 26	27.13	?	21.20	24.85	?	?	10.26	?	6.68	11.87	14.09	13.72
* 27	31.60	?	20.70	24.01	?	?	10.08	?	6.67	11.64	13.63	13.49
* 28	33.52	54.60	20.43	21.11	?	13.45	9.98	?	6.63	11.42	13.34	13.43
* 29	28.48	XXXXX	20.10	24.85	?	13.15	9.89	?	6.62	11.10	13.29	13.67
* 30	?	XXXXX	19.78	?	?	12.46	?	?	6.62	10.77	13.77	13.75
* 31	27.15	XXXXX	19.45	XXXXX	?	XXXXX	?	7.78	XXXXX	10.48	XXXXX	14.35

 * BASSIN: VAUCLUSE TEMPERATURES A ORANGE. ANNEE 1966 *

	JANV.	FEBR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* --	4.10	9.40	9.00	13.30	16.80	20.60	20.80	20.90	20.50	16.00	6.90	6.80

	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* 1
* 2	5.5	6.0	.
* 3
* 4	2.0	.	37.0	.
* 5	6.0
* 6	4.5	.	2.0
* 7	.	.	10.0	.	.	14.0	.	2.5	.	.	15.0	.
* 8	4.5	.	2.0
* 9	.	.	1.0	16.0	.	.	.	2.5	.	.	.	1.4
* 10	.	2.5	1.5	5.5
* 11
* 12	9.0	16.0	.	.	.
* 13	8.0
* 14	0.5	13.0	.
* 15	.	7.5	.	16.0	3.5	9.0	.
* 16	.	22.0	.	5.0	8.5	43.0	1.0	.
* 17	.	10.0	.	.	.	5.0	2.0	.
* 18	10.0
* 19	7.0
* 20	6.5
* 21	8.0	10.0	.	.	.
* 22	3.5	.	.	.	4.0
* 23	7.0	2.0
* 24	2.0
* 25	2.0	24.0
* 26	.	9.0	1.1	.	.	10.5	24.0	.
* 27	.	.	3.3
* 28
* 29	.	XXXXX	2.0
* 30	.	XXXXX	1.2	14.5
* 31	.	XXXXX	.	XXXXX	.	XXXXX	.	.	XXXXX	28.5	XXXXX	0.8

 * BASSIN: VAUCLUSE PLUVIOMETRIE A BANON (MM/J) ANNEE 1967 *

	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* 1
* 2	6.6	18.4	.
* 3
* 4	53.2	.
* 5	2.0
* 6
* 7	.	.	21.2	.	.	5.5	16.3	.
* 8	6.3	.	6.3	2.9	8.7	2.1	.
* 9	.	.	.	31.2	2.3
* 10	.	.	.	16.3
* 11
* 12	2.3	.	14.3
* 13	.	.	3.0	19.5	.	.	.
* 14	7.1	.
* 15	.	6.3	.	2.8	5.7	30.2	.
* 16	.	21.0	.	.	34.4	11.3	1.8	.
* 17	.	6.5	.	.	10.2	4.4
* 18	.	3.4
* 19	7.1
* 20	19.5
* 21	3.9	12.7	.	.	.
* 22	9.4	.	.	.	3.2
* 23	1.7	.	.	3.2
* 24	6.3
* 25	25.3
* 26	.	6.6	4.2	.	.	.	25.8	.
* 27
* 28	.	.	1.6	2.3	.	.
* 29	.	XXXXX
* 30	.	XXXXX	4.6
* 31	.	XXXXX	.	XXXXX	.	XXXXX	.	.	XXXXX	23.2	XXXXX	0.3

 * BASSIN: VAUCLUSE PLUVIOMETRIE A ST.-CHRISTOL (MM/J) ANNEE 1967 *

 * JANV. FEVR. MARS AVRIL MAI JUIN JUIL. AOÛT SEPT. OCTO. NOVE. DECE. *

 * 1 7.1 *
 * 2 7.5 *
 * 3 *
 * 4 *
 * 5 . . 6.3 *
 * 6 1.5 . . . *
 * 7 . . . 15.5 . . . 8.3 . 2.2 . . . *
 * 8 13.8 . . 5.0 20.0 . . *
 * 9 . . 0.7 0.2 20.0 2.6 . . *
 * 10 *
 * 11 0.3 *
 * 12 *
 * 13 6.0 11.2 *
 * 14 3.2 *
 * 15 6.1 . 4.5 7.2 *
 * 16 . . 14.0 . . 17.3 . . 15.0 . . 0.2 *
 * 17 . . 13.0 2.8 *
 * 18 15.0 *
 * 19 10.0 *
 * 20 20.0 *
 * 21 13.0 *
 * 22 1.0 4.5 *
 * 23 8.0 1.0 2.2 *
 * 24 2.0 *
 * 25 *
 * 26 . . 30.0 2.5 14.0 *
 * 27 3.0 *
 * 28 *
 * 29 . . XXXXX *
 * 30 . . XXXXX *
 * 31 . . XXXXX . . XXXXX . . XXXXX . . XXXXX 26.5 XXXXX 0.5 *

 * BASSIN: VAUCLUSE PLUVIOMETRIE A APT (MM/J) ANNEE 1967 *

 * JANV. FEVR. MARS AVRIL MAI JUIN JUIL. AOÛT SEPT. OCTO. NOVE. DECE. *

 * 1 0.4 *
 * 2 5.2 *
 * 3 *
 * 4 *
 * 5 *
 * 6 *
 * 7 12.1 7.2 . . 6.2 15.7 . . *
 * 8 4.1 1.6 *
 * 9 10.7 *
 * 10 6.8 *
 * 11 *
 * 12 0.8 3.2 19.4 *
 * 13 *
 * 14 0.8 *
 * 15 0.2 . . 0.7 *
 * 16 8.4 . . 0.3 17.8 16.3 *
 * 17 3.8 . . 3.5 . . 1.2 *
 * 18 1.8 *
 * 19 4.7 *
 * 20 4.8 *
 * 21 9.8 *
 * 22 3.0 *
 * 23 2.9 *
 * 24 1.6 0.5 *
 * 25 *
 * 26 . . 17.1 3.8 *
 * 27 1.2 *
 * 28 *
 * 29 . . XXXXX *
 * 30 . . XXXXX *
 * 31 . . XXXXX . . XXXXX . . XXXXX . . XXXXX 14.9 XXXXX . . *

H-16

```

*****
* BASSIN: VAUCLUSE          PLUVIOMETRIE A CHAT/NEUF-MIRAVAIL (MM/J) ANNEE 1967
*****
*  JANV.  FEVR.  MARS  AVRIL  MAI  JUIN  JUIL.  AOUT  SEPT.  OCTO.  NOVE.  DECE.
*  -----
*  1      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .
*  2      .      .      .      .      5.0  .      .      .      .      .      20.0
*  3      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .
*  4      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .      53.0
*  5      .      8.0  .      .      19.0  .      .      .      .      .      .
*  6      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .
*  7      .      .      12.0  .      .      18.0  .      .      .      .      16.0
*  8      6.0  .      13.0  .      .      .      .      .      .      .      .
*  9      .      .      3.0  40.0  .      .      .      5.0  .      .      .
* 10      .      .      .      9.0  .      .      .      .      .      .      .
* 11      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .
* 12      .      .      .      .      .      .      .      7.0  20.0  .      .
* 13      .      .      .      .      .      .      .      .      7.0  .      .
* 14      .      .      .      .      .      .      .      .      .      2.0  25.0
* 15      .      12.0  .      13.0  12.0  .      .      .      .      .      36.0
* 16      .      32.0  .      2.0  23.0  10.0  .      .      .      .      3.0
* 17      .      7.0  .      .      .      5.0  .      .      .      .      .
* 18      .      5.0  .      .      .      .      .      .      .      .      .
* 19      .      .      .      .      .      .      13.0  .      .      .      .
* 20      15.0  2.0  .      .      .      .      .      .      .      .      .
* 21      .      .      .      .      .      .      .      .      13.0  .      .
* 22      7.0  .      .      .      4.0  .      .      .      .      .      .
* 23      6.0  .      .      .      .      .      .      .      .      .      .
* 24      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .
* 25      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .      25.0
* 26      .      23.0  2.0  .      .      .      .      .      .      .      38.0
* 27      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .
* 28      .      .      2.0  .      .      .      .      .      .      .      .
* 29      .      XXXXX  .      .      .      10.0  .      .      .      .      .
* 30      .      XXXXX  .      .      .      .      .      9.0  .      .      .
* 31      .      XXXXX  .      XXXXX  .      XXXXX  .      XXXXX  22.0  XXXXX  0.5
*****

```

```

*****
* BASSIN: VAUCLUSE          PLUVIOMETRIE A BRANTES (MM/J)          ANNEE 1967
*****
*  JANV.  FEVR.  MARS  AVRIL  MAI  JUIN  JUIL.  AOUT  SEPT.  OCTO.  NOVE.  DECE.
*  -----
*  1      .      .      1.7  .      3.2  .      .      .      .      .      0.6
*  2      .      .      .      .      2.8  .      .      .      .      1.1  10.2
*  3      .      .      .      .      .      .      5.4  .      .      .      .
*  4      .      .      .      .      .      .      .      0.5  3.5  .      49.5
*  5      .      1.0  .      .      5.0  .      .      .      .      .      .
*  6      .      .      .      .      3.1  .      2.0  .      .      .      .
*  7      .      .      7.4  .      .      30.9  .      2.0  .      .      3.6
*  8      2.5  .      2.0  .      .      .      .      2.3  .      .      1.2
*  9      .      .      16.9  4.6  .      .      .      .      .      .      .
* 10      .      24.4  .      .      2.1  .      .      .      .      .      .
* 11      .      .      .      .      .      .      .      12.0  8.3  .      .
* 12      .      .      2.1  .      .      .      .      .      2.9  .      .
* 13      .      0.5  1.5  .      .      .      .      .      .      3.8  9.2
* 14      .      0.3  .      .      6.2  .      1.1  .      .      .      28.1
* 15      .      .      .      4.1  26.8  .      .      .      .      .      .
* 16      .      19.1  .      1.0  33.4  52.1  .      1.5  .      .      1.3
* 17      .      4.7  .      .      .      8.7  .      .      .      .      .
* 18      .      .      .      .      .      15.8  .      .      .      .      .
* 19      2.1  .      .      .      .      .      .      .      .      .      .
* 20      .      1.6  .      .      .      .      .      .      .      .      .
* 21      6.8  .      .      .      .      .      .      .      24.4  .      .
* 22      .      .      .      .      11.9  .      .      .      .      .      .
* 23      5.5  .      .      .      .      .      .      .      .      .      .
* 24      .      .      .      .      2.3  .      .      .      .      .      .
* 25      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .      22.8
* 26      .      24.4  1.8  .      .      15.0  .      .      .      .      42.5
* 27      .      .      3.2  .      .      .      .      .      .      .      .
* 28      .      .      .      .      .      .      .      .      .      2.2  2.3
* 29      .      XXXXX  .      .      .      .      .      .      .      .      .
* 30      .      XXXXX  .      .      .      .      .      7.3  .      .      .
* 31      .      XXXXX  0.6  XXXXX  .      XXXXX  .      XXXXX  27.9  XXXXX  0.4
*****

```

 * BASSIN: VAUCLUSE DEBITS A LA FONTAINE DE VAUCLUSE (M3/S) ANNEE 1967 *

	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* 1	14.83	15.75	20.20	14.80	12.62	9.92	7.75	5.98	5.25	4.40	4.09	10.75
* 2	14.94	14.83	20.17	14.47	12.46	9.75	7.66	5.97	5.24	4.40	4.12	10.02
* 3	14.98	15.25	19.88	14.26	12.30	9.56	7.58	5.95	5.20	4.39	4.29	9.32
* 4	14.94	15.00	19.45	13.86	12.10	9.37	7.50	5.91	5.19	4.37	4.33	8.91
* 5	14.83	14.78	18.97	13.63	11.91	9.24	7.43	5.88	5.14	4.34	6.10	8.51
* 6	14.65	14.55	18.65	13.45	11.72	9.13	7.31	5.85	5.11	4.32	8.09	8.17
* 7	14.39	14.33	18.48	13.31	11.55	9.04	7.26	5.81	5.08	4.27	7.31	7.88
* 8	14.12	14.10	18.33	13.14	11.46	8.98	7.22	5.79	5.03	4.23	6.51	7.60
* 9	13.80	13.80	18.67	12.95	11.26	8.93	7.16	5.77	5.01	4.20	6.53	7.35
* 10	13.49	13.60	19.34	12.86	11.11	8.84	7.09	5.73	4.98	4.18	6.65	7.13
* 11	13.20	13.24	20.14	13.17	11.03	8.71	7.01	5.70	4.95	4.15	6.48	6.87
* 12	12.96	12.98	20.74	14.33	10.91	8.59	6.95	5.68	4.92	4.15	6.20	6.67
* 13	12.71	12.76	20.72	15.28	10.80	8.49	6.39	5.66	4.88	4.13	5.89	6.50
* 14	12.41	12.55	20.22	15.56	10.68	8.39	6.84	5.64	4.84	4.12	5.70	6.30
* 15	12.15	12.36	19.78	15.57	10.55	8.32	6.79	5.62	4.72	4.11	5.66	6.21
* 16	11.94	12.21	19.45	15.46	10.53	8.25	6.76	5.58	4.72	4.09	9.40	6.02
* 17	11.75	12.11	19.14	15.47	11.63	8.34	6.71	5.55	4.69	4.09	12.71	5.95
* 18	11.59	12.28	18.82	15.49	12.55	8.60	6.66	5.53	4.66	4.09	12.75	5.78
* 19	11.44	12.67	18.59	15.49	12.43	8.78	6.56	5.51	4.66	4.11	12.11	5.69
* 20	11.29	12.91	18.24	15.38	12.30	8.98	6.46	5.48	4.64	4.12	11.32	5.67
* 21	11.46	13.60	17.92	15.22	12.09	9.02	6.41	5.45	4.64	4.15	10.22	5.51
* 22	11.93	16.84	17.47	15.05	11.86	8.87	6.41	5.43	4.66	4.16	9.30	5.47
* 23	13.26	18.36	17.28	14.83	11.63	8.69	6.37	5.41	4.64	4.18	8.61	5.44
* 24	14.22	19.33	16.95	14.50	11.48	8.55	6.32	5.40	4.57	4.18	8.09	5.40
* 25	14.33	19.46	16.60	14.24	11.29	8.43	6.27	5.38	4.47	4.15	7.64	5.40
* 26	15.78	19.27	16.36	13.93	11.12	8.29	6.24	5.35	4.50	4.11	7.25	5.62
* 27	16.05	19.24	16.12	13.58	10.85	8.17	6.19	5.32	4.47	4.09	7.88	5.68
* 28	16.20	19.75	15.83	13.29	10.67	8.06	6.15	5.30	4.46	4.06	11.36	5.68
* 29	16.30	XXXXX	15.63	13.04	10.44	7.96	6.10	5.28	4.44	4.05	12.04	5.69
* 30	16.29	XXXXX	15.37	12.81	10.24	7.87	6.05	5.28	4.41	4.05	11.57	5.66
* 31	16.17	XXXXX	15.06	XXXXX	10.08	XXXXX	6.01	5.27	XXXXX	4.06	XXXXX	5.62

 * BASSIN: VAUCLUSE TEMPERATURES A ORANGE. ANNEE 1967 *

	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* 5.10	7.50	10.90	12.60	16.00	19.00	24.30	22.80	18.80	16.20	9.70	3.80	

 * HASSIN: VAUCLUSE PLUVIOMETRIE A SAULT (MM/J) ANNEE 1968 *

	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* 1	0.4	3.0	.	.	64.0	.
* 2	.	5.0	.	.	.	25.0	.	.	14.0	.	44.0	.
* 3	16.5	.	.	2.0	.	.	8.0
* 4	5.0	8.0	2.0
* 5	.	5.0	6.5
* 6	.	.	.	2.0	17.0
* 7	3.5	11.0	0.5	2.5	4.0	32.0	.
* 8	.	2.0	3.0	.	30.0	2.0	1.0
* 9	2.8	1.0
* 10	12.0	.	.	3.5
* 11	1.4	.	.	.	14.0
* 12	12.0	.	.	0.2	.	5.0
* 13	.	.	13.0	5.0	.	3.0	.	5.5	40.5	.	.	.
* 14	.	.	.	39.0	.	.	9.5	2.0	7.0	.	3.0	6.0
* 15	.	10.0	.	.	.	15.5	.	.	.	1.5	7.0	.
* 16	8.0	.	.	.	14.0	12.0
* 17	23.0	.	.	.	13.0
* 18	10.5	0.5
* 19	.	8.0
* 20	.	12.5	1.5	.	42.0	9.5
* 21	.	9.0	4.5	6.0	.	.	.
* 22	.	16.0
* 23	.	28.0	.	.	.	22.0	.	.	8.0	.	.	19.0
* 24	.	5.5	.	.	10.0	21.5	.	7.0
* 25	.	8.0	.	.	11.0	16.0	.	4.5
* 26	.	4.5
* 27	.	.	.	24.0	18.0
* 28	.	.	.	1.5	10.0	.	.	9.5	1.0	.	.	.
* 29	22.0	.	.	49.5
* 30	.	XXXXX	6.3
* 31	.	XXXXX	.	XXXXX	.	XXXXX	.	.	XXXXX	.	XXXXX	.

 * HASSIN: VAUCLUSE PLUVIOMETRIE A BANON (MM/J) ANNEE 1968 *

	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* 1	3.0	.	.	2.3	.	.	.	2.8	.	.	35.0	.
* 2	16.2	.	.	24.1	.	65.0	.
* 3	4.7	.	.	5.0	.	8.3	6.2
* 4	4.9
* 5	1.5	7.4	3.5
* 6	4.2	.	.	.	18.2
* 7	6.8	31.3	.
* 8	2.6	7.5	3.2	30.2	.	.
* 9	2.4
* 10	5.6	.	.	.
* 11	10.2	12.2
* 12	.	.	.	6.2	.	24.3
* 13	.	.	.	5.9	.	2.6	.	2.8	45.8	.	.	.
* 14	.	.	.	23.3	.	.	7.1	.	2.9	.	1.9	11.2
* 15	.	32.4	9.6	8.1	.
* 16	2.1	.	42.7	.	24.2	8.1
* 17	10.4	.	25.7	.	.	.	10.4
* 18
* 19	.	6.3	.	.	1.9	5.2
* 20	.	8.4	4.1	.	34.2	2.1
* 21	.	9.2	3.4	3.7	.	.	.
* 22	.	32.6
* 23	.	29.8	.	.	.	26.2
* 24	.	8.7	14.8	.	.
* 25	.	7.4	.	.	3.2
* 26	.	4.2
* 27	.	.	.	39.1	25.8
* 28	.	4.5	.	4.2	10.5	.	.	2.4	.	3.5	.	.
* 29	3.9	.	.	69.9
* 30	.	XXXXX	.	.	7.8	7.5
* 31	.	XXXXX	.	XXXXX	10.0	XXXXX	.	.	XXXXX	.	XXXXX	.

 * BASSINI VAUCLUSE PLUVIOMETRIE A ST.-CHRISTOL (MM/J) ANNEE 1968 *

	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* 1	.	.	.	3.0	.	.	.	1.2	.	.	21.2	.
* 2	.	.	.	1.3	3.5	18.5	.	.	21.0	.	31.0	.
* 3	10.3	10.0
* 4	1.3	0.6
* 5	2.5	8.0	.	.	7.0	.	1.3	6.2
* 6	4.5	.	.	.	8.0
* 7	.	13.0	1.0	.	7.0	13.0	47.0	.
* 8	.	8.0	2.0	4.3	.	30.2	.	.
* 9	17.5
* 10	9.2	.	.	8.2
* 11	14.3
* 12
* 13	.	1.5	.	.	.	5.7	.	6.3	41.5	.	.	.
* 14	.	.	.	37.8	.	.	15.2	.	3.5	.	.	6.0
* 15	.	21.3	9.0	.	.	2.0	16.0	.
* 16	19.5	.	12.2	6.5
* 17	24.0	.	.	.	10.0
* 18	11.5
* 19	2.3	20.0
* 20	.	36.2	3.0	.	65.0	4.0	.	.	2.5	.	.	.
* 21	.	36.0	4.6	.	.	.
* 22	.	7.2
* 23	.	53.5	.	.	.	22.0	.	.	.	0.3	.	.
* 24	.	5.0	24.2	.	.
* 25	.	5.0	.	.	13.6	11.5	.	.
* 26	.	2.8
* 27	.	4.2	.	30.2	21.0
* 28	.	.	.	5.6	6.7	.	.	8.5	3.5	1.2	.	.
* 29	12.0	.	.	80.0	1.3	.	.	.
* 30	.	XXXXX	.	.	4.7	7.0
* 31	0.4	XXXXX	.	XXXXX	.	XXXXX	.	.	XXXXX	.	XXXXX	.

 * BASSINI VAUCLUSE PLUVIOMETRIE A APT (MM/J) ANNEE 1968 *

	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* 1	3.1	.	.	2.4	.	.	.	2.5	.	.	53.8	.
* 2	1.6	.	.	37.3	.	40.2	1.3
* 3	.	.	.	2.5	.	1.9	.	.	0.4	.	1.1	.
* 4	5.8
* 5	.	3.1	2.9
* 6	10.0
* 7	0.4	.	0.2	3.8	32.8	.
* 8	.	.	2.3	1.3	.	36.9	3.8	3.8
* 9	.	.	1.9	.	1.2
* 10	28.9	.	0.4	2.5
* 11	3.3
* 12
* 13	.	.	.	4.8	.	1.8	.	3.7	19.8	.	.	0.6
* 14	.	.	.	26.2	.	.	0.2	4.1	2.9	.	0.3	.
* 15	.	17.2	8.8	.	.	1.3	6.3	3.5
* 16	2.2	.	22.4	.	32.8	2.3
* 17	53.3	.	.	.	12.2
* 18	0.8
* 19	4.3
* 20	.	8.5	0.9	.	32.8	.	.	.	0.2	.	.	.
* 21	.	4.9	1.2	3.1	.	.	.
* 22	.	10.9
* 23	.	25.5	.	.	.	18.3
* 24	.	3.9	.	.	4.8	21.4	1.3	.
* 25	.	8.2	.	.	11.8	4.1	.	.
* 26	.	2.1
* 27	.	2.4	.	8.5	20.4
* 28	.	.	.	3.5	4.1	.	.	1.4	0.4	.	.	.
* 29	1.8	.	.	30.8
* 30	.	XXXXX	.	.	0.4	.	.	0.7	.	.	.	6.3
* 31	.	XXXXX	.	XXXXX	.	XXXXX	.	.	XXXXX	.	XXXXX	.

* BASSIN: VAUCLUSE PLUVIOMETRIE A CHAT/NEUF-MIRAVAIL (MM/J) ANNEE 1968 *

	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* 1												
* 2	7.5	12.0	.	.	22.0	.	10.0	.
* 3	7.0	89.0	.
* 4	3.0	3.0	.
* 5	8.0
* 6	.	9.0	.	.	20.0
* 7	.	10.0	8.0	20.0	.
* 8	.	8.0	45.0	.	.
* 9	10.0	5.0	.	.	2.0
* 10	6.0	.	.	.
* 11	14.0
* 12	17.0
* 13	.	.	.	6.0	.	8.0	.	.	38.0	.	.	.
* 14	.	.	.	33.0
* 15	.	34.0	4.0	10.0	.
* 16	3.2	.	.	22.0
* 17	27.0	.	.	.	20.0
* 18
* 19	.	8.0	.	.	.	6.0
* 20	.	16.0	.	.	36.0	8.0
* 21	.	15.0	14.0	.	8.0	.	.	.	5.0	.	.	.
* 22	.	37.0
* 23	.	42.0	.	.	.	28.0	20.0
* 24	.	20.0	16.0	.	.
* 25	.	7.0	.	.	5.0	12.0	25.0	.
* 26	.	4.0
* 27	.	.	.	20.0	9.5
* 28	.	12.0	.	7.0	12.0	.	.	4.0
* 29	71.0
* 30	.	XXXXX	.	.	22.0	5.0
* 31	.	XXXXX	.	XXXXX	19.0	XXXXX	.	.	XXXXX	.	XXXXX	.

* BASSIN: VAUCLUSE PLUVIOMETRIE A BRANTES (MM/J) ANNEE 1968 *

	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* 1	2.4	.	.	0.2	.	.	.	2.1	.	.	26.8	.
* 2	0.2	3.4	0.7	0.4	.	44.0	.	.	25.4	.	30.9	.
* 3	.	1.0	.	.	.	3.1	.	.	9.8	.	4.8	5.2
* 4	0.5	14.5	0.5
* 5	0.5	7.0	.	.	22.4	.	0.3	20.5
* 6	3.3	.	.	2.0	10.5
* 7	8.0	9.6	7.2	5.3	21.1	.
* 8	2.1	1.0	7.0	.	45.0	.	1.0
* 9	4.8
* 10	14.0	7.8	.	.	2.8
* 11	7.0
* 12	.	1.1	.	1.9	.	5.0	0.5
* 13	.	.	.	7.1	.	5.1	.	9.3	26.0	.	.	1.3
* 14	.	.	.	22.6	.	.	6.2	.	18.0	.	.	1.5
* 15	.	7.5	6.6	.	.	5.2	.	.	.	0.8	16.0	.
* 16	1.4	.	10.1	.	5.9	.
* 17	0.5	.	31.9	.	.	.	28.3
* 18	7.0	0.3	.
* 19	.	4.4	.	.	5.5	0.2
* 20	.	27.0	7.3	.	36.8	9.3	.	.	0.8	.	.	.
* 21	.	19.5	9.6	4.0	.	.	.
* 22	.	3.5	.	.	.	0.7	2.2
* 23	.	46.1	.	.	.	19.0	8.0
* 24	.	3.5	.	.	10.5	25.3	.	.
* 25	.	1.0	.	.	2.0	9.0	.	2.1
* 26	.	2.5
* 27	.	1.5	.	28.4	23.1
* 28	.	.	.	4.6	2.7	.	.	18.8	8.9	.	.	.
* 29	8.9	.	.	37.0
* 30	.	XXXXX	3.5
* 31	.	XXXXX	.	XXXXX	.	XXXXX	.	.	XXXXX	.	XXXXX	.

 * BASSIN: VAUCLUSE DEBITS A LA FONTAINE DE VAUCLUSE (M3/S) ANNEE 1968 *

 * JANV. FEVR. MARS AVRIL MAI JUIN JUIL. AOUT SEPT. OCTO. NOVE. DECF. *

 * 1 5.57 5.71 39.70 16.28 16.98 31.29 18.88 10.87 10.60 9.90 9.90 19.20 *
 * 2 5.55 5.66 36.73 16.10 16.90 32.18 18.58 10.61 10.40 9.70 9.80 18.90 *
 * 3 5.46 5.70 34.67 15.94 16.72 32.37 18.29 10.49 10.40 9.50 33.50 18.60 *
 * 4 5.36 5.67 32.37 15.76 16.51 33.33 17.97 10.35 11.20 9.30 39.70 18.40 *
 * 5 5.24 5.65 30.66 15.53 16.35 36.02 17.65 10.26 11.10 9.00 39.80 18.00 *
 * 6 5.28 5.64 26.67 15.34 16.10 35.82 17.29 10.10 10.80 8.80 38.10 17.80 *
 * 7 5.56 5.59 25.99 15.18 15.88 35.44 16.96 9.96 10.30 8.70 34.60 17.50 *
 * 8 5.67 5.82 24.01 14.96 15.83 34.67 16.61 9.84 10.00 8.60 32.60 17.30 *
 * 9 5.80 5.82 22.49 14.54 15.77 32.56 16.31 9.76 9.80 10.80 35.50 17.10 *
 * 10 5.87 6.78 21.28 14.10 15.58 30.82 16.00 9.63 9.40 12.50 38.10 16.90 *
 * 11 5.88 8.35 20.34 13.79 15.32 28.79 15.72 9.49 9.20 12.50 37.30 16.60 *
 * 12 5.82 9.16 19.64 13.45 15.11 27.13 15.44 9.38 9.00 11.90 34.50 16.40 *
 * 13 5.72 9.50 19.25 13.19 15.10 26.56 15.16 9.26 8.90 11.60 31.60 16.20 *
 * 14 5.61 9.70 18.79 12.96 15.18 26.56 14.88 9.14 11.20 10.90 27.70 16.00 *
 * 15 5.55 10.07 18.46 13.56 15.08 26.56 14.56 9.02 13.10 10.70 26.00 15.80 *
 * 16 5.42 12.73 18.17 16.03 14.85 26.45 14.29 8.91 13.30 10.50 24.90 15.60 *
 * 17 5.53 15.27 17.85 16.97 14.55 25.76 13.98 8.83 15.90 10.20 26.20 15.40 *
 * 18 5.63 15.60 17.50 17.15 14.29 24.60 13.70 8.86 16.40 9.90 30.10 15.80 *
 * 19 5.77 15.38 17.18 17.01 14.00 23.54 13.44 8.78 15.90 9.80 31.60 18.40 *
 * 20 5.84 14.68 16.93 16.85 13.74 22.45 13.15 8.65 15.00 9.50 30.00 19.60 *
 * 21 5.95 15.18 16.69 16.62 15.56 21.56 12.93 8.52 14.10 9.30 27.60 19.90 *
 * 22 6.00 19.22 16.55 16.39 18.04 20.92 12.69 8.39 13.40 9.20 26.30 19.70 *
 * 23 6.05 28.90 16.61 16.15 18.66 20.37 12.47 8.31 12.70 9.00 25.20 19.60 *
 * 24 6.12 36.02 16.55 15.88 18.62 21.51 12.26 8.22 12.30 8.90 24.40 19.60 *
 * 25 6.14 43.80 16.53 15.60 18.42 21.18 12.05 8.12 11.70 9.20 23.20 22.20 *
 * 26 6.10 44.60 16.55 15.27 18.24 21.17 11.86 8.02 11.30 10.30 22.30 24.10 *
 * 27 6.50 44.20 16.51 14.94 18.10 20.61 11.66 7.94 11.00 10.50 21.30 25.40 *
 * 28 5.95 42.50 16.47 15.18 18.04 20.06 11.48 7.85 10.70 10.60 20.40 26.00 *
 * 29 5.85 41.20 16.48 16.30 19.18 19.55 11.29 7.95 10.50 10.30 20.00 26.00 *
 * 30 5.75 XXXXX 16.48 16.81 25.36 19.27 11.15 10.63 10.30 10.10 19.50 24.90 *
 * 31 5.71 XXXXX 16.41 XXXXX 29.49 XXXXX 11.00 10.98 XXXXX 10.00 XXXXX 23.21 *

 * BASSIN: VAUCLUSE TEMPERATURES A ORANGE. ANNEE 1968 *

 * JANV. FEVR. MARS AVRIL MAI JUIN JUIL. AOUT SEPT. OCTO. NOVE. DECE. *

 * 4.20 7.50 9.50 13.10 15.40 19.30 22.10 20.50 17.70 15.60 8.70 4.80 *

 * BASSIN: VAUCLUSE PLUVIOMETRIE A SAULT (MM/J) ANNEE 1969 *

	JANV.	FEBV.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* 1
* 2	19.0
* 3	.	.	2.0	.	13.0	.	27.0	10.0
* 4	1.0
* 5	.	.	.	7.5	31.0	.	.	.	24.0	.	.	.
* 6	.	.	4.0	.	.	.	17.5	21.0	4.0	.	.	.
* 7	7.0	30.0	.	21.5	.
* 8	4.0	.	.	.	2.0	.	.	.
* 9	2.0	15.0	.
* 10	3.0	.	17.5
* 11	2.0	3.2	.	.	.	3.5	.	3.0
* 12	24.0	.	8.0	.	.	21.0	.	6.0	.	.	5.5	.
* 13	20.0	.	30.5	.	.	3.0	.	4.0	27.0	.	1.5	.
* 14	24.0	.	7.0	1.5	.	5.5	.	7.0
* 15	.	.	9.0	.	.	3.0	.	16.5	7.5	.	.	0.5
* 16	.	.	2.0	2.5	.
* 17	12.5	.	.	.
* 18	16.0	10.0	2.5	.	.	39.0	.	.	2.0	.	.	.
* 19	.	21.0	9.5	11.0	.	.	.
* 20	3.5	4.0	.	.
* 21	.	14.5	.	10.0	18.0	.
* 22	.	9.0	11.0	12.0	.	1.0
* 23	.	37.0	6.5	.	.	37.0	4.0	.	.	.	26.0	.
* 24
* 25	19.0	0.5	.
* 26
* 27	.	.	1.0
* 28	6.0	.	.	.	14.0
* 29	.	XXXXX	.	1.0	.	.	7.0	.	4.0	.	.	.
* 30	.	XXXXX	.	8.5	.	.	.	3.5	33.0	.	.	10.0
* 31	.	XXXXX	.	XXXXX	.	XXXXX	.	.	XXXXX	.	XXXXX	4.5

 * BASSIN: VAUCLUSE PLUVIOMETRIE A BANON (MM/J) ANNEE 1969 *

	JANV.	FEBV.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* 1
* 2	52.3
* 3	23.3	.	16.1	8.2
* 4	3.3	.	43.2
* 5	.	.	.	16.2	25.2
* 6	.	.	9.3	.	.	.	7.5	27.2	28.3	.	.	.
* 7	11.2	4.8	.	24.5	.
* 8	3.4	.	.	.	2.6	.	.	.	23.1	.	.	.
* 9	4.8	.	5.1	.
* 10	2.1	.	17.3
* 11	5.4	4.6	2.5	.	.	1.9	.
* 12	11.3	.	20.0	.	.	4.1	.	4.6	.	.	.	4.2
* 13	23.2	.	40.3	.	.	9.9	.	2.9	36.3	.	4.2	.
* 14	20.3	.	4.8	1.8	13.2	2.0	.	3.9
* 15	.	.	8.0	.	.	18.1	.	.	3.1	.	.	1.8
* 16
* 17	16.2	.	.	.
* 18	18.2	26.2	.	.	.	38.9	.	.	.	9.5	.	.
* 19	.	37.3	4.9	5.1	.	.
* 20	3.8	.	.	.
* 21	.	16.2	.	13.2	.	.	14.2	.	.	.	18.2	.
* 22	.	7.3	17.2	10.9	4.1	.
* 23	.	44.3	2.4	.	.	34.3	30.2	.
* 24	6.3
* 25	10.1
* 26	2.8
* 27	2.8
* 28	11.2	.	.	.	3.9	.	1.9
* 29	.	XXXXX	4.2	.	13.9	.	.	.
* 30	.	XXXXX	.	10.6	11.8	.	.	11.2
* 31	.	XXXXX	.	XXXXX	.	XXXXX	.	.	XXXXX	.	XXXXX	8.3

 * BASSIN: VAUCLUSE PLUVIOMETRIE A ST.-CHRISTOL (MM/J) ANNEE 1969 *

 * JANV. FEVR. MARS AVRIL MAI JUIN JUIL. AOÛT SEPT. OCTO. NOVE. DECE. *

 * 1 *
 * 2 . . 1.5 . . . 15.0 *
 * 3 . . 0.7 . 13.0 9.1 *
 * 4 *
 * 5 . . . 8.5 18.3 *
 * 6 . . 4.0 . . . 9.5 45.3 30.0 . . . *
 * 7 10.0 3.5 . 18.0 . *
 * 8 16.0 . . . *
 * 9 1.5 . . . 11.0 . 8.0 . *
 * 10 0.5 . 13.5 *
 * 11 . 5.0 . . . 0.9 *
 * 12 40.0 6.0 5.0 . *
 * 13 36.0 . 29.0 14.0 25.5 . 2.0 . *
 * 14 5.0 5.0 3.0 4.0 . . . *
 * 15 . . 5.0 . . 9.0 *
 * 16 4.0 . . . *
 * 17 7.3 . 4.3 . *
 * 18 3.5 18.0 . . . 30.2 *
 * 19 . 19.8 10.0 4.5 16.0 . . *
 * 20 *
 * 21 . 8.6 19.0 . *
 * 22 . 3.0 12.0 12.0 . 8.5 4.5 *
 * 23 . 37.0 10.0 . . 14.8 38.0 *
 * 24 4.0 *
 * 25 5.0 *
 * 26 *
 * 27 3.0 *
 * 28 5.5 1.0 *
 * 29 . XXXXX . 1.3 3.0 . . . *
 * 30 . XXXXX . 6.6 . . . 3.5 13.1 . . 5.0 *
 * 31 . XXXXX . XXXXX . XXXXX . . XXXXX . XXXXX 20.0 *

 * BASSIN: VAUCLUSE PLUVIOMETRIE A APT (MM/J) ANNEE 1969 *

 * JANV. FEVR. MARS AVRIL MAI JUIN JUIL. AOÛT SEPT. OCTO. NOVE. DECE. *

 * 1 4.3 *
 * 2 24.5 *
 * 3 . . 1.9 . 14.4 . 0.4 4.4 *
 * 4 . 0.4 0.8 3.5 0.7 . . . 0.2 . . . *
 * 5 49.5 *
 * 6 . . 2.1 . . . 14.2 5.9 *
 * 7 12.4 . 0.3 4.1 . 5.1 . *
 * 8 3.5 *
 * 9 1.1 2.4 . *
 * 10 0.9 . 29.4 *
 * 11 . 3.2 *
 * 12 21.4 . 4.6 . . 14.9 1.5 *
 * 13 23.6 . 24.7 1.1 36.6 3.6 3.7 . *
 * 14 23.3 . 4.2 3.4 5.7 . 1.1 *
 * 15 . . 13.0 0.6 . . . *
 * 16 . . 1.1 3.4 . *
 * 17 9.2 . . . *
 * 18 10.3 14.8 2.4 . . 14.4 . . 1.1 2.5 . . *
 * 19 . 10.4 4.6 4.6 2.5 . . *
 * 20 *
 * 21 . 16.9 . 0.3 1.7 6.0 *
 * 22 . 14.2 13.4 2.8 . 0.4 *
 * 23 . 16.3 5.4 . . 35.0 10.5 *
 * 24 4.5 *
 * 25 3.7 *
 * 26 *
 * 27 *
 * 28 . . . 0.3 2.6 *
 * 29 . XXXXX 3.3 . 10.8 . . 1.4 *
 * 30 . XXXXX . 5.5 9.8 . . . *
 * 31 . XXXXX . XXXXX . XXXXX . . XXXXX . XXXXX . *

 * HASSINI VAUCLUSE PLUVIOMETRIE A CHAT/NEUF-MIRAVAIL (MM/J) ANNEE 1969 H-24

	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* 1	5.0	12.0
* 2
* 3	33.0	.	25.0
* 4	5.0	.	12.0
* 5	.	.	.	16.0	22.0
* 6	.	.	7.0	.	.	.	5.0	27.0	14.0	.	.	.
* 7	20.0	5.0	.	27.0	.
* 8	5.0	.	.	.	4.0	.	.	.	28.0	.	.	.
* 9	13.0	.	7.0	.
* 10	4.0	.	8.0	6.0	.	.	.
* 11	5.0	4.0	.	.	.	3.5	7.0	.
* 12	40.0	.	12.0	8.5	.	.	5.0	.
* 13	22.0	.	32.0	3.0	28.0	.	7.0	.
* 14	27.0	1.6	.	.	.	5.0	.	.	8.0	.	.	6.0
* 15	.	.	10.0	.	.	4.0	.	7.0
* 16	.	.	2.0	6.0	.	.	.
* 17	13.0	.	4.0	.
* 18	15.0	25.0	.	.	.	26.0	.	.	.	10.0	.	.
* 19	.	59.0	3.0	.	.
* 20	3.0	.	.
* 21	.	22.0	.	14.0	.	.	8.0	.	.	.	5.0	.
* 22	.	5.0	21.0	8.0
* 23	.	30.0	3.0	.	.	57.0	42.0	.
* 24	10.0
* 25	14.0
* 26
* 27	.	.	2.0
* 28	15.0	.	.	.	6.0
* 29	.	XXXXXX	10.0
* 30	.	XXXXXX	.	.	7.0	.	.	11.0	.	.	15.0	.
* 31	.	XXXXXX	.	XXXXXX	.	XXXXXX	.	XXXXXX	.	XXXXXX	16.0	.

 * HASSINI VAUCLUSE PLUVIOMETRIE A BRANTES (MM/J) ANNEE 1969

	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* 1
* 2	.	2.3	4.2
* 3	.	.	4.1	.	19.3	.	0.6	18.0
* 4	0.4
* 5	46.2	.	.	.	2.4	.	.	.
* 6	.	.	4.7	.	.	.	26.2	6.7	3.6	.	.	.
* 7	13.4	.	1.5	11.7	.	21.5	.
* 8	1.9	.	.	.	18.1	.	.	.
* 9	30.1	.	4.1	.
* 10	2.1	.	16.5
* 11	5.4	3.8	.	.	.	6.8	.	10.3
* 12	37.6	.	12.8	.	.	17.2	12.2	0.2
* 13	38.6	.	42.8	.	.	0.6	.	2.6	20.3	.	6.0	.
* 14	5.8	.	5.2	0.9	5.7	6.7	.	2.1
* 15	.	.	0.8	.	.	1.2	.	.	1.0	.	.	.
* 16	.	.	7.3	5.1	.
* 17	7.7	.	.	.
* 18	10.2	8.9	8.1	.	.	43.8	.	.	3.0	1.5	.	3.0
* 19	.	38.7	4.9	8.9	1.1	.	.
* 20	6.3	.	.
* 21	.	.	0.5	10.0	.	.	4.7	.	.	0.2	23.5	.
* 22	.	21.8	14.7	3.0	.	0.6	6.7	2.1
* 23	.	49.3	12.0	.	.	59.6	27.5	.
* 24	3.5
* 25	10.1
* 26	.	.	.	1.1	.	.	0.6
* 27	.	.	.	1.5
* 28	6.0	.	.	1.2	5.1
* 29	.	XXXXXX	6.2	.	4.3	.	.	.
* 30	.	XXXXXX	.	8.1	2.8	.	.	5.3	12.3	.	.	3.3
* 31	.	XXXXXX	.	XXXXXX	.	XXXXXX	.	.	XXXXXX	.	XXXXXX	4.4

* BASSIN: VAUCLUSE DEBITS A LA FONTAINE DE VAUCLUSE (M3/S) ANNEE 1969 *

	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* 1	22.12	27.13	42.00	33.52	22.54	18.45	17.40	12.17	8.87	10.03	7.26	15.37
* 2	21.20	27.13	41.00	31.60	22.12	18.23	16.98	11.96	8.82	9.89	7.20	14.76
* 3	20.35	26.56	39.70	30.82	21.70	18.01	16.84	11.88	8.82	9.89	7.08	?
* 4	19.78	25.99	36.40	30.04	21.70	17.80	17.18	11.67	8.72	9.80	7.02	?
* 5	19.46	24.85	33.52	30.04	21.70	17.65	18.39	11.55	8.67	9.70	6.96	?
* 6	19.14	24.01	32.56	29.26	23.17	17.53	18.41	11.34	8.62	9.56	6.96	?
* 7	18.82	23.17	30.82	28.48	30.04	17.29	18.43	11.12	8.51	9.32	6.89	?
* 8	18.58	22.75	30.04	28.48	32.56	17.09	18.64	10.99	8.46	9.17	6.89	?
* 9	18.36	22.33	29.26	27.70	33.52	16.84	18.60	10.95	8.67	9.07	6.96	?
* 10	18.23	21.58	28.48	27.70	32.56	16.64	18.13	10.78	9.51	8.92	7.02	?
* 11	18.08	21.02	28.48	27.70	31.60	16.46	17.67	10.66	10.03	8.77	8.31	?
* 12	17.90	20.50	28.48	27.13	30.82	16.28	17.01	10.61	9.98	8.67	8.82	?
* 13	17.77	20.18	27.70	27.13	29.26	16.11	16.84	10.61	9.75	8.56	8.82	?
* 14	24.85	19.86	27.70	26.56	27.70	15.98	16.41	10.61	9.51	8.51	9.80	?
* 15	32.56	19.56	43.00	26.56	27.13	15.89	16.08	10.57	11.76	8.41	10.78	?
* 16	42.00	19.42	50.00	25.99	26.56	15.76	15.69	10.44	12.93	8.31	11.29	?
* 17	43.00	19.10	52.00	25.42	25.99	15.63	15.37	10.39	12.39	8.15	11.12	?
* 18	43.00	18.82	52.00	24.85	24.85	15.50	15.04	10.35	11.88	8.10	10.70	?
* 19	42.00	18.60	52.00	24.85	24.43	15.40	14.76	10.26	11.96	8.05	10.26	?
* 20	41.00	18.43	50.00	24.43	24.01	16.02	14.48	10.17	12.39	7.99	9.80	?
* 21	39.70	24.85	48.00	24.01	22.75	16.39	14.48	10.08	12.39	7.94	9.42	13.15
* 22	38.05	27.70	48.00	23.59	22.33	16.21	14.48	9.89	12.39	7.83	9.22	?
* 23	36.40	30.04	48.00	23.17	21.20	15.92	14.54	9.80	12.13	7.78	9.42	?
* 24	34.48	32.56	45.00	23.17	20.50	15.63	14.54	9.70	11.76	7.72	11.21	?
* 25	32.56	42.00	45.00	24.01	20.14	17.78	14.54	9.56	11.42	7.66	16.46	?
* 26	30.82	43.00	43.00	24.43	19.78	18.87	14.48	9.42	11.12	7.55	18.78	?
* 27	30.04	43.00	43.00	24.85	19.50	19.04	14.48	9.37	10.87	7.49	18.84	?
* 28	28.48	43.00	42.00	24.43	19.40	18.71	13.98	9.32	10.61	7.43	18.13	?
* 29	27.70	XXXXX	41.00	24.01	19.10	18.36	13.52	9.22	10.39	7.43	17.18	?
* 30	27.13	XXXXX	39.70	23.59	18.87	17.95	13.11	9.12	10.26	7.43	16.21	?
* 31	26.56	XXXXX	36.40	XXXXX	18.64	XXXXX	12.67	9.02	XXXXX	7.37	XXXXX	?

* BASSIN: VAUCLUSE TEMPERATURES A ORANGE. ANNEE 1969 *

	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* 1	6.20	4.70	9.50	12.30	16.30	18.00	22.60	21.80	19.00	15.30	9.10	1.80

 * BASSIN: VAUCLUSE PLUVIOMETRIE A SAULT (MM/J) ANNEE 1970 *

 * JANV. FEVR. MARS AVRIL MAI JUIN JUIL. AOÛT SEPT. OCTO. NOVE. DECE. *

 * 1 21.0 *
 * 2 . 4.0 1.6 *
 * 3 *
 * 4 16.0 *
 * 5 7.5 4.0 *
 * 6 *
 * 7 . . 2.4 . 28.5 *
 * 8 3.0 . . 8.5 . 40.5 *
 * 9 45.0 . . 2.5 26.0 8.5 *
 * 10 27.0 3.5 9.6 . 5.0 *
 * 11 49.0 *
 * 12 . . . 1.0 *
 * 13 . 30.0 . 11.0 *
 * 14 4.0 11.5 *
 * 15 5.0 . . . 6.5 *
 * 16 *
 * 17 *
 * 18 . . 1.0 . . 7.0 . . 5.5 . . 21.0 *
 * 19 5.0 . . . 1.0 . . *
 * 20 1.0 12.0 *
 * 21 *
 * 22 . 8.5 12.0 *
 * 23 2.0 . 5.0 *
 * 24 . . 14.0 *
 * 25 . . 1.0 11.0 *
 * 26 . . 0.5 1.5 *
 * 27 *
 * 28 5.5 *
 * 29 6.0 XXXXX 8.0 . . 9.0 29.5 *
 * 30 7.5 XXXXX 16.0 *
 * 31 . XXXXX 6.5 XXXXX . XXXXX 12.5 . XXXXX . XXXXX *

 * BASSIN: VAUCLUSE PLUVIOMETRIE A BANON (MM/J) ANNEE 1970 *

 * JANV. FEVR. MARS AVRIL MAI JUIN JUIL. AOÛT SEPT. OCTO. NOVE. DECE. *

 * 1 5.8 *
 * 2 . 4.8 0.6 *
 * 3 7.2 *
 * 4 40.4 *
 * 5 . 4.8 *
 * 6 9.6 *
 * 7 . . 4.1 2.1 26.2 4.2 *
 * 8 12.3 . . 11.2 6.3 27.2 77.9 *
 * 9 46.8 . . . 18.4 38.1 7.1 *
 * 10 33.6 3.2 11.8 *
 * 11 34.7 2.4 25.3 *
 * 12 . 6.3 . 2.3 21.0 *
 * 13 . 42.1 . 3.3 53.2 16.1 *
 * 14 10.2 12.9 *
 * 15 9.7 . . . 3.2 . . . 0.5 12.6 2.3 . . *
 * 16 . 2.7 *
 * 17 *
 * 18 7.6 3.4 44.2 *
 * 19 . . . 4.2 3.2 9.6 *
 * 20 12.5 25.3 *
 * 21 *
 * 22 . . 11.3 *
 * 23 . . 6.2 *
 * 24 . . 13.4 *
 * 25 . . . 11.2 *
 * 26 28.2 *
 * 27 31.6 *
 * 28 4.8 *
 * 29 3.2 XXXXX 14.5 . . 7.3 29.2 *
 * 30 . XXXXX 7.2 *
 * 31 . XXXXX 14.2 XXXXX . XXXXX 11.5 . XXXXX . XXXXX *

 * BASSIN: VAUCLUSE PLUVIOMETRIE A ST.-CHRISTOL (MM/J) ANNEE 1970 *

 * JANV. FEVR. MARS AVRIL MAI JUIN JUIL. AOUT SEPT. OCTO. NOVE. DECE. *

 * 1 2.2 *
 * 2 . 4.3 *
 * 3 *
 * 4 35.0 *
 * 5 0.5 5.0 *
 * 6 6.0 . . . *
 * 7 52.0 2.0 . . 4.0 *
 * 8 3.0 30.0 5.0 . . 96.0 *
 * 9 38.0 4.0 7.5 . . *
 * 10 119.0 . 15.3 *
 * 11 4.2 30.5 . . . *
 * 12 0.3 30.0 . . *
 * 13 . 38.5 . . 15.0 39.0 14.5 *
 * 14 *
 * 15 18.0 4.0 10.0 1.5 . . . *
 * 16 *
 * 17 16.8 *
 * 18 4.2 . . . 40.0 . . *
 * 19 2.6 *
 * 20 2.0 24.0 . . *
 * 21 *
 * 22 . . . 20.0 *
 * 23 . . . 14.5 *
 * 24 . . 6.0 20.0 *
 * 25 24.0 *
 * 26 . . . 1.3 3.5 27.0 *
 * 27 10.0 *
 * 28 10.3 *
 * 29 . XXXXX 11.3 . . . 3.5 50.4 *
 * 30 . XXXXX 10.0 *
 * 31 . XXXXX 14.5 XXXXX . XXXXX 8.2 . XXXXX . XXXXX *

 * BASSIN: VAUCLUSE PLUVIOMETRIE A APT (MM/J) ANNEE 1970 *

 * JANV. FEVR. MARS AVRIL MAI JUIN JUIL. AOUT SEPT. OCTO. NOVE. DECE. *

 * 1 *
 * 2 . 1.5 2.3 *
 * 3 2.1 *
 * 4 6.4 *
 * 5 1.2 *
 * 6 *
 * 7 20.8 2.6 *
 * 8 1.4 . . . 4.1 . . 74.0 82.0 . . 0.2 *
 * 9 24.1 21.9 9.6 2.9 . . *
 * 10 17.5 . . 21.4 2.8 . . *
 * 11 24.9 1.6 . . 0.4 26.3 . . . *
 * 12 1.7 6.0 22.2 . . *
 * 13 . 43.5 2.1 4.5 17.4 13.3 *
 * 14 4.5 10.2 0.9 *
 * 15 1.9 28.9 *
 * 16 *
 * 17 . 1.4 *
 * 18 0.7 10.8 . . . 5.8 . . . 5.6 . . *
 * 19 0.9 2.9 . . . 0.2 . . *
 * 20 10.2 . . *
 * 21 9.3 *
 * 22 . . . 7.6 *
 * 23 . . . 3.4 0.1 *
 * 24 . . . 11.7 *
 * 25 11.4 *
 * 26 . . . 0.4 17.8 *
 * 27 0.6 16.4 *
 * 28 *
 * 29 5.1 XXXXX 34.0 . . . 6.9 37.8 *
 * 30 . XXXXX 8.4 *
 * 31 . XXXXX 6.8 XXXXX . XXXXX 34.5 . XXXXX . XXXXX *

 * BASSIN: VAUCLUSE DEBITS A LA FONTAINE DE VAUCLUSE (M3/S) ANNEE 1970 *

	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* 1	?	24.01	28.48	27.70	18.36	17.23	12.75	8.67	6.71	?	?	13.82
* 2	15.37	22.75	27.70	27.13	18.01	16.95	12.71	8.62	6.65	?	?	13.52
* 3	15.33	21.70	26.56	25.99	17.80	16.67	12.47	8.56	6.65	?	?	?
* 4	15.30	21.02	25.99	24.85	17.52	16.46	12.30	8.51	6.59	?	?	?
* 5	15.27	21.02	24.85	24.43	17.40	16.25	11.96	8.46	6.59	?	?	?
* 6	17.45	21.11	24.01	24.01	17.26	15.98	11.80	8.41	6.53	?	?	?
* 7	18.50	20.94	23.17	22.75	17.06	15.69	11.63	8.31	6.46	?	?	?
* 8	18.60	20.39	21.11	22.12	16.92	15.50	11.46	8.31	6.40	?	?	?
* 9	17.95	19.98	20.39	21.70	16.84	15.27	11.33	8.20	6.33	5.56	?	?
* 10	17.62	19.64	19.86	20.94	17.77	16.84	10.99	8.15	6.33	?	?	?
* 11	31.60	19.46	19.48	20.43	22.75	16.67	10.83	7.99	6.33	?	?	?
* 12	38.05	19.33	19.23	20.10	25.99	16.37	10.70	7.89	6.33	5.51	?	?
* 13	45.00	18.94	18.92	19.78	27.70	16.02	10.61	7.83	6.27	8.51	8.31	?
* 14	52.00	18.73	18.73	19.64	27.13	15.69	10.48	7.78	6.27	8.62	11.46	?
* 15	54.00	18.73	18.60	19.82	26.56	15.37	10.26	7.66	6.21	7.78	11.33	?
* 16	52.00	19.14	18.43	20.10	25.99	15.11	10.12	7.61	6.21	?	11.29	?
* 17	50.00	18.97	18.26	20.10	24.85	14.87	10.08	7.55	6.14	?	10.70	?
* 18	48.00	18.78	18.13	20.06	24.01	14.61	9.89	7.49	6.08	?	9.56	?
* 19	48.00	18.60	18.04	20.26	22.75	14.44	9.80	7.43	6.08	?	9.07	?
* 20	45.00	18.58	18.02	20.50	21.70	14.28	9.75	7.37	6.01	?	14.35	?
* 21	43.00	18.60	18.02	20.63	21.02	13.98	9.61	7.37	6.01	?	17.29	?
* 22	43.00	18.71	18.04	20.26	20.43	13.71	9.41	7.32	5.95	?	18.87	?
* 23	42.00	21.02	18.43	19.78	20.02	13.52	9.22	7.20	5.95	?	20.26	?
* 24	39.70	24.85	18.82	19.50	19.48	13.37	9.17	7.20	5.89	?	20.26	?
* 25	34.48	27.70	21.70	19.40	19.27	13.19	9.17	7.14	5.84	?	19.44	?
* 26	31.50	29.28	29.26	19.24	18.95	13.01	9.07	7.08	5.84	?	18.23	?
* 27	30.64	30.04	31.60	19.10	18.64	12.86	8.97	7.02	5.84	?	17.12	?
* 28	27.70	29.26	31.60	18.97	18.39	12.83	8.92	6.96	5.84	?	16.15	?
* 29	25.99	XXXXX	31.60	18.78	18.11	12.79	8.82	6.89	5.78	?	15.24	?
* 30	25.42	XXXXX	30.82	18.56	17.80	12.79	8.77	6.83	5.84	?	14.28	?
* 31	24.43	XXXXX	29.26	XXXXX	17.50	XXXXX	8.72	6.77	XXXXX	?	XXXXX	?

 * BASSIN: VAUCLUSE TEMPERATURES A ORANGE. ANNEE 1970 *

	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
*	6.80	6.30	6.90	11.10	15.70	21.60	22.60	22.30	20.10	14.00	10.40	3.80

H-30

```

*****
* BASSIN: VAUCLUSE          PLUVIOMETRIE A SAULT (MM/J)          ANNEE 1971
*****
*  JANV. FEVR. MARS  AVRIL  MAI  JUIN  JUIL.  AOUT  SEPT.  OCTO.  NOVE.  DECE.
*  -----
*  1      .      1.0      .      1.5      .      .      .      .      .      .      .
*  2      .      .      .      1.0  14.5  3.5      .      .      .      .      .
*  3      .      .      .      40.0  .      .      .      .      .      .      .
*  4      .      .      .      12.5  0.5      .      8.4      .      .      .      .
*  5      .      .      .      1.0      .      12.0  22.4      .      .      .      1.9
*  6      .      .      .      .      .      1.0      .      .      .      .      14.7
*  7      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .      2.5
*  8      .      .      .      2.5      .      .      .      .      .      .      21.8
*  9      .      .      .      .      .      18.0      .      .      .      54.6      .
*  10     .      .      .      .      7.0  9.5      .      .      3.5      .      9.7
*  11     .      .      .      .      3.0      .      .      3.0      .      .      .
*  12     .      .      .      .      .      .      .      .      .      8.4      .
*  13     .      .      3.0      .      .      .      .      .      .      18.6      .
*  14     1.3      .      12.0      .      .      24.0      .      .      1.5      .
*  15     .      10.0      7.0      .      .      .      .      .      .      .
*  16     .      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .
*  17     .      .      .      3.0  9.0      .      2.0      .      .      1.7      .
*  18     .      .      27.0      .      .      .      3.5      .      12.5      .
*  19     17.3      .      10.5      .      24.0      .      .      25.0      .      11.4
*  20     9.8      .      42.0      .      6.0      .      .      .      .      6.4
*  21     25.3      .      3.0      .      1.0      .      .      .      .      .
*  22     .      .      .      1.0  5.0      .      .      .      1.9      .
*  23     8.1      .      .      32.0  10.0      .      .      .      .      6.4
*  24     .      .      .      .      2.0      .      .      .      .      .
*  25     4.4      .      .      .      11.0  41.4      .      .      .      .
*  26     .      .      .      .      26.0      .      .      14.0      .      .      3.0
*  27     .      .      .      1.0      .      .      .      .      .      .      .
*  28     .      .      .      .      .      .      .      .      .      .      23.0
*  29     .      XXXXX      .      4.0      .      .      .      .      .      5.7  0.4
*  30     .      XXXXX      .      48.0      .      .      .      .      .      .
*  31     22.4  XXXXX      .      XXXXX      .      XXXXX      .      XXXXX      2.0
*****

```

```

*****
* BASSIN: VAUCLUSE          PLUVIOMETRIE A BANON (MM/J)          ANNEE 1971
*****
*  JANV. FEVR. MARS  AVRIL  MAI  JUIN  JUIL.  AOUT  SEPT.  OCTO.  NOVE.  DECE.
*  -----
*  1      .      .      .      .      3.5  2.6      .      .      .      .      .
*  2      .      .      .      .      6.8  9.4      .      .      .      .      .
*  3      .      .      .      34.6  .      .      .      .      .      .      .
*  4      .      .      .      26.2  .      .      .      .      .      .      .
*  5      .      .      .      .      .      14.9  14.2      .      .      .      2.5
*  6      .      .      .      .      .      .      6.3      .      .      .      17.0
*  7      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .      3.6
*  8      .      .      .      4.8      .      .      .      .      .      .      16.6
*  9      .      .      .      .      .      16.3      .      .      .      .      31.7
*  10     .      .      .      .      4.2      .      .      .      7.2      .      8.6
*  11     .      .      .      .      7.6      .      .      .      .      .      .
*  12     .      .      .      .      .      .      .      .      .      11.5      .
*  13     .      .      .      .      .      .      .      .      .      31.3      .
*  14     .      .      .      .      .      16.3  7.6      .      .      .      .
*  15     .      11.8  8.4      .      .      .      .      .      .      .      .
*  16     .      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .
*  17     .      .      .      .      2.6      .      .      .      .      .      .
*  18     3.2      .      36.8      .      .      .      3.6      .      .      .      .
*  19     14.3      .      .      .      16.7      .      .      31.3      .      .      8.7
*  20     .      .      48.4      .      10.6      .      .      .      .      .      .
*  21     35.5      .      8.3      .      .      .      .      .      .      .      20.3
*  22     .      .      .      24.2      .      .      .      .      .      .      1.1
*  23     22.1      .      .      .      .      .      .      .      .      .      4.2
*  24     .      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .
*  25     11.3      .      .      .      23.5  15.0      .      .      .      .      .
*  26     .      .      .      .      31.6      .      .      4.2      .      .      .
*  27     .      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .      2.1
*  28     .      .      .      .      .      .      .      .      .      .      .      18.3
*  29     .      XXXXX      .      .      .      .      .      .      .      .      15.4
*  30     .      XXXXX      .      42.4      .      .      .      .      .      .
*  31     12.1  XXXXX      .      XXXXX      .      XXXXX      .      XXXXX      XXXXX  14.5
*****

```

 * BASSIN: VAUCLUSE PLUVIOMETRIE A ST.-CHRISTOL (MM/J) ANNEE 1971 *

 * JANV. FEVR. MARS AVRIL MAI JUIN JUIL. AOÛT SEPT. OCTO. NOVE. DECE. *

 * 1 . 1.6 . . 2.8 1.0 *
 * 2 9.3 5.7 *
 * 3 57.5 . 6.7 *
 * 4 26.5 *
 * 5 8.8 8.4 8.8 . . *
 * 6 22.4 2.9 . . *
 * 7 2.0 *
 * 8 4.0 19.6 . . *
 * 9 16.6 48.1 . . *
 * 10 4.7 9.3 . . *
 * 11 4.8 6.0 . . 1.9 *
 * 12 5.8 7.9 . . *
 * 13 3.0 18.8 . . *
 * 14 2.0 . . 11.6 21.4 *
 * 15 . . 10.3 14.1 0.1 *
 * 16 *
 * 17 . . 1.0 . . 1.2 6.8 . . 2.0 *
 * 18 1.5 6.4 46.0 . . 1.0 . . 3.5 . . 5.0 . . 0.5 . . *
 * 19 13.1 . . 6.6 . . 20.0 17.0 4.5 . . 7.0 . . *
 * 20 5.0 . . 92.5 . . 19.1 *
 * 21 86.0 . . 1.5 13.6 . . *
 * 22 1.0 3.0 1.2 . . *
 * 23 20.8 50.5 16.1 7.0 . . *
 * 24 1.6 *
 * 25 4.5 16.0 1.6 *
 * 26 22.5 9.8 16.0 . . *
 * 27 . *
 * 28 0.3 0.5 1.0 . . *
 * 29 . . XXXXX . . 5.4 0.2 6.8 18.0 . . *
 * 30 . . XXXXX . . 52.7 0.4 2.3 6.0 . . *
 * 31 15.6 XXXXX . . XXXXX . . XXXXX XXXXX . . XXXXX 10.2 . . *

 * BASSIN: VAUCLUSE PLUVIOMETRIE A APT (MM/J) ANNEE 1971 *

 * JANV. FEVR. MARS AVRIL MAI JUIN JUIL. AOÛT SEPT. OCTO. NOVE. DECE. *

 * 1 . 1.1 . . 1.8 *
 * 2 0.2 36.6 1.1 *
 * 3 53.4 *
 * 4 9.3 0.5 *
 * 5 0.7 . . 30.8 0.3 0.8 . . *
 * 6 11.3 8.2 . . *
 * 7 7.5 . . *
 * 8 2.1 16.1 . . *
 * 9 14.1 . . 24.5 52.4 . . *
 * 10 1.2 14.2 . . *
 * 11 6.1 3.1 1.1 *
 * 12 10.2 . . *
 * 13 2.8 14.2 . . *
 * 14 1.3 . . 10.2 24.1 *
 * 15 . . 5.9 5.1 4.7 *
 * 16 . *
 * 17 . . 0.4 . . 4.1 7.9 . . 8.0 *
 * 18 . . 1.9 14.2 . . 0.4 . . 1.3 . . 0.7 *
 * 19 17.3 . . 6.4 31.2 1.2 . . *
 * 20 9.8 . . 52.4 . . 6.1 *
 * 21 25.3 . . 5.8 . . 1.5 9.9 . . *
 * 22 3.6 0.2 *
 * 23 8.1 34.4 2.1 3.5 . . *
 * 24 0.3 *
 * 25 4.4 10.5 22.5 *
 * 26 25.7 3.2 . . *
 * 27 1.1 *
 * 28 . 23.1 . . *
 * 29 . . XXXXX 2.3 0.9 . . *
 * 30 . . XXXXX . . 51.5 *
 * 31 22.4 XXXXX . . XXXXX . . XXXXX XXXXX . . XXXXX 2.9 . . *

***** H-32
 * BASSIN: VAUCLUSE PLUVIOMETRIE A CHAT/NEUF-MIRAVAIL (MM/J) ANNEE 1971 *

	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* 1	8.0	6.2
* 2	8.5	5.0
* 3	.	.	.	63.0	.	12.0
* 4	.	.	.	10.5
* 5	28.0	12.0
* 6	36.0	.	.	.	23.0	.
* 7	3.0	.
* 8	.	.	.	7.0	19.0	.
* 9	16.7	36.0	.	.	3.0	.	47.0	.
* 10	6.0	.	.	2.0	.	8.0	.
* 11	27.0	5.0
* 12	3.0	10.0	.	.
* 13	7.0	.	9.0	.	5.0	16.0	.	.
* 14	.	.	12.0	.	.	26.0	10.0
* 15	.	18.0	12.0
* 16	3.5
* 17	3.0
* 18	4.0	.	54.0	.	.	.	6.0
* 19	12.0	.	4.0	10.0
* 20	5.0	.	13.2	.	6.0
* 21	34.0	.	18.0	14.0	.
* 22
* 23	20.0	.	.	54.0	7.0
* 24	5.0
* 25	10.0	.	.	.	20.0	15.0
* 26	23.0	.	.	12.0
* 27
* 28	22.0
* 29	.	XXXXX	.	6.5	9.0	.
* 30	.	XXXXX	.	51.0
* 31	15.0	XXXXX	.	XXXXX	.	XXXXX	.	XXXXX	.	XXXXX	14.0	.

 * BASSIN: VAUCLUSE PLUVIOMETRIE A BRANTES (MM/J) ANNEE 1971 *

	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* 1	8.5
* 2	19.6	16.6
* 3	.	.	.	31.0
* 4	.	.	.	6.4	5.6
* 5	.	.	.	0.5	.	7.3	16.0	.	.	.	3.5	.
* 6	4.7	.	.	.	10.4	.
* 7	3.0	.
* 8	1.1	29.3	.
* 9	7.1	.	14.3	.	.	55.9	.
* 10	13.3	13.8	7.9	.
* 11	1.2
* 12	5.7	5.0	.	.
* 13	.	.	0.8	.	3.6	8.0	.	.
* 14	2.3	.	23.4	.	.	19.1	.	.	.	3.0	.	.
* 15	.	8.8	5.0
* 16	2.5
* 17	.	.	2.0	3.7	.	.	4.6
* 18	.	2.0	40.5	.	.	.	15.3	.	2.9	.	.	.
* 19	5.8	.	24.5	.	8.0	.	.	42.0	1.4	.	.	.
* 20	6.2	.	45.5	.	1.5
* 21	13.1	.	7.3	.	5.1	.	.	.	3.4	.	9.0	.
* 22	11.8
* 23	0.9	.	.	32.2	46.9	0.5	1.2	.
* 24	15.5
* 25	5.9	38.5
* 26	.	.	.	0.4	22.0	2.0	12.4
* 27	.	.	.	1.8	0.6
* 28	3.0	21.5
* 29	.	XXXXX	.	6.5	5.0	.
* 30	.	XXXXX	.	48.4
* 31	8.5	XXXXX	.	XXXXX	.	XXXXX	.	XXXXX	.	XXXXX	7.6	.

```

*****
* BASSIN: VAUCLUSE          DEBITS A LA FONTAINE DE VAUCLUSE (M3/S) ANNEE 1971 *
* -----
*  JANV. FEVR. MARS  AVRIL  MAI  JUIN  JUIL. AOUT  SEPT.  OCTO.  NOVE.  DECE.  *
* -----
*  1  ?  27.70 16.81 35.44 48.00 38.05 23.00 15.79 10.99 8.52 7.08 9.37 *
*  2  ?  28.48 16.46 34.48 50.00 36.40 22.33 15.66 10.91 8.41 7.02 9.22 *
*  3  ?  31.98 16.25 32.56 50.00 35.44 21.70 15.50 10.78 8.36 6.96 9.02 *
*  4  ?  30.35 16.02 33.52 48.00 34.48 21.45 15.30 10.70 8.36 6.89 8.82 *
*  5  ?  29.26 15.77 38.05 48.00 33.52 20.85 15.11 10.59 8.31 6.89 8.67 *
*  6  ?  28.48 15.53 41.00 45.00 33.52 20.43 14.94 10.48 8.26 6.89 8.56 *
*  7  ?  27.13 15.27 43.00 45.00 32.75 22.75 14.68 10.44 8.20 6.89 8.41 *
*  8  ?  25.99 14.98 43.00 45.00 30.82 24.01 14.41 10.30 8.10 6.89 8.31 *
*  9  ?  25.42 14.68 42.00 43.00 30.04 24.01 14.24 10.26 8.04 7.08 8.20 *
* 10  ?  24.85 14.44 41.00 42.00 30.04 22.75 14.09 10.17 8.04 11.38 8.15 *
* 11  ?  23.17 14.10 39.70 41.00 30.04 21.91 13.94 10.03 7.99 12.86 8.04 *
* 12  ?  21.70 13.82 38.71 39.37 30.82 21.11 13.75 9.98 7.99 12.47 7.94 *
* 13  ?  21.11 13.60 38.05 38.05 31.60 20.43 13.56 9.96 7.94 11.63 7.78 *
* 14  ?  20.39 13.52 36.40 36.40 31.60 19.94 13.37 9.85 7.99 10.91 7.66 *
* 15  ?  19.94 13.45 36.21 34.48 31.60 19.58 13.22 9.75 8.04 10.35 7.61 *
* 16  ?  19.64 13.52 36.21 33.52 31.60 19.40 13.08 9.61 7.99 9.89 7.43 *
* 17  ?  19.48 13.60 33.52 32.56 31.60 19.02 12.93 9.56 7.83 9.56 7.37 *
* 18  ?  19.33 13.67 32.56 31.60 31.60 18.78 12.83 9.51 7.78 9.27 7.32 *
* 19  ?  18.92 18.71 31.60 30.82 30.82 18.56 12.67 9.46 7.72 9.07 7.26 *
* 20  ?  18.71 24.43 30.82 30.04 30.04 18.34 12.47 9.37 7.66 8.82 7.20 *
* 21 16.95 18.47 38.05 30.82 30.04 30.04 18.08 12.39 9.27 7.61 8.62 7.20 *
* 22 19.98 18.23 43.00 30.04 30.04 29.26 17.87 12.22 9.17 7.55 8.62 7.20 *
* 23 22.12 18.01 45.00 30.04 29.26 28.48 17.65 12.05 9.12 7.49 9.32 7.20 *
* 24 22.75 17.87 48.00 30.04 29.26 27.13 17.45 11.96 9.07 7.43 9.56 7.20 *
* 25 27.70 17.72 49.00 31.60 30.04 26.56 17.23 11.80 9.02 7.41 9.46 7.14 *
* 26 29.26 17.55 50.00 32.56 30.82 25.99 16.98 11.75 8.97 7.36 9.22 7.08 *
* 27 30.04 17.34 48.00 33.52 33.52 25.99 16.77 11.59 8.87 7.32 9.12 7.08 *
* 28 30.04 17.18 45.00 33.14 36.40 25.42 16.53 11.46 8.82 7.26 9.07 7.02 *
* 29 29.26 xxxxx 42.00 31.60 38.05 24.85 16.39 11.33 8.77 7.20 9.12 7.20 *
* 30 28.48 xxxxx 38.05 35.44 39.70 24.01 16.21 11.21 8.72 7.20 9.27 7.99 *
* 31 27.70 xxxxx 36.40 xxxxx 39.70 xxxxx 16.05 11.12 xxxxx 7.14 xxxxx 8.46 *
*****

```

```

*****
* BASSIN: VAUCLUSE          TEMPERATURES A ORANGE,          ANNEE 1971 *
* -----
*  JANV. FEVR. MARS  AVRIL  MAI  JUIN  JUIL. AOUT  SEPT.  OCTO.  NOVE.  DECE.  *
* -----
*  2.70  6.20  5.80 14.00 16.40 18.90 23.20 23.50 19.10 15.00 7.10 6.00 *
*****

```

 * BASSIN: FESSES MADAME PLUVIOMETRIE A ST.-GELY (MM/J) ANNEE 1972 *

	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* 1	.	34.0	.	.	1.0
* 2	45.0	25.0	2.0	.	.	8.0
* 3	.	23.5	1.0	.	1.5	.	.	.	140.0	.	.	3.5
* 4	.	.	7.0	2.5	.	.	15.0	.	30.0	.	.	.
* 5	.	.	4.5	.	.	60.0	.	.	13.5	1.0	.	.
* 6	7.0	.	0.5	99.0	.	.	.
* 7	4.5	2.0	13.0	.	0.5	.
* 8	3.0	59.0	33.0	2.5
* 9	14.0	.	17.5	.	.	20.0
* 10	4.0	4.0	9.0	.	.	2.0	.	.	.	22.0	19.5	.
* 11	4.0	11.0	9.5	2.0	2.0	.	.
* 12	31.0	.	42.0	15.0	.	.
* 13	54.0	4.5	12.0	.	30.0	20.0	.	17.0	.	16.0	.	.
* 14	3.5	55.0
* 15	24.0	1.5	18.0	.	1.0	8.5
* 16	81.5	8.0	.	.	1.5
* 17	9.0	17.5	1.5	.
* 18	.	2.5
* 19	.	11.0	.	1.0	.	.	4.0
* 20	4.5	1.0	2.0	35.0	2.0	.	.	1.5
* 21	.	3.5	.	8.0
* 22	.	2.0
* 23	.	3.5	.	.	26.0
* 24	2.0
* 25	6.0	.	11.0
* 26	14.5	.	.	0.5	.	.	.	3.5	.	25.0	.	12.0
* 27	41.0	.	12.5
* 28	7.0
* 29	.	1.0	8.5	.	.	1.5	1.5
* 30	.	XXXXX	.	1.0	26.5	4.0
* 31	.	XXXXX	.	XXXXX	.	XXXXX	.	.	XXXXX	2.0	XXXXX	.

 * BASSIN: FESSES MADAME DEBITS A FESSES MADAME ANNEE 1972 *

	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* 1	?	0.70	0.52	0.45	0.20	0.12	0.33	0.11	0.06	0.18	0.27	0.03
* 2	?	3.30	0.50	0.43	0.20	0.11	0.32	0.10	0.05	0.16	0.20	0.03
* 3	?	2.50	0.48	0.40	0.19	0.10	0.30	0.09	0.04	0.15	0.17	0.03
* 4	?	2.00	0.45	0.38	0.18	0.10	0.28	0.09	0.05	0.14	0.15	0.03
* 5	?	1.80	0.42	0.36	0.17	0.10	0.26	0.08	3.40	0.13	0.13	0.03
* 6	?	1.60	0.40	0.34	0.16	0.78	0.25	0.08	3.16	0.12	0.12	0.03
* 7	?	1.45	0.38	0.33	0.16	0.74	0.24	0.08	3.14	0.11	0.11	0.03
* 8	?	1.40	0.35	0.32	0.15	0.60	0.24	0.07	2.60	0.10	0.10	0.03
* 9	?	3.40	0.32	0.31	0.15	0.42	0.23	0.07	1.80	0.08	0.09	0.03
* 10	?	2.00	0.50	0.30	0.14	0.27	0.22	0.06	1.60	0.08	0.08	0.03
* 11	?	1.60	1.60	0.29	0.14	0.37	0.21	0.06	1.40	0.10	0.07	0.02
* 12	?	1.30	1.50	0.28	0.14	0.32	0.21	0.05	1.20	0.12	0.07	0.02
* 13	?	1.10	1.40	0.27	0.14	0.24	0.20	0.05	1.04	0.10	0.06	0.02
* 14	?	0.90	2.28	0.27	0.13	0.16	0.20	0.04	0.92	0.09	0.06	0.02
* 15	?	0.85	2.00	0.26	0.18	0.12	0.20	0.10	0.88	0.08	0.05	0.02
* 16	?	0.80	1.65	0.26	0.25	2.36	0.19	0.14	0.70	0.06	0.05	0.02
* 17	?	0.75	1.85	0.25	0.24	1.68	0.19	0.12	0.64	0.05	0.05	0.02
* 18	?	1.50	1.55	0.25	0.27	1.30	0.18	0.10	0.58	0.05	0.05	0.02
* 19	?	1.40	1.30	0.24	0.20	1.04	0.17	0.09	0.52	0.04	0.04	0.02
* 20	?	1.25	1.15	0.24	0.18	0.84	0.17	0.08	0.48	0.04	0.04	0.02
* 21	?	1.05	1.05	0.23	0.16	0.76	0.16	0.08	0.43	0.03	0.04	0.02
* 22	?	0.90	0.95	0.24	0.15	0.70	0.16	0.08	0.40	0.02	0.04	0.02
* 23	?	0.80	0.88	0.32	0.13	0.62	0.15	0.08	0.36	0.02	0.04	0.01
* 24	?	0.75	0.80	0.30	0.14	0.57	0.14	0.07	0.32	0.01	0.04	0.01
* 25	?	0.70	0.75	0.26	0.15	0.52	0.14	0.07	0.30	0.01	0.04	0.01
* 26	?	0.65	0.68	0.23	0.16	0.48	0.13	0.07	0.28	0.01	0.04	0.01
* 27	?	0.62	0.63	0.21	0.14	0.44	0.13	0.07	0.26	0.66	0.04	0.22
* 28	?	0.60	0.58	0.20	0.13	0.41	0.12	0.07	0.25	0.55	0.04	0.80
* 29	?	0.55	0.54	0.20	0.14	0.38	0.12	0.07	0.24	0.55	0.03	1.18
* 30	?	XXXXX	0.50	0.20	0.14	0.36	0.12	0.06	0.22	0.42	0.03	1.00
* 31	?	XXXXX	0.48	XXXXX	0.13	XXXXX	0.11	0.06	XXXXX	0.34	XXXXX	0.72

 * BASSIN: FESSES MADAME TEMPERATURES A ST.-GELY. ANNEE 1972 *

	JANV.	FEVR.	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT.	OCTO.	NOVE.	DECE.
* 1	6.50	8.70	10.40	12.30	15.50	18.40	23.00	21.00	16.50	14.80	11.10	8.20

H-36

```

*****
* BASSIN: MAS DE GENTIL   DEBITS AU MAS DE GENTIL (M3/S)           ANNEE 1972 *
*-----*
*  JANV.  FEVR.  MARS  AVRIL  MAI  JUIN  JUIL.  AOUT  SEPT.  OCTO.  NOVE.  DECE.  *
*-----*
*  1  .  0.420  0.400  0.450  0.180  0.036  0.150  0.058  0.036  0.200  0.120  0.042  *
*  2  .  0.400  0.360  0.440  0.160  0.034  0.144  0.058  0.034  0.190  0.160  0.062  *
*  3  .  0.380  0.350  0.420  0.150  0.032  0.140  0.058  0.032  0.180  0.220  0.100  *
*  4  .  0.360  0.340  0.410  0.140  0.030  0.136  0.058  0.032  0.170  0.290  0.120  *
*  5  .  0.340  0.320  0.410  0.134  0.034  0.128  0.058  0.040  0.160  0.280  0.120  *
*  6  .  0.340  0.310  0.430  0.130  0.034  0.120  0.058  0.140  0.150  0.260  0.110  *
*  7  .  0.400  0.300  0.440  0.124  0.034  0.116  0.054  0.220  0.140  0.240  0.100  *
*  8  .  0.440  0.290  0.420  0.116  0.028  0.114  0.054  0.350  0.130  0.220  0.096  *
*  9  .  0.480  0.280  0.400  0.110  0.028  0.108  0.054  0.450  0.124  0.216  0.094  *
* 10  .  0.500  0.300  0.380  0.104  0.026  0.102  0.050  0.490  0.116  0.206  0.090  *
* 11  .  0.580  0.350  0.370  0.100  0.040  0.100  0.050  0.480  0.110  0.200  0.082  *
* 12  .  0.640  0.390  0.350  0.094  0.070  0.098  0.050  0.460  0.104  0.184  0.076  *
* 13  .  0.680  0.410  0.340  0.088  0.110  0.100  0.050  0.440  0.100  0.170  0.072  *
* 14  .  0.640  0.400  0.320  0.080  0.170  0.090  0.050  0.430  0.092  0.160  0.064  *
* 15  .  0.600  0.450  0.310  0.078  0.140  0.082  0.050  0.410  0.088  0.150  0.060  *
* 16  .  0.600  0.490  0.300  0.074  0.130  0.080  0.050  0.400  0.084  0.140  0.060  *
* 17  .  0.560  0.530  0.280  0.070  0.120  0.080  0.046  0.380  0.076  0.120  0.058  *
* 18  .  0.540  0.580  0.260  0.068  0.120  0.076  0.046  0.360  0.070  0.116  0.052  *
* 19  .  0.520  0.600  0.260  0.064  0.200  0.072  0.044  0.340  0.064  0.104  0.050  *
* 20  .  0.500  0.580  0.240  0.060  0.260  0.064  0.044  0.330  0.060  0.096  0.044  *
* 21  .  0.490  0.580  0.230  0.058  0.240  0.064  0.042  0.320  0.058  0.090  0.040  *
* 22  .  0.480  0.570  0.220  0.056  0.230  0.062  0.042  0.300  0.050  0.080  0.040  *
* 23  .  0.500  0.550  0.210  0.054  0.220  0.060  0.042  0.280  0.048  0.080  0.040  *
* 24  .  0.490  0.540  0.200  0.052  0.210  0.060  0.042  0.270  0.044  0.070  0.040  *
* 25  .  0.480  0.520  0.180  0.050  0.200  0.060  0.042  0.256  0.040  0.064  0.038  *
* 26  .  0.460  0.510  0.160  0.050  0.190  0.060  0.040  0.240  0.036  0.060  0.038  *
* 27  .  0.440  0.500  0.180  0.050  0.184  0.060  0.040  0.230  0.034  0.058  0.040  *
* 28  .  0.420  0.480  0.210  0.046  0.170  0.058  0.040  0.220  0.030  0.052  0.046  *
* 29  .  0.410  0.470  0.200  0.044  0.164  0.058  0.040  0.216  0.030  0.046  0.070  *
* 30  .  XXXXX  0.460  0.190  0.040  0.160  0.058  0.040  0.210  0.040  0.042  0.084  *
* 31  .  XXXXX  0.460  XXXXX  0.040  XXXXX  0.058  0.038  XXXXX  0.080  XXXXX  0.082  *
*****

```

```

*****
* BASSIN: MAS DE GENTIL   TEMPERATURES A ST.-GELY.           ANNEE 1972 *
*-----*
*  JANV.  FEVR.  MARS  AVRIL  MAI  JUIN  JUIL.  AOUT  SEPT.  OCTO.  NOVE.  DECE.  *
*-----*
*  6.50  8.70  10.40  12.30  15.50  18.40  23.00  21.00  16.50  14.80  11.10  8.20  *
*****

```


J. AVIAS, C. BEZES, M. DESBORDES, A. MANGIN, C. JOSEPH, C. BOCQUILLON *

A PROPOS DE LA MODELISATION DES SYSTEMES AQUIFERES KARSTIQUES PAR LE MODELE BEMER

La présente mise au point résume les principales questions, réponses, discussions et réflexions ayant eu lieu le 8 juillet 1976, lors de la soutenance de thèse de doctorat de spécialité de Charles BEZES, entre ce dernier et les membres du Jury. Ces derniers ayant finalement et à l'unanimité attribué à l'impétrant la mention maximum avec leurs félicitations, notamment pour l'excellent ajustement que permet le modèle pour la reconstitution des hydrogrammes et sur l'efficacité jusqu'à présent non atteinte qu'il présente pour relier de façon satisfaisante entrées et sorties, c'est-à-dire pour la prévision et la gestion des systèmes aquifères souterrains de type karstique avec un nombre de paramètres déterminants relativement faible. Il n'en reste pas moins qu'un certain nombre de réflexions peuvent être faites à propos des relations entre la structure du modèle et la réalité physique des aquifères karstiques, à propos du nombre des paramètres retenus, à propos de la perfectibilité possible du modèle, à propos de sa mise en place dans les travaux internationaux sur la modélisation.

- 1) - A ce dernier point de vue, il serait souhaitable que C. BEZES puisse faire une bibliographie comparée et raisonnée plus approfondie que celle donnée dans la thèse.
- 2) - Pour la clarté de l'exposition en particulier pour les non-spécialistes des modèles, il serait bon de récapituler tous les paramètres du modèle et bien que l'étude de leur sensibilité ait été correctement faite, de discuter plus avant leur signification et leur utilité, pour expliquer notamment que bien qu'ils soient de nombre relativement élevé (28), dix d'entre eux seulement, appréciables rapidement pour un géologue familiarisé avec les milieux aquifères karstiques, suffisent à caler rapidement et économiquement ce modèle.
- 3) - Du même point de vue, il conviendrait de préciser un peu plus ce qui dans le modèle relève de l'analogie naturaliste et conceptuelle et ce qui relève d'ajustement du type "boîte noire".
- 4) - Discussions sur la structure du modèle, sur la signification naturaliste de ses éléments et sur sa perfectibilité (cf. fig. 5-1 de la thèse).

4. 1. - Niveau 1

La structure du modèle implique une discontinuité du phénomène d'évapotranspiration qui n'existe pas dans la nature, un essai devrait être tenté si l'on veut que le modèle colle plus fidèlement à la réalité d'imaginer un dispositif continu et ne comportant pas un réservoir RE-1 sans fond qui implique que l'évapotranspiration pourrait, en cas de sécheresse continue, théoriquement se poursuivre jusqu'à épuisement total des réserves, ce qui n'est pas réel. Par ailleurs, l'influence des phénomènes dus à la couverture végétale dans l'évapotranspiration aurait avantage à être individualisée et précisée. Si dans les karsts "nus" de type méditerranéen (pour lesquels a été construit le modèle), cette non individualisation ne gêne pas trop ; elle risque de gêner, par contre, si on veut l'appliquer à des karsts couverts d'autres zones climatiques.

4. 2. - Niveau 2

Le niveau 2 comporte trois réservoirs, or dans la nature suivant le nombre de formations géologiques ou de phases de karstification différentes, on peut avoir en réalité n réservoirs entrant en jeu. L'auteur a eu le mérite de montrer que 3 réservoirs suffisent et équivalent pratiquement à 10, un des réservoirs simulant la courbe de tarissement non influencée du système, les deux autres introduisant les modifications de cette courbe due à l'influence des pluies. Il n'en reste pas moins que dans les cas simples, tel celui du système aquifère du Mas de Gentil, 1 réservoir suffirait, que dans le système de Fesse Madame, 2 réservoirs suffiraient et que parmi les exemples pris, seul celui de Meyrargues nécessite réellement 3 réservoirs. A première vue, on peut se deman-

der aussi pourquoi l'on n'a pas simplifié (en diminuant alors le nombre de paramètres) le type de certains réservoirs puisque les ruissellements sont pratiquement nuls dans trois d'entre eux. Mais il y a une raison d'ordre pratique et économique : d'avoir utilisé le même type de réservoir non seulement dans le niveau 2 mais dans les trois niveaux, ne signifie pas que réellement ils soient de même type dans la réalité, mais a été fait parce que cela permet d'avoir un organigramme plus simple pour l'écriture des programmes, ce qui abaisse le prix de revient et d'utilisation du modèle.

C'est cette condition qui a également entraîné le fait regrettable à première vue de placer le réservoir RE-4 dans la "zone non saturée" et dans un niveau différent de celui où est placée la partie de RE-5 "temporairement noyée". Ceci entraîne une disjonction non réelle et portant à confusion dans une interprétation comparative naturaliste. Il serait intéressant d'essayer à ce point de vue de regrouper RE-4 et une partie au moins de RE-5 dans un niveau individualisé. Le problème de la signification réelle des paramètres des exponentielles de vidange de réservoirs est délicat, et certains auteurs ont d'ailleurs insisté sur ce point.

Enfin, la non-linéarité des relations pluie-débit, qui dans le modèle est interprétée comme étant introduite par l'ETR, doit être aussi liée aux fonctions de transfert dans les zones non saturée et saturée, notamment en relation avec l'hétérogénéité des structures drainantes. Les travaux du laboratoire souterrain de Moulis (A. MANGIN et coll.) conduisent à cette conclusion.

4.3. - Niveau 3

A propos du niveau 3, un problème qu'on peut à première vue poser (et aussi à propos du réservoir RE-4 du niveau 2) est pourquoi l'on n'a pas utilisé dans le modèle un calage faisant appel à des données piézométriques. A ce propos, les études systématiques réalisées par l'équipe de Montpellier (notamment travaux de G. MARJOLET et J. SALADO sur 13 forages rapprochés de 80 m sur le site de la source du Laz), ont montré l'extrême variabilité et donc la non signification générale de la piézométrie dans les karsts même dans des zones très étroitement localisées. Il n'en reste pas moins que certaines piézomètres, qui ne peuvent être déterminés que par une étude approfondie, doivent, dans certains cas, pouvoir fournir des paramètres utilisables. Ce problème mériterait aussi d'être repris, mais nécessite la mise à disposition de crédits plus importants que ceux dont on dispose généralement pour l'étude des aquifères souterrains.

Quant à la signification du RE-5, deux interprétations peuvent en être données : - soit que sa signification demeure car le stockage d'eau en zone temporairement noyée semble bien rendre compte de l'arrondissement des pointes de crue pour lesquelles a précisément dû être introduit RE-5 ; - soit que l'on considère (A. M.) que les arrondissements des pointes de crue ne sont pas dus à l'amortissement des ondes de crue dans le karst noyé, mais plus vraisemblablement à une fonction retard au niveau de l'alimentation du karst.

En conclusion, la réalisation pratique et économique du modèle entraîne que sa structure a, dans certains cas, dû être distordue par rapport aux connaissances actuelles des karsts ; les deux principales distorsions étant l'attribution de la non-linéarité de réponse des hydrogrammes à la seule ETR et la séparation de RE-4 et de la partie temporairement noyée de RE-5. Il conviendra donc d'essayer de modifier le modèle pour, dans la mesure du possible, supprimer ces distorsions. Par ailleurs, le modèle aura avantage à être testé sur d'autres types d'aquifères karstiques que les aquifères karstiques méditerranéennes. Il n'en reste pas moins qu'il constitue une approche intéressante et prometteuse dans l'essai de réalisation d'un modèle déterministe des aquifères particulièrement complexes que sont les aquifères karstiques, et que d'ores et déjà il s'avère pouvoir être utilisés efficacement pour la prévision et la gestion de ce type d'aquifère.

* C. E. R. C. H. et E. R. A. 211 du C. N. R. S. ; Laboratoire d'Hydrologie Mathématique (Université de Montpellier II) ; Laboratoire Souterrain du C. N. R. S. (Moulis).

TABLE DES MATIERES

C. BEZES. — Contribution à la modélisation des systèmes aquifères karstiques : établissement du modèle BEMER ; son application à quatre systèmes karstiques du Midi de la France.

J. AVIAS, C. BEZES, C. BOQUILLON, M. DESBORDES, C. JOSEPH, A. MANGIN. — A propos de la modélisation des systèmes aquifères karstiques par le modèle BEMER.

