

90-2000 1582
50 576
1996
352
N° d'ordre : 1778

THESE

Présentée à



L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE

Pour obtenir le grade de

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITE EN GEOSCIENCES
(HYDROGEOLOGIE)**

**APPROCHE HYDROLOGIQUE ET HYDROCHIMIQUE DU
CARACTERE KARSTIQUE EVENTUEL D'HYDROSYSTEMES
SOUTERRAINS DE LA CRAIE DU BASSIN DE PARIS**

par Abdelkabir MAQSoud

Soutenue le 5 Juillet 1996 devant la commission d'examen :

Président du jury : N. CRAMPON, Directeur de Thèse, Professeur à l'Université d'Artois

Rapporteurs : M. BAKALOWICZ, Chargé de recherches CNRS, à l'Université de Montpellier
J. MANIA, Professeur à l'Université de Besançon

Examineurs : E. CARLIER, Professeur à l'Université d'Artois
J-P. COLBEAUX, Maître de Conférence à l'université de Lille
M.RAZACK, Professeur à l'Université de Poitier

AVANT - PROPOS

Au terme de ce travail que j'ai commencé au cours de l'année universitaire 1991-1992, il m'est très agréable de remercier tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à sa réalisation.

Monsieur le Professeur **Norbert CRAMPON**, Directeur de la Jeune Equipe 231 "Hydrogéologie, Structure et Matériaux des Milieux Carbonatés" de l'Université des Sciences et Technologies de Lille, m'a accueilli au sein de son équipe et m'a confié ce sujet. Je le remercie vivement pour l'intérêt qu'il a apporté à ce travail, pour ses précieux conseils, sa disponibilité et sa sympathie.

Monsieur **Michel BAKALOWICZ**, Chargé de Recherches au CNRS, a accepté la lourde tâche de rapporter ce mémoire, je lui en suis très reconnaissant. Je le remercie également pour ses chaleureux accueils, qu'il m'a réservé soit à Moulis ou à Montpellier, ainsi que pour sa disponibilité et ses conseils.

Monsieur **Jacky MANIA**, Professeur à l'Université de Franche Comté, est également rapporteur de ce Travail, je le remercie très sincèrement.

Monsieur **Moumtaz RAZACK**, Professeur à l'Université de Poitier qui a bien voulu me faire l'honneur de participer à ce jury, je lui exprime ma profonde reconnaissance.

Monsieur le Professeur **Eric CARLIER** de l'Université d'Artois, m'a honoré de sa présence au jury, je le remercie pour son soutien durant toutes ces années.

Monsieur **Jean-Pierre COLBEAUX**, Maître de Conférence à l'Université des Sciences et Technologies de Lille pour avoir accepté de juger ce travail, pour ses conseils et suggestions.

Monsieurs les responsables des services des eaux de la ville de Paris, Rouen et le Havre pour m'avoir facilité l'accès à leur banque de données.

Monsieur **Alain MANGIN**, Directeur de Recherche au CNRS qui m'a accueilli dans son bureau durant mes séjours au Laboratoire Souterrain de Moulis et m'a fait bénéficier de son expérience en matière d'hydrogéologie karstique.

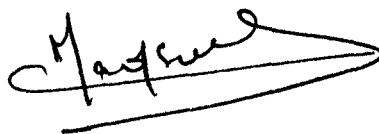
Monsieur **Dominique D'HULST**, Ingénieur de Recherche au CNRS, qui m'a fait profiter de son expérience dans le domaine de traitement des données. Je le remercie également pour son accueil.

Pour l'ambiance agréable dans laquelle s'est déroulé ce travail, les discussions scientifiques ou non, leur sympathie, les moments de détente, leur aide, ..., je remercie tous mes collègues : **C. Lamouroux, M. Saadi, K. Anouar, L. Hanich, H. Smaoui, B. El-Mansouri, A. Lakhrissi, L. Hassouta, A. El-Albani, P. Bracq, M. Dzikowski, M. Lacroix, J. Mahieu, B. Louche et T. Bonnet**. Je ne saurai oublier les autres chercheurs et personnels de l'Unité de Formation et de Recherche des Sciences de la Terre qui, un jour ou l'autre, m'ont aidé.

Je remercie ma secrétaire **A.M** qui a bien voulu accepter de frapper ce manuscrit en supplément des charges habituelles qui lui incombent.

Je dédie enfin ces quelques pages à tous les membres de ma famille qui ont su attendre patiemment au cours de ces longues années l'achèvement de ce travail.

A Villeneuve d'Ascq le 18 décembre 1996

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'MAQSoud', with a long horizontal flourish extending to the right.

Abdelkabar MAQSoud

INTRODUCTION GENERALE

Les dépôts crayeux du Crétacé supérieur du bassin de Paris, qui s'étendent sur 110000 km², constituent avec ceux du bassin de Londres la plus grande unité carbonatée d'Europe Occidentale.

Jusqu'à la moitié du XIX^{ème} siècle, les connaissances sur l'aquifère crayeux étaient limitées et l'empirisme régnait.

Dès la seconde moitié du XIX^{ème} siècle, la craie était considérée comme poreuse. Ce point de vu était défendu par Gründ (1903). Selon lui, c'est cette propriété qui permet à la craie de renfermer une nappe analogue, par exemple, à celle des sables. Ce point de vu correspond à l'école de la Gründ-Wasser.

En se basant sur les observations anciennes, Prestwich (1871) conclut pour sa part que la perméabilité de la craie est surtout une conséquence de sa fissuration. Cette nouvelle approche du drainage de la craie correspond à la théorie de la circulation "diacласienne" opposée à la Gründ-Wasser.

Les nombreux travaux de terrain, en particulier ceux menés pour le compte de la ville de Paris (Préfecture de la Seine, 1901, 1902 et 1903), en Normandie et dans le Pays d'Othe démontrent des liaisons rapides entre les bétouilles et les sources prouvant ainsi l'existence d'une circulation "diacласienne". Les explorations effectuées par Le-Couppé-de-la-Forêt (1901, 1903, 1902) confirment cette idée.

Cette théorie est soutenue par Martel (1921) qui la radicalise et conclut que les circulations diacласiennes dans la craie, en vraies rivières souterraines, prédominent largement. L'impact de ses travaux est si fort qu'il faut attendre les années 1940 pour que des études géologiques viennent changer ce point de vue et peu à peu, en dehors des régions reconnues karstifiées (le Pays d'Othe et la Montagne de Reims), la craie est fondamentalement considérée comme un aquifère à porosité d'interstices, dans lequel le karst ne serait présent que de façon accidentelle et limitée. Ces caractères ont conduit Mégrien (1960) à définir la craie comme un aquifère mixte, c'est-à-dire " un système où existe une nappe aquifère en même temps que de véritables phénomènes karstiques. Les deux phénomènes sont intimement liés et mêlés et, suivant la position des conduits karstiques par rapport à la surface de la nappe, ils peuvent jouer un rôle d'apport ou un rôle de drain." Mais malheureusement, cette dualité de

fonctionnement n'est pas toujours prise en considération par les modélisateurs ni par les exploitants. Pour ces derniers, la craie est un milieu homogène et leur soucis principal est le calage de leur modèle et non pas sa réalité physique.

Le problème qui reste posé actuellement est : comment peut on expliquer la localisation puis le développement du karst dans la craie?

Afin d'apporter des éléments de réponse à cette problématique, de préciser les modalités du fonctionnement de ce karst crayeux et enfin de délimiter sa part dans le drainage souterrain nous avons tenté d'établir un bilan des connaissances sur les phénomènes de karstification dans les aquifères crayeux, à partir de toutes les données existantes. En particulier, les données hydrodynamiques et hydrochimiques disponibles ont été traitées au moyen des méthodes destinées à l'étude des aquifères classiques.

Ce mémoire est divisé en quatre parties :

La première partie est consacrée à la craie en tant que matériau en mettant l'accent sur les différentes hétérogénéités, lithologiques et structurales, leurs conséquences sur l'écoulement, ainsi que sur la qualité chimique des eaux;

La deuxième partie résume l'état des connaissances sur le karst crayeux (localisations des différents phénomènes karstiques, morphologie de l'endokarst et de l'exokarst) ainsi que la détermination de ses principaux caractères;

La troisième partie est relative à la description des différentes approches du karst;

La quatrième est relative à l'étude de sept groupes de sources de la craie choisis dans le bassin de Paris dont le critère principal de sélection était la quantité et la qualité des données hydrodynamiques et hydrochimiques.

Le mémoire conclut par une synthèse des connaissances relatives au phénomène de karstification dans la craie, en mettant en relief les facteurs favorables et défavorables à son développement.

PARTIE I : CRAIE ROCHE ET RESERVOIR

Les nombreux éléments obtenus lors d'études sur les matériaux ont montré que l'hétérogénéité des propriétés des aquifères résultait surtout de l'ensemble des caractéristiques de la roche. C'est pourquoi nous présenterons, de façon sommaire, celles de la craie et nous examinerons leurs conséquences sur les écoulements souterrains ainsi que leur influence sur la qualité de l'eau.

I. CRAIE ROCHE CARBONATEE

La craie du bassin de Paris et du Nord de la France représente à l'affleurement 73000 km² soit 20 % de la superficie des bassins sédimentaires français. Elle dessine une vaste auréole entourant le Tertiaire de l'Ile-de-France.

Cette craie constitue un important aquifère qui fournit environ 1 milliard de m³/an d'eau dont 400 millions de m³ dans la seule région Nord-Pas-de-Calais. Les prélèvements dans cet aquifère représentent 20 % des prélèvements d'eaux souterraines en France.

I.1 REPARTITION GEOGRAPHIQUE

La craie de la France constitue une grande partie de la Normandie à l'Ouest, de l'Artois, de la Picardie au Nord, de la Champagne, du Sénonais à l'Est, du Gâtinais au sud-est, du Maine et de la Touraine au sud-ouest (Fig. 1).

L'ensemble des formations crayeuses se répartit en trois étages d'âge Crétacé supérieur qui sont le Cénomanien, le Turonien et le Sénonien.

I.2 STRUCTURE PETROGRAPHIQUE DE LA CRAIE

La craie est une ancienne boue micritique constituée essentiellement par des éléments calcitiques provenant d'organismes pélagiques plus ou moins associés à une microfaune benthique; la macrofaune est parfois abondante. On peut trouver également des minéraux néoformés probablement d'origine biochimique, résultant de l'activité biologique des bactéries.

La fraction calcitique (CaCO_3) constitue jusqu'à 98 % de la craie à laquelle s'ajoute une fraction non carbonatée souvent à l'état de trace et traduisant une grande discrétion des influences continentales au cours des dépôts. Cette fraction non carbonatée est constituée par de la dolomie, du phosphate de calcium, de la glauconie, des argiles, des sulfures de fer et de la silice en proportions variables. C'est cette fraction non carbonatée qui a permis de différencier les faciès crayeux.

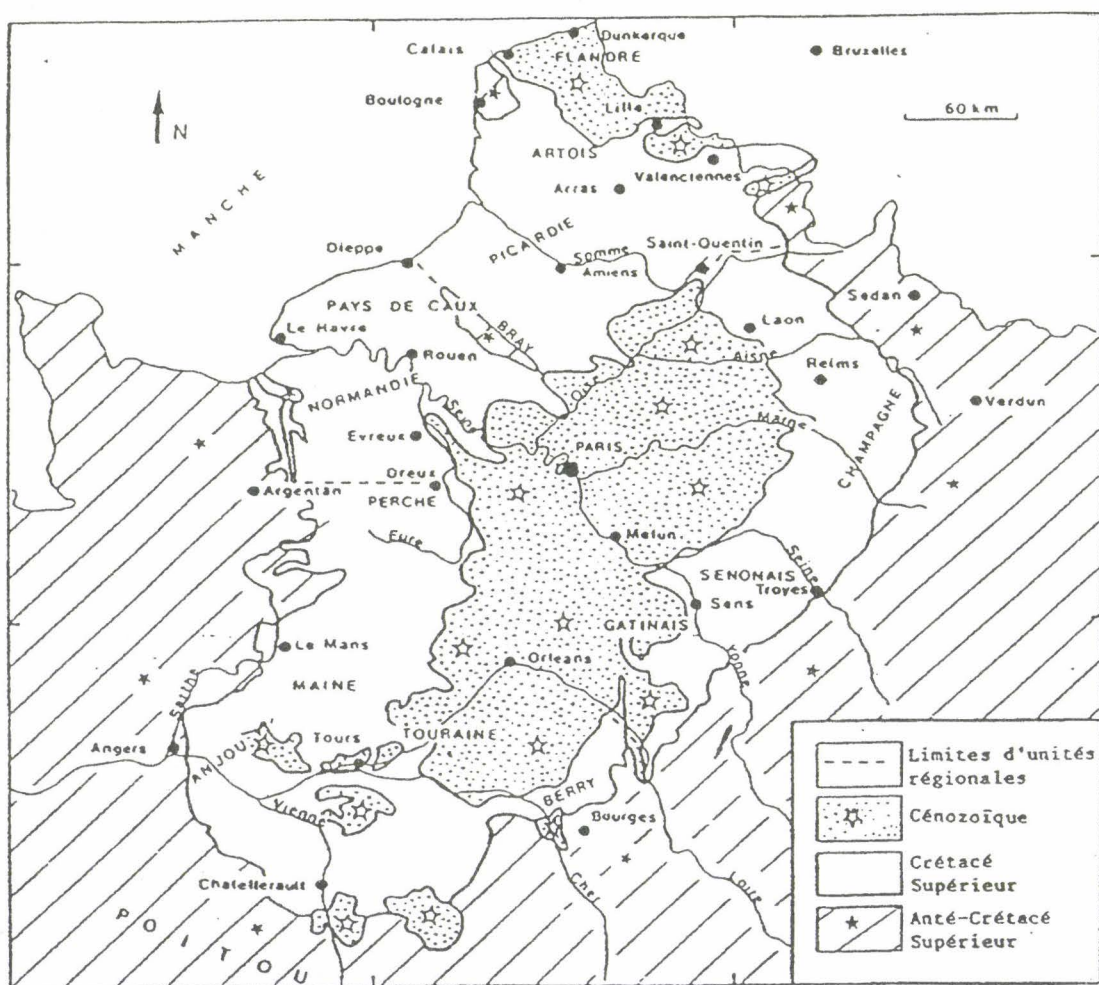


Fig. 1 : Carte de localisation des grandes régions crayeuses, (Bracq, in Crampon *et al.*, 1993)

I.3 FACIES DE LA CRAIE

Globalement le Cénomanien inférieur à glauconie est généralement marneux, le Cénomanien supérieur est très souvent constitué d'une craie blanche massive à cordons de

silex. La montmorillonite est dominante et souvent associée à la clinoptilolite et à l'illite (Juignet, in Mégnien; 1980).

Le Turonien présente généralement un faciès crayeux avec des silex en un nombre plus ou moins grand. Il contient souvent 85 à 95 % de carbonate de calcium et une faible teneur en minéraux argileux. En Touraine, il offre souvent un faciès détritique qui varie à l'extrême, surtout dans les parties moyennes et supérieures de l'étage. Dans le Nord du bassin de Paris, il tend vers un faciès marneux (Alcaydé, in Mégnien; 1980).

Le Sénonien présente un ensemble crayeux généralement blanc à silex et Bryozoaires, comme la craie de Belbeuf, la craie de Canteleu ou d'Orival. La base du Coniacien offre un faciès poivre très dur et dolomitique. En Champagne ce dernier est très blanc et dépourvu de silex. On note une relative uniformisation de la qualité des craies de cet étage dans l'ensemble du bassin de Paris, à l'exception du sud-ouest (Maine et Touraine) où l'on retrouve des grès et des sables ou des craies quartzeuses et glauconieuses. Là encore comme aux périodes précédentes (Cénomaniens et Turonien) la sédimentation en Touraine pendant le Sénonien présente des caractéristiques spécifiques assez différentes de celles des autres régions de ceinture de bassin de Paris (Monciardini, in Mégnien; 1980).

I.4 ORGANISATION SEDIMENTAIRE

La craie du Bassin de Paris présente de remarquables structures sédimentaires qui sont les témoins d'une sédimentation crayeuse discontinue. Ces différentes discontinuités jouent un rôle très important dans l'écoulement souterrain. Parmi celles-ci on distingue :

I.4.1 LES " HARD GROUNDS " OU BANCS LIMITES

Les " hard grounds " traduisent un arrêt momentané dans la sédimentation, ils sont fréquents dans toute la craie et présentent d'importantes bioturbations avec un réseau assez dense de terriers (Juignet, 1988). Leur microstructure est compacte, les pores sont plus petits et la recristallisation ponctuelle des particules estompe leur origine biologique.

Ces niveaux forment un obstacle à l'écoulement vertical des eaux dans la masse crayeuse et constituent un niveau bloquant localement le transit vertical à leur aplomb. Habituellement ils sont horizontaux mais peuvent présenter ponctuellement une forte pente renforçant leur rôle collecteur (Rodet, 1992).

I.4.2 LES BANCS SILICEUX

Les silicifications sont assez fréquentes au sein de la craie, elles se sont développées plus ou moins tardivement après son dépôt. Ce phénomène a engendré des silex noduleux, tuberculeux dispersés ou associés en cordons, continus ou non, se répétant selon un rythme variable et donnant une marque particulière aux différentes formations (Juignet, 1988).

Ces niveaux siliceux ont été considérés longtemps comme des obstacles à la karstification (Corbel, 1957), mais en fait freinent considérablement le transit vertical d'eau, ils permettent une concentration locale d'eau, si bien que la moindre rupture en extension de cet horizon siliceux favorise une reprise localisée et intensive de l'écoulement vertical des eaux et permet ainsi la dissolution.

I.4.3 LES INTERFACES STRATIGRAPHIQUES

Au cours des périodes de dépôt, la craie a subi des variations dans la nature des sédiments. Du point de vue chimique on assiste à une variation de la quantité de CaCO_3 , à des apports de phosphates, de glauconie ou même un enrichissement en éléments détritiques produisant des niveaux marneux.

Ces variations sont dues à des variations bathymétriques répétées d'origine tectonique ou eustatique et les niveaux marneux seraient autant d'échos d'épisodes anoxiques et pourraient ainsi servir de niveaux repères (Juignet, 1980; Mortimore et Pomerol, 1987).

Parfois le contraste entre deux niveaux est suffisamment prononcé pour créer une rupture dans l'uniformité du transit vertical. Certains niveaux crayeux présentent un faciès plus franc que d'autres, au sommet desquels s'établissent des niveaux imperméables; la coupe des falaises de la Côte d'Albâtre en offre des exemples spectaculaires soulignés par les "

pisseuses " et les " fontaines " du Pays de Caux (Rodet, 1992). Ainsi l'aquifère se trouve divisé en deux ou plusieurs niveaux. Ceci se manifeste en Normandie (Rodet, 1992), et en Artois dans la région de Fruges (Caulier, 1974).

I.5 LES FORMATIONS DE RECOUVREMENT

La sensibilité de la craie au gel lui procure un manteau de gélifraction qui la masque rapidement, de ce fait elle affleure rarement.

Dans l'ensemble du bassin de Paris, les produits d'altération, souvent appelés argiles à silex, oblitèrent la surface du substrat de résidus argileux, auxquels on confère un pouvoir filtrant voire imperméable.

Ces formations de recouvrement constituent un milieu très hétérogène et varié; on peut distinguer les argiles à silex, les loess et sables, les sédiments tertiaires, les colluvions et les alluvions.

I.5.1 LES ARGILES A SILEX

Sous la couverture limoneuse, se trouve parfois une formation dite "argile à silex" constituée principalement de silex dégagés par la dissolution des couches superficielles de craie. Ces silex sont noyés dans une gangue argileuse de couleur rouge en partie formée par des apports sédimentaires d'âge Tertiaire.

L'ensemble peut apparaître comme un mélange homogène où on peut trouver des poches ou des lentilles de sédiments tertiaires à l'intérieur du résidu à silex (Fig. 2).

La surface de contact entre le résidu de dissolution et la craie non altérée présente une morphologie très irrégulière. Elle montre des entonnoirs de dissolution séparés par des pinacles de craie. Il s'agit d'une morphologie crypto-karstique masquée par le résidu à silex. L'épaisseur de ce dernier est d'une dizaine de mètres sur les plateaux et peut dépasser 25 voir 50 mètres localement dans l'axe des entonnoirs (Lautridou, 1984). Lasne (1890) a montré que ces formes sont axées sur des diaclases conjuguées.

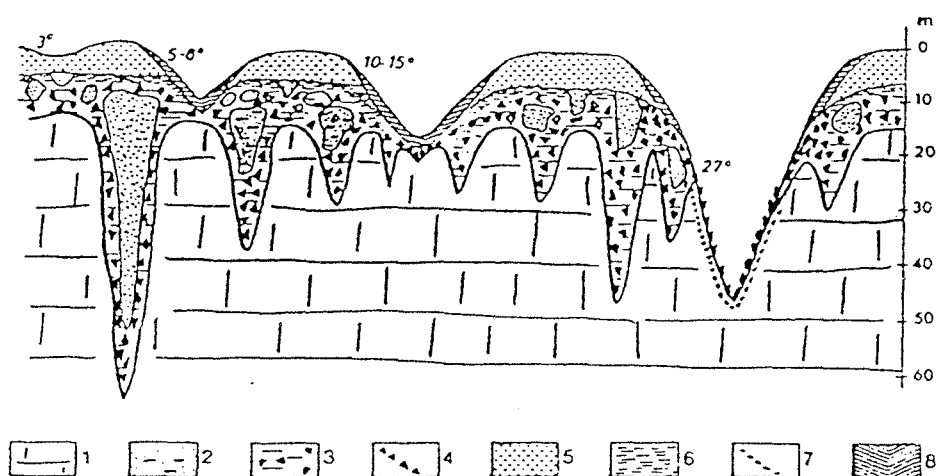


Fig. 2 : coupe schématique dans les formations meubles du Pays de Caux (Seine-Maritime). 1 - craie sénonienne à silex gris, 2 - sable et argile résiduelle tertiaires, 3 - argile rouge ou brune à silex, 4 - formation sableuse à silex, 5 - loess, 6 - argile limoneuse rouge, à silex peu nombreux, 7 - dépôt de pente, 8 - colluvions. [d'après Lautridou, 1984]

I.5.2 LES LOESS ET LES SABLES EOLIENS

Les loess et les sables éoliens affleurent principalement dans deux grandes régions (Lautridou, 1984) d'une part la Haute-Normandie autour de la basse vallée de la Seine d'autre part la grande bande loessique nordique orientée ouest-est de Calais à Liège passant au nord à des limons sableux puis à des sables éoliens en Flandre. Ils recouvrent les plateaux où leur épaisseur dépasse couramment 10 mètres. Cette puissance diminue progressivement en s'approchant du littoral et des vallées.

Dans le haut des versants le placage limoneux se termine en biseau. Ces limons sont constitués d'une poussière de grains de quartz enrichie d'un peu d'argile, leur granulométrie est très fine puisque presque toutes les particules ont un diamètre compris entre 2 et 50 à 60 μm . Cette formation limoneuse est peu perméable et possède un assez fort pouvoir de rétention. Elle laisse passer l'eau des pluies fines qui percolent à travers les

formations et alimentent le réservoir crayeux alors que les pluies fortes ruissellent et provoquent des ravinements sur les pentes et entraînent le sol.

I.5.3 LES SEDIMENTS TERTIAIRES

Les recouvrements tertiaires présentent une extension variable selon les régions. Cependant ils peuvent caractériser certains secteurs.

A l'échelle du bassin de Paris ils constituent le trait majeur de différenciation entre le coeur tertiaire et l'auréole de craie. Ils sont de différentes natures dont deux seulement sont bien représentées : les formations meubles constituées par des sables et des argiles et les tables calcaires.

I.5.3.1 LES FORMATIONS MEUBLES

Généralement ces formations meubles sont sous forme de lambeaux, conservés le plus souvent dans des poches dans l'argile dite à silex. Elles ont été datées et on peut citer chronologiquement :

- Des sables et blocs de grès du Thanétien.
- Des sables, argiles, galets et blocs de poudingues de l'Yprésien.
- Des sables et argiles du Pliocène (sables de Lozère).

Ces formations tertiaires peuvent prendre un plus grand développement. Elles constituent l'immense couverture du centre du bassin de Paris (Plateau d'Aisne, Brie, Beauce, Touraine) de plus de 40000 km².

Le contact spectaculaire peut être mis en relief comme dans la cuesta d'Ile-de-France où le recouvrement complet du substrat crayeux est assuré par les formations tertiaires qui le protègent. Ainsi la montagne de Reims s'avance sur la plaine de Champagne en la dominant d'une hauteur de plus de 150 m. Le caractère principal du sable sparnacien est la grésification par oxydation au contact de l'air, elle donne la "Burge" ou "Beurge" imperméable (Laurain, 1979). Elle assure une protection efficace de la craie sous-jacente qui présente

localement des versants abrupts, dégagés par les actions climatiques du Quaternaire (Tricart, 1952).

I.5.3.2 LES TABLES CALCAIRES

Elles couvrent une grande partie du centre du bassin de Paris (Fig. 3). Les calcaires de Champigny et les étendues de Beauce et de Brie en sont les exemples les plus remarquables. Il a été mis en évidence des circulations karstiques dans ces calcaires qui constituent cependant des réservoirs à faibles débits en raison de l'extension réduite des dépôts. On connaît très mal les relations hydrauliques entre l'aquifère calcaire du Tertiaire et la craie.

I.5.4 LES COLLUVIONS ET LES ALLUVIONS

Elles sont constituées par le remaniement des autres formations. Les colluvions recouvrent de nombreux versants et le fond des vallées sèches. Elles se sont mises en place au cours du Quaternaire et résultent de l'accumulation de débris arrachés par le ruissellement et la solifluxion aux limons, aux résidus argileux à silex, aux lambeaux tertiaires et à la craie.

Les alluvions, présentes dans le cours inférieur des vallées, sont d'origine détritique et organique. Ces formations meubles à granulométrie fine permettent, globalement, une lente infiltration.

Cette couverture joue le rôle de filtre vis-à-vis de la craie et constitue, là où elle est suffisamment épaisse, une protection contre la pollution. Elle est suffisamment épaisse sur les plateaux : plusieurs dizaines de mètres de limons sur une dizaine de mètres de résidu à silex.

Dans les vallées qui ont entaillé le plateau, cette couverture n'existe pas. Cependant, les fonds de vallées et de nombreux secteurs de versants (principalement ceux qui sont exposés au Nord et à l'Est) possèdent, avec les placages de colluvions, une couverture filtrante certes discontinue mais d'une réelle efficacité pour limiter les engouffrements directement dans la craie.

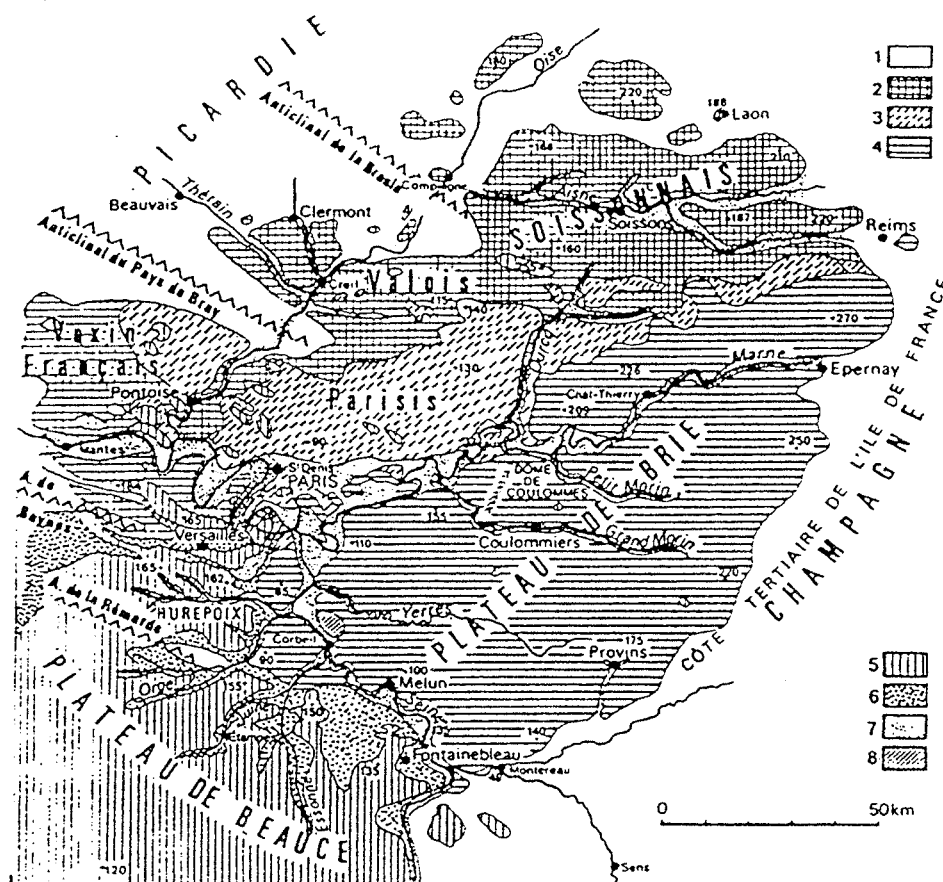


Fig. 3 : Carte de la région parisienne montrant la succession des plates-formes structurales emboîtées du nord vers la sud. 1 - formation mésozoïque, 2 - surface du calcaire de Mortemer (Thanétien), 3 - surface du calcaire grossier (Lutétien), 4 - surface du calcaire de Saint-Ouen (Marinésien), 5 - surface du calcaire de Brie (Sannoisien), 6 - surface du calcaire de Beauce (Stampien), 7 - zone d'érosion dans les sables de Fontainebleau (Stampien), 8 - alluvions. [d'après Pomerol, in Debelmas, 1974].

I.6 POROSITE DE LA CRAIE

Le faciès crayeux est caractérisé par l'absence assez générale de ciment entre les éléments particuliers, ce qui lui confère une porosité élevée. Cette porosité est en moyenne de 30 à 40 % (Castany, 1967; Le Tavernier, 1984) et varie de 29,95 à 47,64 % (Masson, 1973). Masson (1978) a donné les valeurs suivantes :

Localité	Age des terrains	Porosité en %
Incarville	Campanien inférieur	41
Pacy-sur-Eure	Santonien supérieur	42
Sanqueville	Coniacien inférieur	39,1
Rouvray	Coniacien moyen	23,6

Tableau 1 : Porosité des terrains crayeux d'après Masson (1978).

Dans le Pays d'Othe, Mégnien (1960) a obtenu les valeurs suivantes :

Etage	Campanien inférieur	Coniacien	Turonien supérieur	Turonien moyen	Turonien inférieur	Cénomanién
Porosité (%)	43	40,6	38,5	44	37,5	30,5

Tableau 2 : Porosité des craies du Pays d'Othe (Mégnien, 1960)

Dorémus (1978) a donné des valeurs nettement inférieures pour le Nord de la France :

Localité	Etage	Porosité en %
Haubourdin	Coniacien	38,9
	Turonien supérieur	25
Dannes-Camiers	Turonien inférieur	22,4
	Cénomanién supérieur	38,9
	Cénomanién moyen	28,5

Tableau 3 : Porosité des craies du Nord de la France (Dorémus, 1978)

L'ensemble de ces analyses montre :

- * Une craie très poreuse appartenant au niveau du Sénonien et du Turonien moyen.
- * Une porosité moyenne pour les niveaux du Turonien supérieur et inférieur.
- * Une craie moins poreuse pour le Cénomanién.

Pour Mégnien (1960), ces valeurs de porosité paraissaient en désaccord avec les observations sur les variations des niveaux piézométriques des puits : " Considérons un puits situé sur le sommet topographique d'une colline coïncidant, par ailleurs, avec le sommet de la nappe à cet endroit. Les variations annuelles seraient égales au rapport des précipitations sur la porosité totale du terrain, P/p. Soit au maximum $1000 \text{ mm} / 40 \% = 2500 \text{ mm}$. Or les variations de niveau de tels puits sont souvent cinq fois plus grandes, alors qu'une faible partie seulement de l'eau tombée s'infiltre." Ceci l'a obligé à réaliser des mesures sur des échantillons de craie, non plus de la porosité totale, mais de la porosité efficace pour la craie du Pays d'Othe. Les résultats sont les suivants :

Etage	Campanien	Coniacien-Santonien	Turonien supérieur	Turonien moyen	Turonien inférieur	Cénomanién
Porosité efficace (%)	0,6	1	1	0,3	0,5	0,6

Tableau 4 : Porosités efficaces des différentes craies du Pays d'Othe (Mégnien, 1979)

Calba (1980) a obtenu pour l'ensemble du bassin de la Rançon une valeur de 0,5 %. Cette faible porosité efficace est probablement liée à la taille des pores qui est généralement inférieure à $1 \mu\text{m}$:

- * la craie du Nord à Haubourdin contient moins de 2 % de pores supérieurs à un μm avec $0,4 \mu\text{m}$ comme valeur modale (Shao, 1987).
- * les craies normandes ont des valeurs médianes comprises entre 0,55 et $0,77 \mu\text{m}$.

* la craie du sud-est du bassin de Paris a des valeurs médianes égales à 0,2 et 0,5 μm respectivement pour le Turonien inférieur et le Coniacien (Mégny, 1979).

* la craie du Sénonien inférieur de Champagne possède une valeur modale comprise entre 0,5 et 1 μm (Ballif, 1978).

I.7 FRACTURATIONS

L'ensemble des formations crayeuses a été affecté par de nombreuses failles et plis résultant des rejeux multiples de la tectonique post-paléozoïque (Fig. 4).

Ces déformations ont été accompagnées par la fissuration de la masse crayeuse. Cette dernière a été étudiée dans de nombreuses régions parmi lesquelles on cite : la Normandie, le Sénonais, et le Nord de la France.

En Normandie, Wazi (1988) a pu distinguer 2 grandes familles de fractures affectant les séries crayeuses :

- famille N100-N120 correspondant à la direction armoricaine.
- famille N10-N30 et qui paraît la plus récente.

Dans le Sénonais Mégny (1960) a étudié de façon systématique les directions des diaclases sur 40 carrières du plateau d'Othe. Ces différentes diaclases se répartissent en 4 groupes :

- Groupe I : diaclases subverticales de direction N10°.
- Groupe II : diaclases subverticales de direction N45°.
- Groupe III : diaclases obliques de direction N120-130°.
- Groupe IV : diaclases obliques de direction N90°.

Pour le Nord de la France et le Sud de la Belgique, Colbeaux (1990) a relevé trois familles de fractures toutes post-Mésozoïque dont la plus importante correspond à des fractures conjuguées, à forte pente, de direction N00-N45 et N140-N178 d'âge Pléistocène supérieur.

Comme dans toutes les roches calcaires, la fissuration, qui permet les écoulements souterrains, se manifeste très nettement dans le modelé de la morphologie. Cette relation a été mise en évidence par Colbeaux *et al* (1985) pour le Nord de la France, par Rico (1990) en Normandie pour le bassin de l'Aubette et par Calba (1980) pour le bassin de la Rançon.

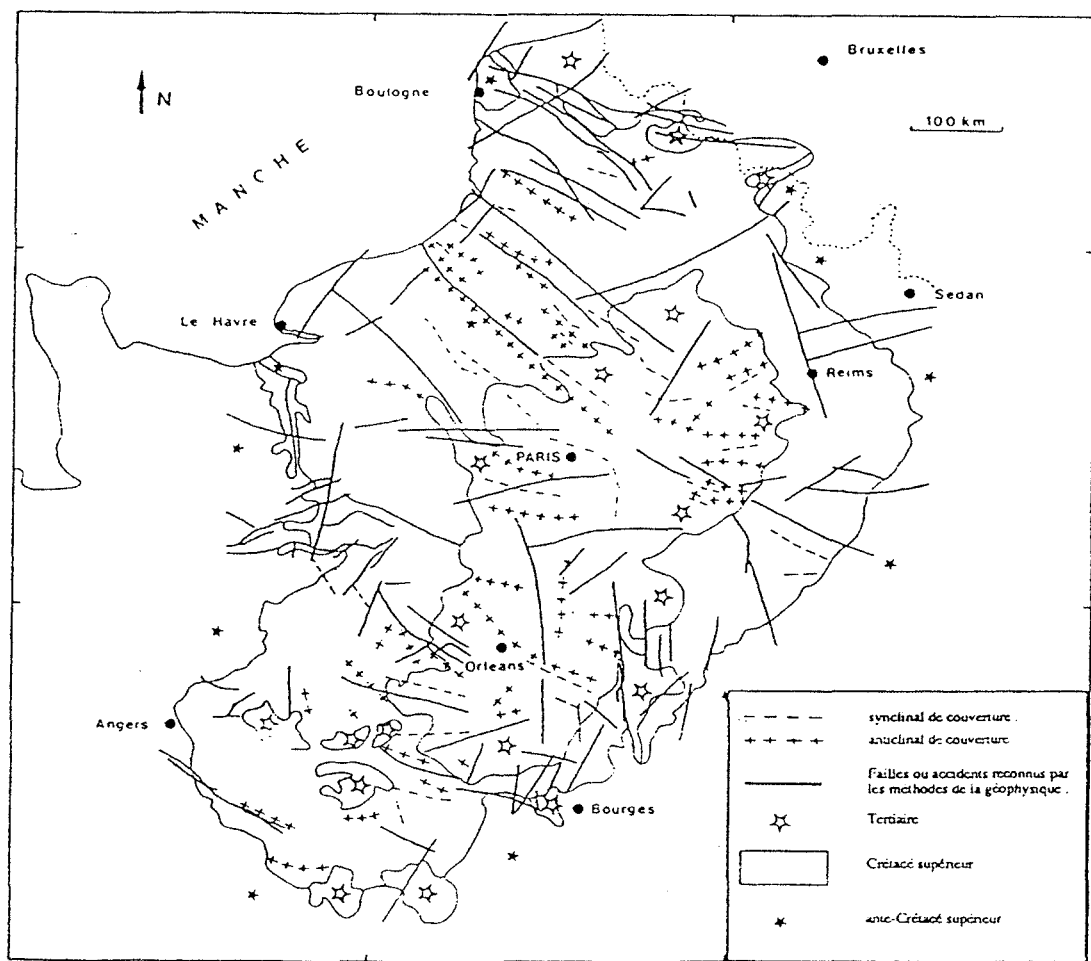


Fig. 4. Carte structurale du bassin de Paris (Autran *et al.*, in Ménéguet, 1980)

I.8 CONCLUSION

La craie est une roche carbonatée dont la nature minéralogique reste assez uniforme malgré des apports en phosphates, en argiles et en sables qui déterminent des faciès particuliers. La plus forte différence est due à la glauconie particulièrement présente dans les dépôts du Cénomanien inférieur.

Les discontinuités sédimentaires sont certainement un des aspects les plus spectaculaires de cette roche. Ceci est lié à la présence des lits de silex, généralement noirs, et moins visibles mais aussi importants, des bancs-limites et des interfaces indurées délimitant des horizons dans la masse.

La caractéristique principale de cette roche est sa très grande porosité, résultant de la faible cimentation du dépôt et expliquant sa fragilité mécanique. Cette propriété a été exploitée d'une part par la tectonique cassante engendrant ainsi des fissures et des failles et d'autre part par l'effet de l'écart thermique lors des périodes de gel et de dégel ce qui confère à la craie un aspect prismatique en surface.

II. PROPRIETES ET QUALITES DE L'AQUIFERE

II.1 HYDRODYNAMIQUE

Nous avons vu que de nombreux auteurs ont montré l'existence de deux types de porosité dans la craie : une porosité totale et une porosité efficace dont les valeurs sont très différentes. Ceci engendre la présence de deux types d'eau : une fraction mobilisable qui s'accumule et s'écoule c'est la nappe libre par opposition à la fraction statique contenue dans la micro porosité qui ne participe pas au drainage souterrain. Il s'agit par conséquent d'un milieu à double porosité primaire.

L'absence d'imperméabilité réelle des formations superficielles dans la plus grande partie des étendues crayeuses et l'importance des précipitations, surtout sous forme de petites pluies, permettent une alimentation importante de la nappe en profondeur, tout en limitant le ruissellement et donc l'élaboration du drainage de surface.

Dans l'ensemble des pays de craie, la profondeur du toit de cette nappe dépend de la morphologie. Plus on se rapproche des exutoires et plus la nappe est proche de la surface. Sa profondeur est maximale sous les plateaux, où elle peut dépasser 100 m.

Cette nappe, malgré le fait qu'elle soit considérée globalement comme homogène, présente des caractéristiques et des comportements différents d'une région à l'autre.

II.1.1 SURFACE PIEZOMETRIQUE

La mesure de la profondeur du toit de la nappe de la craie dans les puits non exploités et des piézomètres ainsi que le nivellement des points d'eau permet d'établir une carte piézométrique. Ceci a été fait dans différentes régions (fig. 5). La synthèse de ces travaux a été effectuée par Bracq et Delay (in Crampon *et al.*, 1993) et a permis d'élaborer une carte piézométrique pour tout le bassin de Paris, ce qui a permis de dégager les caractères principaux (Crampon *et al.*, 1993) :

* Les eaux souterraines sont partagées par deux axes anticlinaux orientés NW-SE et qui sont :

- Le horst de l'Artois: son rôle de séparateur d'écoulement s'atténue progressivement vers le SE.
- L'anticlinal du Pays de Bray constitue une véritable déchirure de l'aquifère et interrompt totalement l'écoulement entre la Normandie et la Picardie sauf à ses extrémités.

* Les principales rivières drainent la nappe. Ce fait a été remarqué dans la moitié orientale du bassin de Paris (Oise, Aisne, Marne, Aube, Yonne et Loire) dans l'amont de leur cours lors de la traversée des affleurements crayeux et s'amplifie lors de leur traversée de la partie occidentale de la ceinture crayeuse.

* Entre les axes majeurs de drainage ouverts sur la Manche, un écoulement d'ensemble vers la mer sur tout le littoral Picard et Normand.

* Les zones où les niveaux piézométriques sont plus élevés (Berry, Perche et Maine) présentent de faibles ressources et l'écoulement est réduit.

En général la surface piézométrique épouse le modelé topographique en atténuant ses irrégularités; c'est le cas de nombreuses régions telles que l'Artois, la Picardie, le Maine, la Touraine, le Sénonais et la Champagne. Mais parfois on assiste à une absence de coïncidence des lignes de partage des eaux souterraines et de surface, c'est le cas du bassin de la Rançon (Calba, 1980) et d'Yport (Lepiller, 1993).

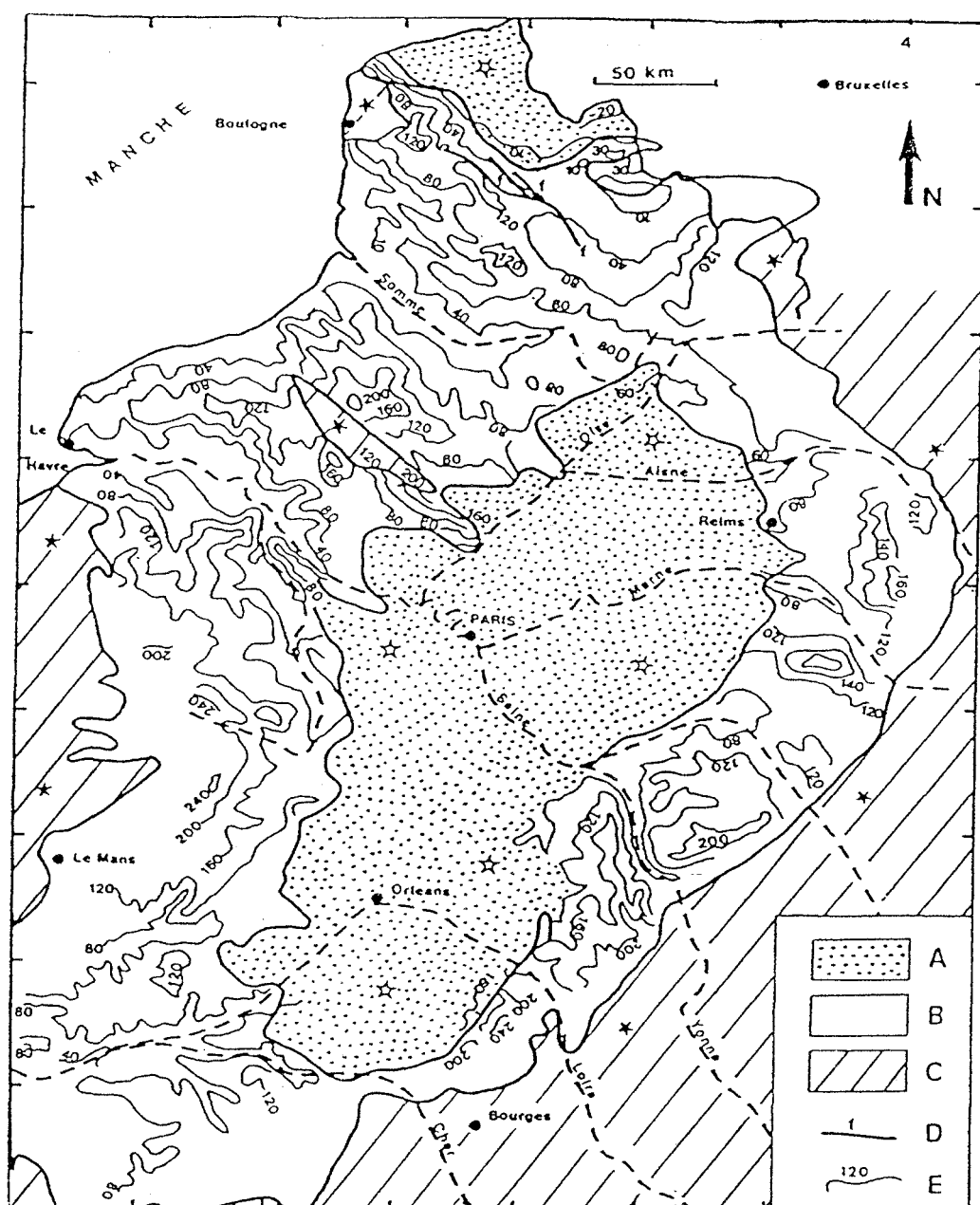


Fig. 5 : Carte piézométrique générale du Bassin de Paris (Bracq et Delay, in Crampon *et al.*, 1993); A : Tertiaire, B : Crétacé supérieur, D : faille, E : courbe piézométrique.

Les gradients hydrauliques varient dans une large gamme (Crampon *et al.*, 1993). Sous les plateaux ils ne dépassent généralement pas quelques pour mille, mais peuvent augmenter très vite sur leurs bordures en direction des vallées qui les recoupent en atteignant plusieurs pour cent (jusqu'à 5%). De forts gradients (jusqu'à 10%) peuvent se rencontrer aussi en cuesta de bordure des boutonnières comme celles du Boulonnais et du Pays de Bray, à la

faveur des falaises fossiles d'Artois-Picardie ou à proximité de certaines failles. En bordure des formations tertiaires, lorsqu'elles alimentent la craie (Montagne de Reims) les gradients sont du même ordre (jusqu'à 5%).

II.1.2 LES FLUCTUATIONS DE LA SURFACE PIEZOMETRIQUE.

Les fluctuations de la surface piézométrique, importantes en amplitude et irrégulières dans l'espace, posent souvent de difficiles problèmes d'interprétation et de corrélation. Les baisses ou les élévations des niveaux piézométriques dépendent de plusieurs facteurs en particulier du volume d'eau infiltré durant une période donnée et de la vitesse d'infiltration, mais aussi de la porosité efficace (coefficient d'emmagasinement en nappe libre).

Les fluctuations piézométriques sont généralement inversement proportionnelles au degré de fissuration. Ainsi l'amplitude des variations pluriannuelles est souvent forte (10 à 20 m, par exemple jusqu'à 21,5 m aux Grandes-Loges en Champagne) dans les zones de plateaux où la nappe est profonde et les caractéristiques hydrodynamiques médiocres (Crampon *et al.* 1993). Les variations saisonnières, toujours en plateaux, sont plus faibles (quelques mètres en Artois-Picardie, 6 à 17 m aux Grandes-Loges). Par contre les battements saisonniers restent généralement faibles en vallée (d'après Caous & Roux in Crampon *et al.* 1993). En Picardie dans le bassin de l'Hallue, la fluctuation moyenne enregistrée sur 65 puits pendant 10 ans était de 2 m. En Normandie, l'amplitude maximale interannuelle enregistrée sur 110 piézomètres entre 1968 et 1977 variait de 0,70 à 29 m (90 % varient de 1 à 3 m, l'amplitude médiane étant de 9 m) (d'après Roux & Trémembert in Crampon *et al.* 1993).

Le comportement de la nappe vis-à-vis des apports de précipitations dépend de la localisation du point de mesure et de son contexte géologique. Ainsi en Normandie, Chemin et Holé (1981) ont identifié trois types de comportements (Fig. 6):

* A chaque pluie efficace, on assiste à une réaction de la nappe. Les niveaux d'étiages sont peu variables d'une année sur l'autre et il n'y a pratiquement pas de

variations pluriannuelles des réserves. Les puits concernés captent une nappe moyennement profonde (5 à 20 m) dans un niveau assez perméable à faible distance d'une source ou d'un cours d'eau.

* Seules les fortes précipitations efficaces sont capables de provoquer une remontée de la nappe. C'est le cas des années 1975 et 1978. Les crues et décrues sont très rapides et amples (2 à 10 m). Le niveau se stabilise à une cote identique à chaque étiage.

* Les réactions de la nappe sont amorties, les mouvements pluriannuels enregistrent les variations de réserves. L'aquifère est peu perméable et la nappe est profonde (35 à 85 m) sous un épais recouvrement peu perméable.

En plus de ces réactions proportionnelles à l'intensité des précipitations efficaces, on assiste à d'autres réactions qui sont dues à l'effet de marées (cas du système d'Yport) ou à des crues de rivières dont l'effet s'amortit en s'éloignant du cours d'eau (cas des captages situés dans la zone industrielle de l'agglomération rouennaise, Roux & Tremenbert, 1978).

Les variations des niveaux piézométriques ne sont pas sans effet sur les émergences. A l'échelle saisonnière on assiste à l'assèchement de nombreuses sources en périodes d'étiage alors que les fluctuations pluriannuelles peuvent provoquer le déplacement de certains points d'émergence. Il s'effectue généralement vers l'aval de la vallée : tel est le cas des sources de la Lys en Artois et de celles de l'Hallue en Picardie (Bracq, 1994).

Enfin les pompages provoquent des rabattements importants du niveau de la nappe (zones industrielles et AEP). Les pompages expérimentaux dans la région de Verchin au cours de l'année 1978 ont provoqué un abaissement de 7 m par rapport au niveau d'étiage (Maqsoud, 1991). Inversement l'arrêt des pompages a provoqué une remontée progressive du niveau de la nappe dans la région minière du Nord-Pas-de-Calais après la fermeture des exploitations houillères.

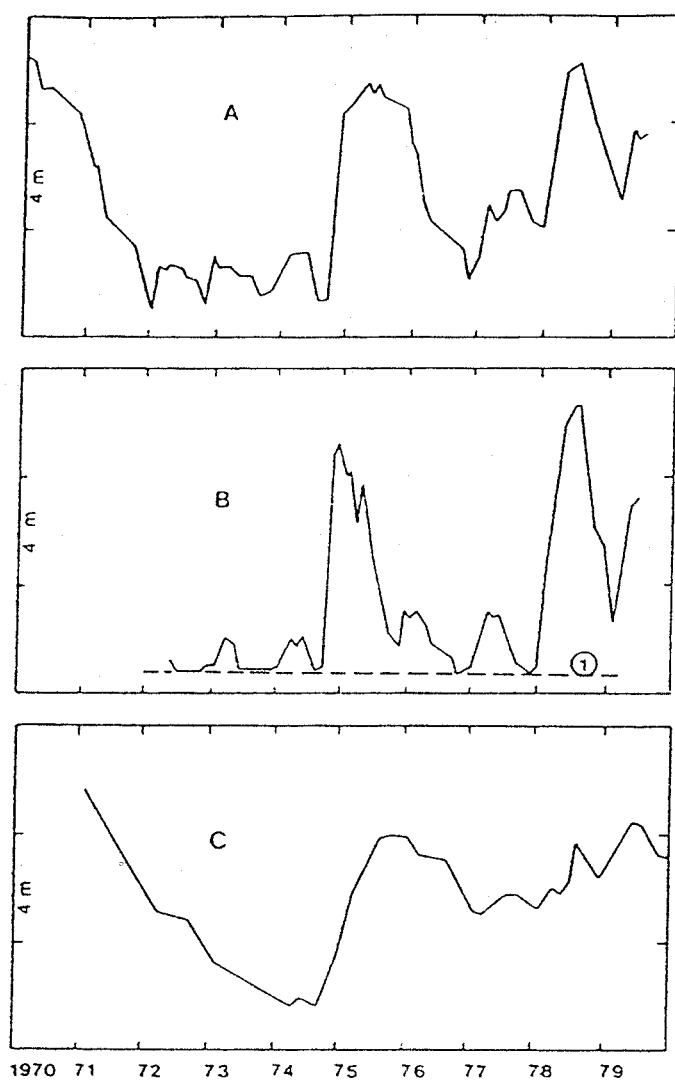


Fig. 6 : Trois types différents d'évolution piézométrique dans la craie de Normandie (1: niveau de base, A : puits n° 76-5x-17, B : puits n° 59-4x-23, C : puits n° 58-3x-5. BRGM, in Crampon *et al.*, 1993).

II.1.3 LES CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES

II.1.3.1 LA TRANSMISSIVITE

Les valeurs de transmissivité dont on dispose sur l'aquifère crayeux sont déterminées sur forages, à partir de pompages d'essai. Elles varient dans une très large

gamme. Ces valeurs ne sont représentatives que dans un secteur très réduit, à proximité des points de mesure.

Les plus faibles valeurs de transmissivité ont été mesurées sur les plateaux (plateau et coteau de l'Artois de l'ordre de 10^{-5} à 10^{-3} m²/s) et sous recouvrement tertiaire (à plus de 5 km de la limite d'affleurement : 10^{-3} à 10^{-5} m²/s) (in Crampon *et al.*, 1993). Les plus fortes valeurs ont été mesurées dans les vallées humides (jusqu'à $3 \cdot 10^{-1}$ m²/s dans l'axe de la vallée de la Seine près de Rouen).

II.1.3.2 COEFFICIENT D'EMMAGASINEMENT

Les valeurs de coefficient d'emmagasinement déduites de pompages d'essai sont assez peu nombreuses car elles nécessitent un piézomètre auxiliaire (Crampon *et al.*, 1993) :

- en nappe libre, elles semblent être de l'ordre de quelques pour cent sous plateau (0,5 à 1 % dans la région de Reims, 2 % en moyenne dans le Sénonais et dans le " Tuffeau" de Touraine, 2 à 3 % en Artois) et de 2 à près de 10 % en vallées (6 à 9 % dans la vallée de la Canche, en Artois).

- en nappe captive, le coefficient d'emmagasinement est de l'ordre de 10^{-4} à 10^{-3} ; $4 \cdot 10^{-4}$ sur le site expérimental de Béthune (sous 20 m de Tertiaire); $2,5$ à $4,5 \cdot 10^{-4}$ dans l'aquifère cénomanien de la haute vallée de la Lys, confiné sous 50 m de Turonien marneux.

II.2 QUALITE CHIMIQUE

La qualité chimique des eaux de la nappe de la craie est acquise lors de l'infiltration des eaux de pluie à travers le sol et le milieu non saturé. Cette minéralisation pour l'essentiel s'effectue dans les premiers mètres de la zone non saturée carbonatée (2 m d'après Dutil et Durant, 1974). La minéralisation finale dépend de celle des eaux infiltrées, de la nature chimique de l'aquifère et de son temps de renouvellement.

II.2.1 QUALITE MOYENNE DES EAUX DE LA CRAIE

Le dosage des éléments majeurs dans l'eau a donné les valeurs suivantes (tableau 5) :

	Caux	P1	P2	P3
Ca ²⁺	98,6	65	70	103
Mg ²⁺	5	5	4	4
Na ⁺	10,6	13	8	9
K ⁺	1,9	2	2	2
HCO ₃ ⁻	293,4	187	209	310
Cl ⁻	20,9	27	16	16
SO ₄ ²⁻	10,1	6	5	7
NO ₃ ⁻	16,1	27	17	18

Tableau 5 : dosage des éléments chimiques majeurs en mg/l (P1, P2 et P3 d'après Eberentz & Roux (1978), Pays de Caux d'après Panel (1978).

Ces analyses montrent que l'élément majeur est HCO₃⁻, qui peut dépasser 300 mg/l dans les eaux fortement minéralisées, ensuite vient Ca²⁺ avec des valeurs qui peuvent atteindre les 100 mg/l. C'est la dominance de ces éléments qui confère à l'eau son faciès bicarbonaté calcique. Le reste, en ordre différent, permet de caractériser différentes provinces.

Dans le Pays de Caux et le Vexin, Eberentz et Roux (1978) ont distingué trois provinces chimiques P1, P2 et P3. Les eaux de la province 1 se distinguent de celles des provinces 2 et 3 essentiellement par ses teneurs plus élevées en Cl⁻ affirmant ainsi sa position littorale. Les eaux de la province 3 sont les plus minéralisées en raison de l'abondance particulière de HCO₃⁻ et Ca²⁺.

Alors que Crampon *et al.* (1993) ont distingué trois zones chimiques en fonction de la situation de l'aquifère : craie à l'affleurement, sous recouvrement ou en position de vallée.

L'étude réalisée dans le Pays de Caux par Panel (1978) sur une chronique de 1952 à 1972 a montré que la seule évolution significative de la qualité chimique des eaux souterraines concerne les nitrates dont la teneur a augmenté à raison de 6 mg/l par décennie. Ceci est en relation avec l'emploi croissant des engrais en agriculture. Les eaux de la nappe semblent ainsi se caractériser par une grande stabilité chimique. Mais l'étude réalisée par Devriese (1983) sur les sources de Bernay a montré l'existence de variations saisonnière et journalière :

* Echelle journalière : à la suite d'importantes averses, environ 24 heures après les précipitations, on enregistre une chute de la conductivité (plus de 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$), du titre alcalimétrique complet ou TAC (10°F) et des chlorures (5 mg/l) montrant ainsi l'existence d'une circulation rapide.

* Echelle saisonnière : les fluctuations des teneurs en nitrate sont importantes : on passe de 14 mg/l à 21 mg/l. Les faibles concentrations sont observées au cours du mois de Janvier et début Février (lessivage des sols) alors qu'elles augmentent fortement à partir du mois de Mai.

Ces variations de la qualité chimique des eaux des sources de Bernay ont été décelées grâce au pas d'échantillonnage élevé et au caractère karstique de ces sources. Par la suite nous allons essayer d'étudier quelques éléments de la chimie dans le but de différencier les eaux d'écoulement type karstique du reste des écoulements.

II.2.1.1 LE TITRE ALCALIMETRIQUE COMPLET

Le Titre Alcalimétrique Complet (TAC) représente la somme des ions HCO_3^- et CO_3^{--} . Comme le pH est toujours inférieur à 8,3, l'alcalinité totale représente la teneur en bicarbonates car celle des carbonates est négligeable.

Les teneurs en bicarbonates sont très variables d'une région à l'autre ainsi la Touraine présente des valeurs élevées, probablement liées à un séjour prolongé des eaux dans l'aquifère. Dans le Pays de Caux, la teneur en bicarbonates des eaux de la rivière souterraine des Robots se rapproche davantage de celle d'une nappe que d'une eau karstique.

Alors que les eaux de transit rapide sont moins chargées (Four des Veaux, Pisseuse de Valaine et source de Bernay); Ceci semble indiquer que les grands karsts restituent des eaux de nappe en grande quantité. On remarque la même chose pour le pays d'Othe.

L'étude du TAC permet de mettre en évidence des eaux qui ont subi un court séjour sous terre, cependant les grandes cavités drainent une importante quantité d'eau provenant de la nappe.

II.2.1.2 LES CHLORURES

Les teneurs en chlorures des eaux sont liées principalement à la nature des terrains traversés. Leur valeur est sensiblement la même dans l'ensemble des pays de craie du fait de la faible variation dans la composition de ces faciès. Les teneurs habituelles en ions chlorures des eaux naturelles sont faibles mais elles peuvent subir des variations provoquées par des intrusions d'eau de mer dans les nappes des zones côtières par pompages excessifs (Rodier, 1975). Cette influence du littoral est sensible au niveau des précipitations créant une zonation géographique, les teneurs en Cl^- dans les eaux de pluies décroissant rapidement même à l'échelle du Pays de Caux (Panel, 1978).

En dehors de ce phénomène littoral, on note une relative homogénéité des valeurs. Pour les eaux à transit rapide les teneurs sont plus faibles que celles de la nappe, ceci a été vérifié en Touraine, ainsi les circulations karstiques présentent des teneurs inférieures de 2 à 3 mg/l par rapport à celles de la nappe voisine.

II.2.1.3 LES NITRATES

Les nitrates ont pour origine une nitrification de l'azote organique. Les apports fertilisants naturels et chimiques sont généralement la cause principale de la contamination. Mais les nitrates peuvent également provenir des eaux résiduelles de certaines industries, des élevages et des collectivités. Leur progression dans l'aquifère est très lente si l'écoulement est très lent.

D'une manière générale, il apparaît que les eaux de la nappe sont plus chargées en nitrates que les eaux de transit rapide, plus particulièrement lorsque celles-ci n'offrent qu'un transit très court.

II.2.2 COMPOSITION ISOTOPIQUE

Les isotopes stables ou radioactifs de l'eau sont des éléments permettant de mémoriser les parcours de l'eau. Le deutérium et l'oxygène 18, non radioactifs ne servent pas pour les datations, mais leurs teneurs renseignent sur la température à laquelle s'est réalisée la condensation de l'eau de pluie et donc sur la climatologie régionale.

II.2.2.1 LES ISOTOPES STABLES

Les eaux de l'aquifère crayeux présentent une homogénéité dans l'espace et dans le temps vis-à-vis des isotopes stables. En particulier, le signal saisonnier des isotopes stables des précipitations qui se reproduit sans grandes modifications d'une année sur l'autre depuis plusieurs siècles (Blavoux, 1978) traduit par son amortissement, sinon total, au moins très important aux exutoires, le mélange saisonnier des différents éléments de chaque recharge annuelle et un temps de séjour élevé de l'eau dans le réservoir. Ce temps a été estimé de 2 à 4 ans pour les sources de l'Yonne (Tron *et al.*, 1975; Blavoux, 1978). D'autre part dans les régions karstiques les circulations rapides, prouvées par différentes méthodes, ne modifient pas nettement les teneurs en isotopes stables des eaux de l'aquifère en un exutoire donné. Ceci implique le faible volume concerné par ce type de circulations vis-à-vis du volume total écoulé en un point donné (Calba, 1980). Les eaux évacuées par les émergences karstiques seraient donc en grande majorité des eaux de nappe.

II.2.2.2 TRITIUM, ISOTOPE RADIOACTIF

Le tritium est un isotope radioactif de l'hydrogène, jusqu'à 1952 il y a en avait très peu dans les eaux naturelles, entre 5 et 20 UT. Les teneurs ont augmenté de façon

spectaculaire à la suite des essais nucléaires aériens jusqu'en 1963 date à laquelle ils ont cessé et les teneurs ont diminué.

L'étude réalisée dans le méandre de la Seine près de Rouen (Conrad et Dessèvre-Delpoule, 1978) a montré que les eaux des sources sont faiblement chargées en tritium (6 UT) par rapport à celles de la Seine (150 UT) alors que les apports de précipitation sont de l'ordre de 70 UT à la station météorologique de Rouen-Boos. Ceci marque d'une part la pollution des eaux de la Seine dans le méandre de Rouen et d'autre part l'atténuation du signal de pluie en tritium par l'aquifère de la craie.

La même étude a été réalisée dans le bassin de la Rançon mais les résultats sont différents d'une source à l'autre en particulier celle de Val Grenier qui offre des valeurs élevées par rapport à celle de Fontenelle (Tableau 6).

Date	8/2/77	7/4/77	12/5/77	8/6/77	17/11/77	15/12/77	7/3/78	25/4/78
Val-Grenier	44	14.5	13.7	15.9	< 9	2	17	16.5
Fontenelle	11	8.4	8.9	6	14	3	4	10.2

Tableau 6 : Teneurs en tritium (en UT) des sources de la Rançon (d'après Calba, 1980).

A partir de ces résultats, on remarque que les teneurs en tritium pour la source de Val Grenier oscillent assez fortement autour d'une valeur moyenne (15 UT). Aucune relation avec le débit n'est mise en évidence. Par contre, les teneurs faibles coïncident avec l'étiage et n'apparaissent pas systématiquement d'une année à une autre.

L'étude de la qualité isotopique a permis de différencier le transfert de pression et le transit de l'eau, tout comme l'importante dilution des masses d'eau véhiculées par les drains karstiques. Ceci est interprété comme étant dû à la coexistence d'une nappe et d'un drainage karstique dans l'aquifère crayeux : il y a globalement mélange des eaux de plusieurs

cycles dans l'aquifère mais les variations en tritium indiquent que les pluies peuvent atteindre rapidement l'exutoire.

II.2.3 QUALITE BACTERIOLOGIQUE

Depuis le début du siècle la qualité bactériologique des eaux de certaines sources captées a été suivie dans le but de fournir une eau potable à la population. Les travaux de Martel sur la Fontaine de Trépail (1902), Sanarens (1921) sur les captages de la ville du Havre et Martin et Thierry (1903) pour les captages de la ville de Paris ont montré le danger que fait courir l'eau de la craie à la population.

Ce suivi est continué actuellement malgré les dispositions prises pour la protection des captages. Ainsi le contrôle continu des sources de Radicatel (AEP de la ville du Havre) a montré leur pollution lors de grosses pluies. Cette altération de la qualité bactériologique est en général associée à des écoulements souterrains rapides de type karstique.

II.3 LES CIRCULATIONS KARSTIQUES

Le transit des eaux souterraines est mis en évidence par l'utilisation des traceurs. Leur utilisation permet de définir deux types de drainage : écoulement lent de la nappe qui parcourt en plusieurs mois, voire plusieurs années, la distance qui sépare les plateaux ou points d'infiltration et les émergences, et le drainage karstique qui restitue aux sources, en quelques dizaines ou centaines d'heures, les eaux perdues sur le plateau.

La restitution aux sources des traceurs introduits sur le plateau est beaucoup plus tardive que les réponses aux précipitations. Sur le bassin de la Rançon, le déphasage entre les précipitations et les réponses aux sources est d'environ 15 heures, alors les différents traçages artificiels ont montré que les premières restitutions des traceurs varient entre 38 et 41 heures après traçage, soit un retard d'une vingtaine d'heures (Calba, 1980). Malgré ce retard les vitesses de transit sont de l'ordre de 150 m/h à 216 m/h, entre les plateaux et les sources alors qu'elle dépasse les 300 m/h quand l'injection se fait en milieu saturé (Puits David, 351 m/h).

En Normandie 141 expériences de traçage artificiel ont prouvé une liaison hydraulique entre un point d'absorption et une source. Nous disposons des vitesses de 130 d'entre elles dont la moyenne est de 157 m/h. La plus rapide est de 540 m/h et la plus lente de 7 m/h. La vitesse médiane est de 130 m/h. Exceptionnellement, sur le littoral, l'effet de chasse de la marée descendante peut influencer la vitesse d'écoulement qui peut approcher 1000 m/h aux fontaines d'Yport (Bassompierre & Roux, 1968).

classes en m/h	Pays de Caux	Vexin Normand	Roumois	Lieuvin	Pays d'Ouche	Plateau de Neubourg	Plateaux de l'Eure
<10	1	0	0	0	0	0	0
10-49	7	0	2	1	1	2	1
50-99	7	0	1	0	11	0	2
100-157	8	0	0	1	28	0	4
158-199	6	1	0	1	3	0	8
200-299	9	0	0	1	7	0	4
300-399	4	0	0	2	3	0	1
400-499	0	0	0	2	0	0	0
>500	0	0	1	0	0	0	0

Tableau 7 : Répartition des vitesses d'écoulement souterrain déterminées par traçages artificiels en Normandie.

Dans le Pays d'Othe, Mégnien (1979) a obtenu des vitesses comparables pour la craie du Sénonien et du Turonien du bassin de la Vanne :

- 161 m/h pour les sources Hautes,
- 105 m/h pour les sources Basses,
- 238 m/h pour les sources de Cauchepie.

Cette différence est due probablement à un développement plus important des réseaux karstiques dans le Turonien que dans le Sénonien.

Dans le bassin de Loing-Lunain elles sont nettement inférieures (69 m/h).

Dans le Gâtinais (Lasne, 1992) et dans le Pas-de-Calais (Bracq et Hanich 1990), les vitesses obtenues sont nettement inférieures à celles de la Normandie et du Pays d'Othe et ne dépassent pas 53 m/h.

II.4 CONCLUSION

L'ensemble de ces études, piézométrique, chimique, isotopique et bactériologique montre que le réservoir de la craie est composé de deux éléments étroitement imbriqués :

- * l'aquifère crayeux fissuré et fracturé caractérisé par une double porosité et une perméabilité moyenne qui lui permettent de renfermer une nappe qui constitue un stockage notable;

- * des chenaux karstiques (drains) qui se sont mis en place et assurent un drainage rapide au sein même de cette nappe.

Dans cet aquifère la nappe assure l'aspect quantitatif avec environ 98 % de la production (Calba, 1980). Le reste transite par les drains karstiques. Ces derniers sont responsables de l'aspect qualitatif des eaux, en raison des relations rapides qu'ils autorisent.

Les circulations karstiques sont très élaborées et offrent des vitesses importantes dont la moyenne se situe autour de 160 m/h.

Ceci a mis fin aux différentes polémiques qui ont eu lieu au début du siècle concernant l'absence de karstification de la craie. Il reste à caractériser ce karst crayeux du point de vu morphologique et hydrologique ainsi que ses aires de répartition.

PARTIE II : ETUDE MORPHOLOGIQUE DU
KARST DE LA CRAIE

Nous avons vu que la craie, roche carbonatée et poreuse, peut être karstifiée comme le montrent les différents traçages réalisés dans ce milieu. Les vitesses de transfert des traceurs indiquent clairement qu'il ne s'agit pas d'un écoulement lent et diffus de type nappe. Les qualités chimiques des eaux confirment la dualité de l'aquifère crayeux : nappe et drainage karstique cohabitent.

Nous allons examiner les différents karsts de la craie du bassin de Paris afin de caractériser chacun d'eux, puis nous étudions les différentes formes karstiques pour essayer de les comparer à celles des karsts classiques en milieu carbonaté compact.

C'est une approche géomorphologique où toute la terminologie est relative à cette discipline (géomorphologie). Ainsi le karst correspond à un ensemble de formes externes et internes formées dans la craie où la fonction hydrologique n'est pas prise en considération.

I. LES GRANDS TYPES KARSTIQUES

Le karst de la craie du bassin de Paris est localisé dans trois grandes régions formant ainsi des unités karstiques (Rodet, 1992). Elles illustrent en même temps les grands types de karst affectant ce milieu carbonaté.

La première région est la côte d'Albâtre qui s'étend de la baie de la Seine jusqu'à celle de Somme, la deuxième correspond à la basse vallée de la Seine et la dernière est relative au karst de cuesta qui regroupe la Montagne de Reims et le Pays d'Othe.

Le reste des régions crayeuses est réputé depuis longtemps comme non karstique mais nous allons revenir plus tard sur ces régions notamment pour la région Nord-Pas-de-Calais.

I.1 LE KARST DE LA COTE D'ALBATRE

La côte d'Albâtre qui s'étend, entre la baie de la Somme et la baie de la Seine, sur 130 km de falaises vives, présente la coupe géologique la plus complète du Crétacé supérieur normand.

Les craies ont globalement le même comportement hydrologique, quel que soit le niveau stratigraphique, à l'exception du Cénomanien glauconieux qui offre une moindre

résistance mécanique associée à une fraction d'insoluble. Il est d'ailleurs responsable de la ligne d'émergences qui soulignent le pied de la falaise entre la valleuse de Bruneval et le Cap du Groin (Saint-Jouin-de Bruneval).

Le long des falaises du littoral normand un inventaire des différents phénomènes karstiques a été effectué en 1987 (in Rodet, 1992). Cet inventaire comprend les grottes, les porches et les sources (Fig. 1).

I.1.1 LES GROTTES

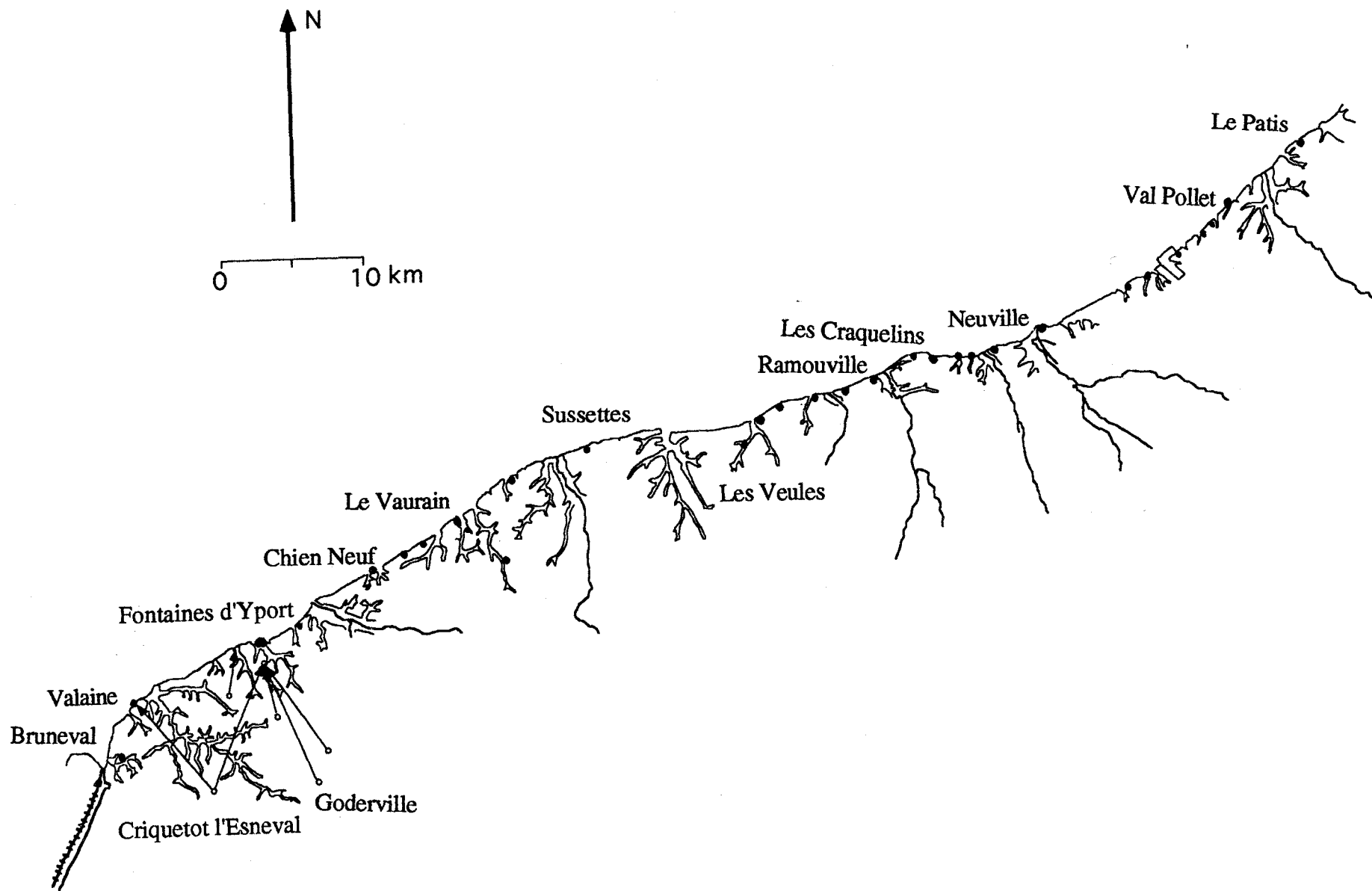
Elles constituent les phénomènes karstiques hypogés (PKH) les plus importants en nombre et en longueur cumulée de développement. Elles sont au nombre de 831 PKH sur un total de 1540 et présentent un développement de 5973,1 m. Ces grottes sont présentes le long de tout le littoral sauf dans deux secteurs (un secteur est limité par des valleuses qui entaillent la craie) : la Valmont et Grainvalet et constituent les seules PKH dans la région qui s'étend depuis Onival jusqu'au Boulval. Dans les autres secteurs elles sont en proportions variables.

La majeure partie des grottes et conduits sont monodirectionnels et de faible développement. Ils sont principalement axés sur la fracturation mais quelques-uns sont développés sur des horizons siliceux (cavités des Veules), des hard-grounds (Tilleul) ou sur des interfaces stratigraphiques (Cap Fagnet à Fécamp).

I.1.1.1 ROLE DE LA TECTONIQUE

Des prospections systématiques ont été effectuées le long des côtes normandes (Rodet, 1992) et ont permis de relever l'orientation d'un très grand nombre de cavités. Les valeurs de 795 orientations de conduits pour l'ensemble de la côte d'Albâtre ont été classées de 5° en 5° (Fig. 2).

Deux familles sont nettement différenciées :



Localisation des phénomènes karstiques dans la côte d'Albâtre (D'après Rodet, 1992).

- la première, qui est la plus importante, de direction N 105-160° E avec 597 visées (75,1 %) et cumule 4.488 m (79,5 %). Le maximum de visées (103) est atteint par la classe N 120-125° E;

- la deuxième, de direction N 175-40° E, regroupant 109 visées (13,7 %) pour un total cumulé de 493 m (8,75 %). Ce déficit en développement par rapport au nombre de visées est dû au nombre important de petites cavités.

Ces principales familles directionnelles des conduits et cavités du littoral normand s'inscrivent dans le schéma tectonique régional que Wazi (1988) a établi pour cette région. C'est une tectonique à caractère distensif.

Les récents travaux de l'équipe de l'Ecole des Mines de Madrid (Eraso, 1985) et en collaboration avec Mangin sur les relations qui existent entre le karst et la fracturation ont montré que seules les familles de fracturation ouvertes (ou en distension) qui s'inscrivent dans le plan $\sigma_1 - \sigma_2$ sont susceptibles de développer une karstification. Nous allons confronter les résultats acquis sur les calcaires des Pyrénées à ceux de la craie du Vimeu en combinant les données de fracturation, tirées des travaux de Wazi (1988), et ceux des développements karstiques, déduites des travaux de Rodet et Sayaret (1987).

*** Données de fracturation**

Wazi (1988) a effectué plus de 300 mesures de fracturation avec plus de 80 microfailles normales dont le rejet ne dépasse jamais 1 à 1,5 m auxquelles s'ajoutent 200 diaclases qui sont pour la plupart subverticales. L'analyse statistique des fractures (failles et diaclases) a montré que celles-ci se répartissent en trois grandes familles de direction N 30-60° E, N 100-140° E et N 145-160° E avec un maximum pour la classe N 120-125° E (Fig. 3).

En faisant appel aux surfaces striées, les axes de contraintes ont été déterminés (Fig. 4). Ainsi la contrainte σ_1 apparaît sur N 30° et le plan $\sigma_1 - \sigma_2$ autour de N 120°.

*** Données sur le karst**

Rodet et Sayaret (1987) ont relevé plus de 80 phénomènes karstiques tous établis sur la fissuration. Près de 90 % des conduits sont orientés sur la famille

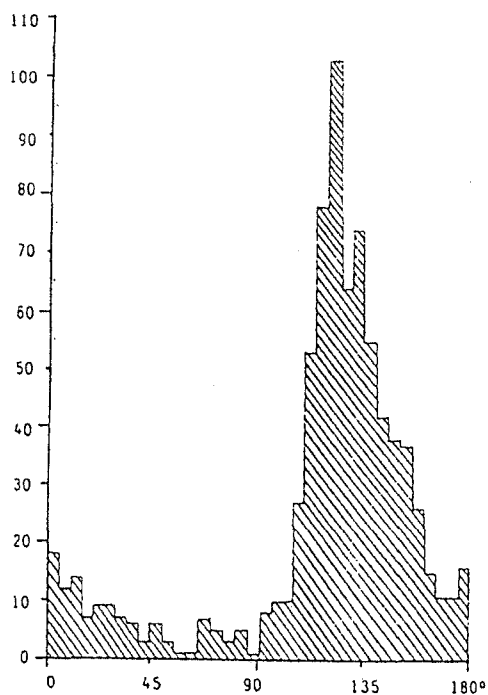


Fig. 2 : Histogramme des azimuts relevés dans les cavités du littoral de la côte d'Albâtre. En ordonnée, le nombre des visées (D'après Rodet, 1992).

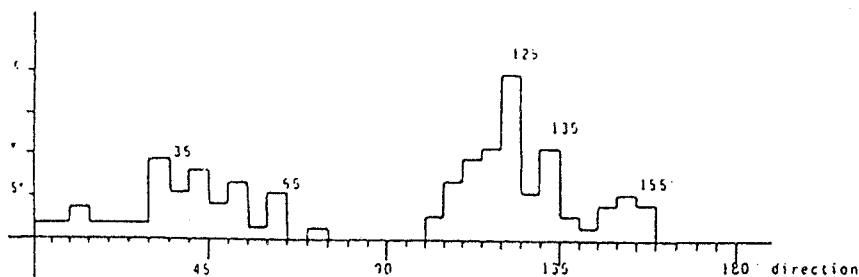


Fig. 3 : Histogramme des directions de fractures dans le Vimeu (D'après Wazi, 1988).

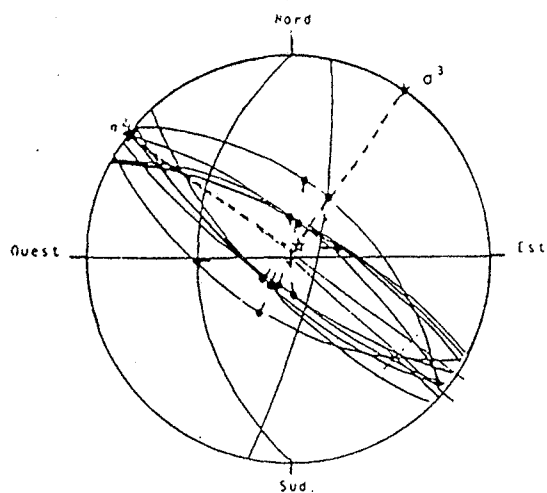


Fig. 4 : Répartition des failles dans le Vimeu avec les contraintes (D'après Wazi, 1988).

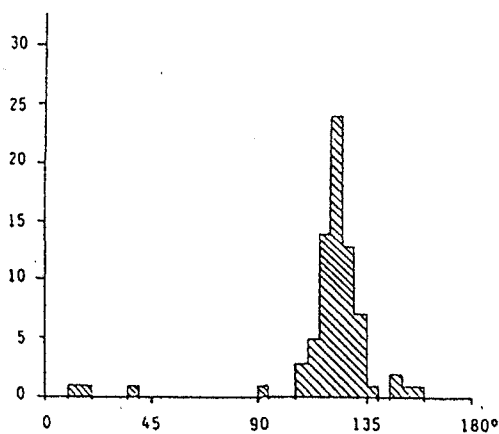


Fig. 5 : Histogramme des azimuts relevés dans les cavités du littoral du Vimeu (D'après Rodet et Sayaret, 1987).

N 105-140° E, avec un maximum sur la classe N 120-125° E (Fig. 5). Le reste se répartit essentiellement sur N 145-160° E (5 %).

Il résulte de cette étude que la majeure partie des conduits s'est développée autour du plan $\sigma_1 - \sigma_2$, ce qui conforte les résultats acquis sur les karts pyrénéens. Le reste des conduits peut correspondre à des élargissements des accidents sous l'action mécanique de la houle ou des dissolutions favorisées par mélange des eaux (Boegli, 1964).

D'autres secteurs ont été étudiés sur le littoral et conduisent à des résultats similaires.

I.1.1.2 REMARQUE

En plusieurs endroits, des conduits ont subi un décalage postérieur à la karstification. Ceci est particulièrement net dans le secteur de Bois de Cise où plusieurs coupoles au plafond des petits conduits ont subi des décalages centimétriques ou même décimétriques en hauteur sur des failles normales. Les positions des fractures dans les falaises et le sens des mouvements n'étant pas compatibles avec un effet de tassement ou d'appel au vide dû à la proximité des falaises, il faut faire appel à un rejeu de faille. Ce rejeu est donc nécessairement postérieur à la dernière phase d'activité du conduit et donc nécessairement pléistocène ou holocène (Rodet, 1992). Il s'agit d'une interprétation de Rodet et en aucun cas d'un fait, d'ailleurs contestée par certains auteurs.

I.1.2 LES PORCHES

Mis à part la zone comprise entre Onival et Boulval, les porches sont présents sur tout le littoral. Ils sont au nombre de 581 (soit 37,7 %) avec un développement total très réduit et dépassent à peine les 35 m. Ces porches sont non fonctionnels et sont perchés dans l'abrupt. Ils sont généralement comblés, parfois installés sur d'anciens niveaux de base hydrologiques en relation directe avec une évolution eustatique. D'autres doivent leur présence à un niveau imperméable régional.

I.1.3 LES EMERGENCES

L'exploration a permis de recenser 128 émergences, avec un développement total de 320 m. Le plus grand développement est celui du Val à Ebran qui atteint 246 m pour 5 émergences. Elles présentent un étagement, certaines sont suspendues à + 50 m NGF (Fontaine de Boucherot à Saint-Jouin-Bruneval) et d'autres apparaissant sur l'estran (en haut ou en bas comme les fontaines d'Yport). Un autre groupe a été reconnu sous le niveau de basse mer grâce à une étude thermographique aérienne (Cazabat, 1971).

I.2 LES SYSTEMES KARSTIQUES DE LA BASSE-SEINE

I.2.1 LES PALEOKARSTS DE LA BASSE-SEINE

Le paléokarst de la Basse-Seine rassemble toutes les cavités et les conduits reliques de grandes dimensions qui sont isolés de leur contexte par le découpage des pitons crayeux et des versants le long de la Seine. Les remplissages karstiques y sont abondants.

A partir de la confluence de l'Epte, de nombreux lambeaux de conduits karstiques, de développement important, ont été identifiés, et parfois même étudiés (Rodet, 1992) (Fig. 6) :

- En amont de la Basse-Seine, entre Mantes et Les Andelys s'ouvrent quelques petites cavités, fossiles et déconnectées (grottes de Clachaloze, du Vernonnet, de Saint Ethbin, de l'Ermite).

- Juste en aval des Andelys, sur la rive droite de la Seine, entre la vallée du Gambon et le Val Saint Martin, se développe le système du Mont Pivin-Bois de la Hogue, un des plus importants de Haute-Normandie (Coutil, 1910). Ce système présente plusieurs cavités : grottes des Marettes, de Pont-Saint-Pierre, de la Roche Percée, de la Bouteillerie).

- Entre le site des Andelys et celui de Freneuse, une seule cavité a été reconnue : le Trou d'Enfer qui s'ouvre dans les coteaux de Vatteport (Vatteville, Eure). C'est une cavité anciennement connue (Coutil, 1910) qui se développe sur 25 m de longueur et quelques mètres de largeur et de hauteur. Elle est entièrement guidée par la fissuration.

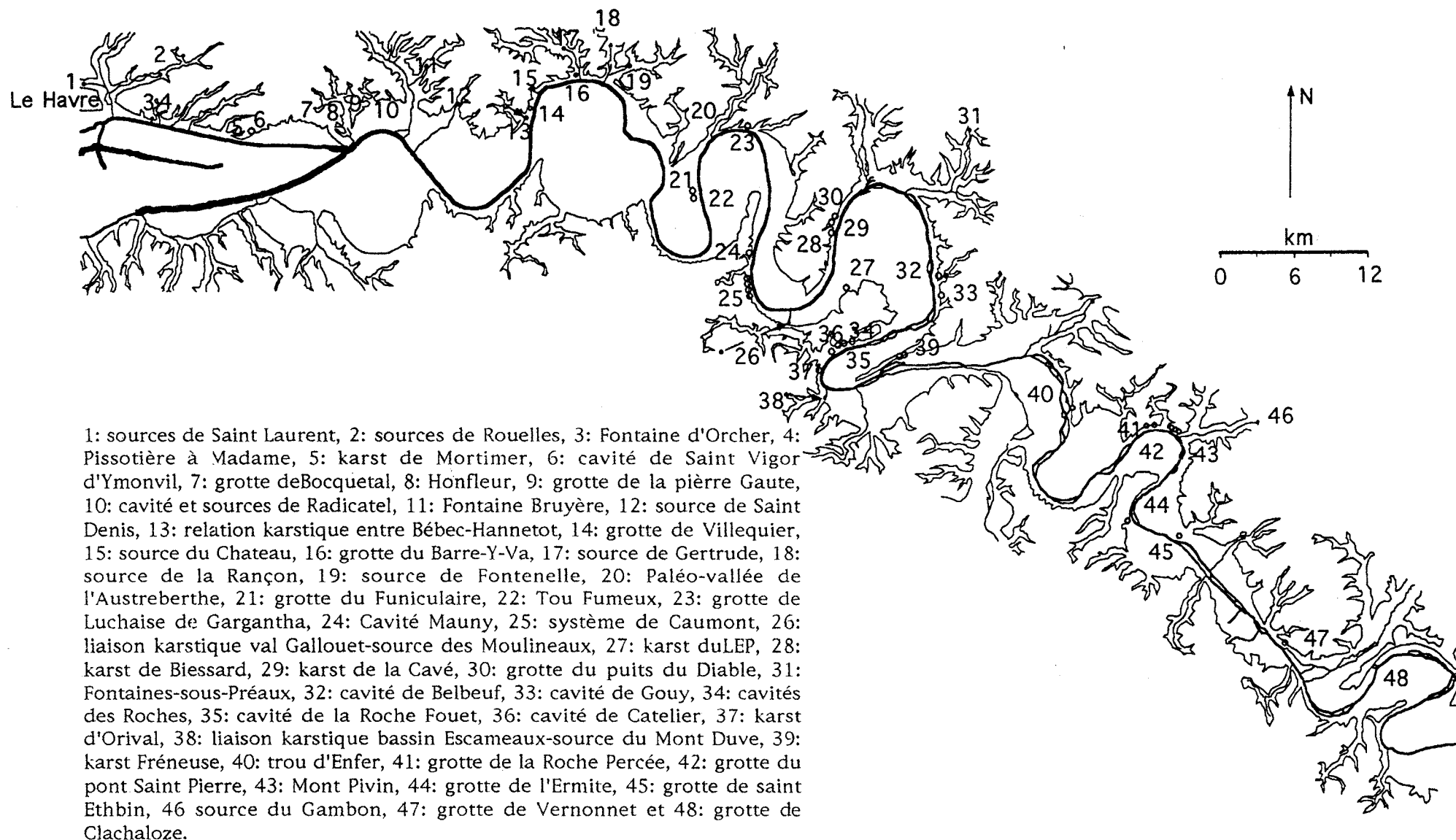


Fig. 7 : Localisation des phénomènes karstiques dans la Basse-Seine

- En aval des confluences de l'Andelle et de l'Eure se développe l'important karst de Freneuse connu depuis très longtemps. Il présente plusieurs ensembles karstiques : karst d'Orival, petites cavités du méandre de Belbeuf, karst de Canteleu, karst du Lep (Lycée d'enseignement professionnel de Grand-Couronne), système de Caumont-les Varras, grotte de la Chaise de Gargantua, grotte du Funiculaire, karst du Landin, grotte de Barre-Y-Va, karst de Villequier, petites cavités des méandres de Radicatel et de Cressonval.

La Basse-Seine présente donc un grand nombre de conduits karstiques répartis sur l'ensemble de la vallée. Leur étude approfondie (Rodet, 1992) a permis de comprendre l'évolution quaternaire de la vallée de la Seine et leur signification dans un certain nombre de contextes : paléokarst démantelé (système du Mont Pivin-la Hogue (les Andelys)), paléokarst étagé (système de la Roche Foulon (Orival)), paléokarst organisé (système de Biessard (Canteleu)). Ce sont des conduits hérités perchés au-dessus de la vallée de la Seine qui témoignent de l'évolution quaternaire de cette région. L'évolution du niveau de base hydrologique, lié à l'enfoncement de la vallée et aux épisodes glacio-eustatiques, a provoqué une désorganisation des bassins d'alimentation; il en résulte des témoins de paléo-topographies amputées par l'évolution de l'entaille du cours d'eau.

Ce paléokarst de la Basse Seine, comme Rodet l'a été désigné, n'est pas inactif. En effet des opérations de traçages réalisées près d'Harquency, pour le compte de Géométra Conseil, (Crampon *et al*, 1992) ont montré l'existence de drains fonctionnels permettant d'obtenir des vitesses dépassant les 285 m/h. D'autres opérations de traçage conduisent à des résultats similaires notamment pour les bassins d'Escameaux, de Moulineaux et de Radicatel. Ceci montre que ce karst est fonctionnel et nous pensons que les conduits "non fonctionnels" font partie de ce karst et sont maintenant déconnectés à cause d'une hiérarchisation d'écoulement au cours du temps, comme dans tout les karsts classiques calcaires, témoignant ainsi d'une certaine maturité de ce karst.

I.2.2 LE SYSTEME KARSTIQUE DE CAUMONT-LES VARRAS

Dans les plateaux crayeux du Roumois qui dominant la rive gauche de la Seine, vingt kilomètres en aval de Rouen, se développe le célèbre système karstique de Caumont-les-Varras (Eure et Seine-Maritime). Entre La Bouille et Mauny, la Seine a profondément incisé le coteau de sa rive concave, dégageant des abrupts remodelés au cours des périodes périglaciaires.

Le creusement des carrières a permis le recoupement de plusieurs conduits karstiques mais d'autres restent isolés déterminant ainsi plusieurs réseaux spéléologiques. Parmi ces ensembles on peut citer :

- le système Consul-Pylône qui se développe sur près de 1300 m,
- le système Robots-Réseau de la Boue-Jacqueline (Vernet *et al.*, 1962).

Cet ensemble karstique se développe dans la zone des fossés d'effondrement, d'orientation N 110°E, qui affectent cette partie du Roumois, entre les accidents de Saint Didier des Bois et de Rouen (Wazi *et al.*, 1988). Il est donc normal qu'un grand nombre de conduits soit affecté par la fissuration de cette famille. D'autre part, l'aval hydrologique, caractérisé par le pendage léger vers le NNE qu'accompagne le vide des méandres de la Seine entraîne l'écoulement général vers la confluence des vallées, vers "La Ronce". Il est donc logique de trouver de nombreux conduits établis sur cette famille.

Ce karst offre, à l'image du karst haut normand, peu de conduits actifs, et lorsque ceux-ci le sont, les débits restent bien modestes en regard des développements naturels. L'essentiel des réseaux appartient au domaine fossile ou non fonctionnel, déconnecté du drainage, du moins pour les réseaux "des carrières" ou "de la Boue", par le cavernement artificiel.

De par la longueur des conduits spéléologiques, la diversité des drains, l'agencement du système, les étagements des galeries, le site de Caumont est unique dans le

Bassin de Paris. L'évolution spéléomorphologique permet de distinguer deux types de paléokarsts (Rodet, 1992) :

- les paléokarsts hautement perchés, antérieurs à l'ouverture du Pas-de-Calais, ont été déconnectés par l'enfoncement du fleuve, et démantelés par l'évolution quaternaire des versants (Les Andelys, Orival, ...). Les drains sont le plus généralement assez simples dans leur morphologie et les étagements réduits.

- les karsts de la base des versants, postérieurs à l'ouverture du Pas-de-Calais, ont été largement introduits dans les variations altitudinales du Quaternaire récent, passant du cadre fluvial au marin et à l'estuarien. Il en résulte un étagement complexe et des surimpositions de drains et de morphologies, débouchant sur des schémas évolutifs complexes, deltaïques (Caumont). Certains drains ont été recoupés par le recalibrage, donnant des paléokarsts récents (Gouy).

La karstification de la Basse-Seine a accompagné l'entaille et l'enfoncement de la Seine. Elle a donc été commandée par les évolutions glacio-eustatiques quaternaires compliquées par l'épirogenèse de la province, plus importante vers la Manche, mais dont on ne connaît ni le rythme, ni les modalités. Dans un contexte aussi mobile, on constate que les karstifications holocènes sont pratiquement absentes et s'expriment plutôt par des retouches sur des systèmes plus anciens. Pour l'essentiel, les cavités se développent dans des contextes inadaptés, montrant leur valeur de témoins de situations géomorphologiques disparues.

I.3 LES KARSTS DE CUESTA CRAYEUSE

Le relief de cuesta est le siège d'une karstification particulière. Deux grandes régions au Sud-Est du Bassin de Paris illustrent ce type : le Pays d'Othe (Yonne-Aube) et la Montagne de Reims.

I.3.1 LE KARST DU PAYS D'OTHE

Le Pays d'Othe se développe dans la cuesta crétacée de Bourgogne et de Champagne, entre les vallées de la Seine à l'Est, et de l'Yonne à l'Ouest. Il est le siège de

phénomènes karstiques importants (effondrements de terrains, pertes de ruisseaux, cavités). C'est dans cette région qu'est née, voici presque un siècle, l'école de la "craie, roche karstifiée et sans nappe" si chère à Martel.

Le Pays d'Othe est la région des rivières souterraines. Les cinq cavités les plus importantes sont drainées, du moins temporairement, ce qui apparaît être une différence importante avec les cavités de la Basse-Seine. Quelques exemples caractéristiques du drainage dû revers de cuesta et du front ont été étudiés par Rodet (1992). Ce sont : la rivière souterraine de la Guinand, la rivière temporaire de la Diaclase-de-Noé, la rivière souterraine du Puits-Qui-Chante (Montgueux, Aube), la rivière souterraine des Fourneaux (Venizy, Yonne), la rivière souterraine de Beaudemont et la rivière souterraine du Puits Bouillant (Yonne).

L'originalité de ce karst réside dans l'importance des cavités actives. Les drains naturels sont impliqués dans le transit souterrain des eaux de la craie. Les cavités fossiles semblent peu nombreuses. Ce constat traduit partiellement une réalité. En effet, les couvertures meubles de la craie et les conditions climatiques ne sont pas favorables au maintien des accès naturels aux vides karstiques. Ceux-ci sont essentiellement connus grâce aux creusements anthropiques qui les ont trépanés. Le nombre de cavités actives reconnues dans cette région est beaucoup plus important qu'en Normandie.

L'étude hydrogéologique majeure du Pays d'Othe est l'oeuvre de Mégrien, (1960 et 1980) qui en a réalisé la synthèse. Sa démonstration majeure est que le développement karstique du massif, important, ne tient pas le rôle qui serait le sien dans un massif calcaire classique : "le régime régulier des sources ne correspond pas aux phénomènes karstiques mis en évidence par la description des cavités naturelles et par les colorations" (Mégrien, 1960).

Le karst du Pays d'Othe obéit aux lois générales de la karstification des craies. Il présente donc les caractéristiques globales de ce type de karst. Cependant, sa structure est à l'origine de dynamiques locales particulières, peu répandues dans le bassin de Paris. Il s'agit des bîmes, ce sont des trop pleins dus soit à une karstification insuffisamment développée en aval, soit à des conduits et/ou des exutoires spécifiques à la cuesta othéenne et l'évolution du réseau karstique par dédoublement altitudinal des collecteurs, limitée aux karsts

de cuesta éloignée des influences littorales quaternaires. Le cas le plus célèbre est le Bîme-des-Enfants (Aix-en-Othe, Aube) qui s'est ouvert dans la nuit du 13 au 14 janvier 1948, après une longue période pluvieuse. L'orifice d'un diamètre de 2 à 3 m surplombait un puits naturel de 25,6 m, dont 13 m occupés par l'eau (mesures de Mazoit).

Selon Rodet (1992), les cavités drainées du Pays d'Othe présentent toutes les mêmes éléments d'évolution malgré des situations hydrodynamiques différentes. Leur morphologie montre une première phase de fonctionnement en régime noyé, suivie d'un enfouissement progressif du drainage en écoulement libre, parfois même, l'apparition d'un second drain à une altitude inférieure. Cette évolution générale est liée à l'enfoncement des cours d'eau épigés qui sont le niveau de base du karst (variations climatiques quaternaires). Localement, des niveaux marneux imperméables peuvent constituer le plancher de conduits karstiques que les écoulements traversent seulement à la faveur de grandes fractures pour rejoindre un niveau inférieur.

Le karst du Pays d'Othe montre qu'il s'agit d'un karst fonctionnel. Sur le revers, le sous-dimensionnement, face aux apports massifs des grosses précipitations, à l'instabilité mécanique et aux remplissages des drains, génère des cheminées d'équilibre, les bîmes qui, par recoupement de la surface topographique, alimentent des rûs temporaires. Les formes d'effondrements sont de ce fait très nombreuses sur les plateaux et dans les vallées. Les relations rapides qu'autorise le développement karstique influencent les qualités physico-chimiques des émergences qui fournissent d'importantes ressources alimentaires aux populations locales et aussi à Paris. Sur le front les bassins sont réduits mais le karst y est très développé. Là aussi les cavités fossiles sont peu connues et l'essentiel des circulations souterraines fait l'objet de captages pour alimenter les villages.

I.3.2 LE KARST DE LA MONTAGNE DE REIMS

La Montagne de Reims se situe entre les vallées de la Vesle au Nord et de la Marne au Sud; elle peut être définie comme le cap de la Côte tertiaire d'Ile-de-France qui s'avance sur la plaine crayeuse de Champagne. Elle s'appuie au Nord sur la Côte de Reims,

entre Gueux et Sacy, tandis que la percée de la Marne l'isole, entre Dizy et Daméry, de l'assise de la Forêt d'Epernay.

Cette région peut être divisée en quatre unités morphologiques (Fig. 8) :

- la Côte de Reims
- le plateau occidental de Saint-Imoges
- le plateau central de Ville-en-Selve
- le plateau oriental de Saint-Basle

Protégée par une couverture tertiaire, globalement imperméable, la craie blanche du Sénonien constitue l'assise de cette côte. Cette couverture fournit des apports concentrés à un aquifère aux drainages karstiques favorisés par l'élévation du plateau à plus de 200 m au-dessus de la plaine de Champagne.

Dans cette couverture, on observe une succession de niveaux imperméables et perméables qui constituent une série aquifère médiocre qui finit par rejoindre la craie sous-jacente. La nappe des sables cuisiens reposant sur les argiles du Sparnacien, donne naissance à une série de petites sources de débordement, autrefois captées pour l'alimentation en eau potable des communes situées au pied de la cuesta. Actuellement ces captages sont ensablés et les alimentations sont renforcées par les captages de la nappe de la craie.

Sous le Tertiaire se développe l'aquifère de la craie. Le soutirage des formations meubles dégage des entonnoirs d'absorption, des "fosses" (bétoires-dolines) parfois pénétrables (Fosse Martin-Godard, Fosse du Creusin). A l'aval se réalisent les restitutions sous forme de résurgences ponctuelles, les "fontaines". Toutes ces émergences du front de la Montagne de Reims se réalisent dans la craie, à la même altitude, entre 170 et 180 m : Trépail, Villers-Marmery, Verzenay, Chigny, Mailly, Ludes, Rilly, (Guérin, 1959).

Parmi ces systèmes karstiques trois ont fait l'objet d'une étude approfondie (Rodet, 1992) :

- le système de Trépail (un karst de restitution du massif crayeux) : il illustre bien la définition de "cavités karstiques de la craie" ;

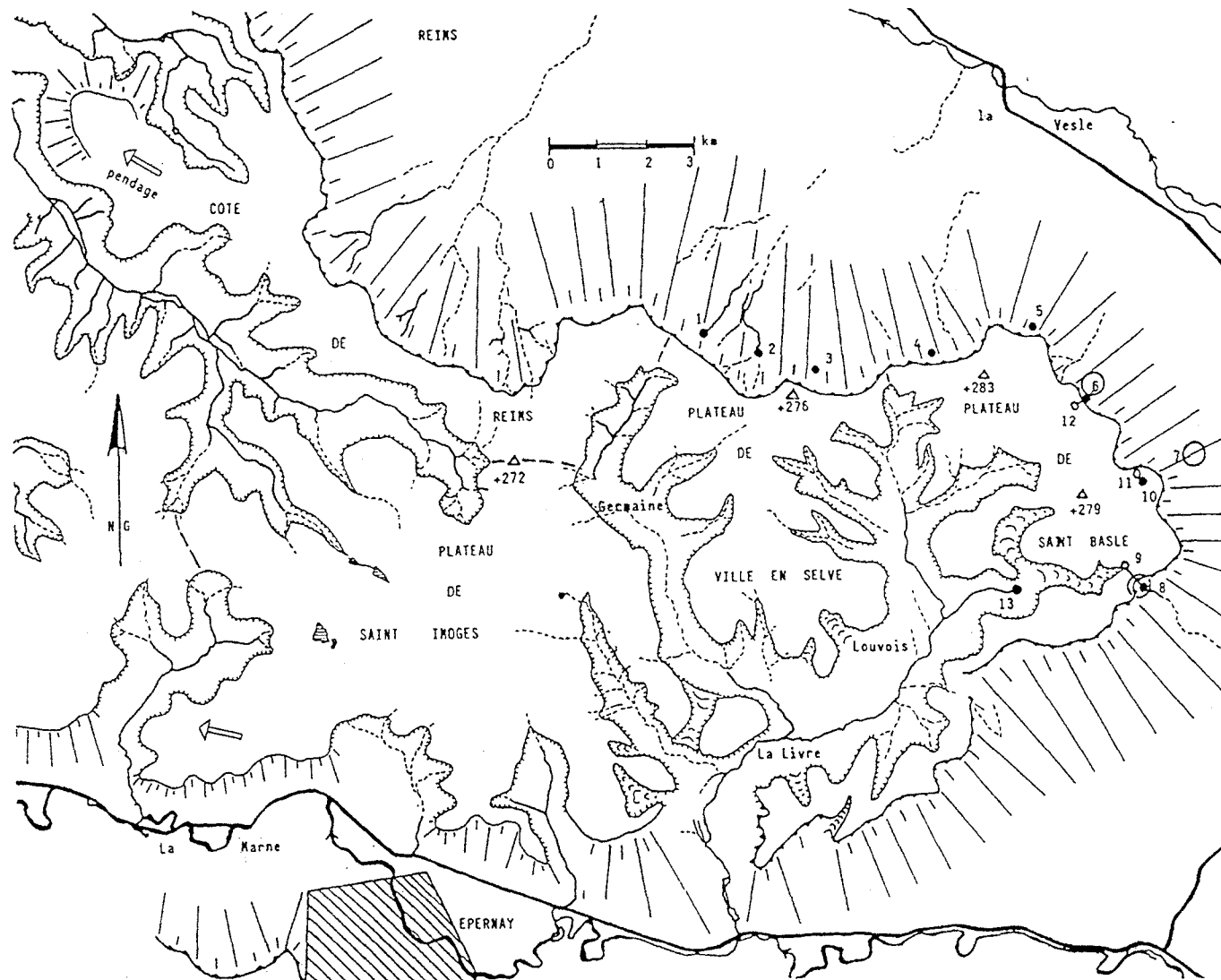


Fig. 8 : Les phénomènes karstiques de la Montagne de Reims.

- le système du Creusin (un karst d'introduction) : c'est un ensemble complexe car il inclut un important drainage amont dans les formations sablo-gréseuses du Sparnacien inférieur qui présentent l'originalité de développer des conduits pénétrables.

- le système de la Grande Fontaine (une percée karstique) : c'est un drain majeur de l'aquifère crayeux.

L'étude des ensembles karstiques de la Montagne de Reims permet de mettre en évidence un certain nombre de données importantes :

- l'intervention fondamentale de l'aquifère des formations tertiaires qui prend des allures karstiques indéniables et favorise les introductions concentrées. Il en résulte le développement spectaculaire des "fosses", véritables avens du karst de la craie. Celles-ci se développent sur l'ensemble du massif, à proximité du front de cuesta (Fosse-de-l'Eau-Lue, Fosse-de-la-Baticaude), tout comme sur les plateaux du revers (Fosse-de-la-Nau, Trou-Jeannot).

- la mobilité des dépôts tertiaires qui sont introduits en grande quantité dans le drainage crayeux, limitant l'exploration, tant à partir des fosses que des conduits souterrains.

- l'extrême vulnérabilité de l'aquifère crayeux qui résulte de ces nombreuses alimentations concentrées.

- la stabilité des points d'émergence de l'aquifère de la craie, ce qui sous-tend une organisation très évoluée du drainage karstique de la masse crayeuse.

Ces différents éléments permettent de distinguer deux ensembles hydrokarstiques bien contrastés :

- un revers de cuesta "stérilisé" où les phénomènes karstiques sont très rares.

- un front de cuesta karstifié en grand : les percées "Fosse-Fontaine". Les phénomènes karstiques de surface y sont denses mais cet ensemble se caractérise surtout par l'importance des drains très organisés et explorés tant aux émergences que dans les pertes. Même les formations tertiaires présentent une karstification poussée (Fontaine Pleureuse et Fontaine du Creusin). La présence d'un niveau de base stable depuis une longue période permet

le développement poussé du karst de restitution ainsi que les connexions entre les introductions et les drainages majeurs.

I.4 LE RESTE DES REGIONS CRAYEUSES

Le Nord de la France a été depuis longtemps considéré comme non karstique mais travaux menés au Laboratoire d'Hydrogéologie de Lille au cours de ces dernières années montrent le contraire (in Maqsoud *et al.*, 1996). Les phénomènes karstiques demeurent modestes par rapport à ceux de la Normandie et se limitent principalement à des manifestations de surface. Ainsi les poches de dissolutions sont très répandues et peuvent se prolonger vers le bas par un boyau conique. Les dolines sont présentes principalement dans l'Artois. Des pertes de ruisseaux ont été signalées depuis longtemps notamment dans le Cambrésis et la vallée de l'Escaut (Leriche, 1909). Et enfin des conduits karstiques, de 10 à 15 cm de diamètre, ont été observés dans des carrières souterraines.

II. MORPHOLOGIE DU KARST

II.1 L'EXOKARST

Avant d'aborder les différentes formes exokarstiques nous allons étudier l'état de l'affleurement de la craie qui conditionne fortement les manifestations externes du karst.

II.1.1 LES ETENDUES CRAYEUSES

L'affleurement de la craie sur les plateaux dépend de la présence ou de l'absence de la couverture tertiaire ou quaternaire mais aussi de l'évolution climatique que la région a subie.

Ainsi les formations crayeuses du bassin de Paris ont connu de nombreux épisodes de sédimentation et des périodes d'émersion au cours du Tertiaire auxquels s'ajoutent les influences des glaciations quaternaires. Le résultat en est une altération très poussée du toit de la craie, traduite par la formation des argiles à silex. La mise à nu du toit de la craie, en

situation naturelle, est réduite au versant (pitons, falaises, escarpements...), autrement, elle est recouverte d'un manteau d'altération climatique et/ou pédologique.

II.1.1.1 LES ETENDUES CRAYEUSES NUES

Seules deux régions présentent des affleurements de surface plane de craie : le littoral et les Andelys. Le littoral offre un platier protégé par l'influence marine mais les formes qu'il présente sont régies davantage par les eaux marines que par les eaux continentales (Rodet, 1987). Le secteur des Andelys (entre la vallée du Gambon et le village de la Roquette) offre quelques sites peu spectaculaires dont le plus connu se développe, sur quelques mètres carrés, au sommet de la Roche à l'Ermite (Rodet, 1981) et offre quelques kaménitza discrètes. Le dégagement de la surface de la craie et sa karstification superficielle sont dus à la position sur le versant de vallées et intéressent un banc induré particulièrement résistant, proche des calcaires francs (Rodet, 1992).

II.1.1.2 LES ETENDUES CRAYEUSES COUVERTES.

L'ensemble des étendues crayeuses, à l'exception des estrans littoraux, est couvert soit par des formations meubles comme les loess, les limons, les résidus de dissolution et les dépôts tertiaires souvent sableux (Pays d'Othe, Montagne de Reims) soit par des formations indurées telles que les calcaires (Beauce chartraine et dunaie).

Les formations meubles sont généralement tapissées par de nombreuses dépressions qui sont liées aux formes d'enfouissement et d'effondrement. La distinction morphogénétique entre ces différentes formes ne sera pas aisée à établir en raison de cette couverture qui masque leurs caractères essentiels.

II.1.2 PHENOMENES DE SURFACE ET LE KARST D'INTRODUCTION

Les principales formes du karst d'introduction sont localisées sur les plateaux, mais aussi parfois dans les vallées. Les plus classiques d'entre elles sont les pertes et

les dolines. Elles sont situées à l'amont du système karstique matérialisant la désorganisation du drainage superficiel au profit d'un drainage souterrain.

II.1.2.1 LES FORMES D'INTRODUCTION SUR LES PLATEAUX

On distingue principalement deux grandes formes : les pertes de la couverture tertiaire et les entonnoirs de dissolution de la surface de la craie.

II.1.2.1.1 Les pertes de la couverture tertiaire

Parfois la couverture de la craie peut se comporter comme un écran hydrologique favorisant ainsi la concentration de l'eau qui se perd par la suite dans le massif crayeux. Ce type de perte est très répandu dans la Montagne de Reims avec la formation de fosses et également à Touffreville dans l'Eure (Martel, 1921). Certaines de ces pertes sont pénétrables, elles sont localisées dans la Montagne de Reims et donnent accès à l'endokarst. Cet aspect est dû à la Beurge (sable qui se grésifie au contact de l'air) qui se comporte comme une roche dure et compacte et peut donc conserver un certain temps les formes au lieu de les masquer aussitôt par les effondrements.

II.1.2.1.2 Les entonnoirs de dissolution de la surface de la craie

Les qualités hydrologiques de la craie sont spécifiques et font que le karst et ses influences sur les plateaux se résument aux problèmes du développement et de l'évolution des racines du manteau d'altération. Ces entonnoirs naturels remplis d'argiles des plateaux sont visibles le long des falaises littorales et sur les fronts d'exploitation des carrières. Ces racines se présentent sous forme de puits naturels taillés dans l'encaissant crayeux et entièrement comblés de formations meubles de plateaux, qui glissent dedans au fur et à mesure de l'enfoncement du conduit vertical ou oblique. Certains de ces puits peuvent recouper des conduits karstiques ce qui peut accentuer le phénomène de soutirage des dépôts meubles.

La mise en place de ces racines est très mal connue quant à leur évolution, elle peut être due en partie à une longue période de sécheresse provoquant ainsi une

rétraction des argiles contenues dans la racine et par la suite un décollement entre les parois de la craie et les formations meubles. Le vide ainsi créé peut être utilisé lors d'un apport d'eaux induisant une circulation rapide le long des parois de l'encaissant.

La répétition du mécanisme accentue le rôle des racines par concentration des zones de pertes. L'approfondissement de la base de la racine, par corrosion de l'encaissant crayeux engendre l'introduction des formations meubles et sa répercussion en surface sous forme de creux qui drainent les eaux de pluies et de ruissellement. Le développement de plusieurs racines du manteau crayeux finit par isoler des reliefs crayeux et c'est par dégagement des manteaux sous l'effet d'altération qu'on obtient des versants ruiniformes (Choppy, 1987). En fait, il s'agit d'une évolution morphologique classique sous couverture et comparable à ce qui se passe sous le sidérolitique du Quercy, sous les latérites.

II.1.2.2 LES FORMES D'INTRODUCTION DANS LES VALLEES

La notion de perte s'applique à l'absorption par le sous-sol d'un écoulement concentré sans écoulement conséquent préalable à la surface du sol. Les formes fonctionnelles sont facilement identifiables du fait de leur activité de perte et l'observateur n'a qu'à surveiller les cours d'eau temporaires ou pérennes pour les mettre en évidence.

Les formes de pertes peuvent varier du simple suçoir invisible situé dans le lit du cours d'eau ou dans l'amont faiblement incisé d'un talweg à l'importante dépression qui avale tout le débit du moins en période d'étiage, comme la perte du Ruisseau de Bébec à Villequier en Seine-Maritime (Lepiller, 1975) ou les fosses de la Montagne de Reims (Martel, 1930), en passant par toutes les formes intermédiaires. Ces dernières sont présentes dans de nombreuses régions comme le Sec Iton ou le bassin de l'Avre (Rodet, 1992).

Toutes ces formes actives sont habituellement impénétrables à l'explorateur en raison des colmatages réalisés par les formations meubles.

Le profil de ces pertes présente une dissymétrie marquée, la pente la plus faible étant parcourue par le cours d'eau qui bute contre le versant opposé, très abrupt et qui évolue comme un front que les eaux de la perte érodent continuellement.

La nature de la perte peut varier selon le contexte. Quatre types de pertes ont été distinguées (Rodet, 1992).

II.1.2.2.1 Les pertes stratigraphiques de contact

Elles se développent plus particulièrement dans le pays d'Ouche (Eure, Eure-et-Loire et Orne) où un ensemble de bétouilles marque le secteur à faciès sablo-argileux du Cénomanién supérieur généralement crayeux. La situation géologique du Perche, par le jeu d'une variation latérale de faciès des dépôts du Crétacé supérieur permet le passage des sables argileux à des craies dans une région où l'érosion n'a pas dégagé de cuesta. La présence des Sables du Perche n'a pas permis le dégagement du binôme "roche dure/roche tendre" nécessaire à la mise en place du relief de côte, si bien que dans le paysage rien ne limite le passage des sables à la craie. Le seul témoin évident est le drainage, qui est organisé en amont dans le Perche, en une multitude de petits cours d'eau hiérarchisés souvent issus d'un étang et se concentrent très rapidement en quelques rivières qui disparaissent alors en aval dans les bétouilles.

II.1.2.2.2 Les pertes de contact par faille

Sur le territoire de Villequier (Seine-Maritime), une importante faille ramène à la surface les marnes imperméables du Gault et sur lesquelles est établi le ruisseau du Bébec qui draine le compartiment surélevé en direction du compartiment surbaissé, constitué par des craies du Sénonien et du Turonien. Au voisinage du contact, le cours d'eau se perd dans une bétouille.

II.1.2.2.3 Les pertes de bombement tectonique

L'unique exemple où la cavité est pénétrable est celui de la perte du Reybac (Villalet, Eure) (Rodet et Sayaret, 1987). Elle se développe dans le contexte du Sec Iton, secteur que la néotectonique affecte particulièrement, permettant, grâce à un alluvionnement argileux, le décrochement entre le toit de l'aquifère et le creusement du talweg

(Artis *et al.*, 1971), ce qui engendre des pertes du cours d'eau au profit du réservoir souterrain (Rodet, 1981).

II.1.2.2.4 Les pertes de recoupement de méandre

Les pertes fossiles de l'Iton ont été découvertes en 1970 (Daoud, 1976). Situées dans un contexte topographique favorable (Rodet, 1981), elles illustrent parfaitement le type de pertes de recoupement topographique, la capture souterraine de l'Iton est probablement due à deux causes possibles (Rodet, 1992) :

- Soit la forte pente hydraulique, qui raccorde l'Iton à l'Eure par dessous le plateau d'Evreux et draine l'Iton (liaison démontrée par le traçage des pertes de Caër, à Normanville, vers les sources de Cailly), il s'agit alors de pertes de l'Iton au profit de l'Eure.

- Soit la pente hydraulique réalisée par le méandre de Brosville qui permet la capture karstique de l'Iton par elle-même et il s'agit alors de pertes de l'Iton au profit de l'Iton, mais en faisant l'économie du méandre de Brosville. Les résurgences pourraient alors être les puissantes sources de la Vacherie.

Dans les deux cas, la percée réalisée réduit le parcours des eaux : il s'agit donc de perte de recoupement topographique.

II.1.3 KARST DE RESTITUTION

Le karst de restitution correspond à la partie avale du modelé karstique. Il se développe essentiellement dans les vallées ou à la périphérie des massifs crayeux. Sa pénétration est très délicate en raison de l'oblitération des accès par les manteaux de dépôt de pentes arrachée à la craie par gélification.

Les vallées constituent les principaux sites de restitution du drainage karstique d'un massif ou d'un système. Les formes karstiques les plus évidentes sont représentées par les sources, points de restitutions concentrées des écoulements souterrains.

Leur évolution dans le contexte du massif ou du système permet de définir une typologie des points d'émergence en fonction de leur rôle, qu'il soit actuel (source active) ou passé (grotte, porche) (Rodet, 1992).

II.1.3.1 LES SOURCES DE DEPRESSION

Ce type correspond à la coïncidence du toit de la nappe et de la topographie locale. L'écoulement qui était souterrain devient alors superficiel et alimente les cours d'eau pérennes des pays de la craie. Ce point d'émergence se situe classiquement dans les talwegs, au milieu du vallon. Parfois, il se situe contre un versant, mais toujours dans le point le plus bas de la vallée.

II.1.3.2 LES SOURCES DE DEVERSEMENT

En raison de la présence d'un niveau imperméable, le niveau de base peut être suspendu au-dessus du talweg. Les émergences s'ouvrent alors sur les versants donnant alors naissance à des cours d'eau qui peuvent s'écouler rapidement vers le fond du vallon.

Si le niveau imperméable est interrompu en aval de l'émergence, le cours d'eau connaît alors des pertes qui peuvent être totales. C'est le cas de sites en talus de cuesta comme en offre la montagne de Reims (rivière de Trépail, rivière de la Grande Fontaine de Verzy).

En Normandie, les falaises de la Côte d'Albâtre sont un site exceptionnel qui permet d'observer de nombreux exemples d'aquifères suspendus. Ces points de sortie des eaux continentales sont connus sous le nom de "fontaines" ou de "pisseuses".

Parfois, ces fontaines offrent des cascades comme celle du Cap d'Antifer.

II.1.3.3 LES SOURCES TROP-PLEIN

Les sources de trop-plein sont des points de sortie situés en amont et plus haut que les points de sortie permanents. Elles se mettent en charge lorsque les

émergences sont saturées et ne suffisent plus à évacuer les débits des drains. Il en résulte une mise en pression des conduits et l'activation des émergences supérieures, plus récentes (dans le cas d'ennoiements répétés) ou plus ancienne dans le cas de descente du niveau de base.

Ces sources peuvent engendrer des écoulements épigés dans les talwegs habituellement non fonctionnels ou inonder des terrains (source du champ à Lisbourg, Pas-de-Calais). Alors que sur le littoral haut normand, le flux, en masquant les exutoires les plus bas, provoque la mise en charge des drains et l'augmentation des débits des sources supérieures, en haut de l'estran (fontaines d'Yport, Seine-Maritime).

II.1.4 CONCLUSION

L'exokarst de la craie se développe sous une couverture meuble importante. Les surfaces nues sont exceptionnelles et le plus souvent noyées sous un manteau de gélifracsts. Les formes d'introduction sont essentiellement des pertes plus ou moins individualisées. Le karst de restitution s'exprime principalement par des émergences qui occupent des situations diverses commandées par la structure et l'évolution du Quaternaire.

II.2 LA ZONE D'INFILTRATION

Nous avons déjà signalé la rareté des formes d'introduction du karst crayeux en raison de la couverture meuble qui masque la craie. A l'exception de la Montagne de Reims et de quelques exemples isolés c'est sous terre qu'on découvre cette dimension karstique.

A l'examen, il apparaît que deux types opposés génétiquement se partagent le domaine du drainage vertical dans la zone d'infiltration. La complexité de leur fonctionnement est tel que souvent les deux fonctions se superposent et il devient alors très délicat de dissocier les puits, qui assurent le drainage descendant, et les cheminées qui réalisent la remontée des circulations souterraines.

II.2.1 LES CHEMINEES

Elles résultent d'un creusement vertical, du bas vers le haut, d'un drain sous l'effet de la mise en pression de la voûte, lors de crues particulièrement importantes. La répétition ou la pérennité d'un tel phénomène favorise l'attaque, par corrosion, des fissures de la voûte des drains horizontaux. Le résultat est le dégagement d'un conduit vertical.

Ce phénomène a pris une grande dimension dans les régions marines lors des grandes transgressions du Quaternaire ce qui explique la présence de cheminées verticales de plusieurs dizaines de mètres de hauteur.

Ces cheminées sont présentes de façon systématique dans les bas-plateaux. A des échelles diverses, elles accompagnent chaque organisation de restitution dans les zones à faible dénivellation.

Localités	développement (m)	nombre de cheminée
Puits Guérey (Yonne)	180	10
Fontaine d'Orchaise (Loir & Cher)	1100	nombreuses
Rivière des Robots (Eure)	700	23

Elles se développent de préférence, à la voûte des collecteurs horizontaux, dans la zone de battement du toit de la nappe.

Les formes des cheminées peuvent varier d'une simple coupole de voûte (salle 4 de la rivière des Robots) au gouffre émissif (Bîme-des-Enfants, Aix-en-Othe) en passant par les salles en forme de coupole et les cheminées étroites.

II.2.2 LES PUIITS

Ce sont des formes qui se mettent en place par creusement de haut en bas. Ils témoignent d'une descente importante du niveau de base, correspondant souterrain de la chute d'eau qu'offrent certains cours d'eau n'ayant pas réalisé leur profil d'équilibre.

Le puits est une forme de drainage vertical qui peut déboucher à la surface (gouffre), ou s'ouvrir vers le bas, dans une galerie.

Généralement, le puits peut se développer sans l'influence de la fissuration puisque sa situation dépend de la perte ou dépression installée dans les formations superficielles imperméables. En effet, on observe systématiquement la présence d'accidents tectoniques dans les formes verticales. Si certaines sont induites par le vide karstique, il semble probable que la microfissuration, au moins, intervienne dans le développement de ces formes. Dans les formes de pertes, à l'intérieur d'un drainage horizontal, la tectonique est fondamentale puisqu'elle permet la capture du drainage horizontal au profit d'un écoulement vertical. Tous les exemples connus répondent à ce modèle, que soit en Champagne (fosse du Creuzin), dans le pays d'Othe (Puits-qui-Chante) ou en Normandie (Pylône, grotte de la Roche-Percée, Lycée d'Enseignement Professionnel de Grand Couronne).

II.3 ENDOKARST

Les explorations souterraines ont permis de montrer les grandes richesses (grande diversité et originalité des formes) du karst crayeux.

II.3.1 LES CONDUITS SOUTERRAINS

Ils constituent les formes dominantes dans le karst crayeux, probablement par suite du relief tabulaire qu'offrent les paysages de plateaux de basse ou très basse altitude. On peut distinguer les galeries et les salles.

II.3.1.1 LES GALERIES

En raison de leur morphologie plusieurs types ont été distingués, selon la nature de l'encaissant et le régime hydrodynamique. Les critères déterminants sont la lithologie, la tectonique, la qualité du réservoir (pente du toit de l'aquifère...). On distingue essentiellement deux types morphologiques opposés, qui correspondent à des conditions

morphogénétiques bien différentes. Entre ces deux extrêmes, toutes les variantes sont possibles (Rodet, 1992).

- Les galeries guidées par la fissuration : Elles présentent des tracées rectilignes sur d'importantes longueurs, parfois sur des dizaines de mètres, le long des zones de faiblesse tectonique. Parmi les exemples on peut citer :

la rivière souterraine du Puits-Bouillant (Chateauneuf, Yonne), avec ses 700 premiers mètres de développement, est entièrement développée sur la fissuration.

la rivière souterraine du Heurt (Senneville-sur-Fécamp, Seine Maritime) où tous les drains inactifs sont établis sur la fissuration alors que les actifs suivent deux familles de failles en accord avec le contexte régional.

- Les galeries qui ne suivent pas la fissuration. La majorité des cavités pluridirectionnelles n'est pas influencée par la fissuration. L'exemple le plus spectaculaire est celui de la rivière des Robots (Caumont, Eure) qui présente un développement de 700 m échappant complètement à la fissuration.

II.3.1.2 LES SALLES

Elles résultent de la rencontre de plusieurs galeries ou d'une galerie avec une diaclase importante, voire d'un faisceau de diaclases en décompression, ou d'un réseau de diaclases labyrinthiques, découpant un caisson de roche et l'isolant.

Différents types peuvent être distingués en fonction de leur mode de genèse :

- salle-carrefour : rencontre de plusieurs galeries.

- salle-diaclase : rencontre d'une galerie avec une diaclase. Les importantes salles en Normandie sont de ce type.

- salle polygénique.

II.3.2 ORGANISATION DU DRAINAGE

Le développement des conduits karstiques présente des organisations très diversifiées qui peuvent être classées selon une typologie très riche, proche de celle des karsts classiques (Rodet, 1992). Cette organisation dépend de la situation et de la fonction des réseaux au sein du système karstique ainsi que son évolution au cours du temps.

Ces conduits ou cavités ont été classés en deux grandes classes en fonction de leur orientation. On distingue les cavités mono-directionnelles et pluri-directionnelles.

II.3.2.1 LES CAVITES MONO-DIRECTIONNELLES

Ce sont des cavités très simples, non fonctionnelles, généralement amputées en amont ou/et à l'aval. Dans cette classe sont groupées les différentes cavités du littoral installées sur la fissuration, agrandie par les actions marines, mais amputées à l'aval par le recul des falaises comme la grotte-aux-Pigeons (Fig., 9). On les trouve également soit sur les bords des vallées (Paléokarst du Val de Seine) lorsque le déplacement des méandres ou des vallons recoupe les paléo-conduits (Trou-de-la-Bouée, Cap d'Antifer).

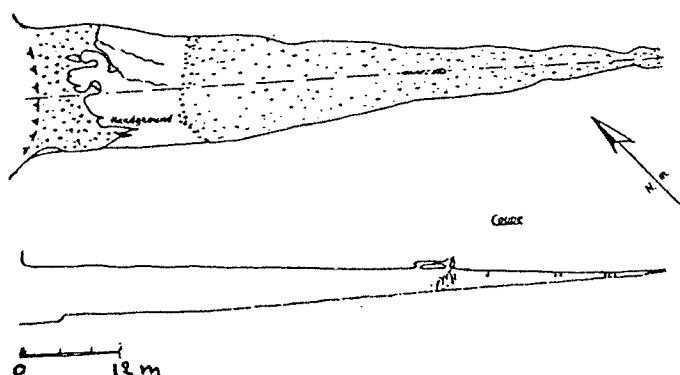


Fig. 9 : Topographie de la grotte aux Pigeons (in Rodet, 1992).

II.3.2.2 LES CAVITES PLURI-DIRECTIONNELLES

Ce sont les cavités les plus complexes, elles montrent une organisation du drainage échappant à l'axe unique de la fissuration. On peut distinguer différents types allant du conduit unique à l'anastomose, en passant par des systèmes arborés confluents ou diffluents, les dédoublements des conduits sur le plan horizontal et vertical.

II.3.2.2.1 Les systèmes pluri-directionnels à mono-conduits

Ce sont des cavités de faible développement mais généralement actives. Certains réseaux sont contrôlés par la fissuration et peuvent guider complètement le drainage en utilisant alternativement une ou plusieurs familles de fissures. L'exemple type est donné par la rivière souterraine du Heurt (Senneville-sur-Fécamp) dont les 300 m de conduits sont installés sur deux familles d'orientation N120° et N160° (Fig. 10).

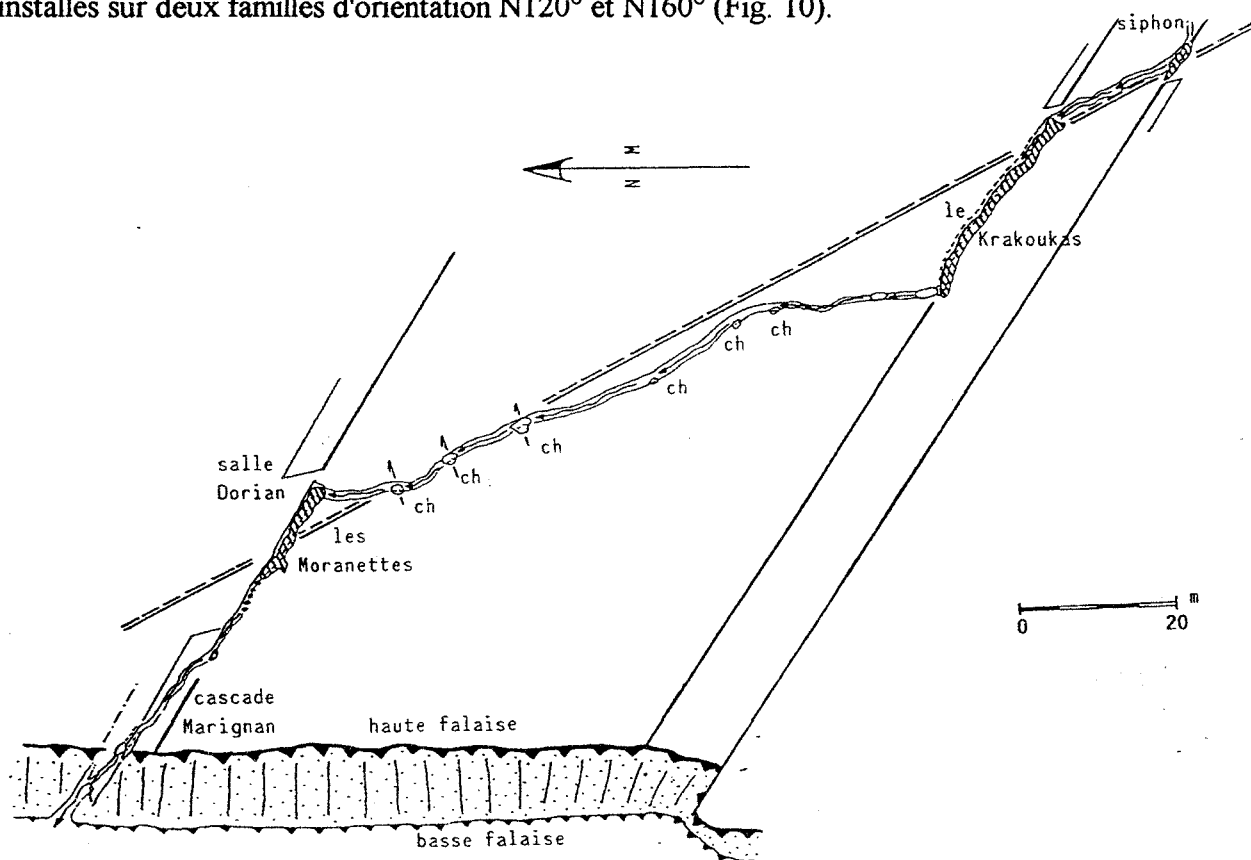


Fig. 10 : Plan de la rivière souterraine du Heurt (in Rodet, 1992).

Les conduits fossiles anciens sont indiqués en hachuré sur les fractures obliques. Les trois petites flèches indiquent les cloches installées sur la faille active, présentant les temoins d'une tectonique actuelle.

D'autres y échappent en partie et présentent un aspect méandrique : lorsque les drains ne sont pas guidés par la fissuration, sous forme de conduits rectilignes droits ou brisés comme la grotte de la Chapelle de Radicatel (Saint-Jean-de-Folleville), ils forment des ondulations semblables aux méandres des cours d'eau épiques. Cette morphologie est observée dans les conduits très développés de type collecteur (rivière souterraine des Fourneaux et de Guinand, Yonne; Fontaine de Trépail, Marne).

II.3.2.2.2 Les systèmes pluri-directionnels arborescents

Ils sont structurés comme les branches d'un arbre et caractérisent un creusement par écoulement avec surface libre où la gravité joue un rôle important dans la confluence des drains (Collignon, 1988). Cette arborescence peut être en confluence ou en diffuence :

- en confluence : le collecteur reçoit des affluents fortement hiérarchisés (Fig. 11). Les exemples de ce type sont peu connus, ceci étant peut être dû au fait que les écoulements vadoses sont assez rares dans le karst crayeux et les exemples connus sont des évolutions trop récentes (Rodet, 1992). L'aspect dendritique traduit peut-être un stade mûr d'un drainage karstique vadosé (rivière souterraine du Guinan, Yonne; Grande-Fontaine, Marne; cavités du Moulin-Heulin, Eure).

- en diffuence : c'est-à-dire que le collecteur se divise en plusieurs conduits, donnant un plan de delta. En effet les traçages artificiels ont montré que la diffuence des émergences est une constante très répandue dans les zones à niveau de base variable pendant le Quaternaire. Les traçages des sources de la Rançon en donnent une illustration convaincante (Calba, 1980). Ce même type d'organisation a été rencontré dans l'endokarst du Cap Fagnet et présente un fonctionnement deltaïque (Rodet, 1983).

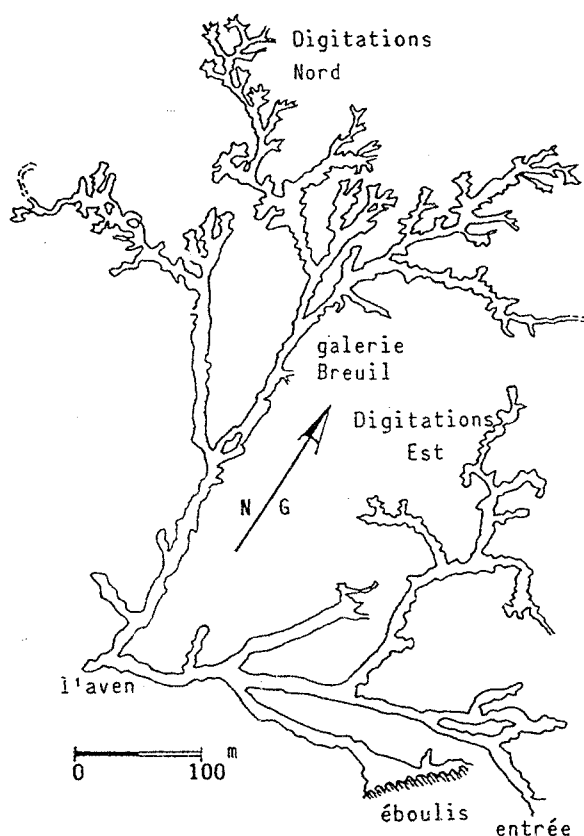


Fig. 11 : Topographie de la grotte de Rouffignac (in Rodet, 1992).

II.3.2.2.3 Réseaux à collecteur dédoublé

Un certain nombre de réseaux montre un dédoublement du drain majeur. Ce dédoublement peut se faire aussi bien sur le plan altitudinal que sur le plan horizontal.

- sur le plan altitudinal : le processus le plus simple est celui d'un drain établi sur un niveau de base suspendu qui perd ses eaux au profit d'un nouveau collecteur situé au-dessous. Ce modèle est illustré par les zones à siphon des rivières souterraines (Guinand, Puits-Bouillant, Fontaines de Trépail). Un deuxième processus lié à l'évolution du niveau eustatique pendant le Quaternaire. Le réennoiment de drains karstiques lors des transgressions peut engendrer la mise en place de conduits supérieurs généralement guidés par la fissuration. Leur fonction d'évacuation de trop-plein de débits rythmés par les marées peut engendrer des morphologies syngénétiques. C'est le cas de l'exsurgence de Senneville (Senneville-sur-Fécamp).

- sur le plan horizontal : des situations précises, notamment le long des axes de drainage épigés, peuvent permettre la mise en place de collecteurs dédoublés dans un même système, particulièrement lorsque les conditions d'introduction se modifient. (réseau du Mont Pivin, Andelys).

II.3.2.2.4 Réseaux complexes

On peut distinguer les anastomoses et les labyrinthes.

- les anastomoses : ils correspondent au dédoublement de drains qui finissent par se recouper souvent, formant un seul axe de drainage mais plusieurs conduits isolés par des piliers (grotte de la Roche-Percée, Eure).

- les labyrinthes : ce sont des conduits qui se recoupent fréquemment, mais sans que l'organisation du drainage reste évidente (la grotte de la Roche-Percée, Eure).

II.3.3 CONCLUSION

La morphologie de l'endokarst montre une grande diversité de formes exprimant ainsi la richesse de la karstification de la craie. Cette morphologie est partiellement masquée et limitée par les formations meubles de recouvrement et par la porosité de l'encaissant.

Cette diversité est comparable à celles des karsts classiques tant dans les formes originelles que dans les évolutions, notamment sous influence littorale.

Enfin l'organisation des réseaux de conduits dans la craie obéit aux mêmes règles que dans les calcaires compacts. Les développements restent cependant modestes comparativement aux réseaux connus dans les calcaires karstifiés.

III. CONCLUSION DE LA PRESENTE PARTIE

Le karst de la côte d'Albâtre est très développé sur tout le littoral où les cavités tiennent une grande importance. Ces dernières sont généralement axées sur la fracturation mais peu fonctionnelles.

Le karst de la Basse-Seine présente un grand nombre de conduits karstiques qui se répartissent sur l'ensemble de la vallée de la Seine. Nombreux d'entre eux sont dépourvus de drainage voir même colmatés et témoignent l'évolution du drainage karstique.

La karstification de la Basse-Seine a accompagné l'entaille et l'enfoncement de la Seine. Elle a donc été commandée par les évolutions glacio-eustatiques quaternaires compliquées par l'épirogenèse de la province, plus importante vers la Manche, mais dont on ne connaît ni le rythme, ni les modalités.

Le karst du Pays d'Othe est marqué par l'importance des cavités actives. Les drains naturels sont impliqués dans le transit souterrain des eaux de la craie. Les cavités fossiles semblent peu nombreuses. Sa structure est à l'origine de dynamiques locales particulières, peu répandues dans le bassin de Paris. Il s'agit des " bîmes ", gouffres émissifs spécifiques à la cuesta othéenne et l'évolution du réseau karstique par dédoublement altitudinal des collecteurs, limitée aux karst de cuesta éloignée des influences littorales quaternaires.

Le karst de la Montagne de Reims est caractérisé d'une part par l'intervention fondamentale de l'aquifère des formations tertiaires qui prend des allures karstiques indéniables et favorise les introductions concentrées et d'autre part par l'apparente stabilité des points d'émergence de l'aquifère de la craie, ce qui suppose une organisation très évoluée du drainage karstique de la masse crayeuse.

Ces trois grandes régions karstiques sont caractérisées par un relief bien marqué induisant ainsi une dénivellation importante entre les points d'entrée et de sortie. Cette dénivellation correspond au gradient hydraulique. Ce caractère est aussi présent dans l'Artois où des phénomènes karstiques ont été identifiés.

L'exokarst de la craie se développe sous une couverture meuble importante. Les formes d'introduction sont essentiellement des pertes plus ou moins individualisées. Le karst de

restitution s'exprime principalement par des émergences qui occupent des situations diverses commandées par la structure et l'évolution du Quaternaire. Il tient un rôle important dans le développement des vallons secs. Tandis que l'endokarst montre une grande diversité de formes exprimant ainsi la richesse de la karstification de la craie.

Cette diversité est comparable à celles des karsts classiques tant dans les formes originales que dans les évolutions, notamment sous influence littorale; il en est de même pour l'organisation des réseaux.

Cette étude a été basée sur les observations de terrain. Elle considère le karst comme un ensemble de formes externes et internes développées dans la craie où la fonction hydrologique n'a pas été prise en considération. En dehors des régions où on peut accéder à la roche on ne peut pas affirmer l'existence ou l'absence du développement karstique c'est pourquoi il faut faire appel à une autre approche du karst.

PARTIE III : METHODES D'ETUDE DU KARST

Dans la partie précédente (Approche géomorphologique du karst de la craie) la karstification de la craie est apparue comme un phénomène quasi général dans tout le Bassin de Paris. Son exokarst se développe sous une épaisse couverture meuble et de ce fait la localisation des zones karstiques est assez difficile. En revanche l'endokarst montre une grande diversité de formes exprimant ainsi la richesse de la karstification de la craie. Cette approche géomorphologique a montré ses limites (l'importance de la couverture et la difficulté d'accès aux réseaux souterrains de ce fait peu nombreux) d'où la nécessité d'utiliser d'autres approches pour l'étude du karst (approches hydrologique et hydrochimique).

I. APPROCHE HYDROLOGIQUE

A l'origine l'analyse hydrodynamique du karst a été effectuée à partir de modèles dérivés de l'étude des milieux poreux et/ou fissurés qui sont continus et équiprobables. Cette approche, en raison de la très forte hétérogénéité du karst n'a pas permis d'explicitier tous les modes de fonctionnement d'un drainage karstique. Il est donc devenu nécessaire de rechercher une méthode qui puisse articuler ce qui est séparé et relier ce qui est disjoint (Morin, 1977). Ne pouvant reproduire ces différents fonctionnements à partir de ces structures relativement homogènes (Bonnet *et al.*, 1976), on a essayé de déduire l'organisation d'un drainage karstique de ses effets et c'est l'approche fonctionnelle (Mangin, 1975, 1982 a & b).

Pour tenter de décrire le fonctionnement d'un système karstique on doit disposer, sur une période assez longue (au moins 2 à 3 cycles), de mesures hydrologiques (débits, piézométrie, etc ...) et physico-chimiques (température conductivité etc ...).

I.1 ETUDE DES DEBITS CLASSES

La courbe des débits classés, méthode classique en hydrologie de surface, est employée pour mettre en évidence des variations du régime des sources karstiques. Les variations peuvent alors être expliquées soit par fuite d'eau vers l'extérieur du système soit par apports supplémentaires d'eau vers le système.

Cette courbe est construite en apportant, pour une classe de débit donnée, le nombre de jours pendant lesquels ce débit est observé. Si une classe possède un nombre de jours anormalement faible ou anormalement élevé, cela se traduit sur la courbe par une discontinuité. Selon les conditions de terrain, elle pourra souligner un fonctionnement qui peut être relié à des phénomènes particuliers dus à la karstification.

A la courbe des débits classés cumulés, peut être ajusté un modèle défini par une loi de probabilité dérivant de la loi de Laplace (Mangin, 1971). Cet ajustement est utilisé à des fins uniquement descriptives. En particulier, il permet de comparer les différentes courbes et facilite l'interprétation.

La loi choisie est de la forme suivante (Mangin, 1971) :

$$F(x) = Prob(X < x) = \frac{2}{\sqrt{2\pi}} \int_0^x e^{-\frac{u}{2}} du$$

$F(x)$, exprimée en %, est la fréquence cumulée du débit considéré.

Selon les cas, la linéarisation est obtenue avec les changements de variables suivants :

$$X = a(Q - Q_0),$$

où a est une constante supérieure à zéro (pente de la droite) et

Q_0 est l'abscisse de probabilité nulle.

$$\bar{Q} = \frac{0.79788}{a} + Q_0$$

$$X = a(\log Q - \log Q_0),$$

avec :

$$\bar{Q} = Q_0 \cdot e^{\frac{A^2}{2}} \text{ et } A = \frac{2,30}{a}$$

a étant le module de la courbe $X = a(\log Q - \log Q_0)$

et Q_0 l'abscisse de probabilité nulle.

$\bar{Q}$ correspond au centre de gravité de la distribution (différent du débit moyen réel).

$Q.T.86400$ = volume d'eau global écoulé

avec T = nombre de jours de la période étudiée.

En pratique on reporte les pourcentages cumulés des débits classés sur un papier fonctionnel dont l'axe des ordonnées est gradué selon la loi de probabilité, tandis que l'axe des abscisses, selon le type de la loi choisie, est gradué en coordonnées arithmétiques ou en coordonnées logarithmiques.

Enfin, un nombre important de cycles doit être traité pour permettre une interprétation fiable. Sur un cycle les informations fournies par cette méthode ne seront pas toujours faciles à interpréter.

I.2 ANALYSE DES COURBES DE RECESSION

En hydrologie de surface on décompose l'hydrogramme d'un épisode de crue en quatre parties : courbe de concentration, pointe, courbe de décrue et enfin le tarissement (Castany, 1963; Réménieras, 1976). La courbe de récession est la partie décroissante de l'hydrogramme, elle rend compte à la fois des modalités du ruissellement au sens large (courbe de décrue) et de la vidange des différents aquifères alimentant le cours d'eau en période non influencée (courbe de tarissement).

Mangin (1971) a appliqué ce principe aux systèmes karstiques en supposant que la courbe de décrue était caractéristique du mode d'infiltration et du ruissellement souterrain tandis que la courbe de tarissement traduisait la vidange des zones capacitives de l'aquifère (karst noyé).

De ce fait, le système karstique est scindé en deux sous-systèmes : l'un relatif à l'infiltration et au ruissellement en zone non saturée, l'autre correspondant au karst noyé. Ces deux sous-systèmes sont étudiés séparément.

L'analyse des courbes de récession permet donc de caractériser ces deux sous-systèmes à l'aide de quelques paramètres simples. Elle permet également de cerner la structure des systèmes étudiés et de les situer dans une classification établie à partir de systèmes dont la structure est bien connue.

Néanmoins pour pouvoir prétendre déterminer ces caractéristiques, il est nécessaire d'étudier plusieurs courbes de récession pour un même système. En effet nous ne pouvons pas travailler sur l'hydrogramme unitaire, qui seul caractérise fidèlement le système étudié, puisque les hydrogrammes analysés ne correspondent jamais à une pluie unitaire. Leur forme est largement tributaire de l'allure de l'averse à l'origine de la crue étudiée ainsi que des événements hydrologiques qui sont survenus antérieurement. A ceci s'ajoute le fait que les systèmes karstiques sont rarement linéaires (un système est dit linéaire, si à une combinaison linéaire des signaux d'entrée correspond la même combinaison linéaire des signaux de sortie) et invariant (un système est dit invariant, si la réponse du système à un signal d'entrée n'est pas affectée par une translation dans le temps). Pour ces raisons, l'étude des courbes de récession est approximative mais néanmoins utile : elle permet, à partir d'une famille de réponses, d'obtenir une première image, assez grossière, de la structure des systèmes étudiés, que d'autres méthodes telles que les analyses corrélatoire et spectrale (cf I.3) permettront d'affiner.

I.2.1 PRESENTATION DE LA METHODE

La méthode proposée par Mangin (1971, 1975) consiste à considérer qu'en phase de récession, l'écoulement est la résultante d'un écoulement de base relatif au karst noyé et d'un écoulement lié à l'infiltration, uniquement observable durant la phase de décrue :

$$Q(t) = q^*(t) + Q_*(t)$$

Les fonctions mathématiques qui paraissent le mieux décrire ces deux types d'écoulement sont la loi de Maillet pour l'écoulement de base et une fonction homographique pour l'écoulement de décrue. L'évolution du débit en fonction du temps lors de la phase de récession est alors représentée par la formule :

$$Q(t) = q \cdot \frac{1 - \eta t}{1 + \varepsilon t} + Q_* \cdot e^{-\alpha t}$$

où t représente le temps,
 α, ϵ et η sont des paramètres exprimés en inverse de temps,
 q_0 et Q_{R0} sont des débits caractéristiques de la crue définis sur la figure Fig. n° 1.

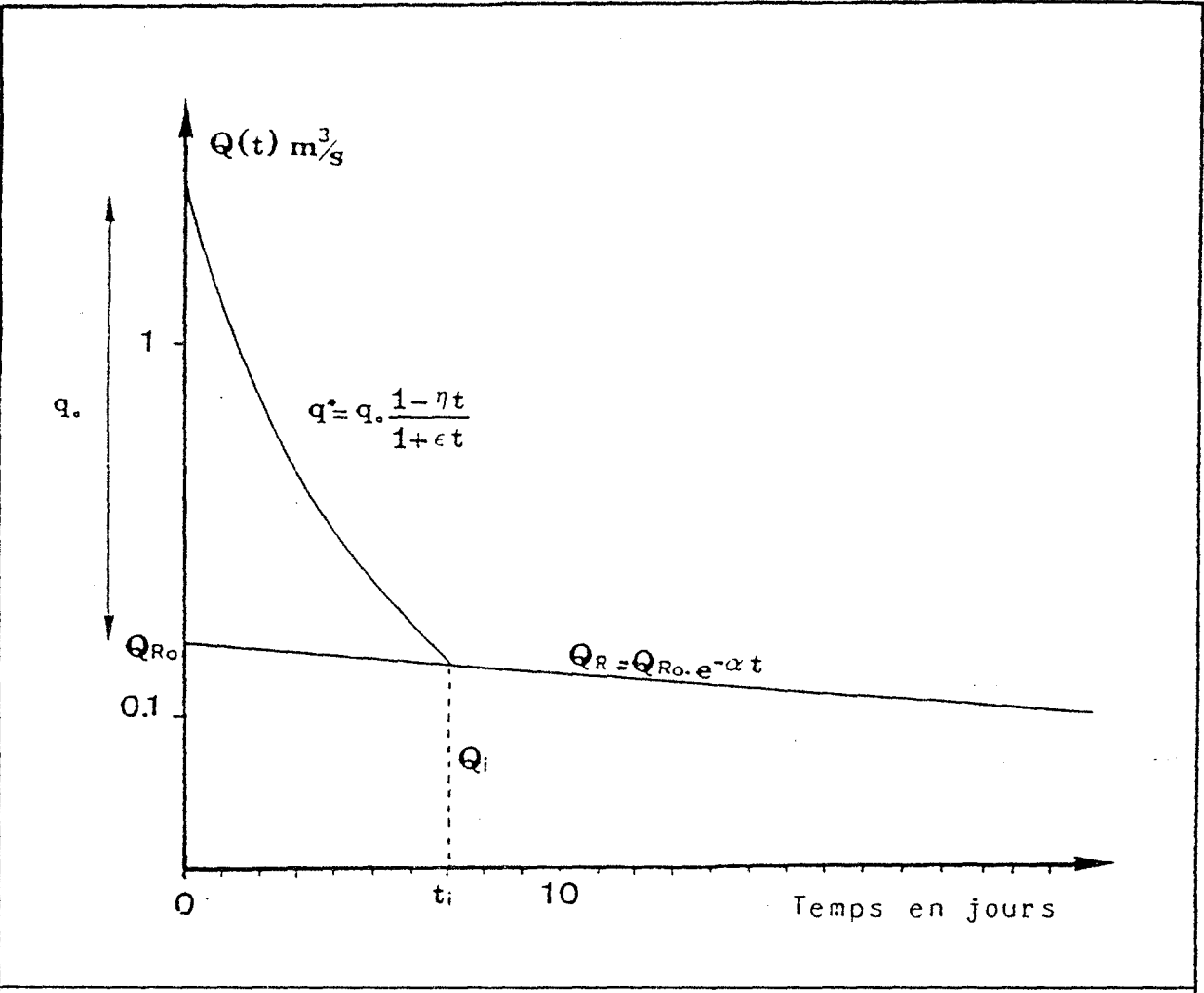


Fig. n° 1 : illustration de la modélisation d'une courbe de récession (in Muet, 1985).

Le premier terme de cette équation définit la courbe de décrue (vidange de la zone d'infiltration) et le second terme celle de tarissement (vidange du karst noyé).

I.2.1.1 Etude du tarissement

La courbe de tarissement est définie par le coefficient de la loi de vidange de Maillet. Elle n'a de sens physique que lors du tarissement mais pourra être également extrapolée à la phase de décrue. Elle s'exprime de la manière suivante :

$$Q_r(t) = Q_{r0} e^{-\alpha t}$$

où t représente le temps,

Q_{r0} est l'ordonnée de la courbe de tarissement à $t = 0$,

α , est une constante appelée coefficient de tarissement.

Ces paramètres sont calculés en reportant sur un papier semi-logarithmique l'hydrogramme de crue étudié, les débits étant reportés en coordonnées logarithmiques. Lorsque les points s'alignent sur une droite, le tarissement est atteint. A partir de cette droite sont déterminés :

Q_1 : débit à partir duquel débute le tarissement,

Q_{r0} : débit correspondant à l'intersection de la droite de tarissement avec l'axe des ordonnées,

α : correspond à la pente de la droite et sera obtenue à partir de la formule suivante :

$$\alpha = \frac{\text{Log } Q_1 - \text{Log } Q_2}{0,4343 (t_2 - t_1)}$$

avec $Q_1 > Q_2$ et $t_1 < t_2$

α est exprimé en jour⁻¹, le temps en jour. Ce coefficient est directement lié aux pertes de charges subies par l'écoulement de base et indique ainsi la facilité que peuvent avoir ou non les réserves du karst noyé à se vidanger.

I.2.1.2 Courbe de décrue

La courbe de décrue s'obtient d'abord graphiquement en retranchant point par point à l'hydrogramme de crue $Q(t)$, la part relative à l'écoulement de base qui est représenté de manière non rigoureuse par l'extrapolation de la courbe de tarissement $Q_s(t)$:

$$q^*(t) = Q(t) - Q_s(t)$$

on tente ensuite d'ajuster à cette courbe expérimentale une fonction homographique du type :

$$q^*(t) = q_0 \frac{(1 - \eta t)}{(1 - \varepsilon t)} \quad \text{avec}$$

$$q_0 = Q_0 - Q_{s0} \text{ et } \eta = \frac{1}{t_i}$$

Cette fonction n'est définie qu'entre $t = 0$ et t_i qui est l'instant où prend fin l'infiltration et débute le tarissement. t_i représente la durée de la décrue ou de l'infiltration après le passage de la pointe de crue. ε est appelé indice d'hétérogénéité, il caractérise la concavité de la courbe de la décrue. Pour calculer la valeur de ce coefficient, il est nécessaire de tester la validité de l'ajustement d'une fonction homographique. Pour cela, on effectue un changement de variable en posant :

$$-Y(t) = \frac{(t_i - t)}{q^*(t)}$$

L'ajustement est alors vérifié si cette fonction $-Y(t)$ est linéaire.

Dans ce cas on prend les points expérimentaux de $q^*(t)$ qui s'alignent le mieux, pour déterminer plusieurs valeurs de ε et ne retenir que la valeur moyenne. ε s'obtient par la relation :

$$\varepsilon = \frac{q_0 - q^*(t)}{t q^*(t)} - \frac{\eta q_0}{q^*(t)}$$

L'ensemble des courbes de décrue d'un même système permet sa caractérisation. Leur dispersion est un moyen de tester la linéarité du système étudié et de faire une distinction entre les différentes modalités d'infiltration.

1.2.2 CLASSIFICATION DES SYSTEMES KARSTIQUES

Les données des courbes de décrue et de tarissement permettant de caractériser chaque système karstique, il devient alors possible de classer les systèmes à partir de leur fonctionnement hydrodynamique. Mangin (1975) propose pour cela deux paramètres dérivant de l'étude des courbes de récession :

- un paramètre " i " représentatif de l'infiltration et correspondant à la valeur prise par la fonction $Y(t)$ au bout d'un temps égal à 2 jours. Il traduit les retards à l'infiltration sur les systèmes. Ceux-ci sont à mettre en rapport avec l'existence d'un ruissellement de surface ou bien encore la présence de la neige. Ce coefficient caractérise la forme de l'hydrogramme de décrue et donnera le degré de complexité du système, qui augmente avec la valeur de " i " (variant de 0 à 1).
- un paramètre " k " en relation avec le karst noyé et appelé pouvoir régulateur. C'est le rapport entre le volume dynamique (V_d) maximal observé et le volume de transit moyen annuel (V_t) calculé sur plusieurs cycles :

$$k = \frac{V_d}{V_t}$$

V_d se calcule à partir de l'équation de la courbe de tarissement et équivaut au volume du karst noyé dont l'écoulement détermine les variations de débit à l'exutoire lors du tarissement (Mangin, 1975). Le calcul du pouvoir régulateur k se fera avec le volume dynamique le plus important sur la période d'observation. Il traduit l'aptitude de la zone noyée à stocker les précipitations et à les restituer progressivement dans le temps. Plus ce rapport tend vers 1, plus le pouvoir régulateur est élevé.

Le volume dynamique est calculé de la manière suivante :

$$Vd = \int_0^{+\infty} Q_t e^{-\alpha t}$$

Q_t est le débit du tarissement.

Si Q_t est exprimé en m^3/s et t en jour la relation devient :

$$Vd = \frac{Q_t}{\alpha} \times 86400$$

Le volume du transit annuel se calcule de la manière suivante :

$$Vt = Q_{moyen} \times 86400 \times 365$$

Si Q_{moyen} est exprimé en m^3/s .

En fonction des résultats acquis sur les différents systèmes karstiques, Mangin (1975) a établi une classification en se basant sur les paramètres "i" et "k". Il a distingué cinq domaines (Fig. n° 2) :

Domaine I ($i < 0,25$ et $k < 0,1$) : systèmes très karstifiés en aval, domaine des réseaux spéléologiques très développés.

Domaine II ($i < 0,25$ et $0,1 < k < 0,45$) : réseau spéléologique très développé débouchant en aval sur un important karst noyé.

Domaine III ($0,25 < i < 0,5$ et $0,1 < k < 0,5$) : système plus karstifié en amont qu'en aval avec des retards dans l'alimentation dus soit à des terrains non karstiques, soit à une couverture neigeuse importante.

Domaine IV ($i > 0,5$ et $k < 0,5$) : système complexe.

Domaine V ($i > 0,5$ et $k > 0,5$) : système peu ou pas karstique.

I.2.3 PROBLEMES RENCONTRES

L'analyse des courbes de récession ne peut s'effectuer que s'il se produit effectivement une phase de tarissement. De plus, pour calculer α avec une bonne précision, il

faut observer le tarissement sur une période assez longue, ce qui n'est pas très fréquent en région crayeuse, notamment en Artois et en Normandie.

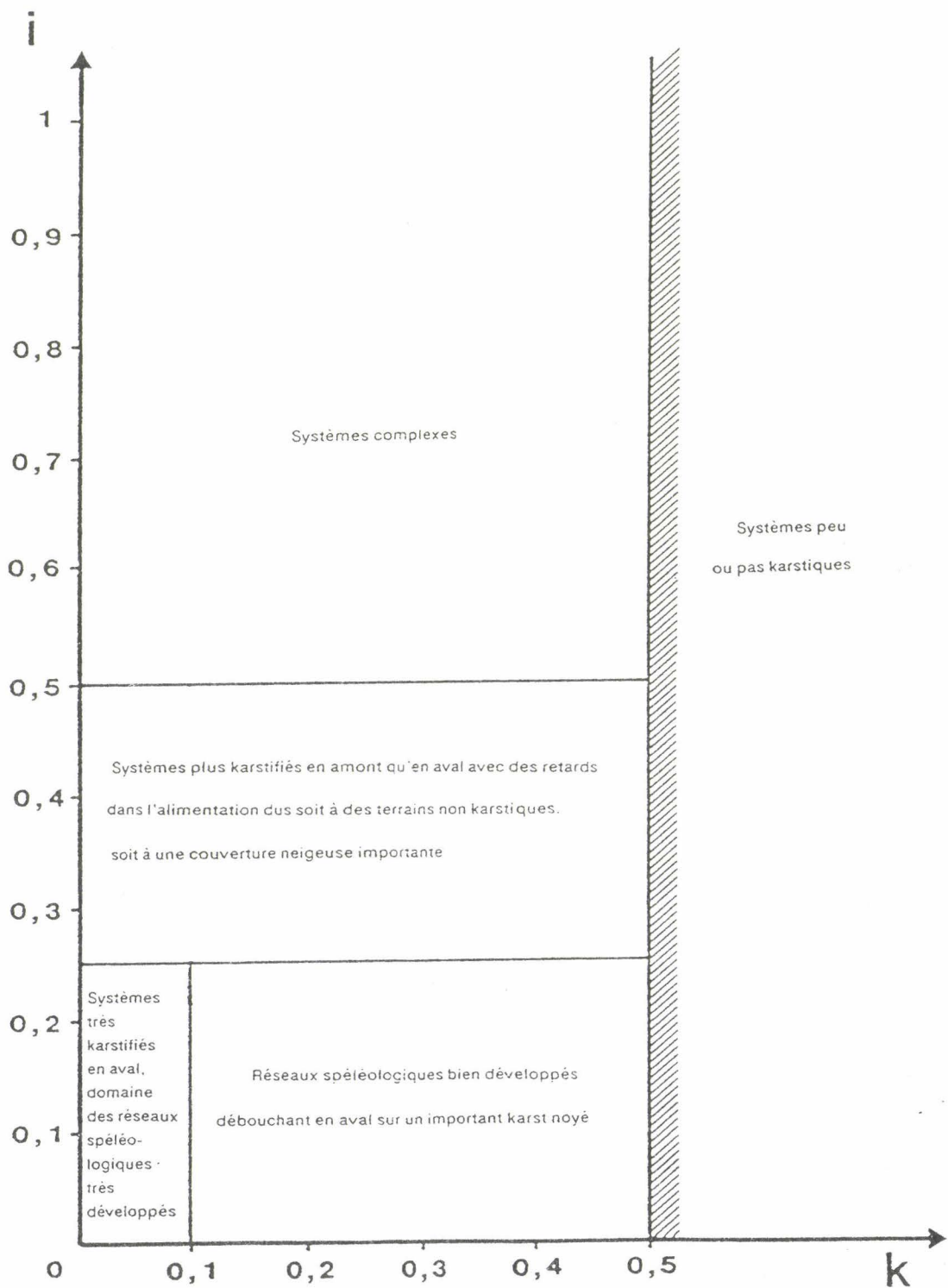


Fig. n°2: Essai de classification des systèmes karstiques (D'après Mangin, 1975)

I.3 ANALYSES CORRELATOIRES ET SPECTRALES

Ces méthodes s'inspirent directement des méthodes de traitement du signal. Leur application à l'étude des systèmes karstiques a été développée par Mangin (1981 a et b, 1982 a et b, 1984, et 1988). Elles s'attachent à décrypter les informations contenues dans les séries chronologiques qui représentent les fonctions d'entrée et de sortie des systèmes étudiés. Dans notre cas la fonction d'entrée correspond soit à une chronique de pluie, soit à la pression atmosphérique alors que la fonction de sortie correspond à la chronique des débits. Le système karstique est assimilé à un filtre laissant passer plus ou moins les informations contenues dans la fonction d'entrée. Il faut donc analyser d'abord les informations contenues la chronique de pluies (structure du signal d'entrée), ensuite celles des débits (structure du signal de sortie). Il sera alors possible de détecter quelles informations sont conservées, éliminées ou modifiées. Enfin, une analyse pluie-débit ou pression-débit (entrée-sortie) permet d'apprécier de quelle manière les informations d'entrée sont reproduites à la sortie.

L'analyse corrélatrice et spectrale (A.C.S) présente l'intérêt de travailler sur la totalité de la chronique disponible et non pas sur une portion de celle-ci, comme c'est le cas des courbes de récession.

I.3.1 PRESENTATION DE LA METHODE

L'analyse des séries chronologiques peut être menée soit dans le domaine temporel, on parle dans ce cas d'analyse corrélatrice, soit dans le domaine fréquentiel et on parle alors d'analyse spectrale.

Les séries chronologiques peuvent être analysées soit séparément c'est l'analyse simple, elle se fait par l'intermédiaire du corrélogramme simple et du spectre simple, soit l'une, étant supposée l'entrée, par rapport à l'autre, supposée la réponse, et c'est l'analyse croisée.

I.3.1.1 ANALYSE SIMPLE

I.3.1.1.1 Corrélogramme simple

La série chronologique finie $(x_1, x_2, \dots, x_n)$ est d'abord discrétisée, puis le coefficient d'autocorrélation r_k est calculé avec $k = 0, 1, 2, \dots, m$ avec $r_k = 1$ lorsque $k = 0$.

Mangin conseille de prendre comme valeur de troncature (m) $m \leq n/3$ (n : la longueur de la chronique). Pour m compris entre $n/2$ et $n/3$, les résultats sont altérés. Au-delà de $n/2$, les résultats sont incorrects. Afin de ne pas atténuer l'influence d'une donnée sur l'autre au fur et à mesure de leur éloignement, la meilleure formule retenue pour calculer le coefficient d'autocorrélation r_k est celle de Jenkins et Watts (1968).

$$r_k = \frac{c_k}{c_0} \text{ avec } c_k = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n-k} (x_i - \bar{x})(x_{i+k} - \bar{x})$$

$\bar{x}$ moyenne des x de la série chronologique.

Le corrélogramme met en évidence la dépendance des événements entre eux pour des intervalles de temps de plus en plus grands. Lorsque le corrélogramme tend rapidement vers zéro, il caractérise une succession d'événements indépendants les uns des autres, le phénomène analysé peut être considéré comme un processus quasi aléatoire. A l'inverse un corrélogramme qui décroît lentement indique un phénomène très structuré et donc une mémoire des événements. Ainsi le corrélogramme traduit un effet mémoire qui correspond à la notion de réserve dans le cas des systèmes hydrologiques.

I.3.1.1.2 Spectre simple

Il a été démontré que la transformée du corrélogramme de la chronique était égale à la décomposition de la variance totale dans le domaine fréquentiel. On a donc une approche non biaisée de la transformée de Fourier de la fonction d'autocorrélation fournie par :

$$s(f) = 2 \left[1 + 2 \sum_{k=1}^{k=m} D_{(k)} r_k \cos 2\pi f_k \right]$$

$k = 0, 1, 2, \dots, m$

f : fréquence considérée si le pas choisi est j , $f = \frac{j}{2m}$.

r_k : coefficient d'autocorrélation.

$D_{(k)}$: fonction de pondération nécessaire pour que la fréquence $s(f)$ estimée soit non biaisée.

L'utilisation de ce filtre $D_{(k)}$ est rendue indispensable par l'emploi de la transformée de Fourier qui ne s'applique qu'à des fonctions continues évoluant jusqu'à l'infini. Mangin, après de nombreux essais, propose le filtre de Tukey.

$$D_{(k)} = \frac{(1 + \cos \pi k/m)}{2}$$

L'analyse spectrale exprime dans le domaine fréquentiel ce dont le corrélogramme rend compte dans le domaine temporel. L'objet de la méthode étant descriptif, la condition de la stationnarité des séries chronologiques n'entre pas en ligne de compte. Le temps t_o , départ de la chronique, correspond au début du cycle hydrologique. On travaillera sur des cycles et non sur des années civiles. Le spectre simple permet de détecter les différentes composantes séculaires, saisonnières et aléatoires.

I.3.1.2. ANALYSE CROISEE

I.3.1.2.1 Corrélogramme croisé

Le corrélogramme croisé correspond à la fonction d'intercorrélation entre deux séries chronologiques finies. Il représente la dépendance qui existe entre les entrées (x) et les sorties (y) pour des pas de temps (k) positifs ou négatifs croissant

$$r_{+k} = r_{xy}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{S_x \cdot S_y} \text{ avec } C_{xy}(k) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n-k} (x_i - \bar{x})(y_{i+k} - \bar{y})$$

$$r_{-k} = r_{yx}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{S_x \cdot S_y} \text{ avec } C_{yx}(k) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n-k} (y_i - \bar{y})(x_{i+k} - \bar{x})$$

$$S_x^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \text{ et } S_y^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2$$

Si la fonction d'entrée est aléatoire et si le système est invariant, le corrélogramme croisé correspond à la réponse impulsionnelle du système donc à l'hydrogamme unitaire. Un système mal drainé donne une réponse étalée. Un système bien drainé donne une réponse peu étalée et pointue. Il y a modulation dans le temps du signal d'entrée de façon plus ou moins grande.

L3.1.2.2. Spectre croisé

Il correspond à la décomposition de la covariance entre les entrées et les sorties dans le domaine fréquentiel ou plus simplement à la transformée de Fourier du corrélogramme croisé. Comme ce corrélogramme n'est pas symétrique pour des valeurs de $-k$ et $+k$, le spectre correspond à une fonction complexe du genre :

$$S_c(f) = k_{xy}(f) - iQ_{xy}(f)$$

$k_{xy}(f)$ est le co-spectre et Q_{xy} est le spectre de quadrature. Ils sont définis par les relations suivantes :

$$k_{xy}(f) = 2 \left[r_{xy}(0) + \sum_1^m \{ r_{xy}(k) + r_{yx}(k) \} \cdot D(k) \cdot \cos 2\pi fk \right]$$

$$Q_{xy}(f) = 2 \sum [r_{xy}(k) - r_{yx}(k)] \cdot D(k) \cdot \sin 2\pi \cdot fk$$

Le spectre croisé peut aussi s'exprimer de la façon suivante :

$$S_c(f) = |S_{xy}(f)| \cdot \exp[-i\theta_{xy}(f)] \text{ avec}$$

$$|S_{xy}(f)| = \sqrt{k_{xy}^2(f) + Q_{xy}^2(f)} \quad (\text{fonction d'amplitude})$$

$$\theta_{xy}(f) = \text{Arc.tan} g \left[\frac{Q_{xy}(f)}{k_{xy}(f)} \right] \quad (\text{fonction de phase})$$

La fonction d'amplitude indique pour chaque fréquence comment la fonction d'entrée est transformée par le système et la fonction de phase donne le moyen d'estimer le déphasage entre les entrées et les sorties pour chaque fréquence.

I.3.1.2.3 Fonction de cohérence

La fonction de cohérence représente les fluctuations en fonction de la fréquence, de la corrélation entre les événements à l'entrée et à la sortie du système :

$$C_{xy}(f) = \frac{S_{xy}(f)}{\sqrt{S_x(f) - S_y(f)}}$$

I.3.1.2.4 Fonction de gain

La fonction de gain indique comment le signal d'entrée est amplifié ou atténué par le système :

$$g_{xy}(f) = \frac{S_{xy}(f)}{S_x(f)}$$

si $g_{xy}(f) > 1$: le signal d'entrée est amplifié par le système

si $g_{xy}(f) < 1$: le signal d'entrée est atténué par le système

La fonction de cohérence peut être un moyen d'évaluer la linéarité des systèmes. Les discontinuités de cette fonction traduisent un fonctionnement hétérogène du système.

La fonction de gain permet de mettre en évidence le rôle joué par les réserves du système. Celles-ci tendent en effet à amplifier les signaux de basses fréquences et à atténuer considérablement ceux des hautes et moyennes fréquences.

I.3.1.3 FENETRE D'OBSERVATION

Pour un pas d'observation donné l'information sur la série ne sera valable que pour la période comprise entre le double du pas retenu et le tiers de la série. C'est cette période que l'on appelle la fenêtre d'observation.

L'analyse à court terme s'effectue avec un pas d'échantillonnage de 1 jour et la limite supérieure de la fenêtre est fixée à 125 jours alors qu'à long terme, il est proposé de prendre pour borne supérieure de la fenêtre d'observation 1250 jours avec un pas d'échantillonnage limité à 10 jours (Mangin, 1984).

I.3.1.4 INFLUENCE DE LA LONGUEUR DES CHRONIQUES

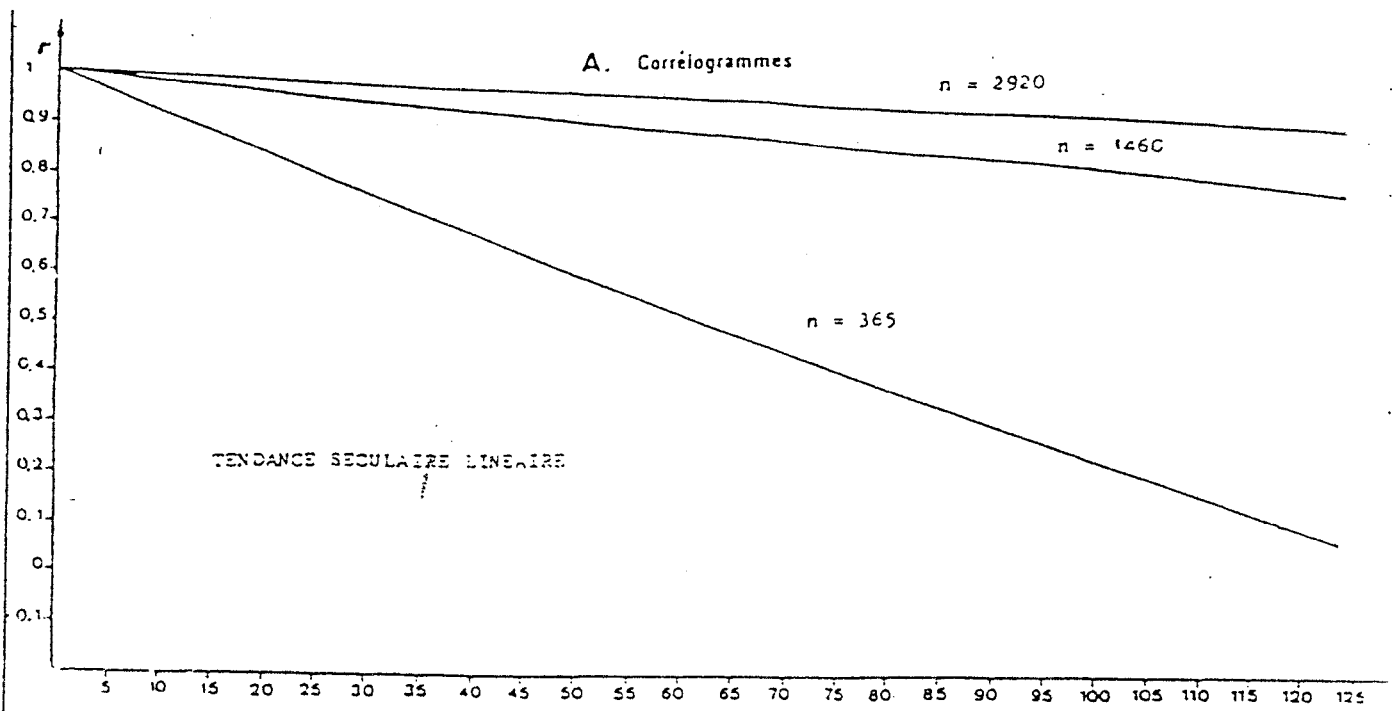
Sans entrer dans le détail des justifications théoriques, la figure n° 4 (Max, 1980) illustre l'effet de la longueur d'une chronique sur la largeur d'un pic en analyse fréquentielle.

De la même façon Mangin (in, Coulier, 1985) a montré que pour un signal présentant seulement une tendance séculaire linéaire, plus la longueur n de la chronique est courte (Fig. 3) :

- plus la pente du corrélogramme est importante, le phénomène étant particulièrement sensible pour les faibles valeurs de n ;
- plus les pics du spectre sont étalés.

I.3.2 CLASSIFICATION DES SYSTEMES KARSTIQUES

A partir des résultats obtenus sur les systèmes étudiés dans les Pyrénées françaises et en Espagne, Mangin (1982, 1984) a retenu quatre paramètres pour établir une classification des systèmes karstiques : effet mémoire, bande spectrale, temps de régulation et réponse impulsionnelle.



INFLUENCE DE LA LONGUEUR DES CHRONIQUES
SUR LE CALCUL . A : DU CORRELOGRAMME
. B : DU SPECTRE

D'après A. Mangin (inédit)

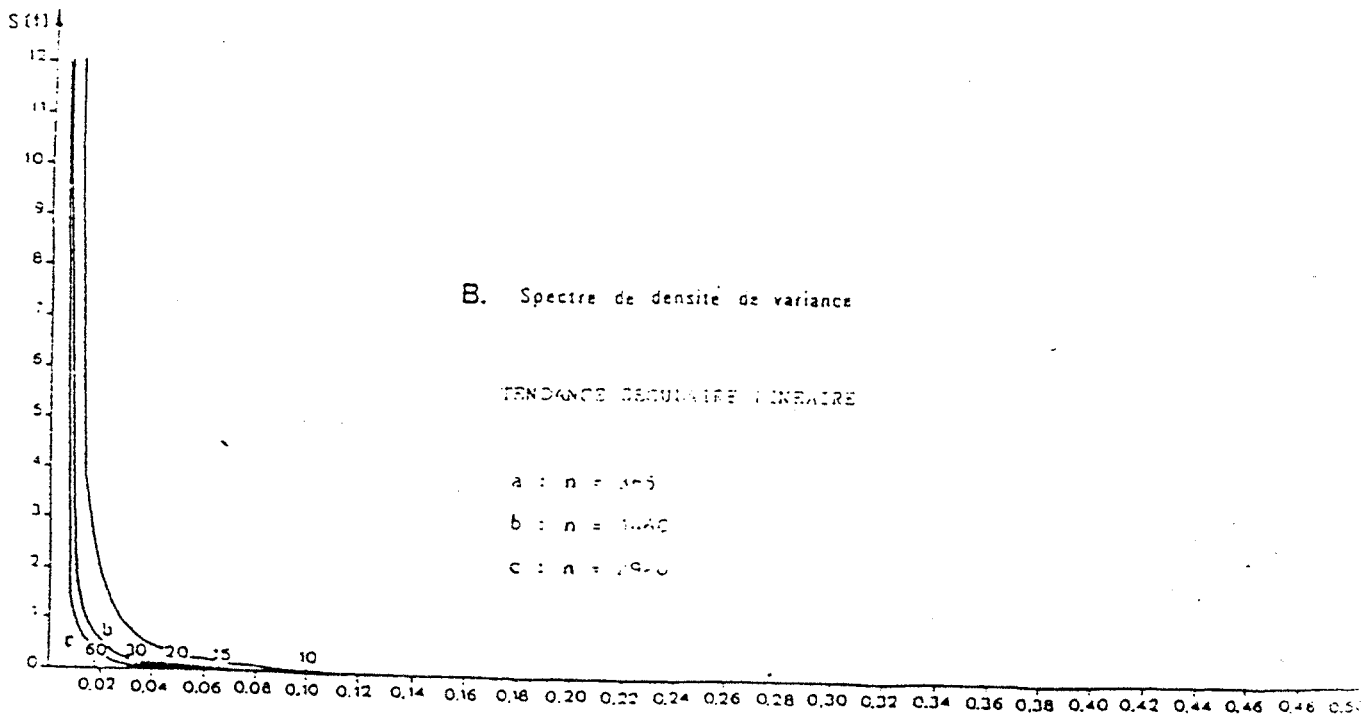


Fig. n° 3 : Effet de la longueur d'une chronique sur le calcul du corrélogramme et du spectre

(d'après Mangin, in Coulier, 1985).

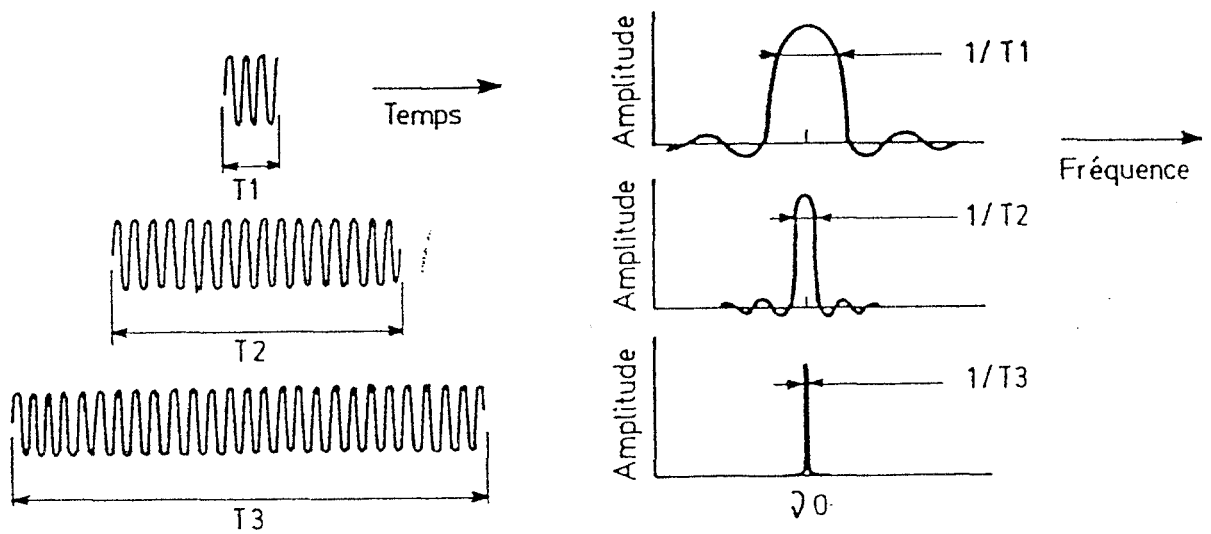


Fig. n° 4 : Effet de la longueur d'une chronique sur la largeur d'un pic en analyse fréquentielle
(D'après Max, 1980)

I.3.2.1 EFFET MEMOIRE

Il se calcule à partir du corrélogramme simple. C'est le temps nécessaire pour que le coefficient d'autocorrélation r_k prenne des valeurs comprises entre 0,1 et 0,2. C'est un paramètre traduisant la décroissance plus ou moins rapide du corrélogramme qui fournit une idée qualitative sur l'importance des réserves.

I.3.2.2 BANDE SPECTRALE

Elle est définie par la fréquence à partir de laquelle les informations liées à la fonction d'entrée sont totalement filtrées par le système. Au-delà de cette fréquence le spectre des sorties est nul ou assimilable à un bruit de fond. Les fonctions spectrales ne sont donc interprétables que sur la largeur de la bande spectrale. Cette dernière sera d'autant plus large que le système laissera passer plus aisément le signal d'entrée.

I.3.2.3 TEMPS DE REGULATION

Il définit la durée d'influence du signal d'entrée et peut être rapproché de la notion de largeur de bande passante en traitement du signal. Il fournit une information sur la longueur de la réponse impulsionnelle. C'est une grandeur proportionnelle à l'importance des réserves car plus ce temps est court, plus l'inertie du système est réduite. On le détermine en prenant la valeur maximale du spectre simple, que l'on divise par la surface engendrée par la courbe correspondant au spectre, ici cette aire est de 2.

I.3.2.4 REPONSE IMPULSIONNELLE

Elle est approchée par le corrélogramme croisé lorsque la fonction d'entrée est considérée comme aléatoire. Cette représentation grossière de l'hydrogramme unitaire est cependant suffisante pour permettre une comparaison des systèmes entre eux : un système bien drainé module très peu les impulsions d'entrée et présente une réponse impulsionnelle pointue et peu étalée alors que le corrélogramme croisé très aplati est caractéristique de systèmes karstiques inertiels possédant des réserves importantes.

Ces différents paramètres permettent de classer les systèmes étudiés entre deux pôles (Mangin, 1982) :

- Aquifères avec un effet mémoire faible (corrélogramme égal à 0,1-0,2 à partir de 5 jours), une bande spectrale large (filtrage de l'information pluie sensible pour des fréquences supérieures à 0,30), un temps de régulation court (10-15 jours), un hydrogramme unitaire pointu et peu étalé : c'est le **type Aliou**. Il correspond aux aquifères parfaitement drainés, sans réserves, avec un karst noyé réduit aux drains.
- Aquifères avec un effet mémoire considérable (corrélogramme égal à 70 jours), une bande spectrale très étroite (filtrage complet de l'information pluie dès la fréquence de 0,05), un temps de régulation très long (70 jours), un hydrogramme unitaire arrondi et très étalé : c'est le **type Torcal**. Ce sont les aquifères qui renferment une nappe d'imbibition générale, avec une organisation rudimentaire.

L'étude qualitative des courbes issues des analyses corrélatoires et spectrales permet en outre de percevoir dans le détail comment les réserves d'un système régulent l'information contenue dans le signal d'entrée. Elle représente ainsi un moyen pour discerner les particularités de fonctionnement de systèmes soumis à un même climat, chaque système modulant à sa façon un signal d'entrée identique pour tous.

II. APPROCHE HYDROCHIMIQUE

II.1 GENERALITES

Les notions de transfert et de transit étant nettement dissociées en ce qui concerne les aquifères karstiques, l'hydrochimie apparaît comme un moyen complémentaire d'étudier la structure et le fonctionnement de ces derniers (Bakalowicz, 1979; Mudry, 1987). En effet l'eau est à la fois créatrice et vecteur d'information (Bakalowicz, 1979).

II.1.1 L'EAU CREATRICE D'INFORMATION

L'eau se comporte à l'égard de la roche comme un solvant. Lors de son transit dans l'aquifère l'eau acquiert une charge minérale caractéristique de la nature des roches traversées. Lorsque la géologie d'une région est bien connue, la composition chimique de l'eau permet de connaître l'étendue du réservoir.

II.1.2 L'EAU VECTEUR D'INFORMATION

La composition chimique d'une eau peut évoluer durant son transit. Ainsi l'information recueillie au point d'émergence est fonction des modalités de circulation dans l'aquifère, ce peut être par le cheminement, permettant le contact avec telle ou telle roche, par la rapidité de l'écoulement ou par les relations avec la biosphère.

Pour interpréter convenablement l'information contenue dans les résultats des analyses d'eau, il est nécessaire de connaître les modalités d'acquisition de la minéralisation.

II.1.3 MINERALISATION DES EAUX

La charge minérale des eaux karstiques se décompose en trois familles (Botton, 1984) :

- les éléments fondamentaux : H^+ , OH^- , Ca^{2+} , HCO_3^- et CO_3^{2-} : il représente dans les cas étudiés plus de 90% de la minéralisation totale et leurs teneurs sont réglées par les équilibres du système calco-carbonique.
- les éléments caractéristiques de l'aquifère : Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , SiO_2 ; leurs teneurs sont réglées par des équilibres plus ou moins complexes.
- les éléments en traces.

II.1.3.1 LES ELEMENTS FONDAMENTAUX : EQUILIBRE CALCO-CARBONIQUE

Les roches carbonatées sont peu solubles dans l'eau pure. En revanche en présence de l'anhydride carbonique, la dissolution des carbonates dans l'eau est plus importante. Trois phases interviennent dans la mise en solution des carbonates :

- une phase liquide (eau, le solvant)
- une phase solide (la roche carbonatée)
- une phase gazeuse (l'anhydride carbonique).

Les équilibres régissant le système H_2O - CO_2 -Carbonates sont indiqués dans le tableau n° 1 (Bakalowicz, 1980 & 1982).

Pour déterminer l'état d'une solution par rapport à l'équilibre, on dispose de 9 équations et de 10 inconnues.

Pour résoudre ce problème, il est nécessaire de disposer de deux variables indépendantes. En pratique, si on fixe la valeur d'une de ces deux variables, toutes les autres sont déterminées.

Dans cette étude nous avons pris la méthode proposée par Roques (1972), adaptée par Bakalowicz (1979). L'état de la solution par rapport à l'équilibre sera

évaluée par la différence dpH entre le pH mesuré (pH_m) et le pH d'équilibre (pH_{éq}), calculé grâce à l'expression suivante : $d\text{pH} = \text{pH}_m - \text{pH}_{\text{éq}}$, avec :

$$\text{pH}_{\text{éq}} = \text{Log } K_s - \text{Log } K_2 - \text{Log}[\text{Ca}^{2+}] - \text{Log} [\text{HCO}_3^-] - \text{Log} [1-K_s][\text{SO}_4^{2-}]$$

où $[\text{Ca}^{2+}]$, $[\text{HCO}_3^-]$ et $[\text{SO}_4^{2-}]$ correspondent aux activités respectives de Ca, HCO_3 et de SO_4 .

- si $d\text{pH} > 0$, la solution est sursaturée et tend à évoluer dans le sens d'une précipitation de carbonate.
- si $d\text{pH} < 0$ la solution est sous-saturée et peut donc dissoudre du carbonate en contact avec la solution.
- si $d\text{pH} = 0$, la solution est à l'équilibre.

Pour estimer la pression de CO_2 présente dans l'aquifère on fait appel à la notion de pression de CO_2 équilibrante ainsi définie par Roques (1962 in Bakalowicz, 1979) "la pression de CO_2 équilibrante est une notion fictive, ce serait la pression partielle de la phase gazeuse associée à la solution de minéralisation et pH donné, avec laquelle elle serait en équilibre".

La pression de CO_2 équilibrante est calculée à partir des relations d'équilibre (1) et (2) elle s'écrit :

$$\text{Log} (\text{pCO}_2\text{éq}) = \text{Log} [\text{HCO}_3^-] - \text{pH} - \text{Log } K_0 - \text{Log } K_1$$

A partir de la relation (1) on peut calculer la quantité de CO_2 dissous correspondant à cette pression de CO_2 :

$$\text{CO}_2 \text{ dissous} = \text{Log } K_0 - \text{Log } \text{pCO}_2$$

La cinétique des réactions du système $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ -Carbonate est fort différente selon que les relations se produisent dans la phase liquide ou à l'interface solide-liquide ou liquide-gaz. La figure n° 5 (Fig. n° 5) schématise les trois chaînes de réactions en

Equilibres	Constantes d'équilibres
1) <u>Entre phase liquide et phase gazeuse</u>	
. Dissolution du CO ₂ (ou évaporation)	
(1) (CO ₂) _g = (CO ₂) _l	$K_0 = \frac{(CO_2)_l}{(pCO_2)}$
2) <u>Dans la phase liquide</u>	
. Hydratation du CO ₂ puis 2 ionisations successives	
CO ₂ + nH ₂ O = (CO ₂ , nH ₂ O)	
(2) (CO ₂ , nH ₂ O) + pH ₂ O = HCO ₃ ⁻ + H ₃ O ⁺ + (n+p-2)H ₂ O	$K_1 = \frac{(HCO_3^-)(H_3O^+)}{(CO_2)}$
(3) HCO ₃ ⁻ + H ₂ O = CO ₃ ²⁻ + H ₃ O ⁺	$K_2 = \frac{(CO_3^{2-})(H_3O^+)}{(HCO_3^-)}$
. Formation de complexes	
(4) HCO ₃ ⁻ + Me ²⁺ = Me HCO ₃ ⁺	$K_3 = \frac{(Me HCO_3^+)}{(HCO_3^-)(Me^{2+})}$
(5) CO ₃ ²⁻ + Me ²⁺ = Me CO ₃ ⁰	$K_4 = \frac{(Me CO_3^0)}{(CO_3^{2-})(Me^{2+})}$
. Dissociation de l'eau	
(6) 2H ₂ O = H ₃ O ⁺ + OH ⁻	$K_e = (H_3O^+)(OH^-) = 10^{-14}$
. Formation de complexes avec l'ion sulfate	
(7) Me ²⁺ + SO ₄ ²⁻ = Me SO ₄ ⁰	$K_5 = \frac{(Me SO_4^0)}{(Me^{2+})(SO_4^{2-})}$
3) <u>Entre phase liquide et phase solide</u>	
. Dissociation du carbonate	
(8) Me CO ₃ = Me ²⁺ + CO ₃ ²⁻	$K_s = \frac{(Me^{2+})(CO_3^{2-})}{(Me CO_3)}$
4) <u>Electroneutralité de la solution</u>	
(9) 2m CO ₃ ²⁻ + m HCO ₃ ⁻ + m OH ⁻ + 2m SO ₄ ²⁻ = 2m Me ²⁺ + m H ₃ O ⁺ + m MeHCO ₃ ⁺	

Tableau n° 1 : résumé des équilibres constituant le système CO₂-H₂O-Carbonates. Les termes entre parenthèses représentent les activités des ions. (D'après Bakalowicz, 1984).

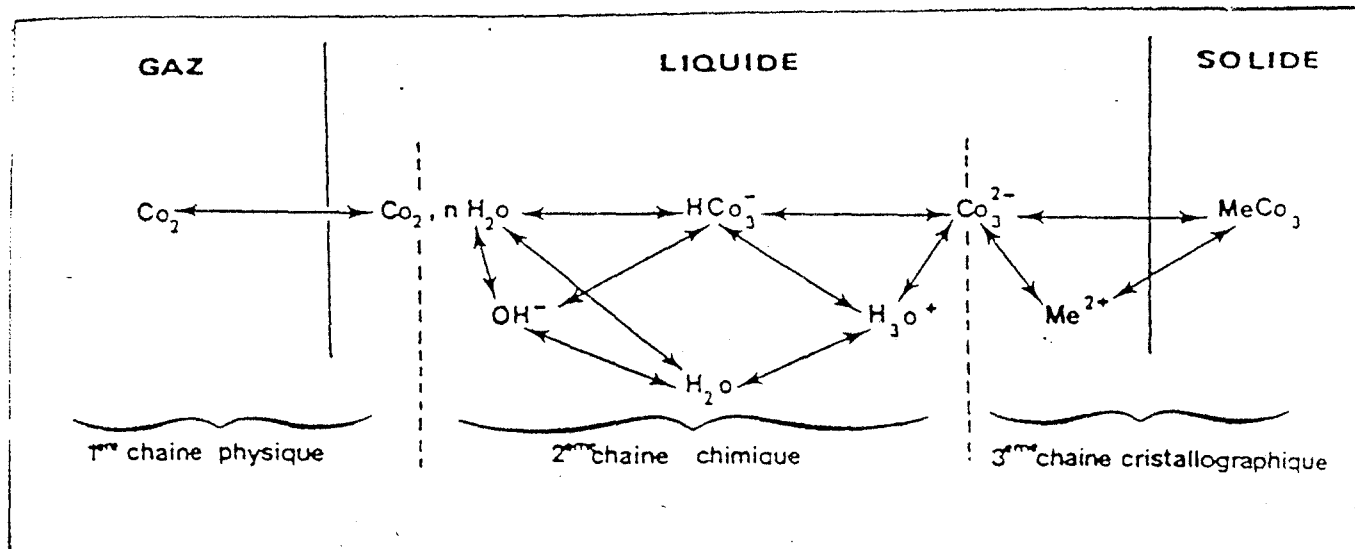


Fig. n° 5 : Cinétique des réactions de l'équilibre calco-carbonique (D'après Roques, 1969) .

relation avec les trois phases du système. La troisième chaîne, la chaîne cristallographique, dont les réactions sont les plus lentes impose son rythme au système.

Roques et Ek (in Bakalowicz, 1979) ont montré qu'il fallait 5 à 9 jours selon les calcaires pour la réalisation de 90 % de l'équilibre calco-carbonique. Les réactions de la seconde chaîne sont instantanées et il faut quelques minutes à quelques heures pour que les réactions de la première chaîne soient équilibrées.

Du fait que les réactions entre la phase gazeuse et la phase liquide sont très rapides l'état de la solution vis-à-vis de l'équilibre tels que dpH le définit, ne peut se rapporter qu'au moment des mesures de pH , mHCO_3^- et mCa^{++} c'est-à-dire en principe aux conditions de prélèvement.

Ainsi, dans la majorité des cas, une eau sous-saturée est une eau dont le transit à travers l'aquifère n'a pas été assez long pour que l'équilibre soit réalisé. On introduit ainsi la notion de temps de séjour d'une eau dans l'aquifère ou au contact de la roche carbonatée. En revanche, si la solution est sursaturée, cela ne traduit pas nécessairement une

information relative à l'aquifère. En effet une eau chargée en gaz carbonique au niveau du sol, si elle est en contact avec des carbonates pendant un temps suffisant atteint l'équilibre en une dizaine de jours. Mais pendant son transit la pression de CO_2 environnante peut varier. La réaction d'évasion du CO_2 étant rapide, la solution peut se trouver sursaturée et même précipiter des carbonates. Elle tend alors vers un équilibre différent de l'équilibre initial. La sursaturation, qui peut être due aux conditions d'émergence ou de prélèvement, est une information moins fidèle que la sous-saturation. Toutefois la sursaturation informe sur la possibilité d'évasion du CO_2 , l'aération du milieu et sur les relations avec l'atmosphère extérieure.

II.1.3.2 LES ELEMENTS CARACTERISTIQUES DE L'AQUIFERE

II.1.3.2.1 L'ion magnésium

Comme l'eau de pluie contient très peu de magnésium, cet ion provient essentiellement des dolomies et des formations carbonatées contenant des calcites magnésiennes (Wollast & Marijus, 1980). La mise en solution de ces minéraux nécessite un temps de séjour nettement plus important que pour la calcite. Ainsi les ions magnésium caractérisent généralement des eaux ayant séjournées longtemps dans l'aquifère.

II.1.3.2.2 L'ion sulfate

Le sulfate est bien souvent l'anion le plus abondant après les bicarbonates dans les eaux karstiques. Son origine est multiple :

- Eaux de pluie : les sulfates peuvent être présents en quantité non négligeable dans les eaux de pluie. Ils proviennent principalement de la dissolution des sulfo-sels d'origine marine ou de l'hydratation de l'anhydride sulfureux, produit de l'oxydation du SO_2 dégagé dans l'atmosphère par la combustion du charbon ou du pétrole. Occasionnellement, ils peuvent provenir de la dissolution de poussières de gypse apportées du Sahara par les vents.

- Héritage du magasin : divers minéraux présents dans l'aquifère peuvent libérer des sulfates. Si le gypse et l'anhydrite sont très solubles, ils ne constituent pas pour autant la principale source de sulfate dans les eaux bicarbonatées pour lesquelles les ions HCO_3^- équilibrent les ions Ca^{2+} . Ce sont généralement les minéraux sulfurés tels que la pyrite qui fournissent par oxydation les sulfates. Toutefois cette réaction est très lente, si les sulfates sont présents en solution et ont une telle origine, ils marquent ainsi des eaux à temps de séjour élevés.

- Origine biologique : au niveau de l'horizon pédologique, la dégradation de la matière organique produit des sulfates mais l'activité bactérienne tend à immobiliser ces sulfates (Bakalowicz, 1979).

- Origine agricole : dans certains cas les sulfates peuvent avoir une origine agricole. Ils sont présents en grande quantité notamment dans les scories potassiques utilisées comme engrais.

II.1.3.2.3 Le sodium et le potassium

Comme les chlorures, ces deux cations peuvent être apportés par les pluies ou bien encore par le salage des routes. Une autre partie de ces ions est associée à la silice et provient des minéraux silicatés argileux présents dans les sols ou bien au sein même des roches carbonatés (fractions insolubles). L'ion potassium a toujours tendance à remplacer l'ion sodium lorsque ce dernier occupe des sites échangeables, de même que le sodium tend à remplacer Ca^{2+} et Mg^{2+} . Enfin l'ion K^+ possède par rapport aux ions Na^+ et Cl^- la particularité de participer au cycle de la matière vivante. Il est fortement consommé par les végétaux et recyclé au niveau des horizons pédologiques.

II.1.3.2.4 La silice

Pour des pH considérés la silice n'existe pas sous forme d'ions libres; elle provient de la dissolution des minéraux silicatés. La réaction de mise en solution de la silice est très lente. Les fortes teneurs caractérisent les eaux à temps de séjours élevés.

II.1.3.2.5 Les nitrates, nitrites, phosphates et ammonium

Tous ces ions sont concentrés dans la biomasse. Ils ont une origine essentiellement anthropique quand ils sont présents en fortes concentrations. Ils sont introduits dans le système soit par lessivage des engrais épandus, soit par le rejet des eaux usées. Ils participent activement au cycle de la matière vivante. De ce fait, la dégradation de la matière organique constitue également une source d'apport en ces différents ions.

II.2 METHODE DU TRAVAIL

II.2.1 DISTRIBUTION DES FREQUENCES.

Les travaux de Bakalowicz (1976, 1977, 1979) ont montré que la minéralisation des eaux karstiques est une variable qui correspond à la notion de variable régionalisée définie par Matheron (1965) : la courbe décrivant ses fluctuations au cours d'un cycle présente à la fois un aspect aléatoire, qui correspond aux variations dues aux crues, et un aspect structuré relatif aux variations saisonnières.

Par conséquent cette courbe peut être considérée comme la réalisation d'une fonction aléatoire dont nous ne disposons dans la pratique que d'un échantillonnage. Dans la mesure où l'échantillonnage est représentatif de cette réalisation, la courbe de distribution des fréquences des valeurs de la minéralisation représente une approche de la réalisation de la fonction aléatoire étudiée. La courbe de distribution de fréquence est donc un moyen de synthétiser toute l'information contenue dans les fluctuations de la minéralisation au cours d'un cycle.

Les courbes de distribution de la minéralisation des eaux des systèmes karstiques sont toujours plurimodales, chaque mode désignant une population d'eaux ayant subi une évolution géochimique particulière. Bakalowicz a montré que cette évolution pouvait être mise en relation avec le temps de séjour et les modalités de transit de l'eau à travers le système karstique.

L'étude des courbes de distribution de fréquence fournit ainsi des renseignements sur le degré d'organisation d'un système karstique (Bakalowicz & Mangin, 1980). Plus l'axe de drainage d'un système karstique est développé et plus les courbes de distribution présentent des modes et sont étalées (Fig. 6). Le drain achemine alors très rapidement vers l'exutoire tout volume d'eau alimentant la zone noyée. A l'opposé lorsqu'il n'existe pas à proximité de l'exutoire de possibilité d'évacuation rapide des eaux, les différentes populations d'eau participant à l'alimentation du karst noyé ont tendance à se mélanger, ce qui conduit à une homogénéisation des eaux et engendre des courbes unimodales et peu étalées. Ces courbes s'apparentent alors à celles obtenues dans des aquifères carbonatés fissurés ou poreux.

II.2.1.1 PRECAUTIONS

A l'hétérogénéité hydrochimique engendrée uniquement par le système karstique du fait du degré d'organisation de son réseau de drainage, peuvent s'ajouter deux autres causes d'hétérogénéité :

- l'hétérogénéité géochimique des terrains aquifères (Bakalowicz, 1976);
- l'hétérogénéité géochimique engendrée par des entrées du système karstique dans le cas où celui-ci est alimenté de façon prépondérante par des pertes de cours d'eau superficiels (Chéry, 1983).

Les systèmes, qui seront étudiés, sont alimentés uniquement par des précipitations météoriques, aucune perte de cours n'a été localisée et le réservoir est relativement homogène. De ce fait les hétérogénéités géochimiques des eaux des différentes sources systèmes correspondront aux hétérogénéités hydrauliques du système.

II.2.1.2 REALISATION PRATIQUE

Les courbes de distribution de fréquence sont établies à partir des valeurs de conductivité qui est un paramètre étroitement corrélé à la minéralisation.

Pour dresser les courbes de distribution des fréquences, il convient de choisir un intervalle de classe. L'allure de cette courbe risque d'être très variable en fonction de l'intervalle de classe retenu. Aussi existe-t-il des critères empiriques et physiques orientant le choix de cet intervalle :

- le nombre de classes doit être de l'ordre de la dizaine,
- la fréquence relative maximale doit être supérieure à 10 %,
- la largeur de l'intervalle de classe doit être supérieure à l'incertitude de mesure.

En plus du fait que les courbes de distribution des fréquences contribuent à la connaissance de l'organisation des écoulements karstiques d'un système, elles permettent aussi de comparer d'une façon synthétique la géochimie des émergences karstiques de divers systèmes (Fig. 6)

II.2.2 ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES (A.C.P)

L'ensemble des données hydrochimiques recueillies pour les différents systèmes étudiés représente une masse importante à traiter : ce sont plusieurs dizaines voir des centaines d'échantillons collectés sur chaque système. Le recours à une méthode de traitement statistique s'impose pour extraire l'information contenue dans ces données.

II.2.2.1 PRINCIPE DE LA METHODE

Les données hydrogéochimiques sont regroupées dans un tableau à n lignes et p colonnes représentant les n échantillons prélevés appelés aussi unités statistiques (u.s) et sur lesquelles p variables ont été dosées. Chaque u.s. peut être représentée dans un espace à p dimensions appelé espace des u.s. par un vecteur ou un point dont les coordonnées sont les valeurs prises par les variables. De même, dans l'espace des variables à n dimensions, une variable peut être assimilée à un vecteur ou un point dont les coordonnées sont les valeurs prises par la variable pour chaque u.s. Ainsi l'ensemble des données peut être représenté par un nuage de points dans un espace à p ou n dimensions.

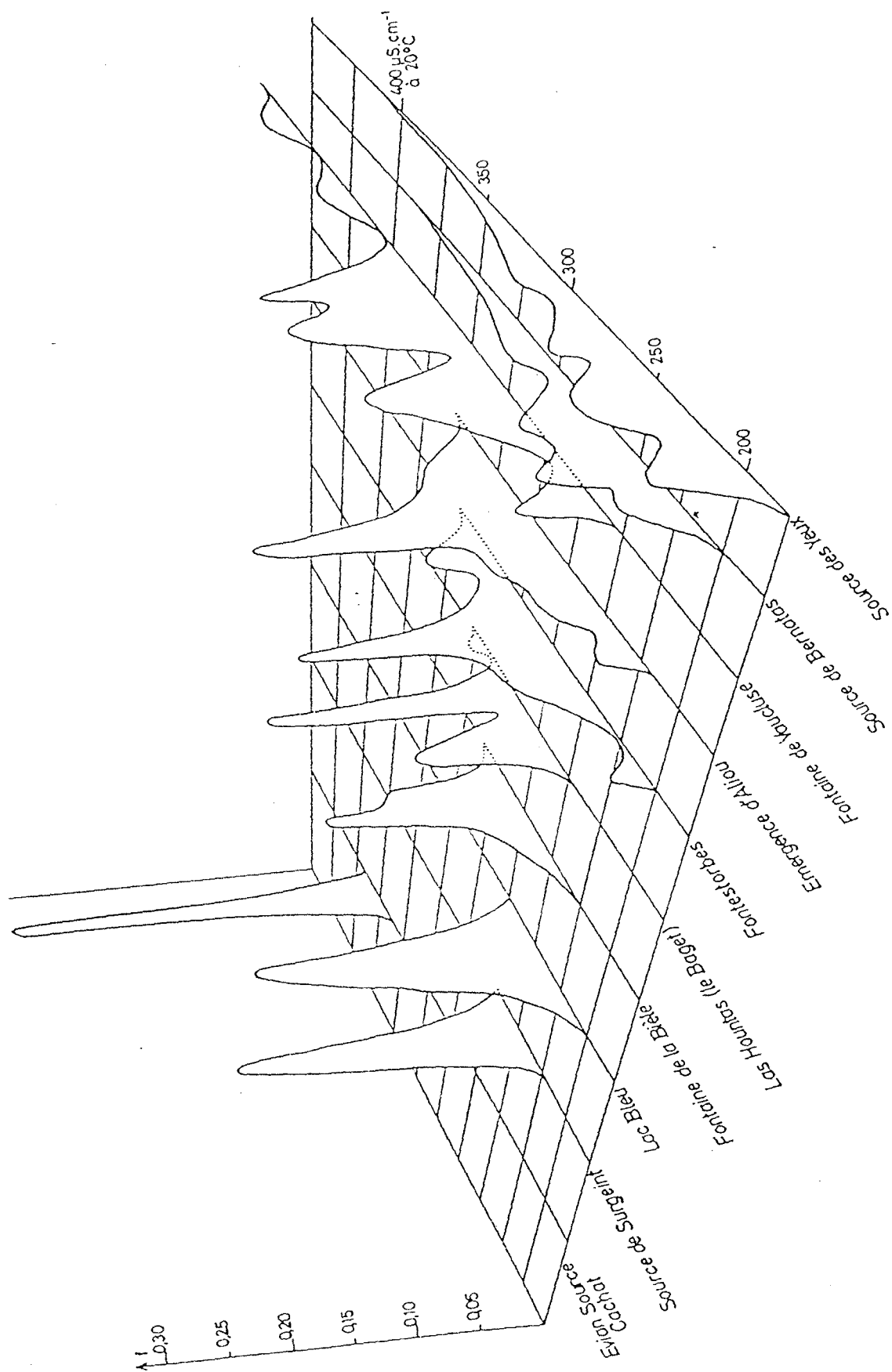


Fig. 6 : Catalogue de distribution des fréquences de la conductivité (d'après Bakalowicz, 1979)

Le référentiel choisi pour définir les vecteurs se compose d'un repère orthogonal et d'une base canonique. Les u.s. ont toutes le même poids et il en va de même pour les variables entre elles.

Dans cette représentation géométrique des données, la distance séparant deux points traduit le degré de liaison. Seules les observations faites dans l'espace des variables ont un sens physique. Cependant, par analogie il est possible de transposer aux indices statistiques définis pour les variables, des notions géométriques valables dans l'espace des u.s. C'est ainsi qu'à la moyenne et à la variance correspondent dans l'espace des u.s. les coordonnées du centre de gravité du nuage de points et le moment d'inertie par rapport à ce centre de gravité. L'écart-type est assimilable à la distance d'une variable centrée à l'origine de l'espace. La covariance entre deux variables devient le produit scalaire des deux vecteurs matérialisant ces variables, et le cosinus de l'angle qu'ils forment correspond au coefficient de corrélation entre les deux variables considérées.

La représentation du nuage de points dans un espace à p ou n dimensions devient impossible dès que p ou n sont supérieurs à trois. La finalité de l'A.C.P consiste à projeter ce nuage de point dans des espaces à deux dimensions afin de faciliter sa visualisation. Cette projection cherche d'une part à minimiser l'erreur commise sur la représentation du nuage. Cet objectif est réalisé en travaillant sur des données centrées, ce qui revient à faire passer le plan de projection du nuage par son centre de gravité. D'autre part, la projection doit conserver au maximum la forme du nuage. On y parvient en projetant les points sur l'axe exprimant le maximum de variance, c'est-à-dire le maximum d'inertie du nuage, puis les points sont à nouveau projetés sur un axe perpendiculaire au premier qui exprime le maximum de variance résiduelle et ainsi de suite.

Le traitement revient donc au traitement d'un problème vectoriel qui s'effectue par le calcul matriciel. On démontre que les axes exprimant le maximum de variance, appelés aussi facteurs, sont en fait les vecteurs propres de la matrice des variances-covariances. Pour plus de détail sur les calculs on peut se reporter aux travaux de Mangin (1980).

II.2.2.2 EXPRESSION DES RESULTATS DE L'A.C.P CENTREE REDUITE

Les calculs sont faits à partir des variables centrées réduites ce qui permet de comparer les fluctuations des variables indépendamment des unités dans lesquelles elles sont exprimées. Les résultats sont présentés par une série de tableaux concernant soit l'espace des variables soit l'espace des u.s.

II.2.2.2.1 Espace des variables

- La matrice des corrélations montre les liaisons entre les variables prises 2 à 2. C'est à partir de cette matrice que sont déterminés les axes factoriels.

- Le pourcentage de variance exprimée par chacun des facteurs montre l'importance relative des facteurs les uns par rapport aux autres. Ces pourcentages permettent d'avoir une idée sur la structure du nuage étudié.

- Le tableau des saturations donne les corrélations entre les variables et les facteurs. L'A.C.P. étant réduite, ce sont les coordonnées des variables projetées sur chaque facteur. Les variables peuvent alors être représentées sur un plan factoriel qui est défini par deux facteurs et se réduit à un cercle de rayon 1. Plus une variable apparaît près du cercle, mieux elle est représentée dans un plan factoriel. Cette représentation met aussi en évidence les corrélations qui existent dans ce plan factoriel entre deux variables bien exprimées.

- Le tableau des corrélations multiples variables-variétés factorielles renseigne sur la manière dont les variables sont représentées par les facteurs.

II.2.2.2.2 Espace des u.s

- La contribution des u.s. à l'inertie du nuage offre un moyen de critiquer les données et d'éliminer certaines u.s. qui sont trop différentes des autres et engendrent de ce fait une variance parasite qui risque de masquer la structure réelle du nuage.

- les composantes principales sont les coordonnées des u.s projetées sur chaque facteur. Ces valeurs permettent la visualisation du nuage des u.s. dans un

plan factoriel défini par deux axes factoriels orthogonaux. Cette représentation synthétise ainsi la position des u.s. entre elles et par rapport aux facteurs dans le plan factoriel considéré.

- la contribution à la détermination des facteurs indique quelles u.s expliquent le mieux ces facteurs.

II.2.2.3 APPORTS ET LIMITES

L'A.C.P n'est qu'un outil de description destiné à faciliter l'interprétation des données. Elle met l'accent sur les relations qui existent entre certaines variables ou certaines u.s., mais n'explique pas, par elle même, les causes de ces relations. Pour améliorer l'interprétation il est toujours nécessaire de revenir aux données brutes. Comme ces facteurs ont la même signification tant dans le domaine des u.s. que dans celui des variables, les variables liées au facteur (tableau de saturation) et les u.s. participant à sa détermination (tableau de la contribution des u.s. à la détermination des facteurs) peuvent permettre de mettre en évidence le ou les phénomènes responsables de la variance exprimée par un facteur, donc de définir le facteur.

Son utilisation en hydrogéochemie karstique dans le but de préciser la structure et le fonctionnement d'un système a d'ailleurs été adoptée dans de nombreux travaux : Bakalowicz (1979), Fleyfel (1979), Orange (1985), Blavoux & Mudry (1985), Fabre (1983), Muet (1985), Benkadjia (1987), Coulier (1985), Lasne (1992), Marchet (1991), Mondain (1991) et Martin (1991).

III CONCLUSION DE LA PARTIE METHODOLOGIE

L'ensemble des méthodes appliquées aux données hydrologiques permet de déterminer les différentes anomalies que présentent les fonctionnements hydrogéologiques des systèmes, l'importance de leurs réserves, la manière dont les informations contenues dans les pluies ont été modulées et enfin de classer les systèmes en fonction de leur degré de karstification.

L'outil hydrochimique est aussi précieux que le précédent et permet d'une part de classer les systèmes karstiques en fonction de leur degré d'organisation et d'autre part d'évaluer le

temps de séjour dans les aquifères (lent ou rapide) ainsi que les origines des eaux qui alimentent leurs exutoires.

Le champ d'application des méthodes de traitement statistique en domaine karstique, ne se cantonne pas aux seules données hydrologiques et hydrochimiques. Il s'étend notamment à la gestion et à la protection des grottes préhistoriques ornées, dans la région ariégeoise (Mangin, inédit : protection des peintures de la grotte de Pech Merle en Ariège).

Ces différentes méthodes ont été adaptées et affinées pour l'étude des karsts des calcaires. L'aquifère crayeux est très complexe (double porosité, nappe et karst). Il est nécessaire de mieux comprendre son fonctionnement, de déterminer l'aspect karstique fonctionnel de certaines sources et d'établir leur classification. Dans cet objectif ces méthodes vont maintenant être appliquées à différents systèmes crayeux du Bassin de Paris, dans la partie suivante.

**PARTIE IV : APPLICATION DES DIFFERENTES
METHODES A L'ETUDE DES SOURCES DE LA
CRAIE**

CHAPITRE I : ETUDE DES SOURCES DE LA RANÇON

I. SYSTEME DE LA RANÇON

I.1 CADRE GENERAL DE L'ETUDE

La Rançon est une rivière cauchoise longue de 3,8 km, elle constitue un affluent en rive droite de la Seine. La confluence est située à Caudebecquet, à mi-distance entre Rouen et le Havre (Fig. I-1). Cette rivière est essentiellement alimentée par l'aquifère crayeux sur une superficie de 19 km². Le bassin de la Rançon est limité au sud par la Seine, à l'est par le bassin d'Austreberthe, au nord par la Durdent et à l'ouest par le bassin de la Sainte Gertrude. Ces différentes limites ont été établies par le BRGM (Roux et *al.*, 1977) en se basant sur les limites de partage des eaux et en supposant que les crêtes piézométriques leur correspondent.

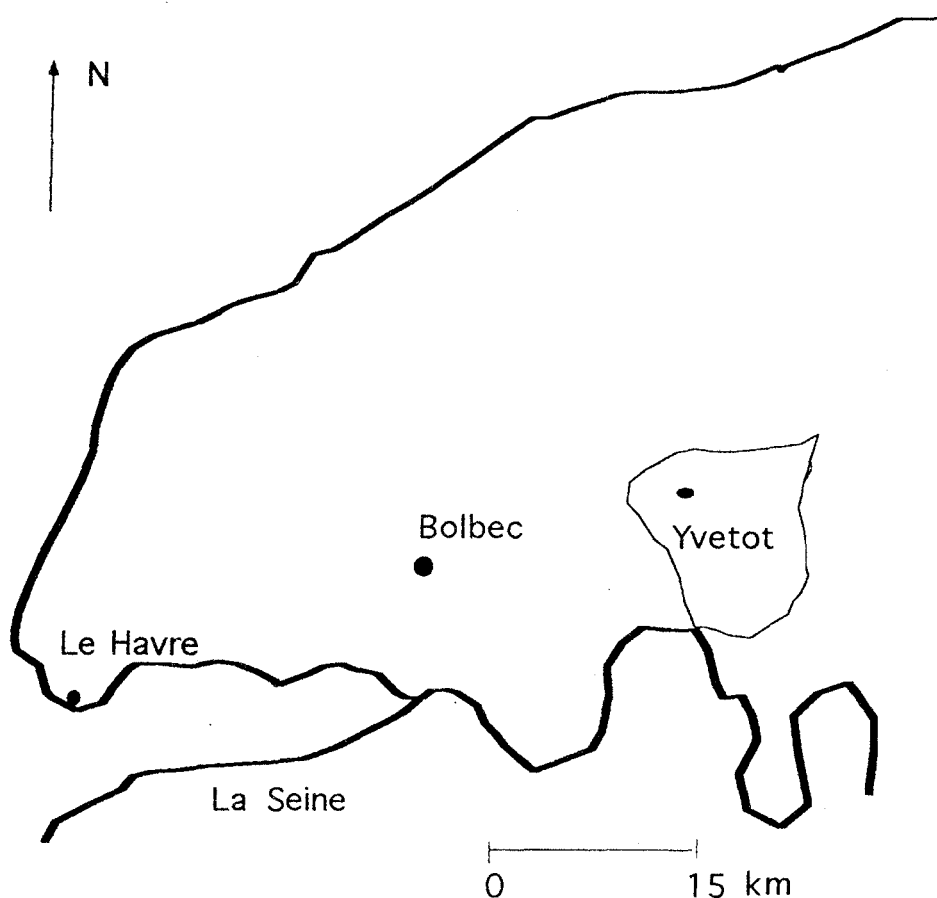


Fig. I-1 : Localisation du bassin de la Rançon.

I.1.1 GEOMORPHOLOGIE

Le bassin de la Rançon est constitué par un plateau présentant de faibles ondulations et une légère inclinaison vers le sud. Il est entaillé par une vallée principale, la Rançon et une vallée secondaire, celle de la Fontenelle.

La vallée principale démarre avec une orientation sensiblement nord-sud puis devient est-ouest à Bourg-Joli et la fin nord-sud au niveau de la Hale jusqu'à sa confluence avec la Seine alors que la vallée de la Fontenelle présente une direction majeure NE-SO. Ces vallées sont entaillées dans la craie et leurs versants présentent une dissymétrie : ceux qui sont exposés au sud et à l'ouest sont pentus généralement boisés (affleurement de la craie) alors que ceux exposés au nord présentent des pentes plus douces et sont recouvertes de colluvions.

Les altitudes les plus importantes culminent à 160 m, elles sont situées à l'extrémité nord-est du bassin et décroissent du nord vers le sud en s'approchant de la vallée de la Seine.

I.1.2 CADRE GEOLOGIQUE

I.1.2.1 LITHOSTRATIGRAPHIE

Concernant l'aquifère crayeux, deux grands ensembles peuvent être distingués : la craie d'âge crétacé et les formations de recouvrement tertiaires et quaternaires.

I.1.2.1.1 Les terrains crétacés

Albien : Les terrains d'âge albien n'affleurent pas dans ce bassin mais ils sont reconnus en sondage et constituent deux ensembles bien individualisés ainsi de bas en haut on distingue :

* Les sables jaunes ou gris, glauconieux et des argiles noires. L'ensemble a une épaisseur de 30 à 40 m;

* Les argiles gris sombre, massives, micacées renfermant quelques nodules phosphatés. Ce niveau, épais de 15 à 20 m, constitue théoriquement le substratum de la nappe de la craie.

Le Cénomanién : il n'affleure pas non plus dans le bassin. Il est constitué à la base par une alternance de sable glauconieux plus ou moins gris et des argiles surmontés ensuite par une craie au début glauconieuse, grise à silex et qui devient blanchâtre sans silex, se débitant en plaquettes, vers le haut. L'ensemble est épais de 40 m.

Le Turonien : Représenté par une craie grise à gris-blanchâtre, massive et tendre. Cette craie se débite en prismes droits et présente de nombreuses fissures droites de courte longueur interrompues par des bancs limites ayant quelques décimètres d'épaisseur. Les silex noirs qui sont absents ou disséminés à la base deviennent nombreux et plus importants au sommet. L'ensemble présente une épaisseur de 70 m (Kuntz et *al.*, 1974).

Le Sénonien : La transition Turonien-Sénonien est soulignée par quelques niveaux d'épaisseur pluridécimétrique de calcaire jaunâtre et induré. La distinction lithologique des différents termes du Sénonien (Coniacien, Campanien, Santonien) est impossible et seule l'étude paléontologique l'a permise. L'ensemble a une puissance de 120 à 160 mètres. Il est constitué par une craie blanche à silex dont la limite supérieure est une limite d'érosion : surface tourmentée montrant des formes en doigts de gant.

I.1.2.1.2 Les formations de recouvrement

Les terrains tertiaires : Ils sont réduits à des petits affleurements disséminés de sables très fins ou violacés, associés à des sables argileux (sables de Lozère).

Les formations quaternaires : Parmi lesquelles on distingue les formations argilo-sableuses à silex, complexes des limons, et colluvions :

- Formations argilo-sableuses à silex : proviennent en partie de l'altération de la craie (silex et argile rouge), de sédiments tertiaires argileux et sableux plus ou moins bien mélangés. La surface de contact entre la craie-sous jacente et les formations résiduelles à silex est en forme de doigts de gant.

- Complexes de limons : ce sont des loess mis en place sous un climat à influences maritimes rudes (Lautridou, 1969) d'âge pléistocène, ils ne renferment pas de calcaire. Leur épaisseur est comprise entre 0 et 4 mètres sur la majeure partie de la surface du plateau et décroît en approchant des vallées où le manteau de loess se termine en biseau dans le haut du versant.

- Colluvions : très hétérogènes, constituées par des matériaux issus de limons de formations à silex, des lambeaux tertiaires et de la craie mis en mouvement par le ruissellement et la solifluxion au cours du Quaternaire. Elles se répartissent en tête de vallées sèches où elles sont peu épaisses et dans la partie moyenne des vallons où elles peuvent atteindre 20 m et sur les versants exposés à l'est et au nord où elles n'ont que quelques mètres d'épaisseur.

I.1.2.2 SITUATION HYDROGEOLOGIQUE

Le sous-sol du bassin de la Rançon, renferme de haut en bas les nappes suivantes :

- nappe de la craie (Sénonien au Cénomaniens);
- nappe des sables verts (Albien).

Seule la nappe de la craie possède des réserves exploitables; elle est de loin la plus importante.

Le réservoir est constitué par les craies du Sénonien, du Turonien et du Cénomaniens. Son substratum théorique est formé par les argiles du Gault mais il apparaît en fait que le substratum réel est la craie elle-même. En effet, la fissuration décroît rapidement avec la profondeur. La craie non fissurée joue alors le rôle de substratum (Roux, 1978). La puissance totale du réservoir dépasse 230 m.

I.1.2.3 STRUCTURES

Deux structures anticlinales ont été déduites des données de forages (Roux *et al.*, 1977) : l'une est située au sud-ouest au niveau de Triquerville (anticlinal de

Villequier), l'autre constituant une ride allongée suivant la direction sud-ouest nord-est depuis Yvetot jusqu'à Yerville. Entre ces deux structures un synclinal est-ouest se développe au niveau des vallées de l'Ambion et de la Sainte Gertrude ne constituant plus ensuite qu'une flexure de pente 5% et d'orientation sud-ouest nord-est depuis Maulévrier jusqu'à Mesnil-Panneville.

Cette flexure correspond à la faille de Fréville d'orientation N47° (Kuntz et *al.*, 1974).

I.1.3 LES PHENOMENES KARSTIQUES

Le bassin de la Rançon présente de nombreuses bétaires dont les 6 plus importantes reçoivent des écoulements concentrés de ruissellement continu (BURGEAP, 1976) (Fig. I-2). La forte densité de ces bétaires est due en partie à la faible perméabilité des limons, la présence des dépressions fermées au niveau du plateau et l'absence de réseau hydrographique.

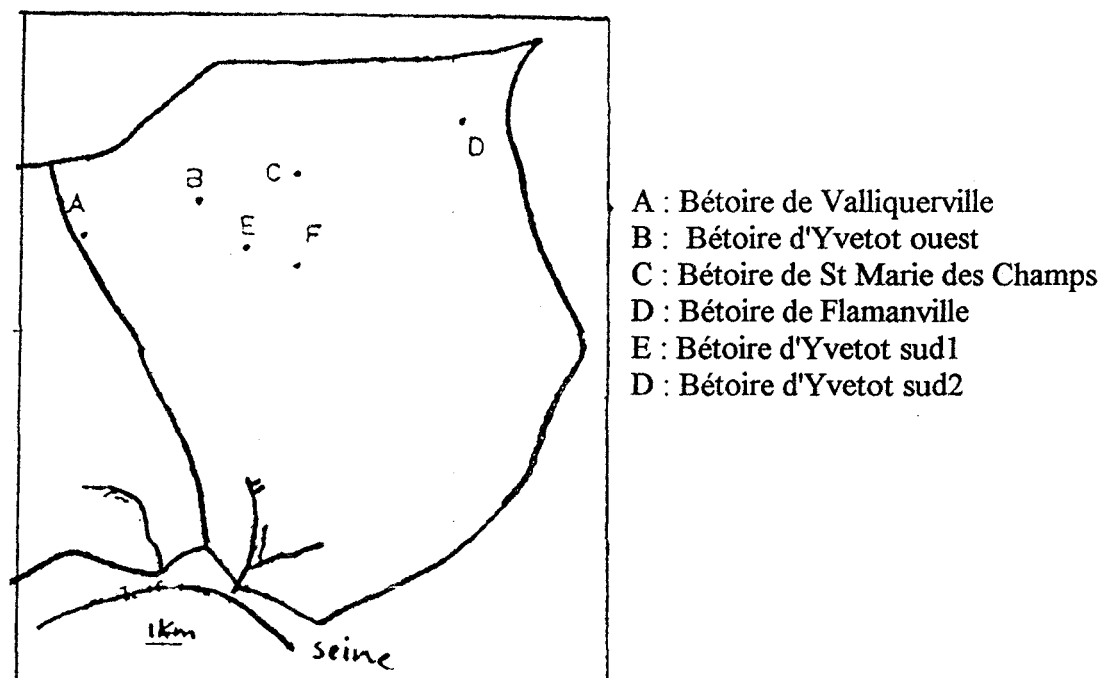


Fig. I-2 : Localisation des bétaires (d'après Calba, 1980)

Des investigations par plongées, effectuées par le groupe spéléologique du Havre, ont permis de déceler des circulations d'eau dans de nombreux puits au moyen de permanganate de potassium; les vitesses de ces circulations varient du cm/s à plusieurs centimètres par seconde. Ajoutons à ceci la présence dans le puits du Vieux-Louvetot d'un conduit vertical ainsi qu'un conduit horizontal présentant temporairement des circulations d'eau.

De nombreux traçages effectués par le service des eaux de Paris (1967), par le BRGM (Roux, 1978), Conrad (1976) et Calba (1980) ont permis d'obtenir des vitesses de transit très rapides de 160 à 350 m/h confirmant la nature karstique des écoulements souterrains de ce bassin (Fig. I-3).

I.1.4 HYDROGEOLOGIE

I.1.4.1 PIEZOMETRIE

La carte piézométrique a été établie par le BRGM (Chemin et Holé, 1981) à partir du relevé du niveau d'eau des puits et des sources (Fig. I-3). La densité de l'information étant moins importante au niveau du plateau, du fait de la rareté des puits, le dessin des hydroisohypses est moins précis à l'aplomb du plateau qu'à l'aplomb des vallées.

Les vallées sèches et humides drainent la nappe. Les écoulements sont dirigés globalement vers le sud, indiquant par là le rôle de niveau de base joué par la Seine (Calba, 1980). Les gradients hydrauliques sont généralement plus faibles sous le plateau où ils descendent jusqu'à 7 pour mille et augmentent à l'abord des vallées où ils peuvent atteindre 2,5 %. Le gradient hydraulique moyen est d'environ 1%.

I.1.4.1.1 Fluctuations piézométriques

Quatre piézomètres sont installés dans le bassin de la Rançon par le BRGM dans le cadre du réseau de la surveillance :

- puits situés en vallée sèche, lieu-dit La Roche-Sèche

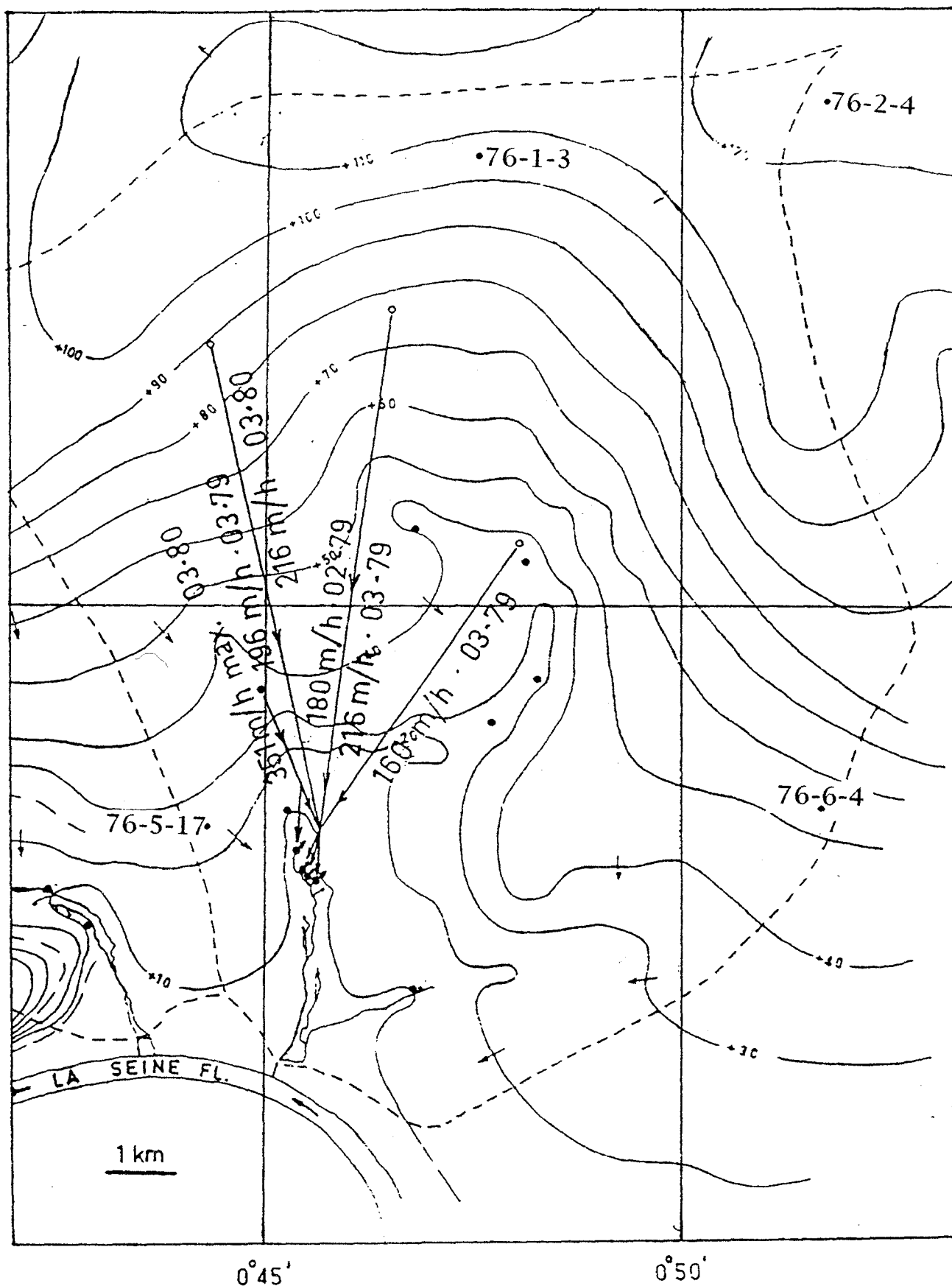


Fig. I-3 : Carte piézométrique du bassin de la Rançon (in Calba, 1980).

(76-5-17) dans la commune de Touffreville-La Corbeline.

- puits implantés sur le plateau : Baons-le-Comte

(76-1-3), Blacqueville (76-6-4) et Motteville (76-2-4).

Tous les puits suivis, sauf celui de Blacqueville, ont des niveaux d'eau sensibles aux précipitations avec un décalage de 2 mois environ (Fig. I-4, I-5, I-6 et I-7).

Le puits de Motteville montre bien que cette recharge qui se situe en décembre 1972 ne correspond pas à la recharge effective qui n'apparaît en fait qu'au mois de mars et se poursuit jusqu'au mois d'août. Ce phénomène est également visible, toujours pour le même puits, en novembre 1975 et janvier 1976 où la courbe de décharge signale deux irrégularités en liaison avec les pluies importantes de septembre et octobre 1975.

Le puits de Baons-le-Comte montre également une très grande sensibilité aux précipitations qui rend délicate l'interprétation des variations des niveaux si elles apparaissent en même temps que la recharge effective, comme en juin 1974. Par contre la courbe de décharge depuis mars 1975 jusqu'à septembre 1976 montre bien trois irrégularités dont les deux premières sont dues aux précipitations de septembre et novembre 1975 et la troisième à la faible recharge 75-76. Le phénomène se reproduit au cours du cycle 1976-1977. La forme des signaux est différente : pic beaucoup plus aigu pour les réponses rapides que pour les réponses lentes.

Le puits de Blacqueville, où l'eau est plus profonde, a la particularité d'escamoter les faibles recharges comme celles de 1972 et 1973. Les variations sont régulières et les maximums de la recharge effective plus tardifs. L'impulsion très forte de l'automne 1974 a provoqué une réponse quasi immédiate.

Par conséquent, les puits étudiés situés sur le plateau dont la profondeur de l'eau n'excède pas une quarantaine de mètres ainsi que celui de la vallée sèche, ont un comportement tout à fait comparable à ceux de la source Val Grenier l'une des sources de cet aquifère. Cette dernière est caractérisée par une réponse dédoublée.

Une analyse fine des variations rapides des niveaux d'eau des puits comparées à celle des sources permettrait de préciser l'importance du retard entre les

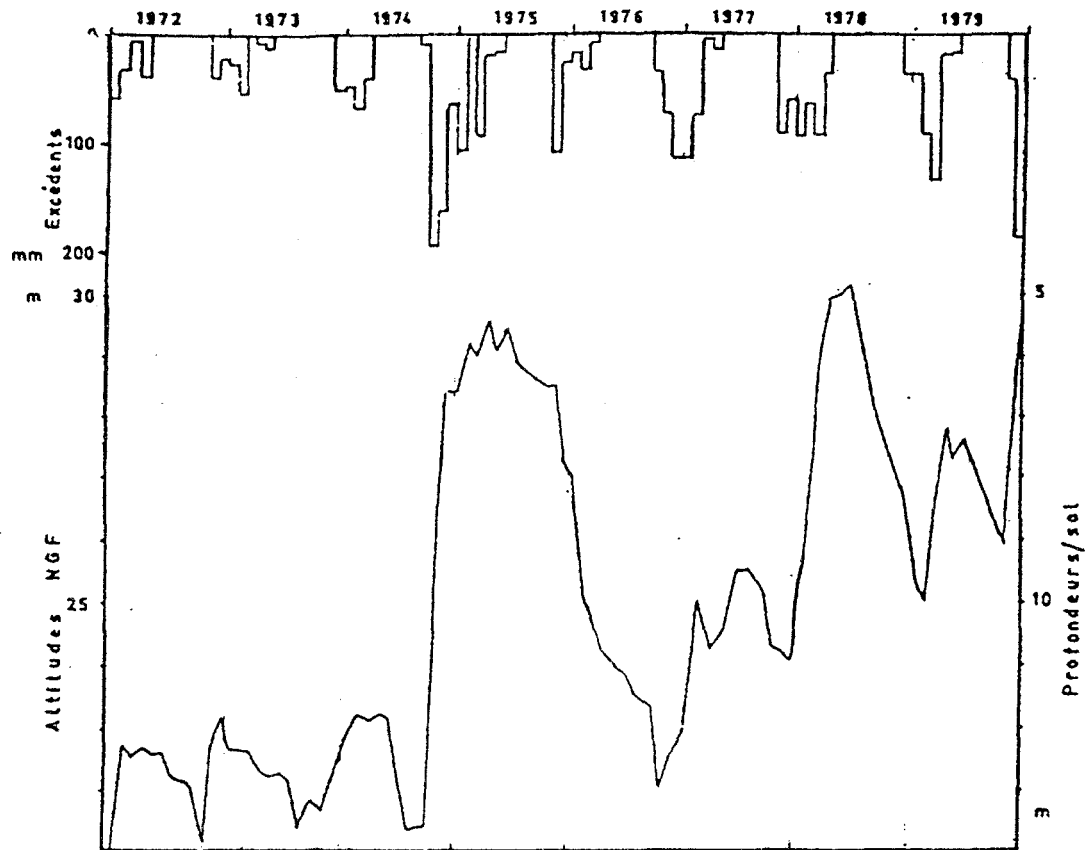


Fig. I-4 : Variation du niveau d'eau dans le puits de la Roche sèche (76-5-17) de 1972 à 1979

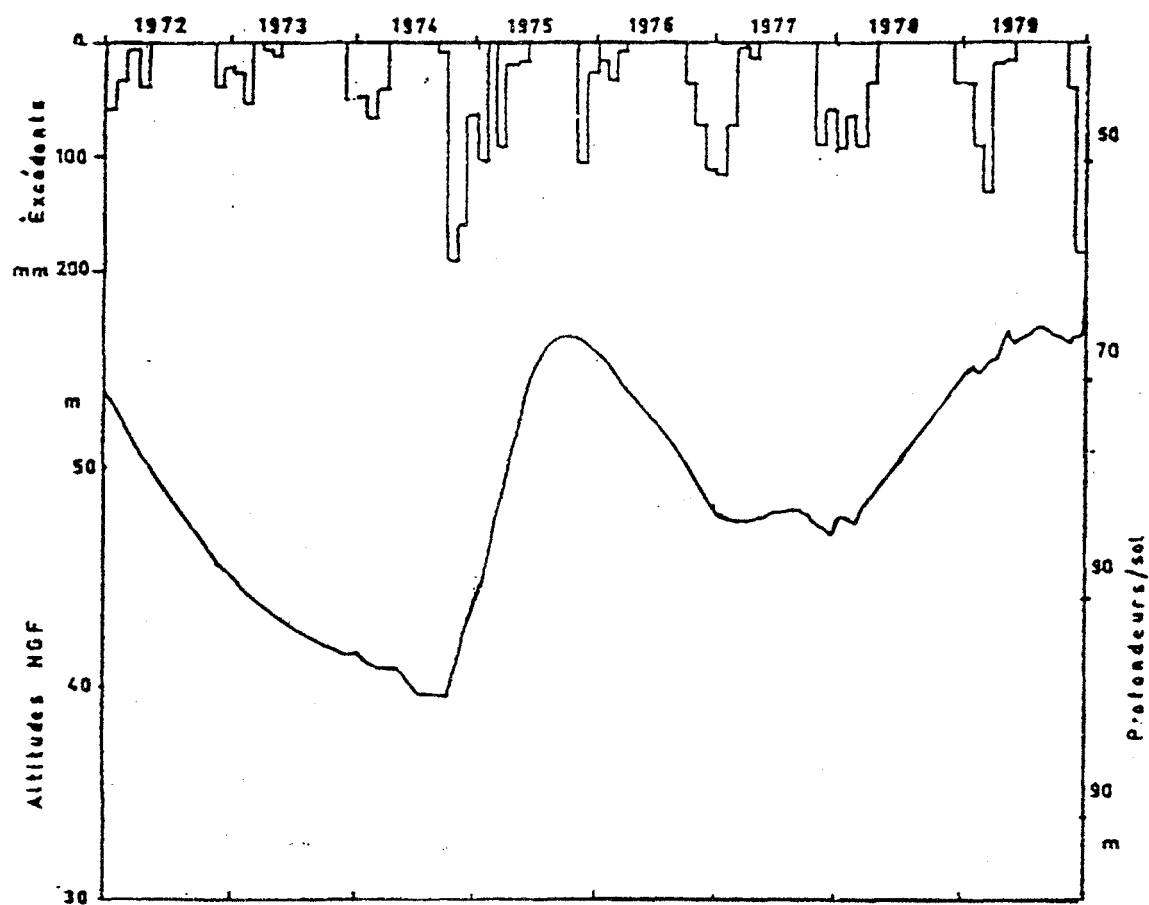


Fig. I-5 : Variation du niveau d'eau dans le puits de Blacqueville (76-5-4) de 1972 à 1979

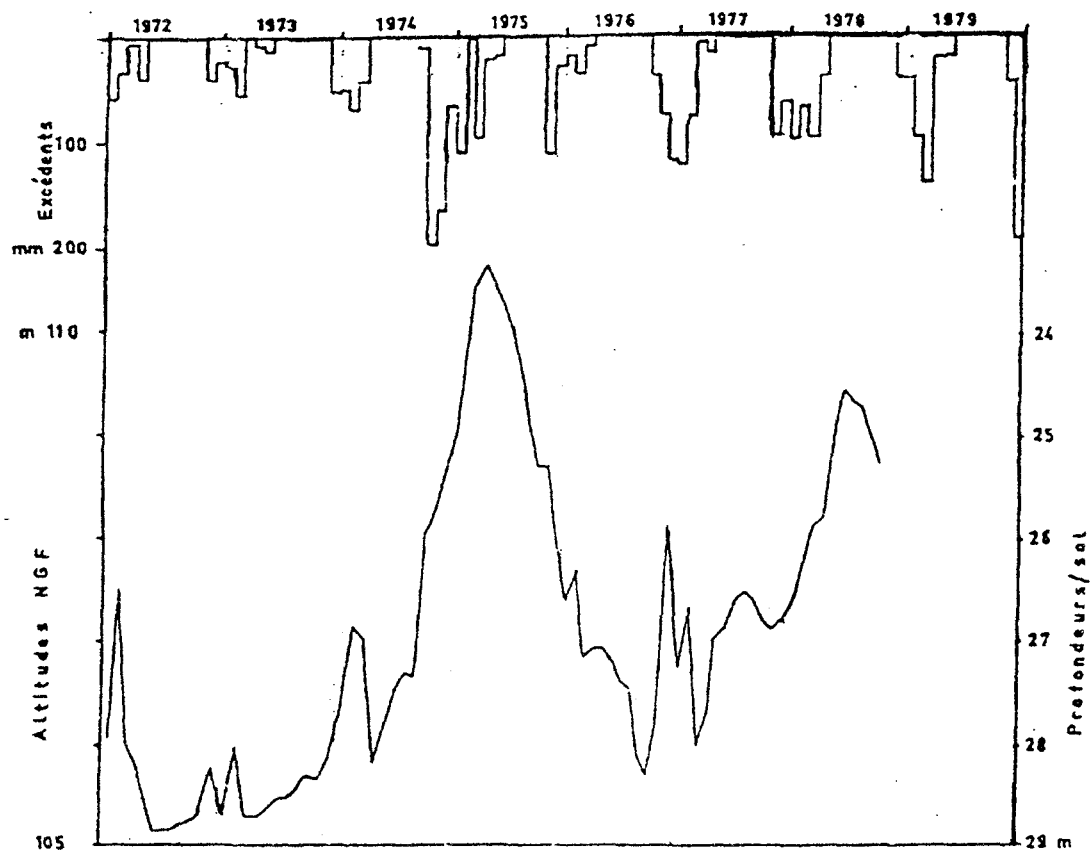


Fig. I-6 : Variation du niveau d'eau dans le puits de Baons-le-Compte (76-1-3) de 1972 à 1979

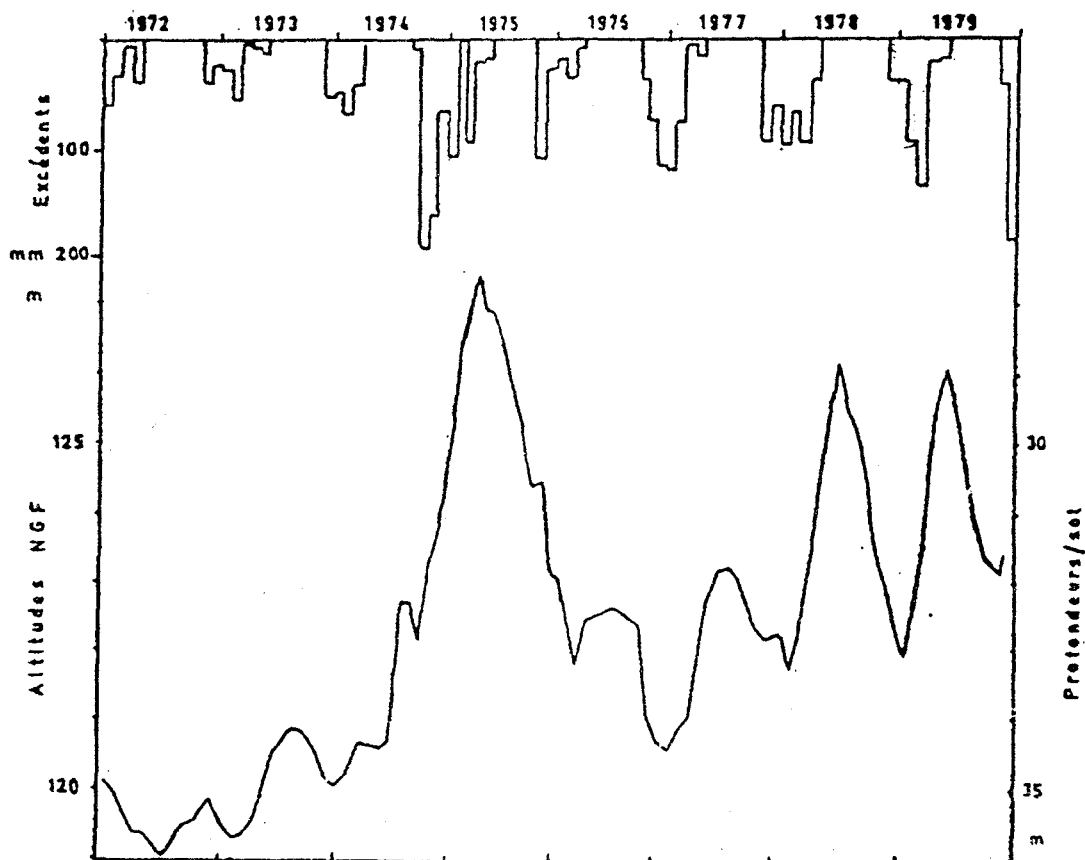


Fig. I-7 : Variation du niveau d'eau dans le puits de Motteville (76-2-4) de 1972 à 1979

deux phénomènes (les puits répondent de 1 à 2 mois après les fortes pluies, les sources une vingtaine d'heures).

Le puits de Blacqueville se distingue par sa profondeur, par l'absence de réponse à la fois pour les faibles recharges et pour les précipitations. Ceci implique qu'au-dessous d'un certain seuil l'impulsion ne parvient pas ou parvient difficilement à la nappe au voisinage du forage. Ceci peut être expliqué par le filtrage du signal avant d'atteindre la zone saturée (Calba, 1980). Comme la fissuration de la craie décroît avec la profondeur, la craie non fissurée fait office d'écran pour la recharge qui est drainée préférentiellement par la craie fissurée.

I.2 ETUDE HYDRODYNAMIQUE

Les sources de la Rançon ont été équipées d'un limnigraphe OTT type R16 durant les cycles 77/78 et 78/79. Durant cette période d'étude les sources de la Rançon avaient en moyenne un débit de 0,617 m³/s. Nous allons pas entrer dans les détails des variations de ces débits, seules les moyennes mensuelles seront indiquées dans le tableau n° I-1.

Mois	Moyenne interannuelle en m ³ /s
Janvier	0,454
Février	0,530
Mars	0,605
Avril	0,646
Mai	0,670
Juin	0,680
Juillet	0,676
Août	0,673
Septembre	0,617
Octobre	0,578
Novembre	0,588
Décembre	0,679

Tableau n° I.1 : Moyennes mensuelles interannuelles des débits des sources de la Rançon.

I.2.1 ETUDE DES DEBITS CLASSES

Nous ne disposons que de deux cycles hydrologiques (77/78 et 78/79). Cette analyse est effectuée afin d'essayer de dépister toute hétérogénéité dans la droite des débits classés. L'analyse des débits classés a été conduite en utilisant une relation arithmétique entre la variable X et le débit (Fig. I-8). On constate l'existence de deux ruptures de pentes, la première correspond à un débit de $0,475 \text{ m}^3/\text{s}$ et la seconde pour $0,750 \text{ m}^3/\text{s}$. Ceci implique que la loi est différente pour les débits d'étiages, de moyennes et des hautes eaux.

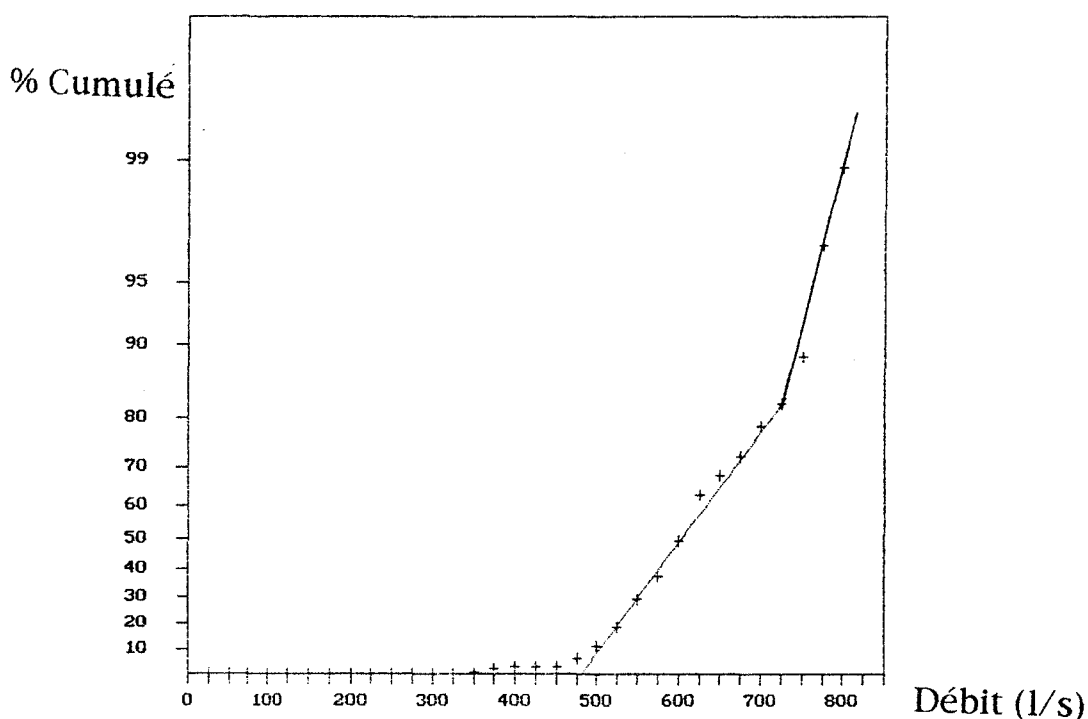


Fig. I-8 : Débits classés des sources de la Rançon.

Une nouvelle analyse est faite en supprimant pour la période considérée les débits inférieurs à $0,450 \text{ m}^3/\text{s}$. On constate la disparition de la première rupture de pente mais la seconde relative aux forts débits persiste. Or lors des années à pluviométrie exceptionnelle on assiste à l'apparition de nombreuses sources en amont des sources de la Rançon (à quelques centaines de mètres) notamment celles qui se trouvent au lieu-dit Vert-Buisson. Ces

nombreuses sources fonctionnent lorsque les sources de la Rançon ne suffisent plus à évacuer les eaux souterraines et par conséquent soustraient une partie des eaux qui devraient passer par la Rançon. Donc la rupture de pente relative aux forts débits correspond à la mise en fonctionnement de trop-pleins dont le débit n'est pas pris en compte par la station de mesure. Par conséquent, le débit total de l'aquifère doit être nettement plus élevé que ce qu'indiquent les mesures, surtout lors des années très humides.

I.2.2 ETUDE DES COURBES DE RECESSION

Durant les deux cycles étudiés le tarissement n'a jamais été atteint. Ce qui rend impossible l'étude des récessions. Mais le système est caractérisé par l'apparition de nombreuses petites crues au sein de la crue principale.

I.2.3 ANALYSE CORRELATOIRE ET SPECTRALE

Dans un premier temps une analyse à long terme a été réalisée puis chaque cycle sera analysé indépendamment.

I.2.3.1 ANALYSE A LONG TERME

Le corrélogramme simple des pluies décroît rapidement. Il prend une valeur inférieure à 0,2 dès le troisième jour et ne devient nul qu'à partir du neuvième jour (Fig. I-9). Notons également la présence d'un petit pic dépassant la valeur $r = 0,1$. La décroissance du corrélogramme montre une certaine dépendance des événements entre eux et de ce fait la pluie, qui correspond à la fonction d'entrée, ne peut être considérée comme un phénomène totalement aléatoire.

Le spectre de densité de variance de la pluie de Sainte-Marie-des-Champs montre quelques pics (Fig. I-10) dont un présente une amplitude $[S(f) = 8,4]$ correspondant à 42 jours, ceci montre qu'au moins sur cette période d'étude la pluie présente une périodicité à moyen (42 et 25 jours) et une autre à court terme (15, 12, 10,..., jours). En effet cette tendance à long terme pour 125 jours est probablement une composante d'un

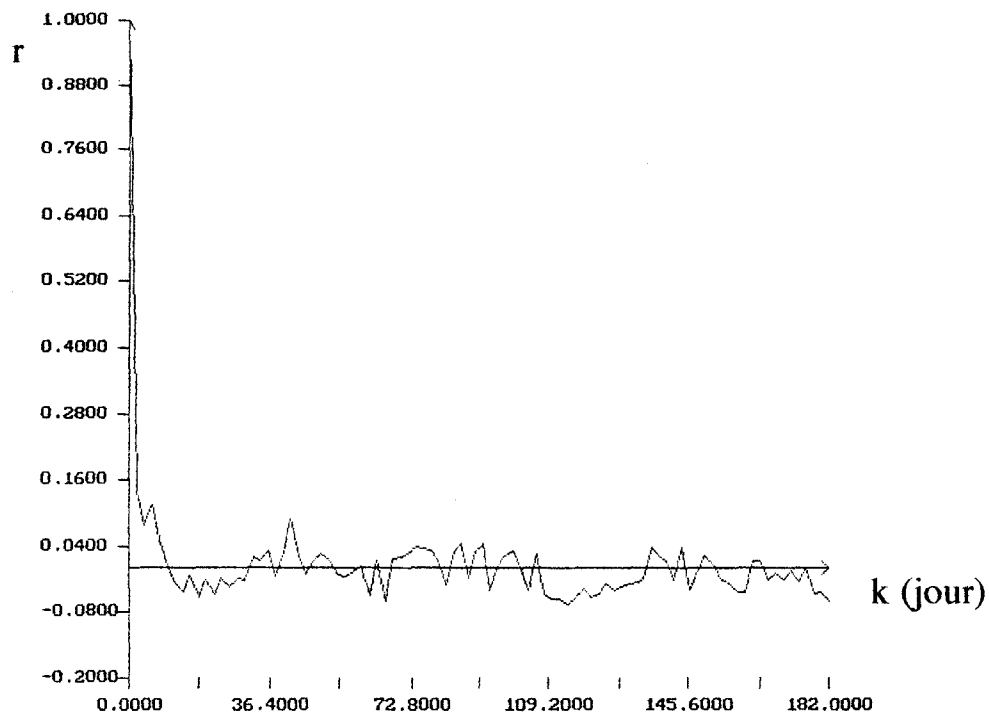


Fig. I-9 : Corrélogramme simple des pluies de Sainte Maries des Champs (Cycle moyen)

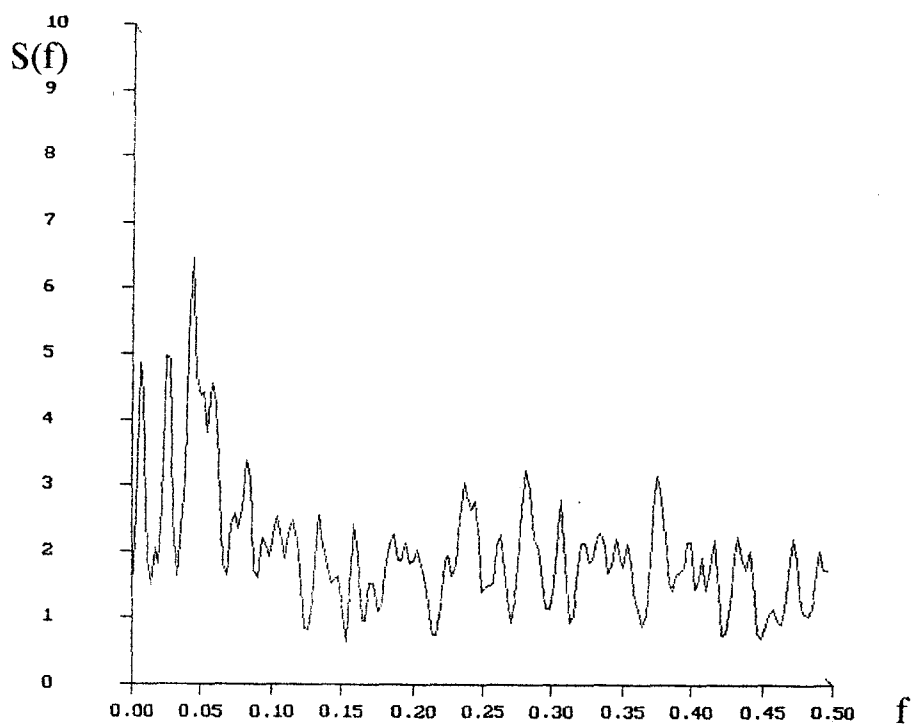


Fig. I-10 : Spectre simple des pluies de Sainte Maries des Champs (Cycle moyen)

phénomène cyclique de période supérieure à 125 jours, correspondant au cycle annuel (365 jours) de la répartition des pluies.

Le corrélogramme simple des débits de la Rançon (Fig. I-11) décroît rapidement jusqu'à $k = 22$ jours ($r = 0,36$), puis remonte jusqu'à $r = 0,48$, ensuite décroît et atteint la valeur de 0,2 au bout de 53 jours et enfin devient nul à partir de 82 jours. Ce corrélogramme de forme complexe et le bombement correspondent à des apports retardés.

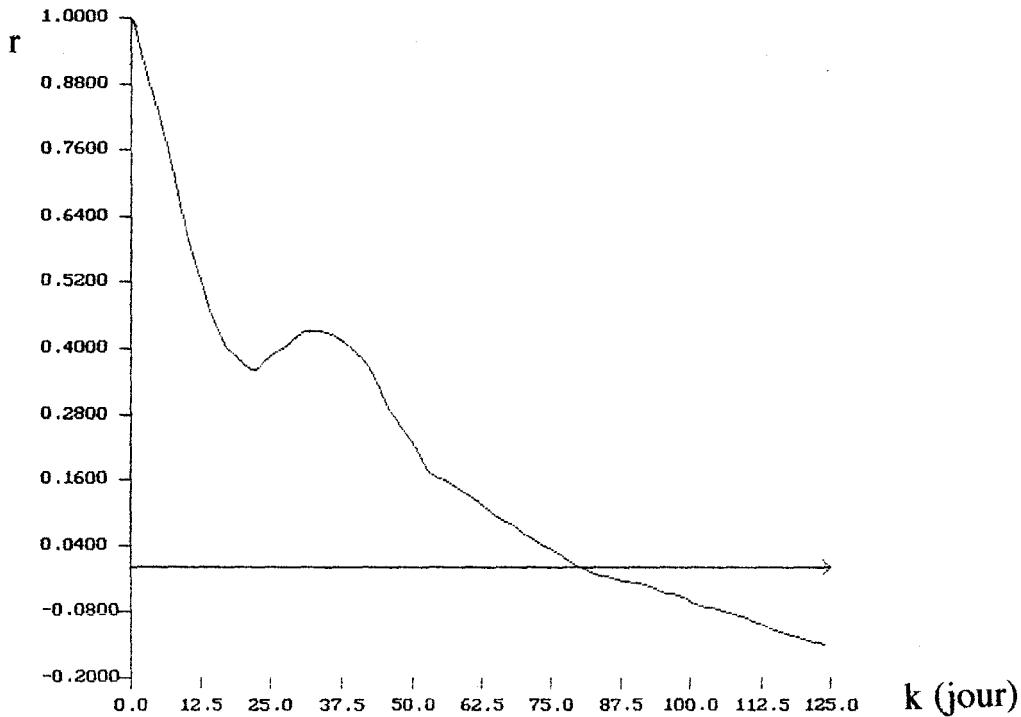


Fig. I-11 : Corrélogramme simple des débits des sources de la Rançon (Cycle moyen)

Le corrélogramme croisé (Fig. I-12) présente une réponse très nette avec une amplitude dépassant 0,23. Cette réponse montre des perturbations qui sont dues à la périodicité des pluies. En plus le corrélogramme croisé présente un effet de dédoublement. Deux hypothèses peuvent être formulées :

- Soit le corrélogramme correspond à une réponse chaotique induite par la non linéarité de la fonction d'entrée.

- Soit ce dédoublement correspond à une réponse composite de deux fonctionnements différents : nappe et karst.

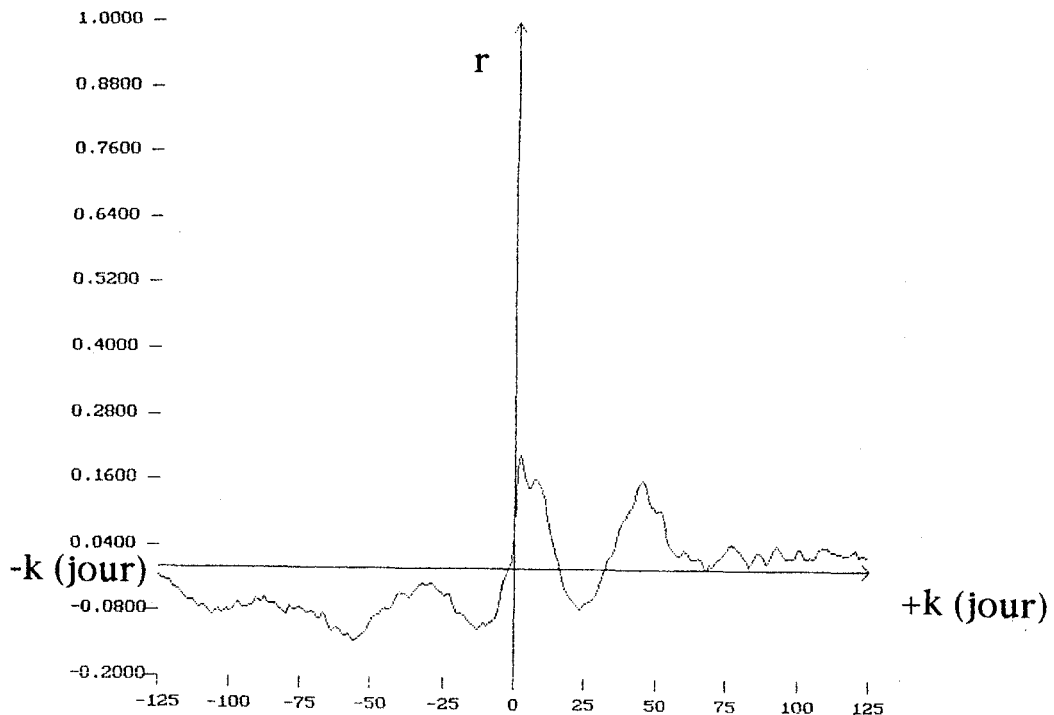


Fig. I-12 : Corrélogramme croisé pluie-débit (Pluies de Sainte Marie des Champs et débits des sources de la Rançon

I.2.3.2 ANALYSE A COURT TERME

Une analyse séparée des deux cycles a montré que les sources de la Rançon présentent un comportement différent.

I.2.3.2.1 Cycle 77-78

Le corrélogramme simple des débits (Fig. I-13) montre une décroissance régulière il atteint la valeur de 0,2 au bout de 61 jours et 68 jours pour $r = 0,1$ et devient nul au bout de 74 jours. Au cours de ce cycle le système présente un effet mémoire très considérable et traduit l'importance des réserves de ce système. Le corrélogramme croisé (Fig. I-14) présente une réponse faible mais étalée. Ce comportement correspond à un système renfermant une nappe avec une organisation de drainage très rudimentaire. Ceci est en accord

avec la forme de l'hydrogramme, en cloche au cours de ce cycle, qui montre une montée croissante de crue jusqu'au mois de mai puis la décrue du système commence.

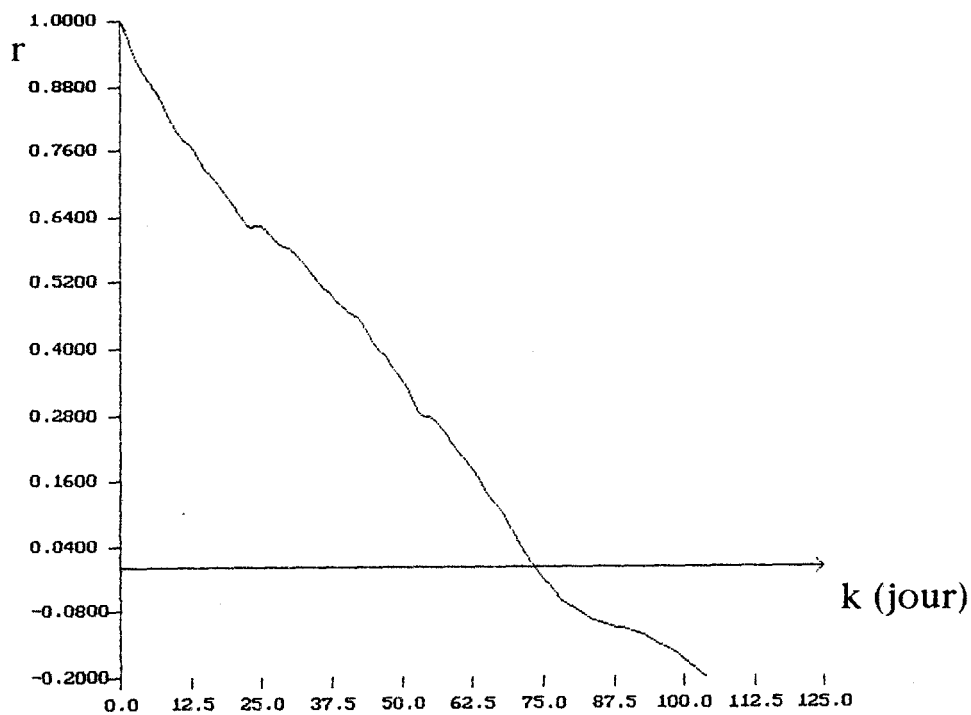


Fig. I-13 : Corrélogramme simple des débits des sources de la Rançon (Cycle 77-78)

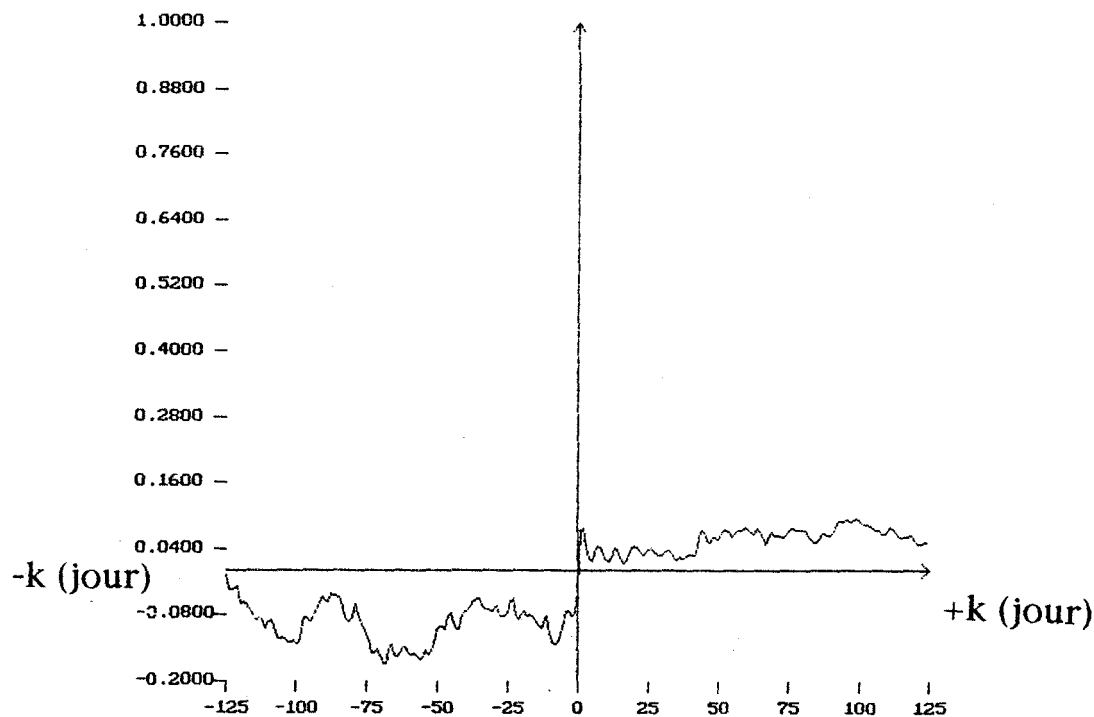


Fig. I-14 : Corrélogramme croisé pluie-débit relatif au cycle 77-78 (pluies de Sainte Marie des Champs et debits des sources de la Rançon).

I.2.3.2.2 Cycle 78-79

Le corrélogramme simple des débits (Fig. I-15) décroît rapidement et atteint la valeur de $r = 0,1$ au bout de 14 jours, puis devient nul. Il amorce ensuite une remontée et dépasse la valeur de $r = 0,16$ au 37^{ème} jour avant de reprendre sa décroissance. Le corrélogramme croisé (Fig. I-16) montre deux réponses. La première la plus importante ($r = 0,34$), apparaît en moins de 2 jours et la seconde après 45 jours. Ce type de réponse correspond au fonctionnement de deux systèmes différents :

- karst : permettant d'acheminer rapidement les apports des précipitations en moins de 2 jours.

- nappe : dont la recharge se fait avec un retard, par rapport aux précipitations, dépassant le mois et qui permet de régulariser le débit des sources.

Cette dualité de fonctionnement a été déjà montrée par Calba (1980) en examinant la variation des débits des sources de la Rançon ainsi que les niveaux de la nappe en fonction du temps, avec des retards très proches de ceux obtenus par les analyses corrélatrice et spectrale.

I.2.3.2.3 Fonction d'amplitude

On peut constater que pour les périodes inférieures à 4 jours environ (fréquence supérieure à 0,25), elles présentent des valeurs négligeables (Fig. I-17). Autrement dit ce système atténue considérablement les événements de courte période.

I.2.3.2.4 Fonction de cohérence

La fonction de cohérence (Fig. I-18), là où la liaison est forte permet d'en apprécier la linéarité. Cette fonction est modeste pour les basses fréquences et devient très mauvaises pour les moyennes et les hautes fréquences. Ceci signifie que le système ne présente pas un fonctionnement linéaire à court terme.

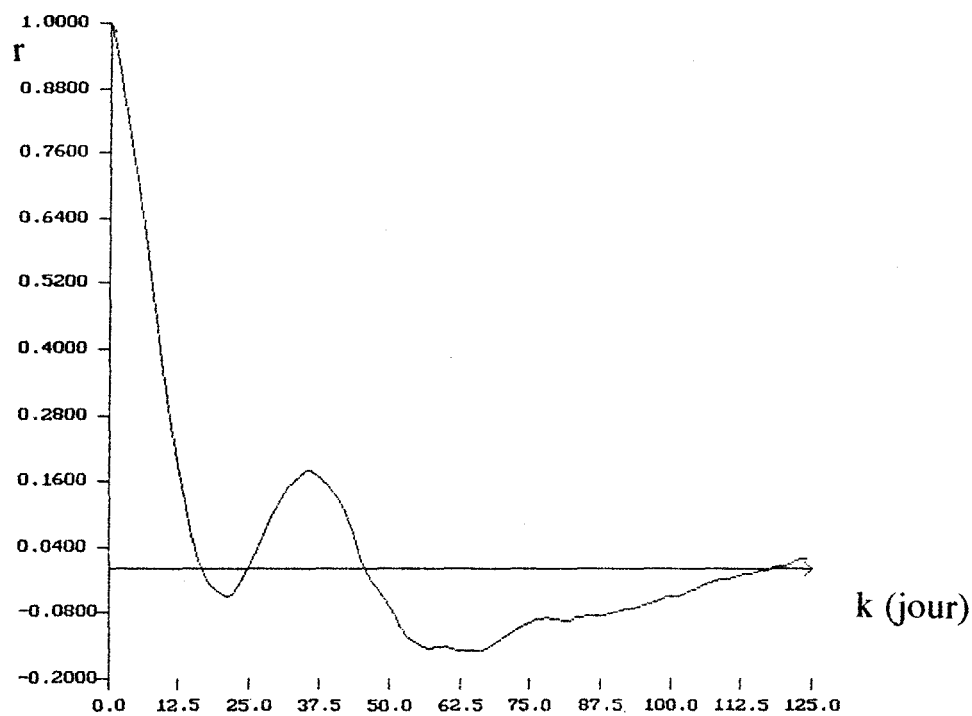


Fig. I-15 : corrélogramme simple des débits des sources de la Rançon (Cycle 78-79)

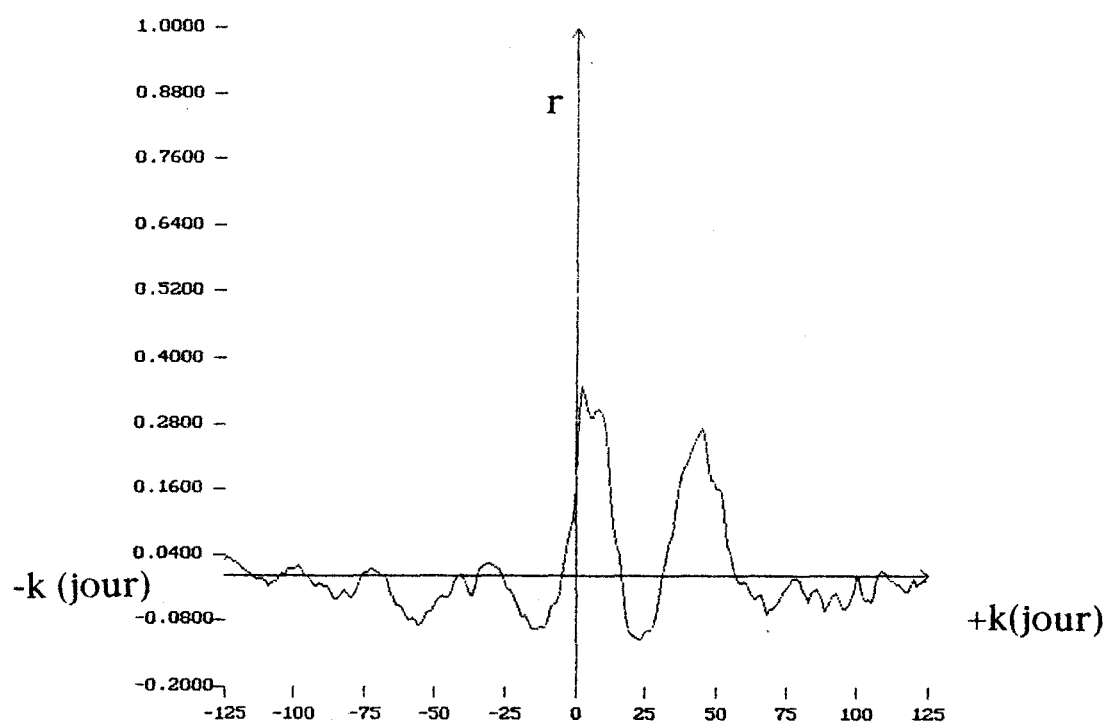


Fig. I-16 : Corrélogramme croisé pluie-débit relatif au cycle 78-79 (pluies de Sainte Marie des Champs et débits des sources de la Rançon).

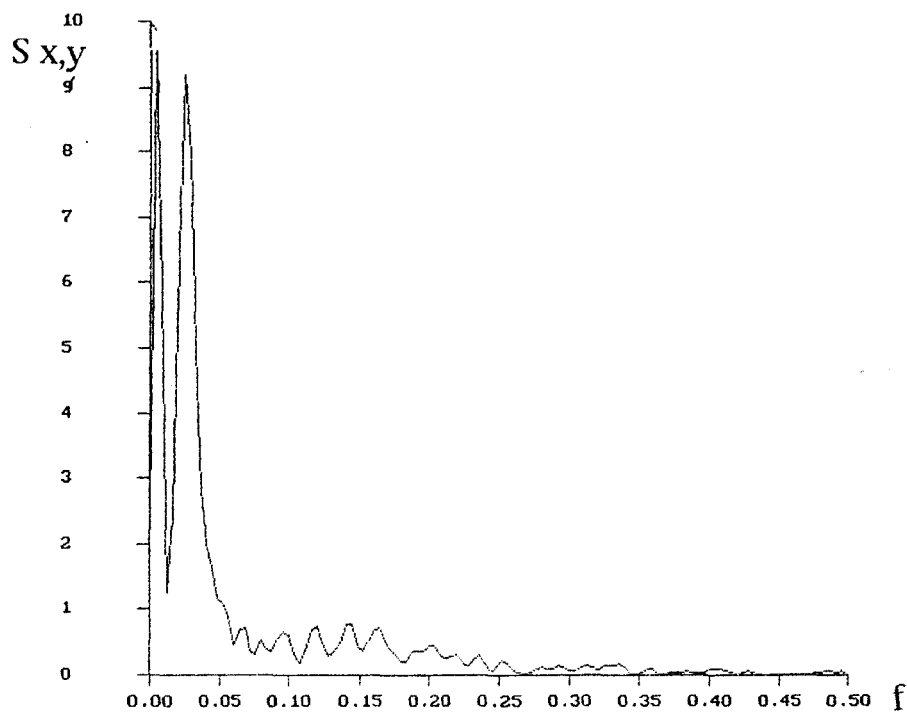


Fig. I-17 : Fonction d'amplitude croisée (Cycle moyen : pluies de Sainte Marie des Champs et débits de la Rançon).

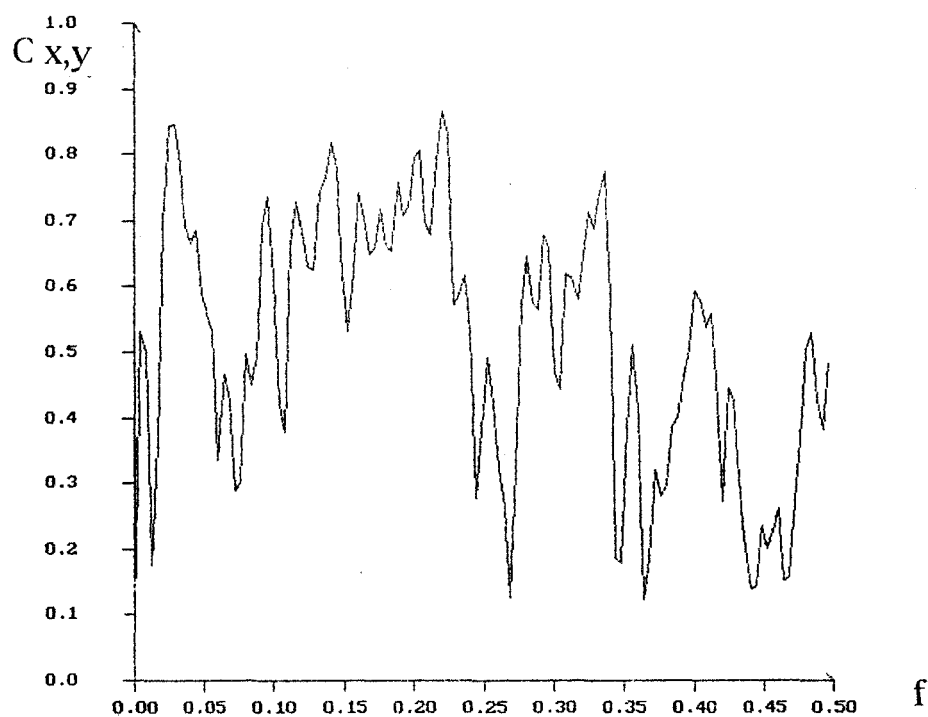


Fig. I-18 : Fonction de cohérence (Cycle moyen : pluies de Sainte Marie des Champs et débits de la Rançon).

I.2.3.2.5 Fonction de gain

Elle donne une estimation de l'amplification ou de l'atténuation du signal d'entrée. Elle fournit donc une indication sur le stockage ou le déstockage des réserves. Une atténuation des hautes fréquences correspond à une mise en réserve lors des crues. Une amplification des basses fréquences traduit un soutien par les réserves. Toutes les fréquences supérieures à 0,033 (période de 30 jours) sont ici atténuées et cela au bénéfice de phénomènes à très long terme (Fig. I-19). Le pouvoir inertiel du système de la Rançon est assez important, ce qui indique des réserves globales non négligeables.

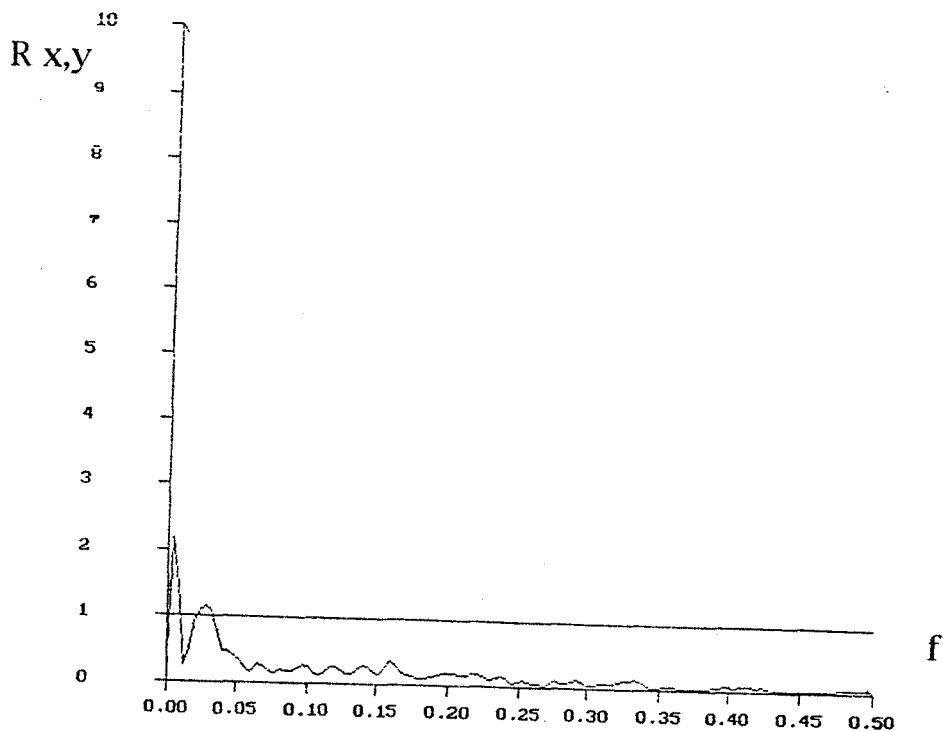


Fig. I-19 : Fonction de gain (Cycle moyen : pluies de Sainte Marie des Champs et débits de la Rançon).

L'analyse des corrélogrammes simples des deux cycles a permis de distinguer deux types de comportements :

- le cycle 77-78 : le corrélogramme présente une décroissance plus ou moins lente avec un effet mémoire important traduisant ainsi l'importance des réserves du système.

- le cycle 78-79 : le corrélogramme décroît rapidement ce qui nous renseigne sur l'importance des circulations rapides qui arrivent aux sources, ensuite le corrélogramme amorce une nouvelle remontée correspondant à une alimentation arrivant aux sources avec un retard important.

Nous formulons deux hypothèses afin d'expliquer ce double comportement :

- la première suppose l'existence d'un paléokarst perché au-dessus du niveau de la nappe puis quand ce dernier se relève le karst est réactivé et évacue rapidement l'eau qu'il reçoit.

- la seconde correspondrait à la présence d'un karst noyé : quand le niveau de la nappe s'abaisse les drains se trouvent déconnectés et le karst devient non fonctionnel.

En absence d'une longue chronique de données qui nous permettrait de caractériser le fonctionnement général du système, ces deux hypothèses restent valables.

Dans ce bassin de nombreuses investigations ont été effectuées dans des puits afin de déceler des circulations rapides à l'aide de permanganate de potassium (Calba, 1980). Cette investigation a permis de déceler dans cinq puits des circulations de l'ordre du centimètre par seconde et dans un des puits une circulation très rapide d'environ plusieurs centimètres par seconde, ce dernier recoupant un conduit vertical sur plusieurs mètres et une galerie horizontale à 40 m de profondeur et au niveau de laquelle une circulation rapide a été décelée. Les relevés des niveaux d'eau montrent que cette galerie n'est pas toujours parcourue par des circulations d'eau. Cette observation nous oriente davantage vers la première hypothèse, celle d'un drainage karstique abandonné et activé parfois lors des hautes eaux.

Le système de la Rançon semble donc caractérisé par la présence d'une nappe avec des réserves importantes à laquelle s'ajoute un paléokarst, dénoyé en basse-eaux, mais ce karst se trouve réactivé et permet un transit rapide des eaux, quand le niveau de la nappe augmente.

I.2.3.3 CLASSIFICATION DES SOURCES DE LA RANÇON

Les sources de la Rançon présentent un double comportement de nappe et de karst dont la prépondérance de l'un par rapport à l'autre dépend de l'état hydrodynamique du système. Afin de les positionner dans la classification de Mangin nous allons rappeler les résultats des différents calculs de l'A.C.S (Tableau n° I-2)

	effet mémoire	temps de régulation	bande spectrale
cycle de 77-78	61-68 jours	61 jours	0,18
cycle de 78-79	12-14 jours	15 jours	0,23
toute la période	53-67 jours	46 jours	0,18

Tableau n° I-2 : résultat des A.C.S des sources de la Rançon.

En moyenne le système de la Rançon dispose d'un grand effet mémoire mais qui est très variable (en fonction des cycles) et qui peut parfois être très court. Le temps de régulation est aussi grand. Quant à la bande spectrale, elle est étroite. L'hydrogramme unitaire est pointu et réduit. Etant donnée la double réponse du système de la Rançon, ce dernier ne peut pas être réellement classé dans la classification de Mangin (1984). Mais néanmoins les différents paramètres (effet mémoire, temps de régulation et bande spectrale) le qualifient comme intermédiaire entre le système du Baget et celui de Fontestorbes.

I.3 ETUDE HYDROCHIMIQUE

En raison du faible nombre de données hydrochimiques, ni la validité des échantillons ni les courbes de distribution de fréquence n'ont pu être étudiées. Seule une analyse en composantes principales a été réalisée.

Nous disposons de 13 observations alors que 14 variables ont été retenues pour l'analyse en composantes principales. Ces variables sont : débit, conductivité (C), calcium, magnésium, sodium, potassium, chlorures, bicarbonates, sulfates, nitrates, silice, pression partielle du dioxyde de carbone ($p\text{CO}_2$), delta pH et l'indice d'échange des cations (I.E.C).

Le calcul a été arrêté à trois axes. Le pourcentage total de la variance exprimé par ces axes est de 72,6 % (Tableau I-3 et I-4).

CORRELATIONS

	Q	Ca	Mg	Na	K	Cl	HCO3	SO4	NO3	Sio2	C	pCo2	dpH	IEC
Q	1.000													
Ca	0.234	1.000												
Mg	0.163	0.645	1.000											
Na	-0.286	-0.262	0.001	1.000										
K	-0.326	-0.753	-0.624	0.433	1.000									
Cl	-0.758	-0.435	-0.502	0.327	0.348	1.000								
HCO3	-0.142	0.671	0.455	-0.342	-0.677	0.075	1.000							
SO4	-0.142	-0.653	-0.412	0.430	0.738	0.192	-0.806	1.000						
NO3	-0.156	-0.357	-0.260	-0.328	0.280	0.162	-0.342	0.423	1.000					
Sio2	-0.014	0.634	0.499	-0.379	-0.526	-0.205	0.514	-0.300	-0.058	1.000				
C	-0.138	-0.429	-0.764	-0.222	0.342	0.365	-0.186	-0.075	0.296	-0.595	1.000			
pCo2	-0.396	-0.450	-0.115	0.142	0.496	0.116	-0.284	0.068	0.162	-0.445	0.359	1.000		
dpH	0.315	0.726	0.339	-0.270	-0.721	-0.168	0.599	-0.396	-0.271	0.616	-0.407	-0.921	1.000	
IEC	-0.185	0.125	-0.191	-0.754	-0.421	0.322	0.534	-0.449	0.297	0.327	0.359	-0.192	0.324	1.000

Tableau I.3 : Matrice des Corrélations entre les variables
(Chimie de la Rançon).

	AXE 1	AXE 2	AXE 3
Q **	0.3414	0.1166 *	0.3715
Ca **	0.8894 *	0.7910 *	0.0988
Mg **	0.6743 *	0.4546 *	0.4504
Na **	-0.4302	0.1850 *	0.5990 *
K **	-0.9053 *	0.8195 *	0.1091
Cl **	-0.4270	0.1823 *	-0.5196
HCO3 **	0.7614 *	0.5797 *	-0.3789
SO4 **	-0.7020 *	0.4928 *	0.3360
NO3 **	-0.3616	0.1307 *	-0.3889
Sio2 **	0.7290 *	0.5314 *	-0.0456
C **	-0.5052	0.2552 *	-0.6568 *
pCo2 **	-0.6020 *	0.3624 *	-0.0589
dpH **	0.8416 *	0.7084 *	-0.0408
IEC **	0.3279	0.1075 *	-0.9140 *

Tableau I.4 : La première colonne correspond aux corrélations entre les variables et les axes et la seconde correspond aux corrélations au carré.

Le facteur F1 exprime 40,8 % de la variance, il est corrélé positivement au calcium, magnésium, bicarbonates, la silice et au delta pH et négativement au potassium, sulfates et à la pression partielle de CO₂. Le facteur F2 exprime 19,1 % de la variance, il est corrélé négativement à la conductivité électrique et à l'indice d'échange des cations et positivement au sodium. Le facteur F3 exprime 12,7 % de la variance, il est corrélé négativement au débit et positivement au sodium et au chlorure.

Le facteur F1 oppose les minéraux qui caractérisent l'aquifère crayeux (Ca²⁺, Mg²⁺, HCO₃⁻) auxquels s'ajoutent la silice et les ions qui participent au cycle biogéochimique (k et SO₄) de la matière vivante et par conséquent caractérisent les horizons pédologiques (Fig. I-20).

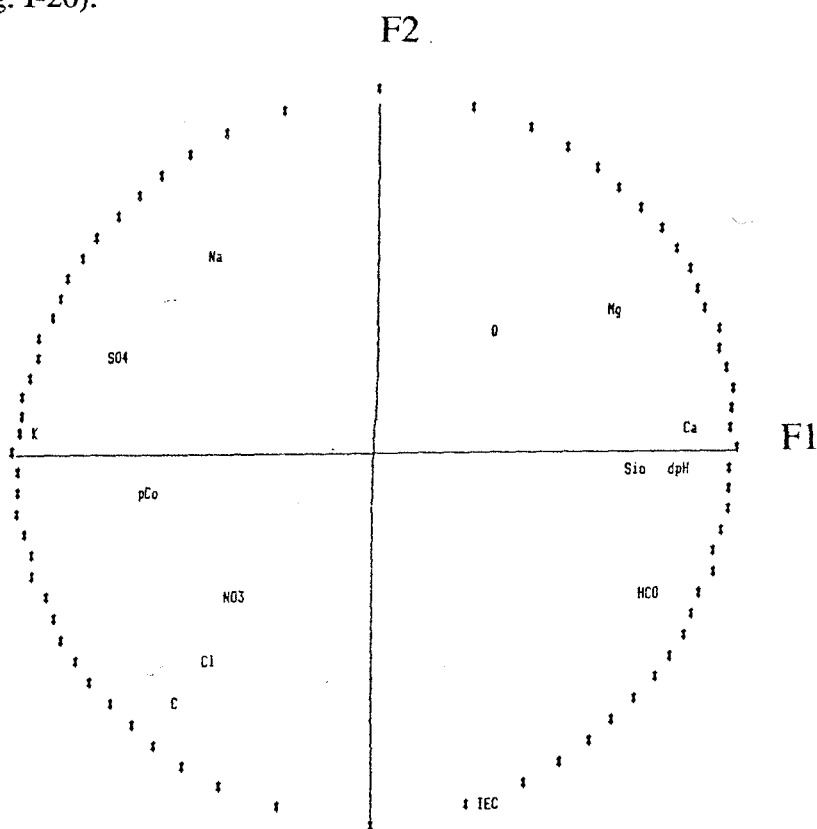


Fig. I-20 : ACP chimisme des sources de la Rançon au cours des cycles 77-78 et 78-79.

Espace des variables, Plan F1-F2.

Le sodium et la silice sont complètement dissociés d'où une origine différente pour ce dernier. Le sodium pourrait provenir des minéraux argileux alors que la silice, vu son association avec le magnésium et le calcium, provient de la mise en solution de la silice à

l'intérieur de l'aquifère. Cette réaction de mise en solution de la silice est très lente et vu les teneurs élevées de cet ions, ceci suggère un temps de séjour élevé dans l'aquifère crayeux.

A l'opposé des ions qui caractérisent l'aquifère crayeux et dans l'espace des échantillons, l'échantillon n° 10 est caractérisé par un enrichissement en sulfates et en silice et ayant une pression partielle de CO₂ élevée et sous-saturé. La sous-saturation couplée aux ions caractérisant les horizons pédologiques exclu l'hypothèse d'une erreur de mesure de pH et par conséquent indique la présence d'un transit rapide à travers l'aquifère crayeux (Fig. I-21).

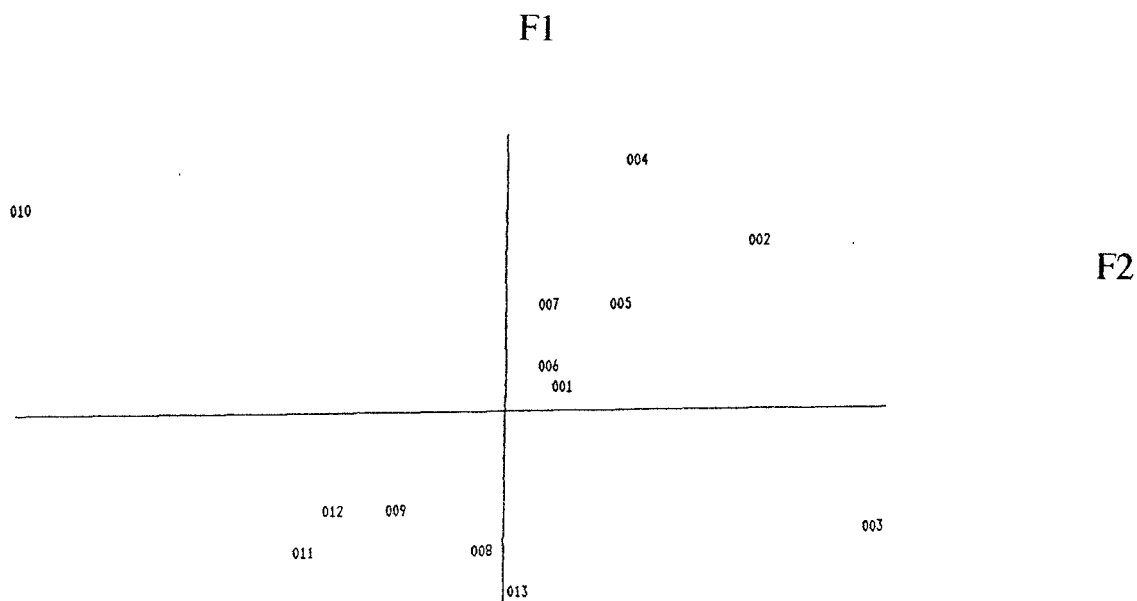


Fig. I-21. : ACP chimisme des sources de la Rançon au cours de cycles 77-78 et 78-79. Espace des échantillons, plan F1-F2.

Donc le facteur F1 oppose des eaux ayant séjourné dans l'aquifère crayeux aux eaux ayant subi un passage dans l'horizon pédologique et ayant rejoint l'exutoire rapidement. Les premières (eaux de la craie) sont caractérisées par un débit élevé et se situent en période de hautes-eaux. Les secondes correspondent à des échantillons en période de montée de crue; ce qui nous permet de conclure que le facteur F1 oppose deux types d'eau karstique : l'une

ayant séjourné longtemps dans l'aquifère puis évacué par phénomène de chasse et l'autre ayant transité rapidement à travers l'aquifère crayeux.

Le facteur F2 oppose l'indice d'échange des cations et le sodium. Ces deux éléments évoluent ensemble, de ce fait le facteur F2 marque la présence d'un échange entre le sodium et le sol ou les formations superficielles.

Dans l'espace des unités statistiques, le facteur F2 oppose des échantillons ayant un indice d'échange négatif des cations (- 0,13 pour l'échantillon n° 4) aux échantillons ayant un indice d'échange positif mais faible (échantillon n° 13).

Lorsque l'indice d'échange est négatif, il marque la présence d'un échange de sodium avec les minéraux argileux soit au niveau des interlits argileux dans la craie soit au niveau de la couverture.

Donc le facteur F2 correspond à un axe d'échange, il oppose des échantillons échangeant le sodium au niveau des interlits argileux aux échantillons qui ne subissent pas ou peu d'échange au niveau du sol.

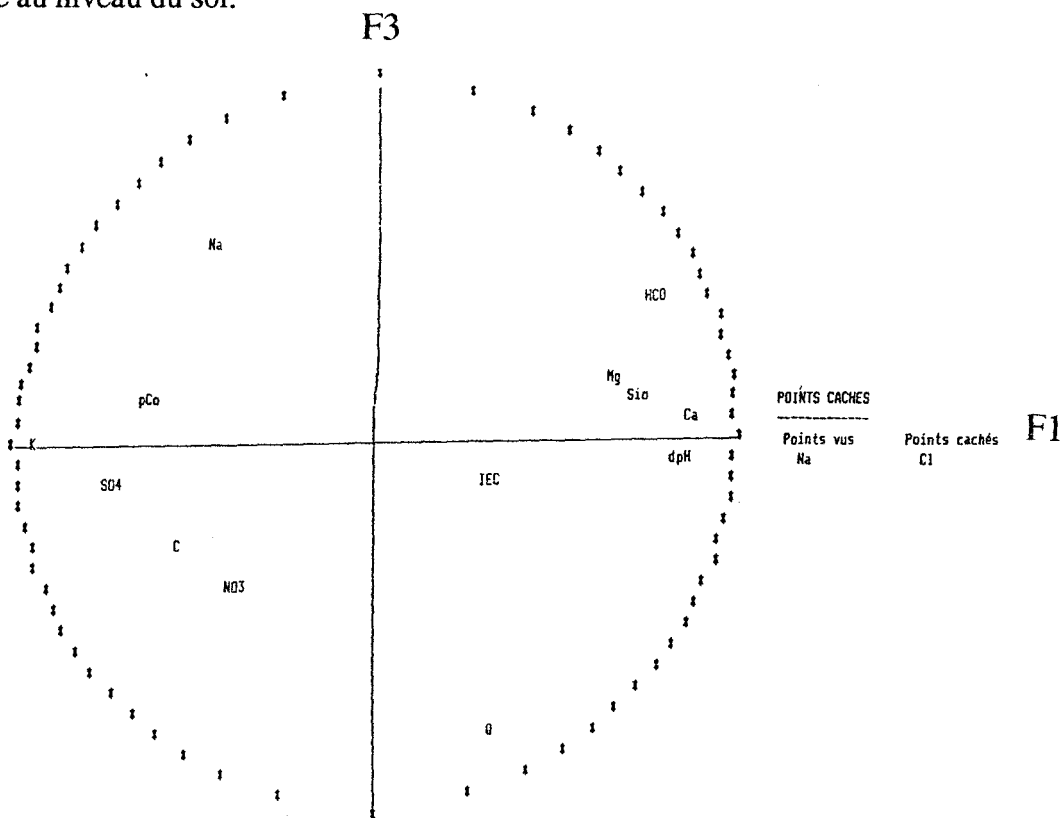


Fig. I-22 : ACP chimisme des sources de la Rançon au cours des cycles 77-78 et 78-79.

Espace des variables, plan F1-F3.

Le facteur F3 oppose le débit aux chlorures et sulfates. Quand le débit augmente les teneurs de ces ions diminuent et inversement. Le facteur F3 correspond à un facteur de dilution (Fig. I-22).

**CHAPITRE II : ETUDE DES SOURCES
DE RADICATEL, ROUELLES ET SAINT
LAURENT**

II.BEC DE CAUX

II.1 CADRE GENERAL DE L'ETUDE

La ville du Havre est alimentée d'une part par les sources de Rouelles et de Saint Laurent situées dans la vallée de la Lézarde et d'autre part par les sources de Radicatel situées dans l'ancien méandre de la Seine au contact de la falaise de la craie et de la plaine alluviale.

Dans le but d'éviter toute répétition dans la monographie des différents bassins, cette partie sera traitée dans son contexte régional qui est celui du Bec de Caux (Fig. II.1).

II.1.1 GEOMORPHOLOGIE

Le Bec de Caux est situé dans le département de Seine-Maritime. Il est bordé au nord et à l'ouest par la Manche, au sud par l'estuaire de la Seine et à l'est par le Pays de Caux.

C'est un plateau dont l'altitude moyenne est de 100 m, découpé au sud par la vallée de la Lézarde et ses affluents, à l'est par la vallée du Commerce et ses affluents, au nord et à l'ouest par une succession de vallées sèches appelées "valleuses" dont les principales sont Yport, Etretat et Bruneval.

Ces plateaux culminent à +118 m sur la commune des Loges (feuille d'Etretat) au lieu-dit les Rois Mages et le Parlement, à +139 m à Saint-Jouin-de-Bruneval au lieu-dit Beaurmesnil et à Ecrainville au lieu-dit Presbytère (feuille de Montivillier). Ces deux derniers points forment approximativement la ligne de partage des eaux de surface entre la Manche et la Seine.

Le plateau domine la mer par une falaise abrupte que l'érosion éolienne et marine entaille jusqu'à former des piliers, des anses et des aiguilles comme à Etretat.

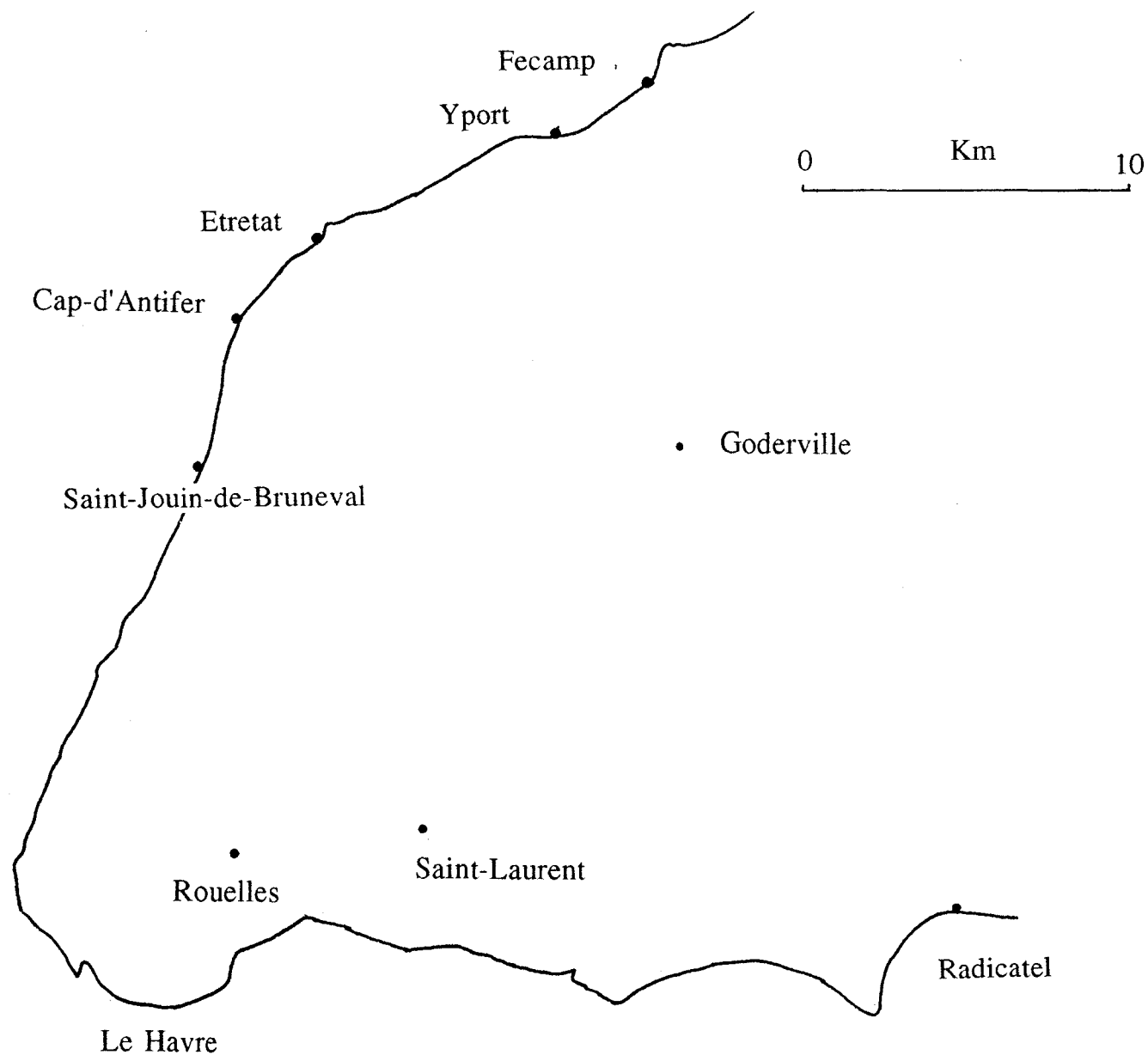


Fig. II-1 : Localisation des bassins des sources de Radicatel, Saint Laurent et Rouelles.

II.1.2 CADRE GEOLOGIQUE

Le Bec de Caux s'étend sur toute la feuille d'Etretat-Montivillier, la partie supérieure de la feuille du Havre et la partie est de la feuille de la carte de Bolbec (au 1/50.000) levées par le B.R.G.M.

Cette partie est traitée grâce aux données des rapports de B.R.G.M (n° 70 et 71) et l'ouvrage de Juignet (1970).

Les affleurements sont principalement d'âge crétacé généralement localisés dans les fonds des vallées mais d'autres terrains plus anciens ont été rencontrés par sondages profonds.

II.1.2.1 LITHOSTRATIGRAPHIE

L'Oxfordien a été rencontré sous les alluvions de la Seine avec un faciès argileux.

Le Kimméridgien affleure au pied de la falaise du Havre jusqu'au Cap de la Hève; il est constitué par une alternance de bancs calcaires clairs et des bancs argileux.

Le Néocomien est sablo-argileux avec une puissance de 17 m aux Loges (56-8-2) et 15 m à Etainhus (74-8-1), il se présente en bancs de 1 à 2 m riches en stratifications obliques.

L'Albien affleure entre le Cap de la Hève et Saint-Jouin, il est formé par les faciès classiques des sables verts et d'argile du Gault épais respectivement de 23 et 20 m aux Loges et à la base on trouve de la gaise.

Le Cénomaniens inférieur fait suite lithologiquement à l'Albien. On distingue de bas en haut :

- Une zone remaniée formée par une marne grise fine avec quelques bancs calcaires épais de 0,5 à 1,5 m.

- La glauconie de base : représentée par une marne glauconieuse presque noire homogène, épaisse de 2 m. Elle s'observe sporadiquement au pied

des falaises de la Manche et de la vallée de la Seine, ainsi qu'à Montivillier. Son contact avec la craie à silex est jalonné par de nombreuses sources.

Le Cénomanien moyen et supérieur affleure le long de la falaise de la Seine, dans la vallée de la Lézarde et forme la majeure partie de la falaise entre la Cap de la Hève et Saint-Jouin-Bruneval, de la base vers le haut on distingue :

- Conglomérat granoclassé à matrice grise légèrement glauconieuse;

- Craie jaunâtre à ruban et alignement de silex;

- Craie jaunâtre, moyennement dure, un peu glauconieuse et granuleuse en strates de 0,20 m à 0,60 m d'épaisseur, délimitées par des rubans continus ou des alignements de gros rognons de silex noirs à cortex gris. On observe dans la moitié inférieure une grande fréquence de bancs durs, noduleux dont l'épaisseur peut atteindre le mètre;

Au sommet on trouve une craie grise blanche, glauconieuse à rognons de silex gris assez clair. A 4 m du sommet un ruban siliceux est particulièrement remarquable par son épaisseur (0,20 à 0,30 m), sa grande régularité et sa continuité.

L'ensemble de la série crayeuse présente une épaisseur variable, elle est de 59 m à Etainhus (74-8-1) contre 19,9 au Havre (74-7-185); il plonge du sud-ouest vers le nord-est de + 45 à Montivillier (74-6-1) à - 25,50 à Etainhus.

Le Turonien inférieur et moyen est représenté par une zone de craie sans silex contrastant, dans les falaises, avec les séries de craie à silex du Cénomanien et du Turonien. Du haut en bas on distingue :

- Craie noduleuse avec des lits de galets verdis surmontant quelques feuillets de marnes ou d'argiles ocre;

- Une alternance de bancs métriques de craies noduleuses et de craies blanches homogènes;

- Le Turonien moyen est composé de gros bancs de craie blanche homogène peu marneuse, faiblement fossilifère comportant quelques rognons de silex noirs alignés (Cap d'Antifer) et de lits de galets verdis.

Le Turonien Supérieur est formé par des bancs durs de calcaire franc, dont la face supérieure irrégulière, possède une teinte verte un peu ocre.

Le Sénonien : La limite entre le Turonien et le Coniacien est peut-être marquée par un banc repère local de couleur jaune orangé, très dur, affecté d'ondulation et de discontinuités; qui peut passer latéralement à une craie blanche à silex. Il est surmonté par une craie moyennement dure à niveaux discontinus de rognons de silex brun noir à mince cortex gris, à faisceaux de stratifications entrecroisées, attribué au Coniacien puis on passe à une craie blanche friable à silex clairs, bruns, blonds ou roux en alignements de rognons ou en rubans, à stratification régulière, attribuée au Santonien.

Les formations superficielles sont présentes sur les plateaux. Elles groupent l'argile à silex et des sables remaniés d'origine tertiaire recouverts par les limons de plateaux. Elles peuvent atteindre 40 à 50 m d'épaisseur à Criquetot-l'Esneval et dans la région de Gainneville et Saint-Aubin-Routot.

Les alluvions existent dans les vallées de la Seine, de la Lézarde et de leurs affluents; Les alluvions anciennes formées de galets de silex roulés et de sables grossiers atteignent une puissance de 7 à 8 m; Celle des alluvions modernes (vases, sable et tourbe) varie entre 20 et 25 m.

II.1.3 HYDROLOGIE DE SURFACE

II.1.3.1 RESEAU HYDROGRAPHIQUE

Le secteur étudié correspond à deux bassins versants : celui de la Seine au sud et celui de la Manche au nord et à l'ouest. La Seine est représentée par son estuaire.

II.1.3.1.1 La Lézarde

C'est la seule rivière pérenne située dans le Bec de Caux. Elle prend sa source, dans la craie, à Saint-Martin-du-Bec à l'altitude de + 47 m et se jette dans la Seine à Harfleur à la cote + 4 m. C'est une rivière orientée nord-sud, de 14 km de longueur et

500 m de large, sa pente moyenne est de 3 ‰ et son bassin versant couvre une surface de 219 km². Elle reçoit en rive gauche à Harfleur, peu avant son confluent, la rivière de Saint-Laurent, en rive gauche le ruisseau de la Clinarderie à Montivillier qui prend sa source au lieu-dit " La Randouerie " sur la commune de Fontenay, le ruisseau de Fontaine-la-Mallet au lieu-dit " la Colleville " et dont la source se trouve à Fontaine-la-Mallet.

Les principales caractéristiques de ces affluents sont résumés dans le tableau ci-dessous (Tableau n° II-1) :

Affluents	Altitude des sources (m)	Altitude du confluent	Pente en ‰	Superficie en km ²
rivière de St Laurent	5,8	4	6	46
Ruisseau de la Fontaine la Mallet	4,8	5	6	37
Ruisseau de Fontenay	2,8	14	11	20

Tableau n° II-1 : Caractéristiques des bassins affluents de la Lézarde.

II.1.3.1.2 Ruisseau de la vallée de l'Oudalle

Il prend sa source à Oudalle à la cote de + 14 m et se jette dans le canal de Tancarville à 6 km en amont de la Lézarde. Il reçoit le ruisseau de Routot qui prend naissance à Rogerville à la cote de + 5 m.

II.1.3.2 VALLEES SECHES

Dans le bassin de la Lézarde, il existe un certain nombre de vallons secs dont les importants sont celui de Manéglise-Epouville long de 3 km et celui de Ermeville-Notre-Dame-du-Bec.

La falaise qui domine la mer tout au long de la côte est entaillée de vallées sèches (appelées valleuses) qui peuvent être parfois suspendues. Les principales sont les suivantes (Tableau n° II-2) :

Vallée	Longueur en km	Orientation
Etretat	14	E-W et S-E
Yport	4,5	NW-SE
Vaucotte	3,8	NW-SE
Bruneval	3	E-W
Vattetot	1,5	NW-SE
Antifer	1,5	NW-SE
Grainval	1	N-S

Tableau n° II-2 : Caractéristiques des vallées sèches du Bec de Caux.

II.1.4 HYDROGEOLOGIE

Le sous-sol du Bec de Caux renferme deux nappes superposées, séparées par les argiles du Gault, la nappe des sables verts (Albien) à la base et la nappe de la craie (Sénonien, Turonien et Cénomanién).

II.1.4.1 LA NAPPE DE L'ALBIEN

Elle a été reconnue et elle n'est exploitée que par un seul forage qui est l'ancien puits communal des Loges (56-8-2).

Le réservoir est constitué par des sables argileux épais de 40 m d'épaisseur qui reposent sur les argiles du Kimméridgien; ces sables appartiennent à l'Albien proprement dit et au Néocomien. Le toit de l'imperméable (Argile du Gault) est à la cote - 63 m, son épaisseur est de 20 m; les sables se trouvent à la cote - 83 m soit à la profondeur de 178 m sous le sol. Cet ouvrage capte en fait les deux nappes (albien et craie). Il a d'abord été creusé jusqu'à 78 m (Sénonien et Turonien), le niveau statique était à 74 m soit à la cote 21 m. Il a été ensuite repris à la profondeur de 122 m (Cénomanién) où d'importantes venues d'eau ont été constatées. Puis il a été réapprofondi jusqu'au Kimméridgien (profondeur 221 m); Le niveau statique était à la cote + 17 m.

Deux essais de débit ont donné $9 \text{ m}^3.\text{h}^{-1}$ pour un rabattement de 12 m et $10,5 \text{ m}^3.\text{h}^{-1}$ avec un rabattement de 20 m. Les débits spécifiques obtenus varient de 0,5 à $0,8 \text{ m}^3.\text{h}^{-1}.\text{m}^1$, il semble bien qu'à cet endroit la nappe ne soit pas d'un grand intérêt.

Un forage communal situé à Etainhus (74-8-1) qui n'a pas jamais été exploité à cause de son débit insuffisant ($8 \text{ m}^3.\text{h}^{-1}$ pour 69 m de rabattement) a traversé les argiles sur une épaisseur de 10 m et les sables de l'Albien et du Néocomien sur 41 m.

II.1.4.2 NAPPE DE LA CRAIE

II.1.4.2.1 Réservoir

Les deux forages 56-8-2 aux Loges et 74-8-1 à Etainhus donnent comme puissance totale de la craie 158 et 124 m. Celle de la nappe atteint respectivement 83 m et 97 m à ces deux ouvrages. En vallée, le réservoir est beaucoup moins épais, le Cénomanién y affleure parfois (vallées de l'Oudalle, de Saint-Laurent, Routot, de Montivillier et de Rouelles).

II.1.4.2.2 Surface piézométrique

Elle a été dressée à l'aide du relevé des points d'eau effectué de février à octobre 1979 (Fig. II-2).

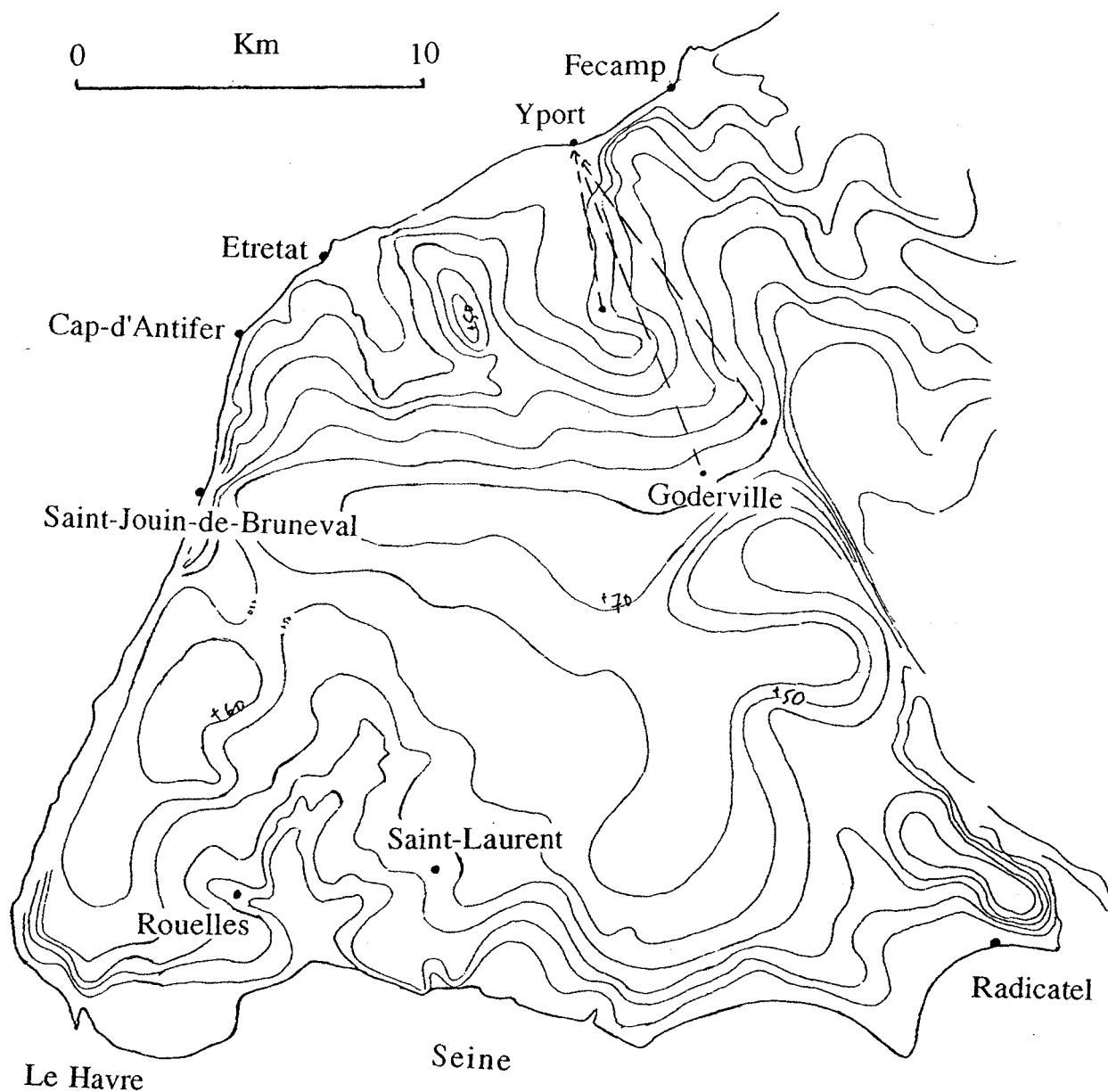


Fig. II-2 : Carte piézométrique du Bec de Caux (Chemi et Holé, 1981).

On remarque deux zones bien distinctes, le versant de la Manche au nord et le bassin de la Seine au sud, séparés par un interfluve d'orientation est-ouest, de Bornambusc à Saint-Jouin-de-Bruneval.

Les vallées sèches d'Yport et d'Etretat drainent la nappe au nord; au sud elle est drainée par l'ensemble de la Lézarde et de ses affluents (Rouelles et Saint-

Laurent). On remarque d'ailleurs dans la région de Saint-Supplix (Commune d'Octeville-sur-Mer) l'existence d'une nappe contenue dans la formation à silex située à 20 m au-dessus de la nappe de la craie. C'est sous l'interfluve Manche-Seine que la nappe atteint sa cote maximale, + 74,25 m à Mondeville sur la commune de Criquetot-l'Esneval (74-3-63), + 70,50 à Goderville au lieu-dit Langueil (74-4-7). L'altitude minimale est à la cote + 5 m sur tout le pourtour de la zone d'étude et on sait qu'à ce niveau la marée influence la nappe; celle-ci est très plate dans toutes les vallées.

Le tableau n° II-3 présente quelques valeurs caractéristiques du gradient hydraulique de la nappe :

	plateaux	tête de vallée	basse vallée	flanc de vallée
Manche	12,5	/	/	/
Seine	3,3	/	/	/
Yport	/	14,3	1,6	16,5
Etretat	/	6,8	3,9	10,7
Lézarde	/	4,6	3,2	22,8

Tableau n° II-3 : Gradients hydrauliques de la nappe de la craie (en /1000).

Les gradients sont très différents en ce qui concerne les plateaux des bassins de la Manche et de la Seine. D'autre part, la carte montre que la pente de la nappe est subverticale à l'aplomb des falaises. Ils sont homogènes dans les basses vallées mais par contre assez hétérogènes en tête et sur les flancs.

La profondeur de la nappe varie suivant la position topographique de l'ouvrage où elle est mesurée. En plateau les valeurs maximales et minimales sont 85 m à Yvetot-sur-Mer (56-8-15) et 36 m à Octeville-sur-Mer (74-6-34). En flanc de vallée, elle est de l'ordre de 30 à 35 m en vallée sèche de 16 à 25 m, pour atteindre le mètre en vallée humide.

II.1.4.2.3 Fluctuations piézométriques

Trois ouvrages en exploitation ont été équipés d'un limnigraphe pour l'enregistrement continu des fluctuations de la nappe.

Ils sont situés en plateau mais avec des positions géographiques et hydrogéologiques différentes :

- Gerville à 5,5 km de la mer, dans la zone de drainage du bassin d'Yport; la nappe observée est celle du Turonien et du Sénonien;

- Manéglise à 11,5 km de la mer à l'ouest et 9,5 km de la vallée de la Seine au sud, en tête du drainage du bassin de la Lézarde. L'aquifère de la nappe est formé par le Cénomaniens et le Turonien;

- Heuqueville à 850 m de la mer en bordure de falaise d'un vallon hydrologique; les niveaux observés appartiennent à deux nappes : Albien et Cénomaniens.

Les limnigrammes sont différents (Fig. II-3). A Gerville (bassin d'Yport) le niveau de l'eau est stable pendant toute la période d'observation; ceci semble indiquer une égale valeur entre l'alimentation et l'exhaure.

A Manéglise la nappe est en tarissement de novembre à janvier. On observe une remontée lente et régulière jusqu'à la mi-mai, puis plus accentuée jusqu'en novembre. La cote minimale se situe à la fin de janvier à la profondeur de 56,10 m et le point le plus haut à la fin de novembre soit une dénivellation de 1,26 m.

A Heuqueville le niveau est stable en décembre pour remonter jusqu'à fin du juillet puis redescendre. La cote minimale de la nappe se situe à 37,70 m et maximale à 39,30 m soit 1,60 m de fluctuation.

D'autre part l'influence des marées se fait sentir d'une façon très sensible à Heuqueville (deux marées par jour); à Gerville, il semble que l'on ressente les marées de vives-eaux alors qu'aucune réaction n'a été notée à Manéglise.

Le réseau de surveillance est complété de 10 points où les mesures sont mensuelles. Les courbes ont été regroupées par famille (Fig. II-4, 5 et 6). Dans la

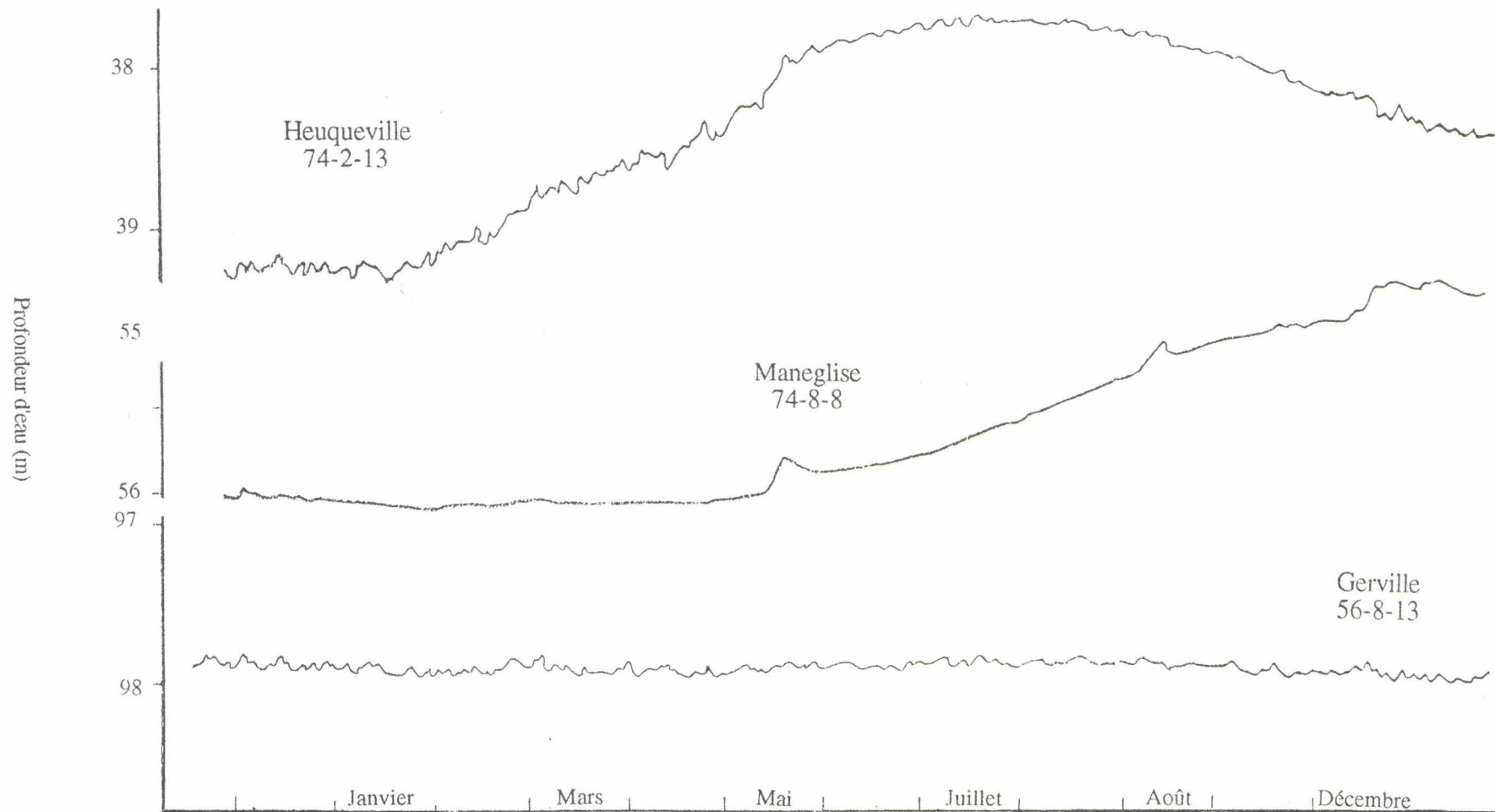


Fig. II-3: Variation du niveau d'eau dans les forages de Gerville, Manéglise et Heuqueville.

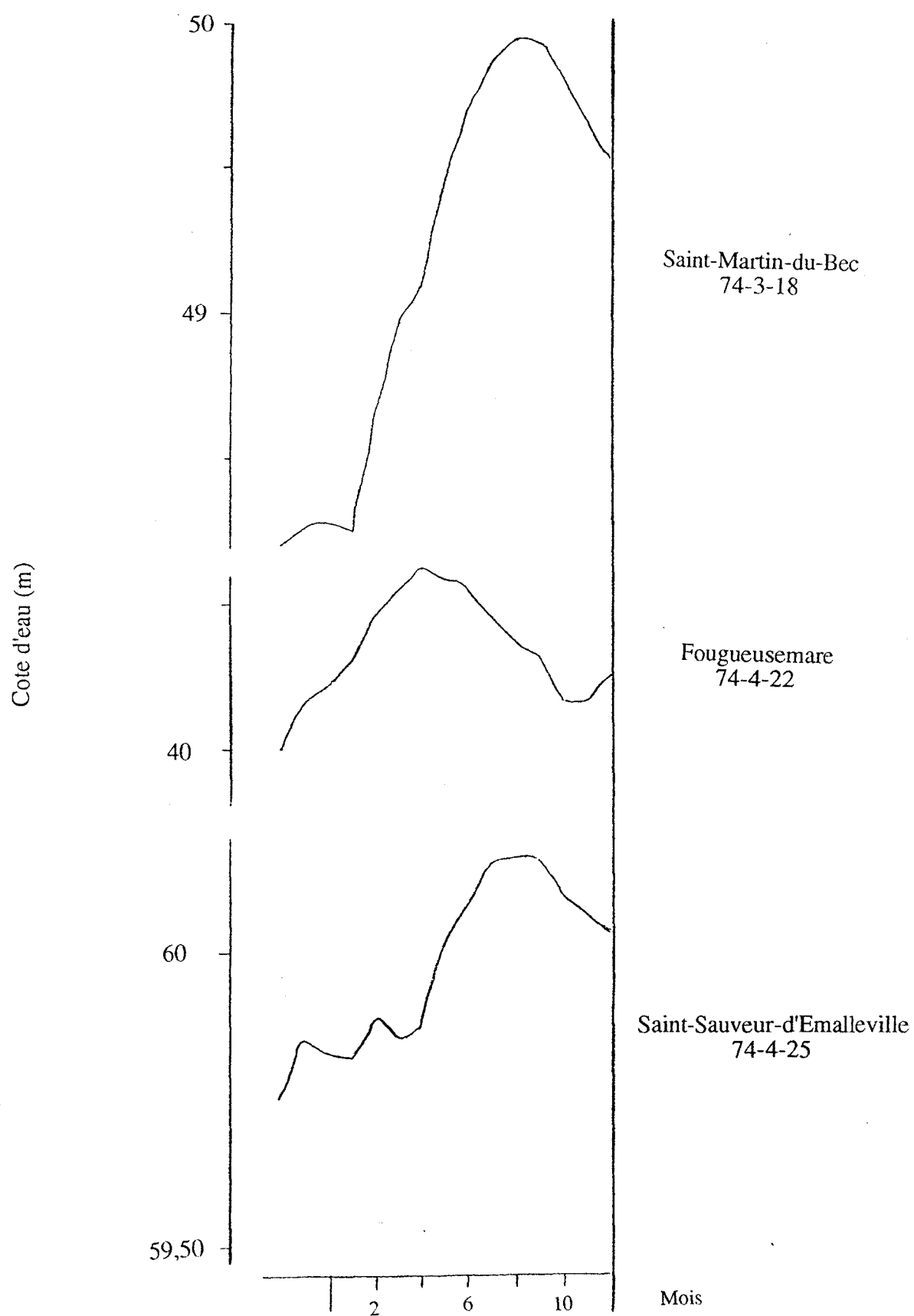


Fig. II-4 : Variation du niveau d'eau pour la famille 1.

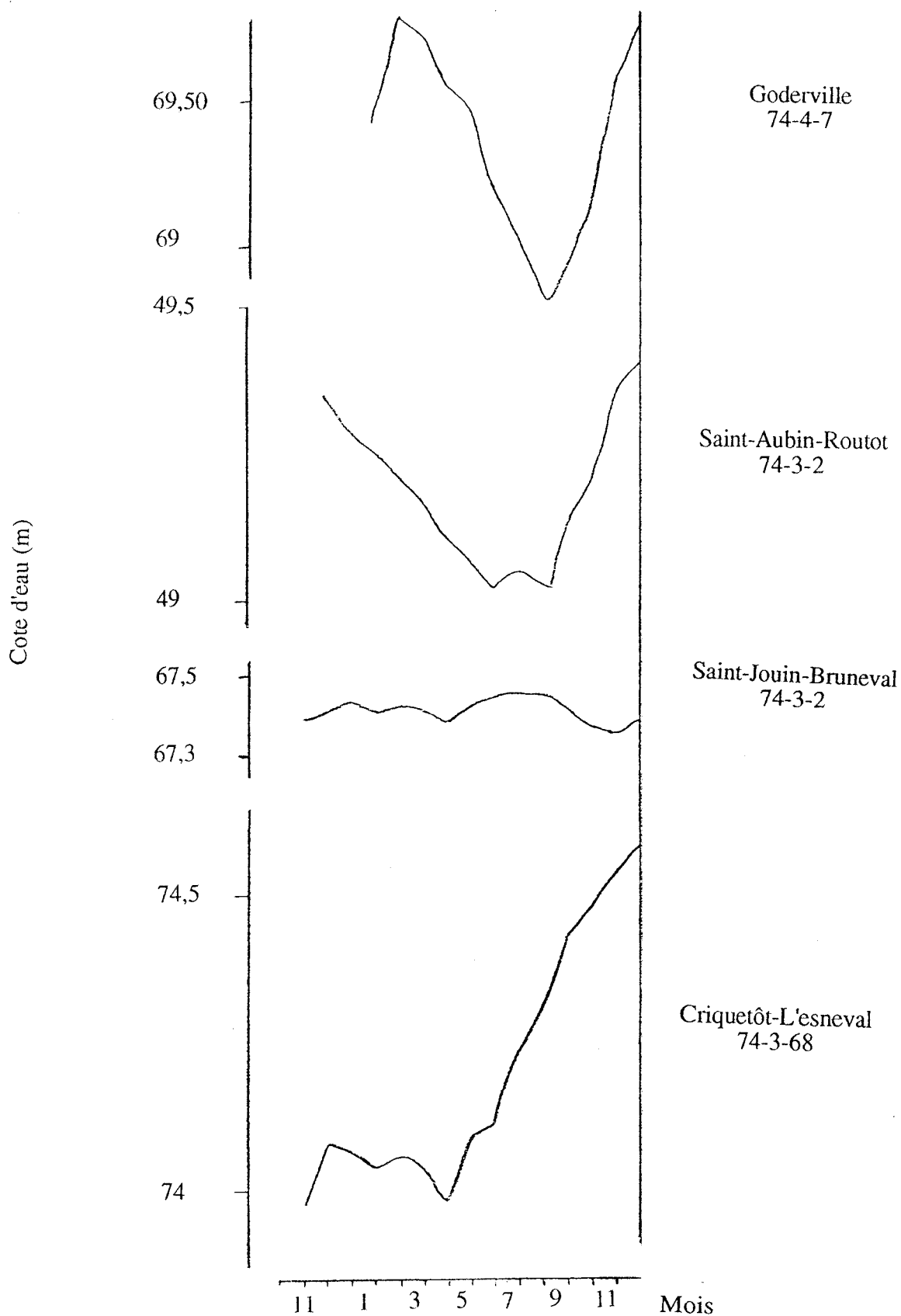


Fig. II-5 : Variation du niveau d'eau pour la famille 2 et 3.

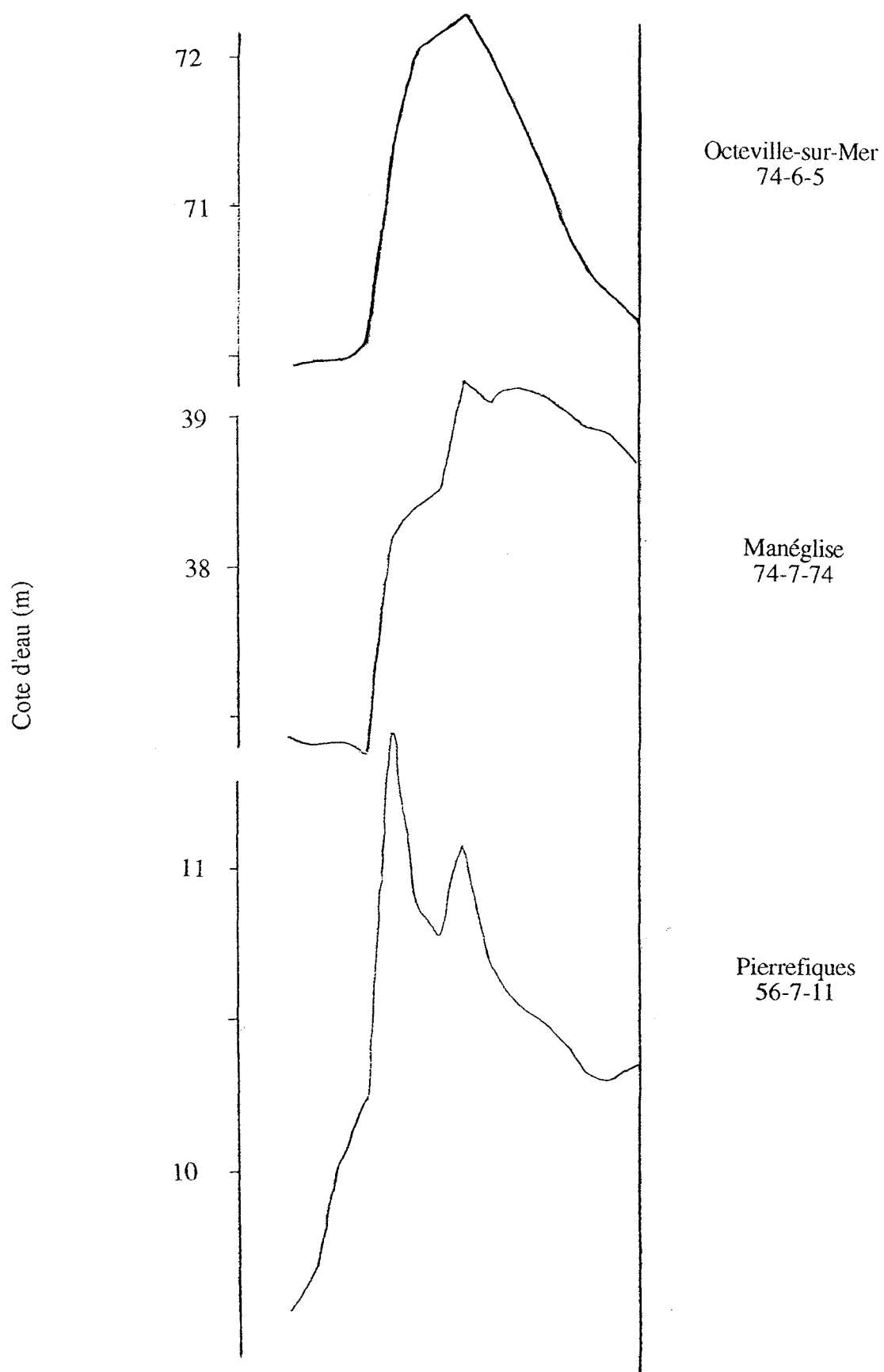


Fig II-6 : Variation du niveau d'eau pour la famille 1.

première, la date des hautes-eaux varie entre février et août, celle de l'étiage est plus constante et a lieu en octobre. Dans la famille 2, le cycle est inversé avec un décalage de 2 à 3 mois entre les points d'observation de cette famille. Dans la famille 3, on considère le niveau comme stable et dans la dernière le graphique présente une allure anormale avec deux remontées.

II.2 ETUDE HYDRODYNAMIQUE

II.2.1 ETUDE DES DEBITS CLASSES

L'étude des débits classés de l'ensemble de la chronique, de 1983 à 1992 pour les sources de Radicatel et Rouelles, montre au moins une rupture de pente. Cette rupture de pente correspondant à un débit de $0,388 \text{ m}^3/\text{s}$ pour Radicatel et de $0,078$ relative à la première rupture de pente et enfin de $0,093 \text{ m}^3/\text{s}$ pour la seconde rupture de pente des débits classés des sources de Rouelles (Fig. II-7 et 8). En absence de courbe de tarage et d'observations de terrain nous ne pouvons pas aller plus loin dans l'interprétation de ces ruptures de pentes. Ces distributions rappellent toutefois celle obtenue sur la source de la Rançon. Une interprétation identique pourrait être envisageable.

II.2.2 ANALYSE DES COURBES DE RECESSION

Pour les sources de Radicatel, Saint-Laurent ainsi que Rouelles, nous n'avons pas pu étudier les courbes de récession. En effet au cours de la décrue principale de nombreuses crues importantes apparaissent et rendent aléatoire cette étude (Fig. II-9).

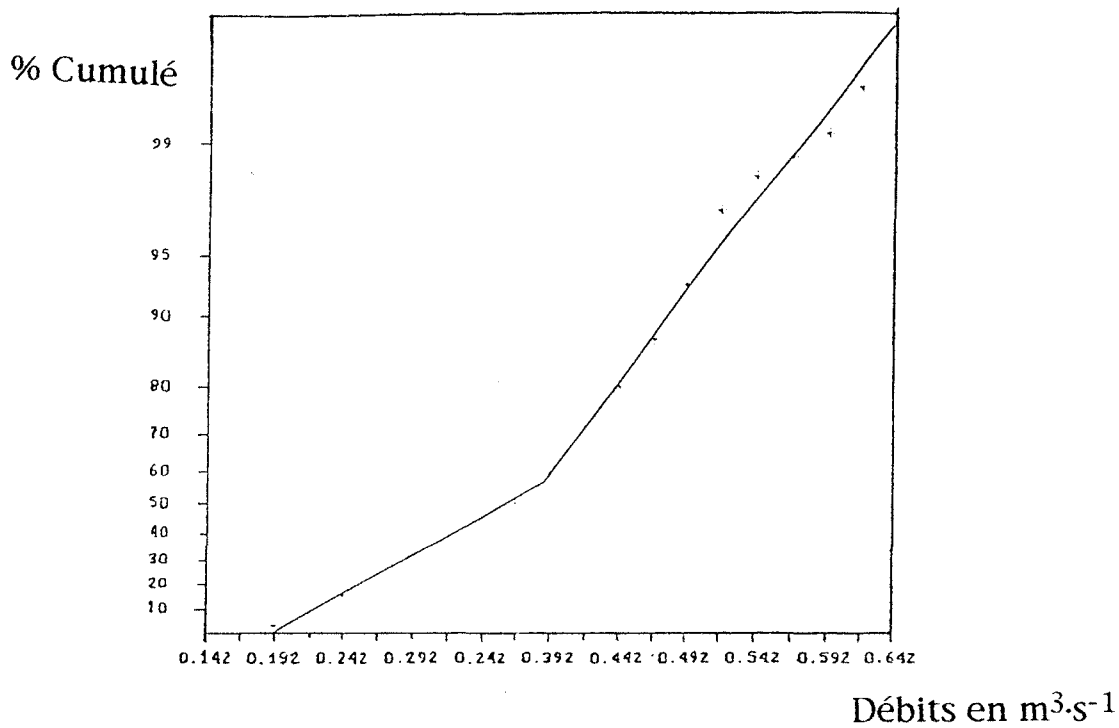


Fig. II-7 : Débits classés des sources de Radicatel.

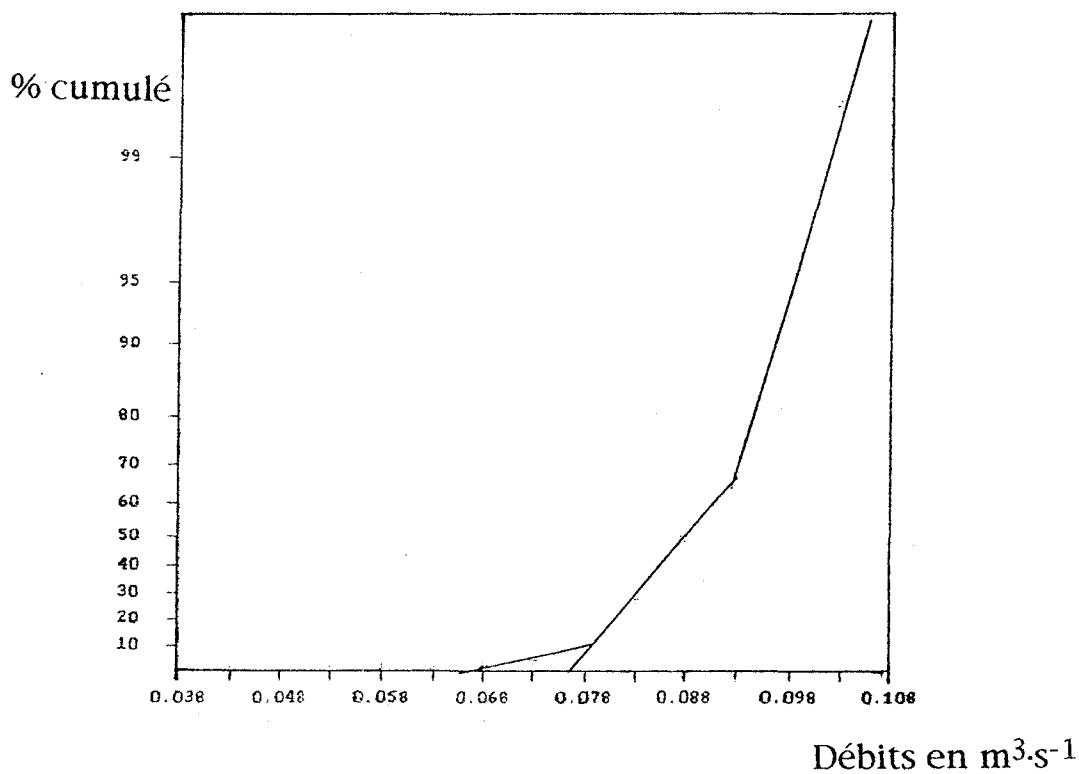


Fig. II-8 : Débits classés des sources de Rouelles.

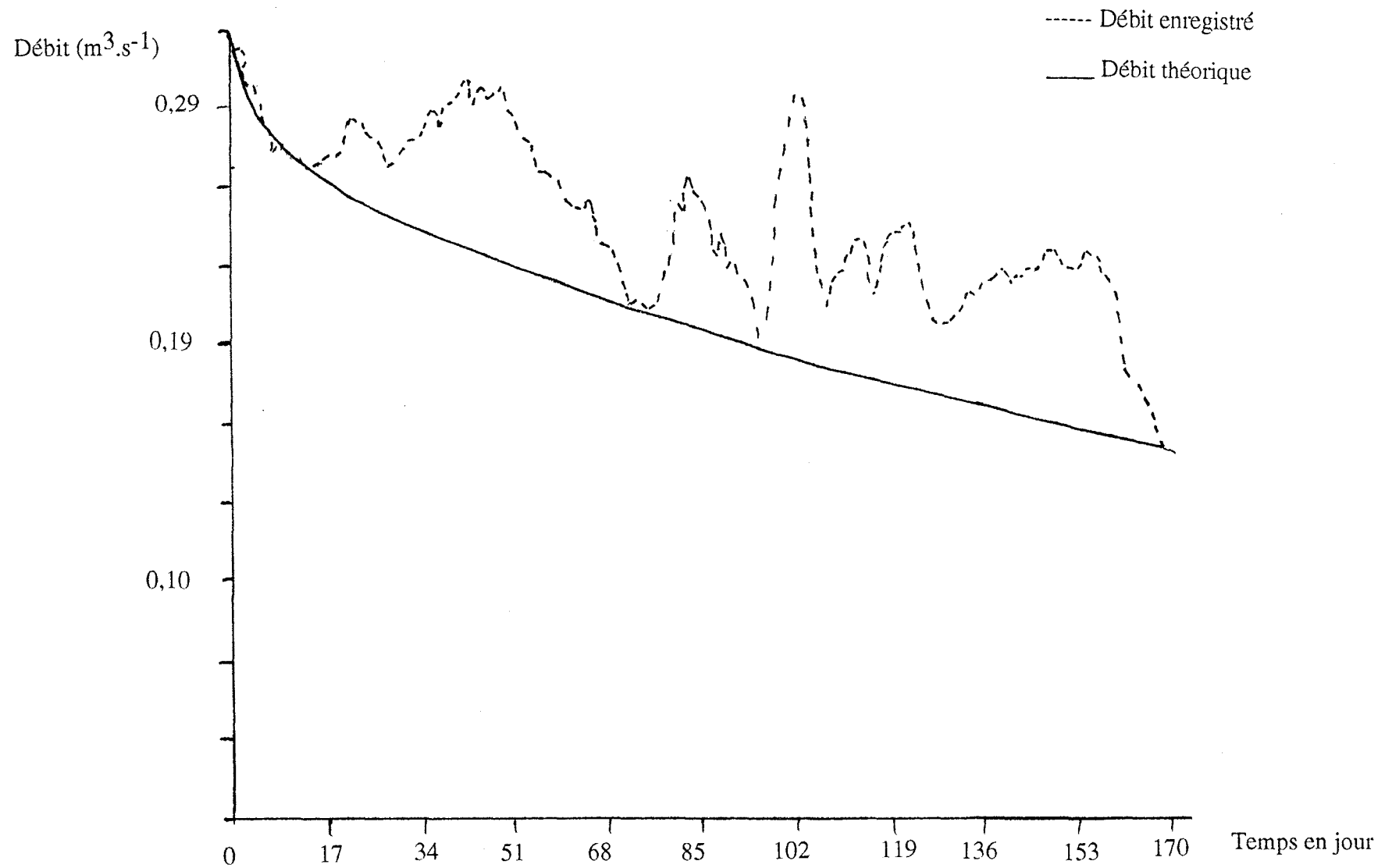


Fig. I-9 : Courbe de récession des débits de Radicatel.

II.2.3 ANALYSE CORRELATOIRE ET SPECTRALE

II.2.3.1 SOURCE DE ROUELLES

Pour l'étude des analyses corrélatoire et spectrale nous allons utiliser les données pluviométriques de la station de Tancarville qui va servir aussi pour l'étude des sources de Radicatel et Saint-Laurent.

II.2.3.1.1 Analyse du signal d'entrée

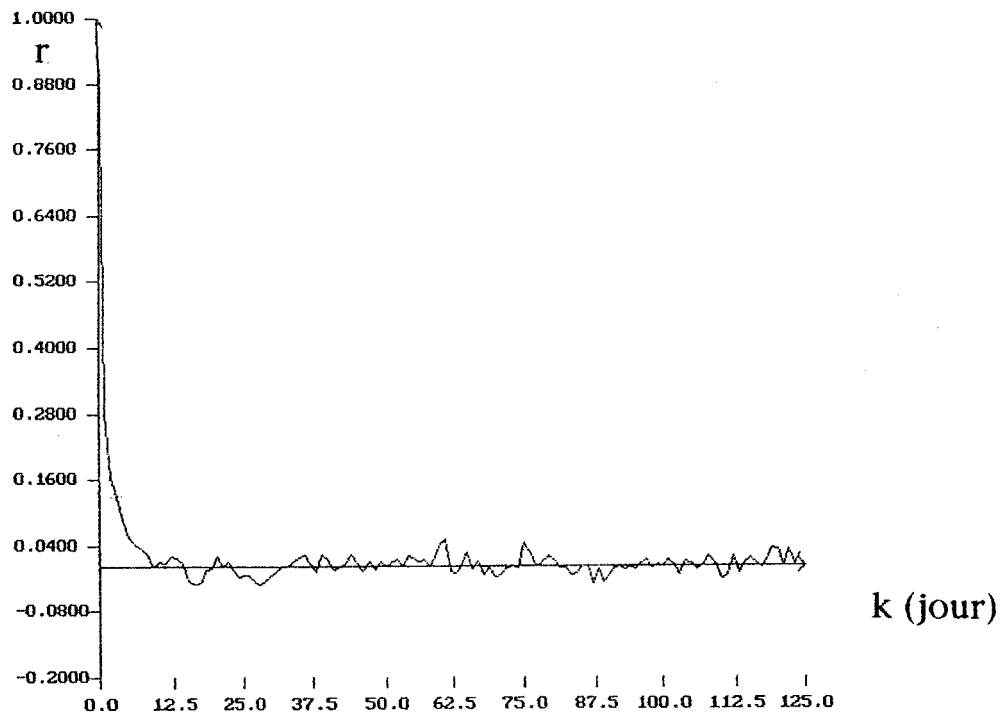
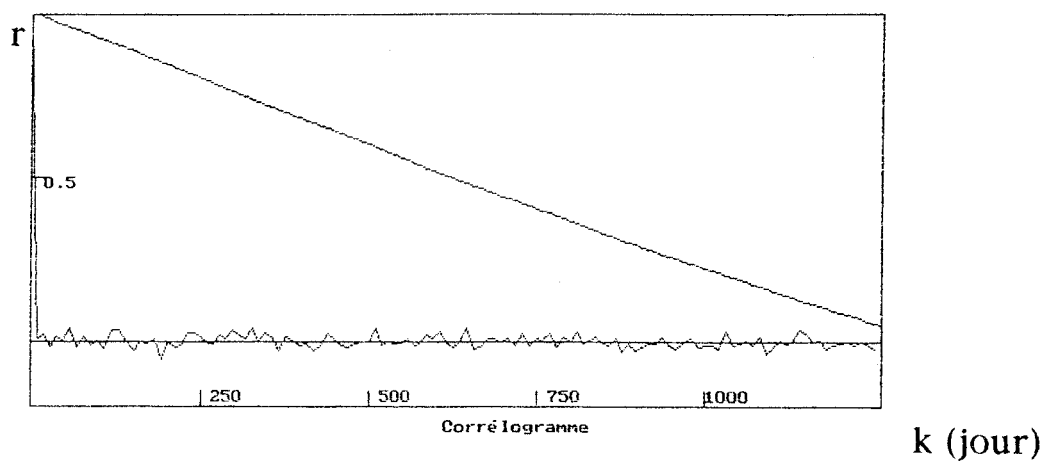
L'analyse à long terme des pluies de la station de Tancarville (fenêtre d'observation de 10 à 1250 jours) se traduit par un corrélogramme simple de valeur nulle où aucune périodicité n'est décelable. Le spectre simple montre (Fig. II-10) de nombreux pics mais aucun ne présente une amplitude considérable.

A court terme (fenêtre d'observation de 1 à 125 jours), le corrélogramme (Fig. II-11) des pluies décroît très rapidement et prend une valeur inférieure à 0,2 au bout du deuxième jour; il devient inférieur à 0,1 après le quatrième jour et nul au neuvième jour. Le spectre de densité de variance présente de nombreux pics dont les plus importants correspondent à une périodicité de 50, 19 et 11 jours (Fig. II-12). Pour les moyennes et basses fréquences le spectre présente des valeurs supérieures à 1. De ce fait la pluie ne peut pas être considérée comme un phénomène purement aléatoire.

II.2.3.1.2 Analyse du signal de sortie

** Analyse à long terme*

Le corrélogramme simple des débits de la source de Rouelles (Fig. II-13) amorce une légère sinusoïde de période supérieure à 550 jours. Le spectre simple (Fig. II-14) présente trois pics importants : 625 jours, 178 jours et 109 jours. Ces différentes périodicités ne correspondent pas à celles de la pluie.



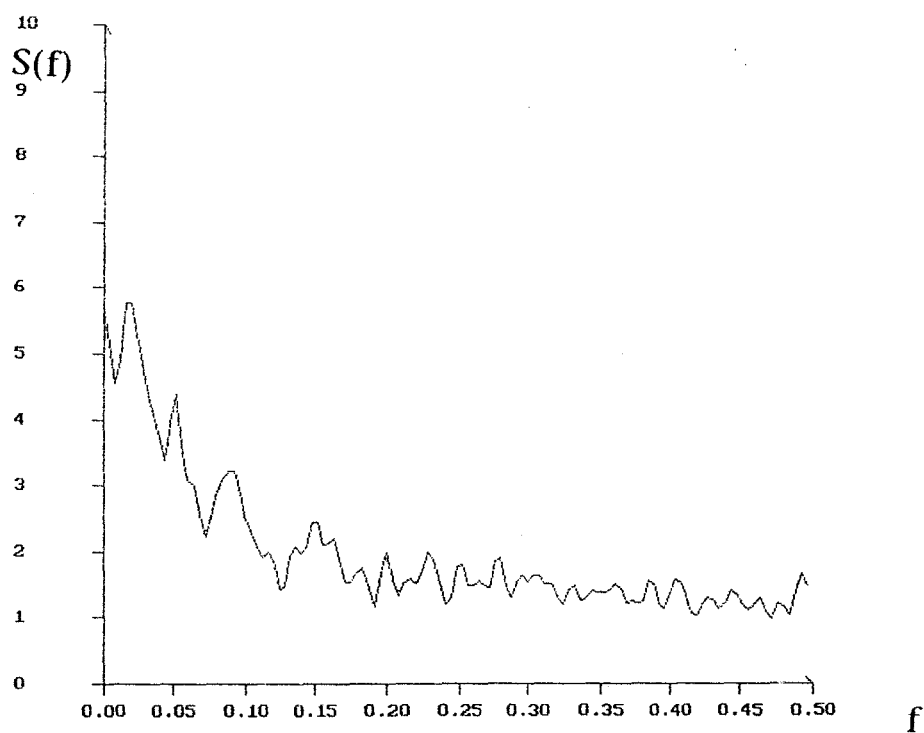


Fig. II-12 : Spectre de densité de variance à court terme des pluies de Tancarville

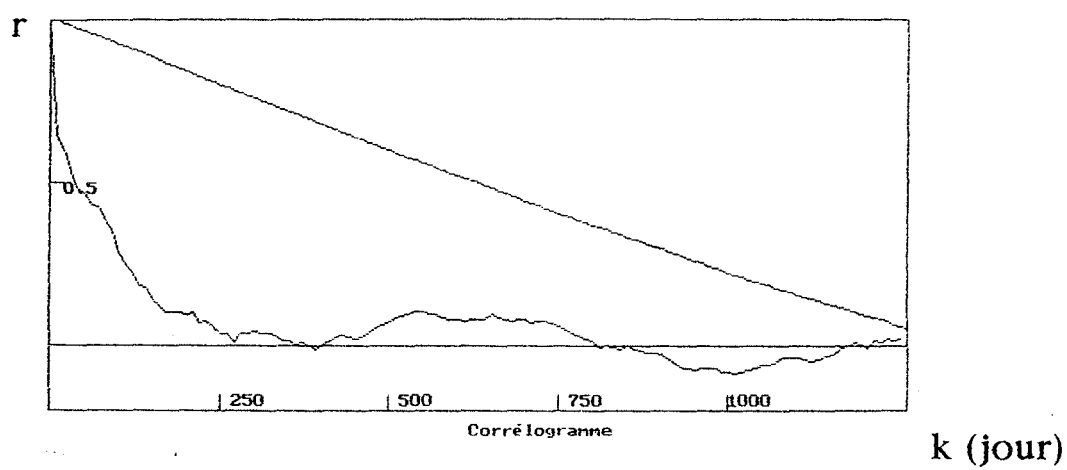


Fig. II-13 : Corrélogramme simple à long terme des débits des sources de Rouelles.

**Analyse à court terme*

Le corrélogramme simple (Fig. II-15) de l'ensemble de la chronique présente au début une décroissance rapide puis très lente. La valeur de $r_k = 0,2$ du corrélogramme n'est atteinte qu'après le 125^{ème} jour ce qui traduit l'importance des réserves dont dispose le système.

II.2.3.1.3 Relation pluies-débits

Le résultat fait apparaître un corrélogramme toujours voisin de zéro (Fig. II-16), qui implique l'absence de toute relation entre la pluie et débit. Nous avons réalisé un autre traitement avec une fenêtre d'observation de 365 jours pour essayer de vérifier s'il n'y a pas un déphasage de la fonction d'entrée par suite de l'importance de la couverture tertiaire et quaternaire. Le résultat est semblable au précédent.

Nous avons réalisé deux autres traitements : l'un sur la chronique filtrée (filtre moyenne mobile équipondérée de 365 jours) et l'autre sur le résidu de la chronique filtrée à l'aide d'un filtre de moyenne mobile équipondérée d'amplitude 101 jours afin de ne garder que la tendance saisonnière. Les résultats restent identiques aux précédents avec une légère amélioration pour la chronique filtrée.

Cette absence de relation entre la pluie et le débit est probablement due aux formations de recouvrement (dont l'épaisseur peut dépasser 40 m), mais qui peut constituer un réservoir superficiel filtrant toute l'information contenue dans le signal d'entrée de la pluie. Cette supposition est en accord avec l'analyse simple réalisée sur la chronique des débits qui indique un effet mémoire important. L'étude hydrochimique des eaux de ces sources pourra confirmer ou non l'existence de ce réservoir superficiel.

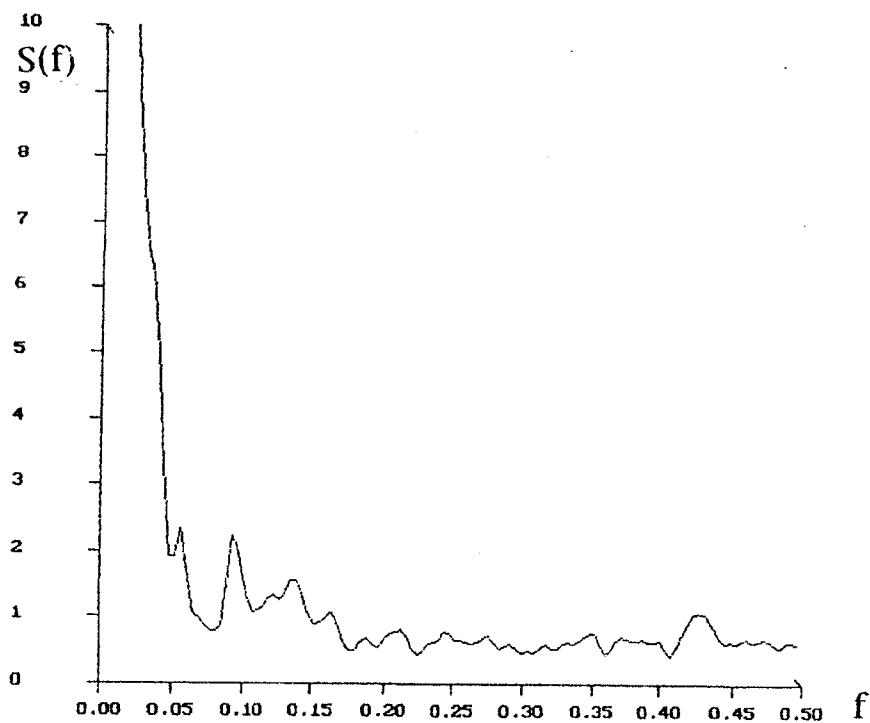


Fig. II-14 : Spectre de densité de variance à long terme des débits des sources de Rouelles.

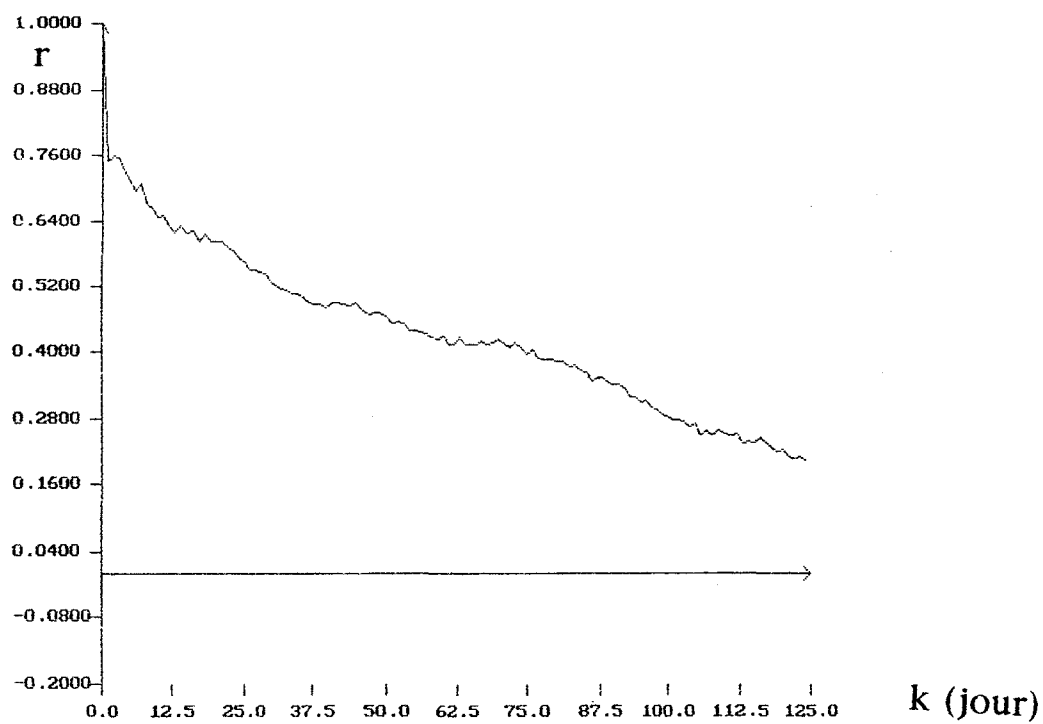


Fig. II-15 : Corrélogramme simple à court terme des débits des sources de Rouelles.

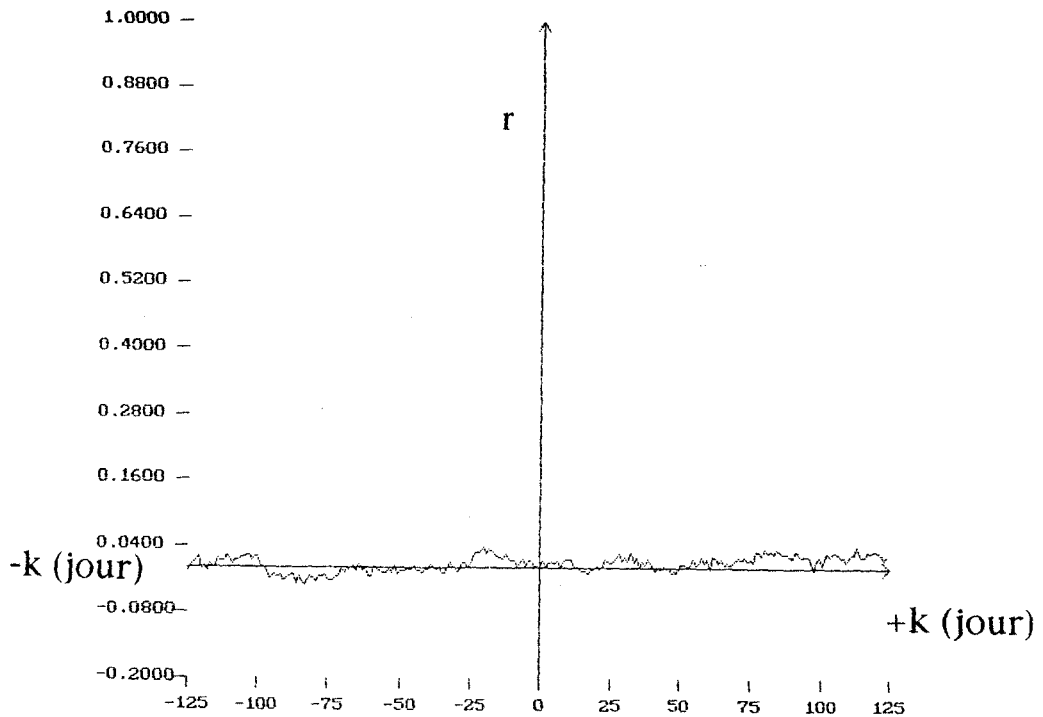


Fig. II-16 : Corrélogramme croisé pluie-débit (pluie de Tancarville et débits de Rouelles).

II.2.3.2 SOURCE DE SAINT-LAURENT

II.2.3.2.1 Analyse à long terme

Le corrélogramme simple (Fig. II-17) ne montre aucune périodicité. Le spectre présente deux pics dont le plus important correspond au cycle annuel et le second de 227 jours, période que nous ne pouvons pas attribuer à la pluie, qui reste ininterprétable (Fig. II-18).

II.2.3.2.2 Analyse à court terme

* *Corrélogramme simple*

Le corrélogramme (Fig. II-19) montre une décroissance peu rapide puis encore plus lente; en conséquence la valeur $r_k = 0,2$ du corrélogramme n'est même pas atteinte après 125 jours. Ce corrélogramme montre que le système présente deux modes de mise en mémoire. L'effet mémoire très important suggère deux suppositions : soit le

système est très inertielle indiquant ainsi la présence d'énormes réserves soit qu'il possède un aquifère superficiel.

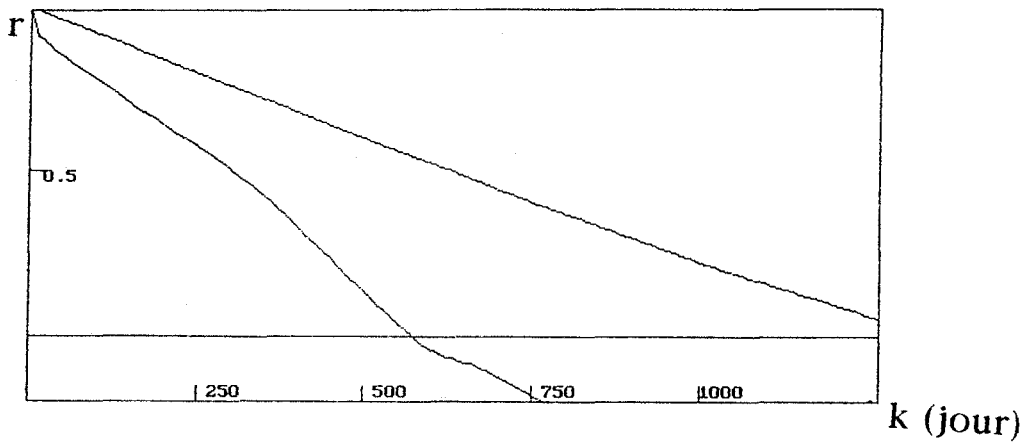


Fig. II-17 : Corrélogramme simple à long terme des débits des sources de Saint Laurent.

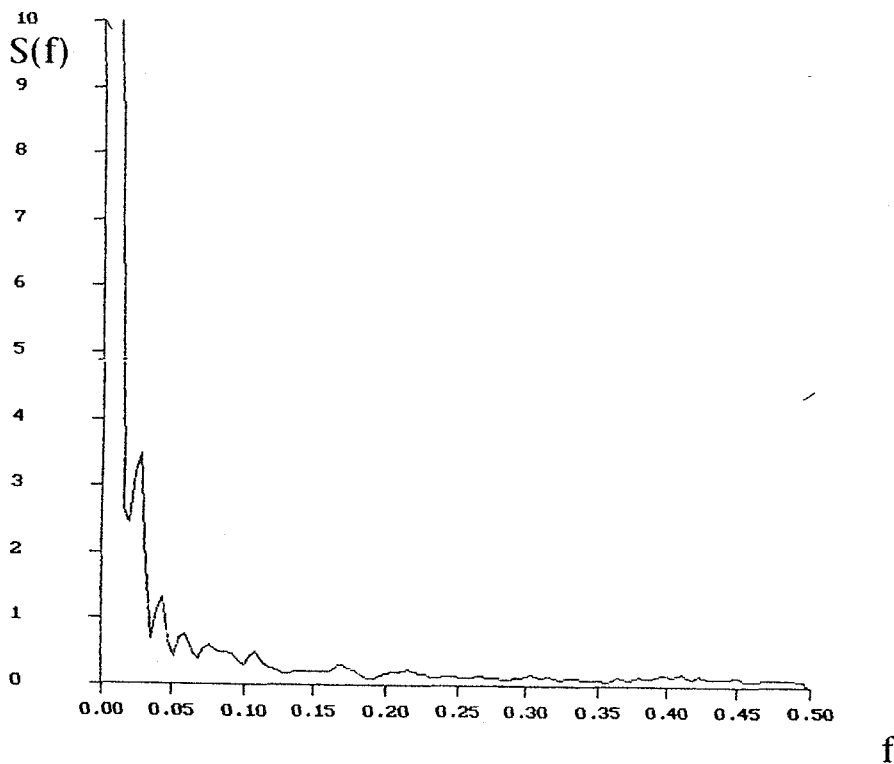


Fig. II- 18 : Spectre de densité de variance à long terme des débits des sources de Saint Laurent.

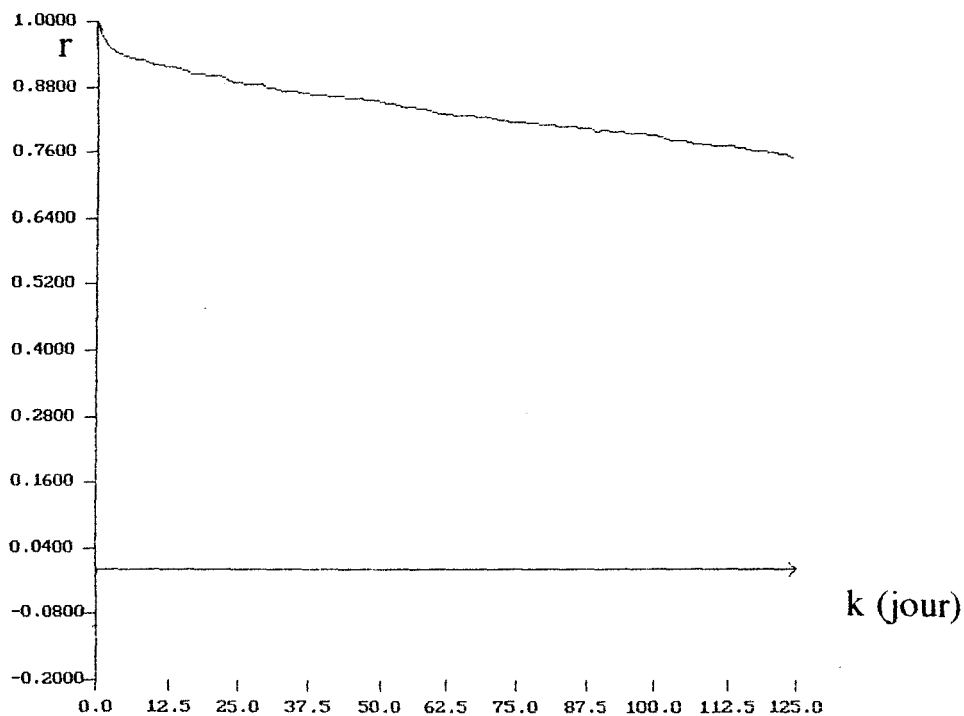


Fig. II-19 : Corrélogramme simple à court terme des débits des sources de Saint Laurent.

** Le spectre simple*

Le spectre est très simple (Fig. II-20) ne présentant aucun pic notable, ce qui implique un filtrage total de l'ensemble de l'information contenue dans le signal de la pluie.

** Corrélogramme croisé*

Le corrélogramme croisé reste voisin de zéro (Fig. II-21) impliquant l'absence de relation entre les fonctions d'entrée et de sortie, mais présente une légère tendance à long terme.

Comme pour les sources de Rouelles nous avons augmenté la fenêtre d'observation mais le résultat est resté identique au précédent. Cette constatation semble en contradiction avec les résultats des traçages artificiels réalisés par Roux (Roux, 1978) ainsi que les contaminations bactériennes des sources en périodes

pluvieuses, qui témoignent de la présence de relations rapides entre les sources de Saint-Laurent et certains points de leur bassin. Cet aspect karstique est bien présent au cours de certains cycles tels que le cycle 90-91 (Fig. II-22).

Le corrélogramme croisé relatif au cycle 91-92 (Fig. II-23) montre deux réponses : la première, rapide, intervient au bout de quelques jours et la seconde apparaît après une cinquantaine de jours. C'est une réponse très étalée et peu arrondie. Par conséquent, le comportement de cet aquifère est nettement différent selon l'état de la réserve : soit il filtre totalement l'information apportée par les pluies, soit il la transmet de façon plus ou moins déformée.

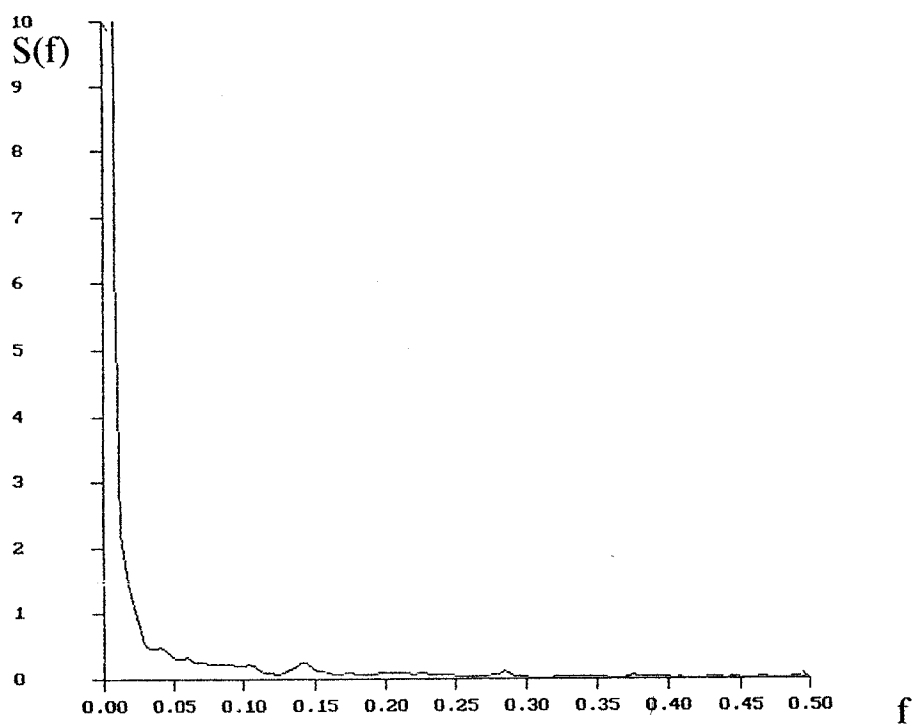


Fig. II-20 : Spectre de densité de variance à court terme des débits des sources de Saint
Laurent.

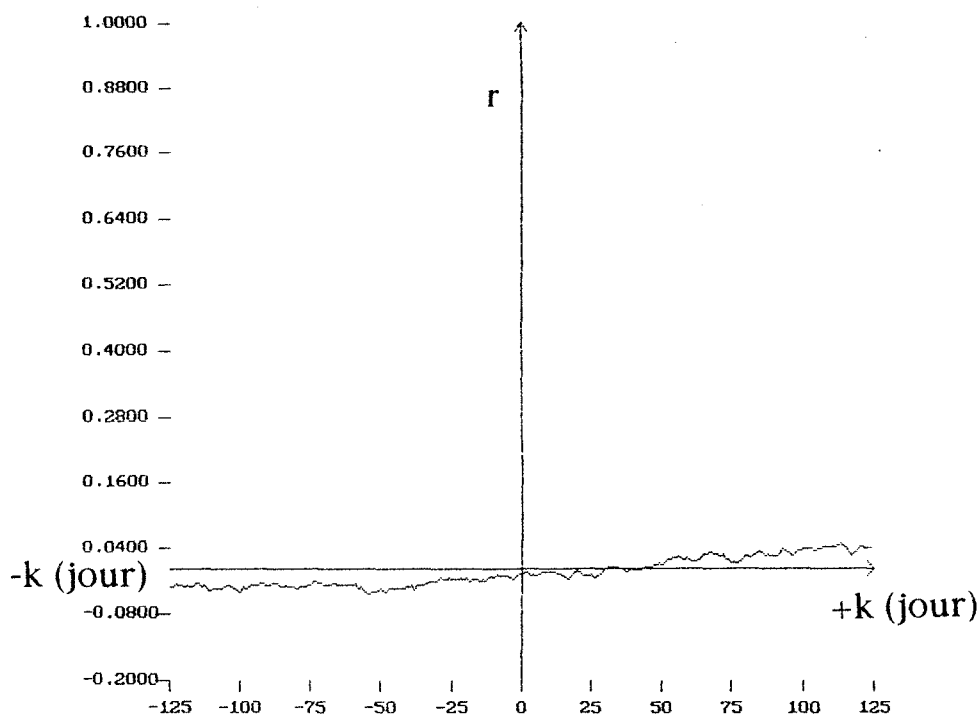


Fig. II-21 : Corrélogramme croisé pluie-débit (Pluies de Tancarville et débits de Saint Laurent).

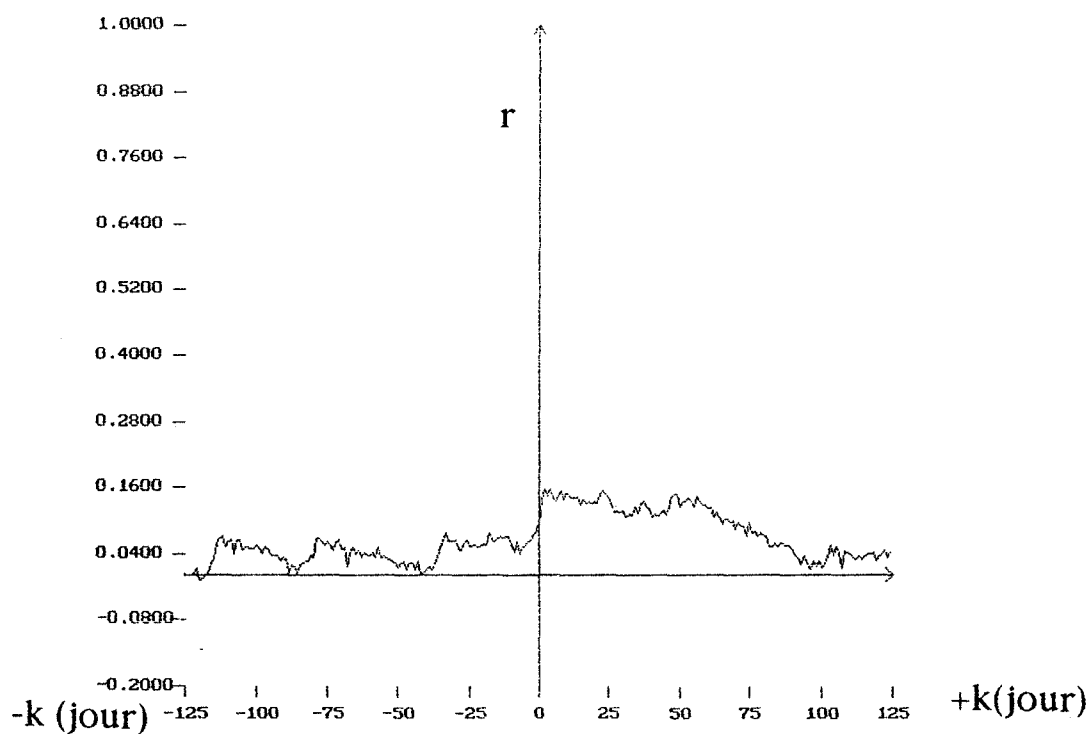


Fig. II-22 : Corrélogramme croisé pluie-débit relatif au cycle 90-91 (pluies de Tancarville et débits des sources de Saint Laurent).

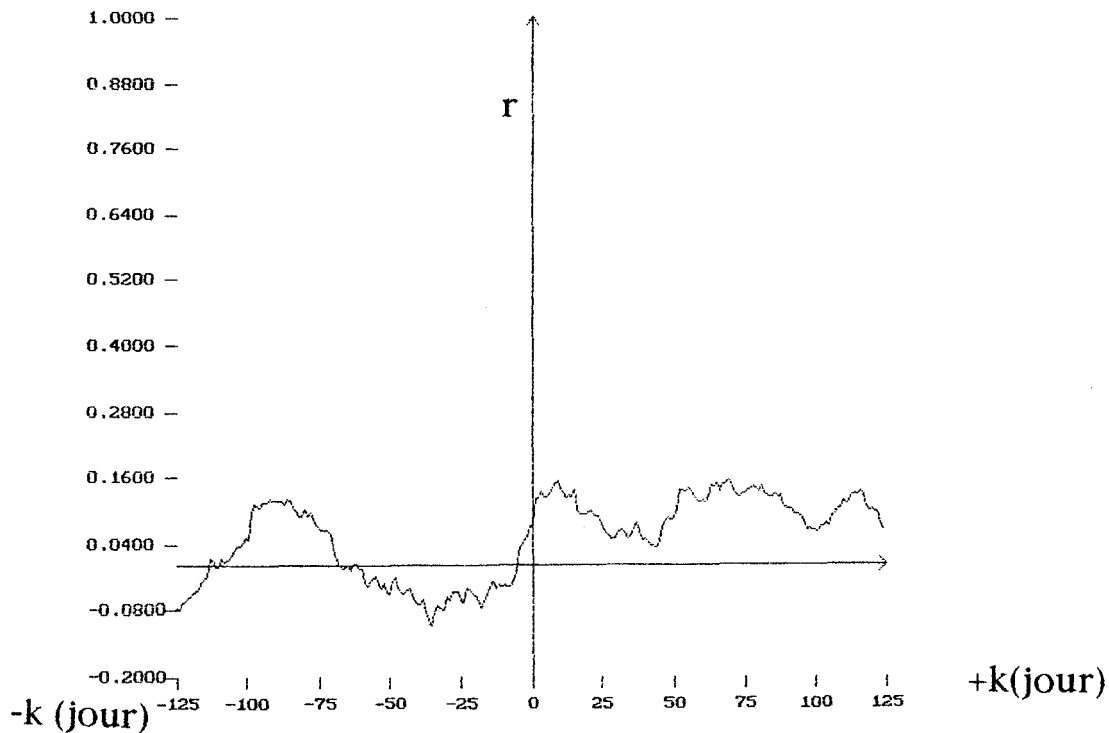


Fig. II-23 : Corrélogramme croisé pluie-débit relatif au cycle 91-92 (pluies de Tancarville et débits des sources de Saint Laurent).

II.2.3.3 SOURCES DE RADICATEL

Le comportement des sources de Radicatel est semblable à celui des sources de Saint-Laurent. La seule différence notable apparaît au cours de l'analyse par le corrélogramme simple (Fig. II-24) où de nombreux pics de périodicité de 7 jours apparaissent au sein de la décroissance du corrélogramme.

Le spectre simple montre une importante périodicité de 7 jours et deux autres de moindre importance de 4 et 22 jours (Fig. II-25). La périodicité de 7 jours traduit l'arrêt, en fin de semaine, des pompages dans le champ captant situé à proximité des sources, ce qui fait augmenter les réserves du système de façon temporaire. L'effet de la marée n'a pas été décelé malgré la proximité de l'estuaire de la Seine.

Le corrélogramme croisé reste voisin de zéro (Fig. II-26) impliquant l'absence de relation entre pluies et débits. Cependant les sources de Radicatel sortent dans une grotte et sont souvent contaminées par les bactéries lors des périodes pluvieuses. Cette

réalité fonctionnelle du karst n'a pas pu être identifiée à l'aide des A.C.S. Cette constatation est loin de mettre en cause la validité de la méthode puisque d'une part elle a donné de bons résultats sur d'autres systèmes crayeux et, que, d'autre part le bassin d'alimentation des sources présente une importante couverture qui peut jouer le rôle de réservoir superficiel, filtrant toute l'information pluviale, sans oublier l'effet des captages qui modifie les débits aux sources.

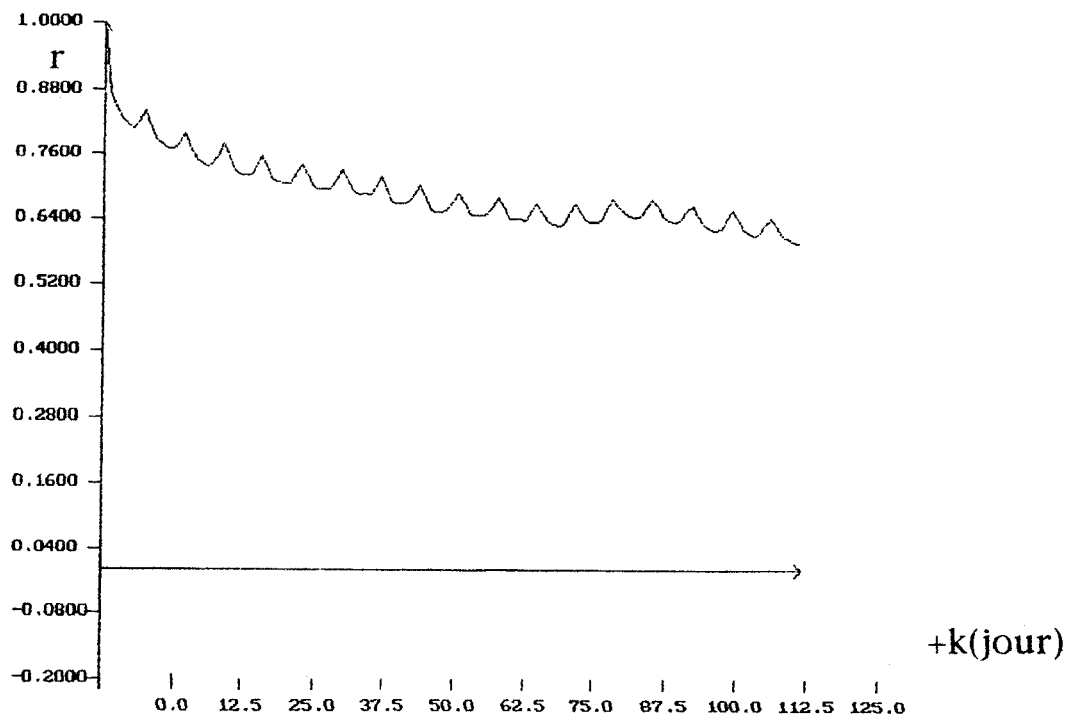


Fig. II-24 : Corrélogramme simple à court terme des débits des sources de Radicatel.

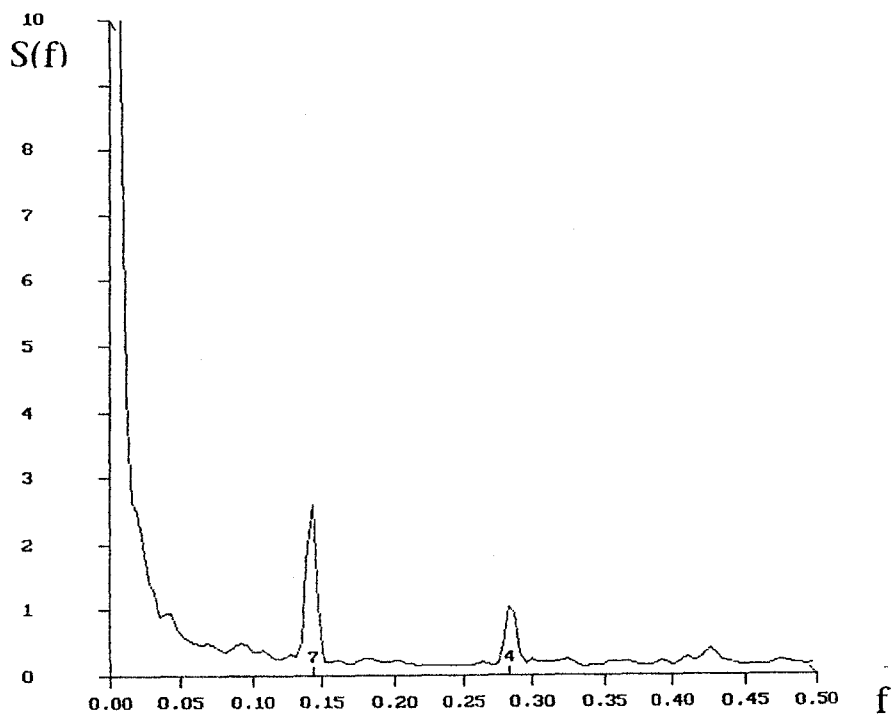


Fig. II-25 : Spectre de densité de variance à court terme des débits des sources de Radicatel.

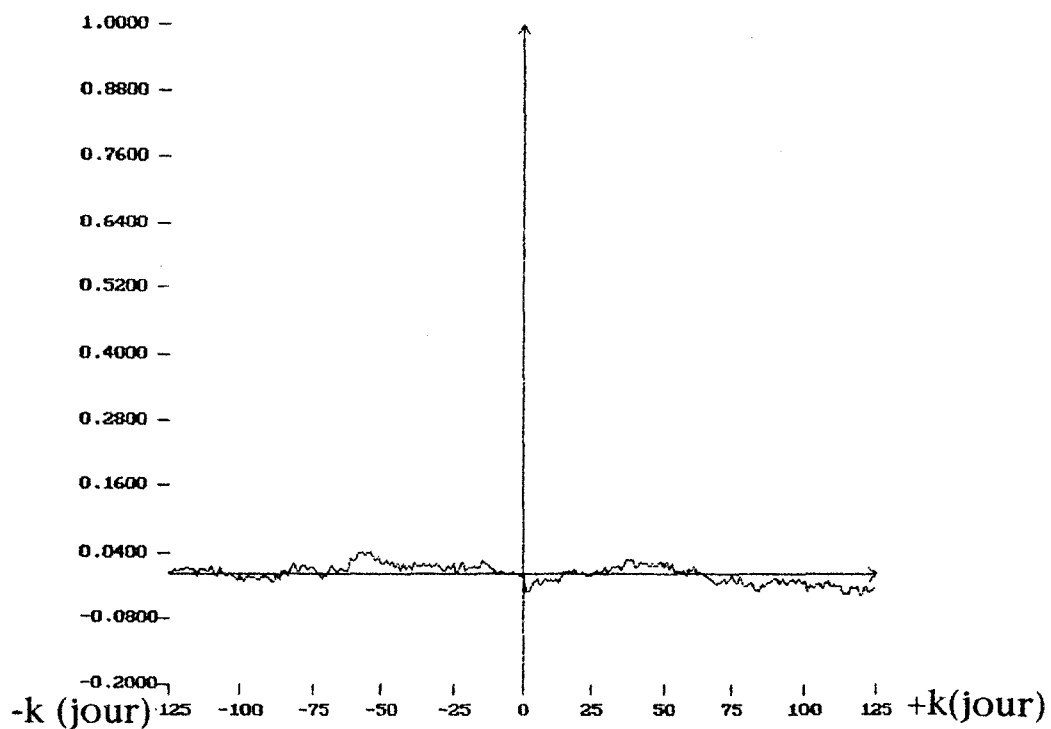


Fig. II-26 : Corrélogramme croisé pluie-débit (pluies de Tancarville et débits des sources de Radicatel).

II.2.3.4 CLASSIFICATION DES SOURCES

L'importante variation que présente les résultats des A.C.S des différents cycles rend très difficile la classification de ces systèmes mais en tous cas ils correspondent à des systèmes très inertiels et disposant d'importantes réserves et/ou d'une forte capacité de filtrage pouvant être liée au recouvrement par les formations superficielles parfois épaisses.

II.3 ETUDE HYDROCHIMIQUE

Pour l'ensemble des sources étudiées, des analyses corrélatrices et spectrales ont été réalisées sur les données hydrochimiques. Ces analyses ne nous ont pas permis d'obtenir des résultats satisfaisants.

II.3.1 SOURCES DE ROUELLES

La chronique des analyses chimiques s'étend depuis le mois de janvier 1987 jusqu'au mois de septembre 1989.

II.3.1.1 DISTRIBUTION DES FREQUENCES DE CONDUCTIVITE

Nous avons pu construire deux courbes, l'une relative au cycle 87-88 et l'autre au cycle 88-89 (Fig. II-27).

Les deux courbes se ressemblent; elles sont multimodales et très étalées avec un mode principal autour de 780 $\mu\text{s.cm}^{-1}$. Il est très important de signaler la forte minéralisation de l'eau de ces sources qui est nettement la plus importante de toutes les eaux des sources crayeuses étudiées. Les pics les plus minéralisés correspondent, semble-t-il, aux eaux polluées (NO_3 , SO_4 et Cl) donc à une évolution liée à la couverture. Donc sous la couverture existe un drainage de type karstique évacuant plus ou moins rapidement les eaux stockées en surface d'où le rôle fondamental de filtre de la couverture. Alors que les pics faiblement minéralisés correspondent aux eaux de l'aquifère crayeux.

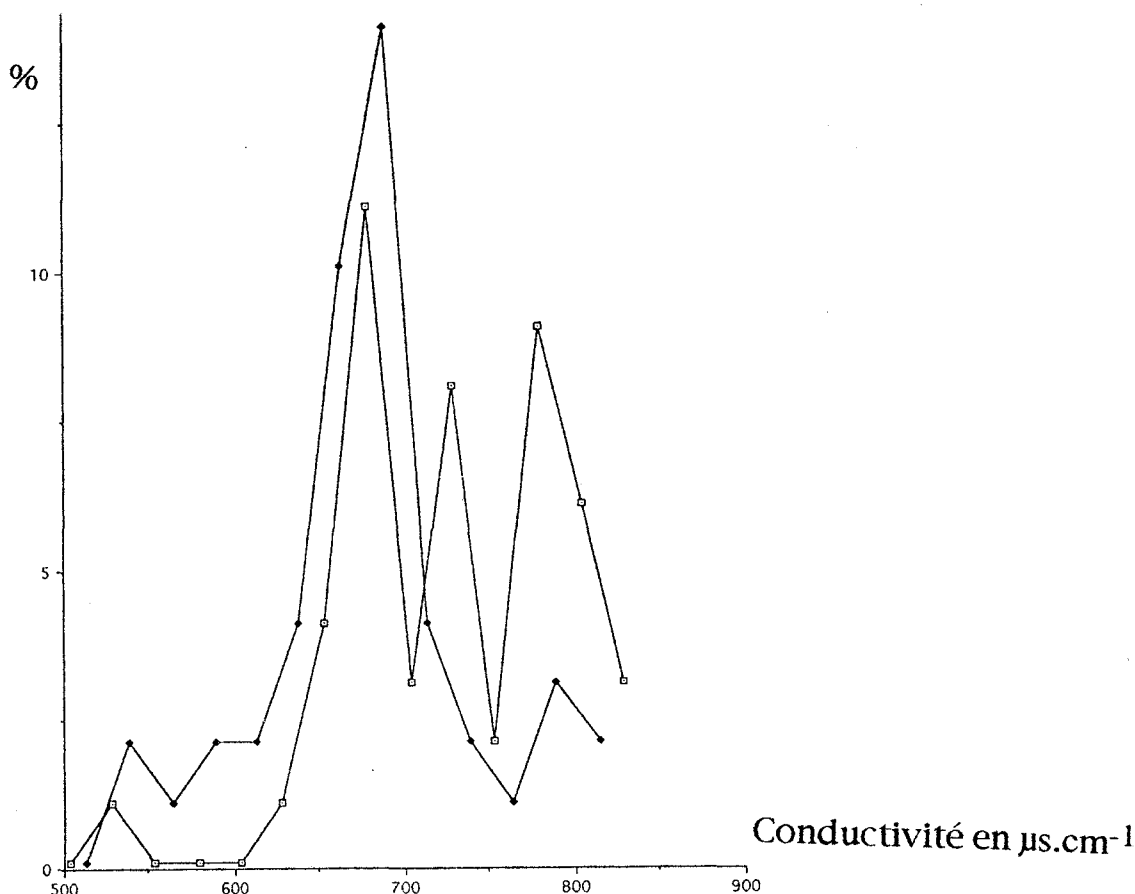


Fig. II-27 : Distribution de fréquence de conductivité des sources de Rouelles

La forme et l'étalement de ces courbes de fréquence, lorsqu'on les compare à ceux du catalogue de Bakalowicz (1979), sont caractéristiques d'un système karstique dont l'organisation de l'écoulement s'apparente à celle du système de Fontestorbes.

IL3.1.2 ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES

Nous avons réalisé une analyse en composantes principales avec 128 observations et 9 variables. Les variables utilisées sont : le débit (Q), la conductivité (C), le titre hydrotimétrique (TH), le titre alcalimétrique complet (TAC), les nitrates (NO₃), les sulfates (SO₄), les chlorures (Cl), la pression partielle de CO₂ (pCO₂) et le delta du pH (d pH).

La matrice de corrélation montre que la conductivité est fortement liée à l'ensemble des espèces minérales dissoutes. Le TH est lié au TAC, NO₃ et au sulfate. Le

TAC est corrélé au NO3 et SO4. Le NO3 est lié aux Cl et SO4 et enfin une forte liaison existe entre la pCO2 et le dpH (Tableau n ° II-4).

	Q	C	TH	TAC	NO3	Cl	SO4	pCO2	dpH
Q	1.000								
C	0.058	1.000							
TH	-0.015	0.677	1.000						
TAC	0.074	0.590	0.578	1.000					
NO3	0.100	0.760	0.765	0.667	1.000				
Cl	0.343	0.589	0.528	0.288	0.605	1.000			
SO4	0.101	0.756	0.718	0.552	0.761	0.663	1.000		
pCO2	0.074	0.240	0.283	0.114	0.329	0.274	0.242	1.000	
dpH	-0.076	0.043	0.057	0.236	-0.034	-0.098	0.024	-0.871	1.000

Tableau II.4 : Matrice des Corrélations entre les variables
(Chimie de Rouelles).

	AXE 1		AXE 2		AXE 3	
Q **	0.1674	0.0280	-0.1563	0.0244	0.9212	0.8485
C **	0.8685	0.7543	0.1107	0.0122	-0.0678	0.0046
TH **	0.8488	0.7205	0.1021	0.0104	-0.1905	0.0363
TAC **	0.7076	0.5007	0.3144	0.0989	-0.1195	0.0143
NO3 **	0.9154	0.8380	0.0324	0.0010	-0.0732	0.0054
Cl **	0.7422	0.5508	-0.1171	0.0137	0.3904	0.1525
SO4 **	0.8864	0.7856	0.0841	0.0071	0.0054	0.0000
pCO2 **	0.3923	0.1539	-0.8725	0.7612	-0.1812	0.0328
dpH **	-0.0552	0.0031	0.9792	0.9589	0.1002	0.0100

Tableau II.5 : La première colonne correspond aux corrélations entre les variables et les axes, la seconde correspond aux corrélations au carré.

Le pourcentage total de variance exprimé par les trois facteurs est de 81,5 % ce qui montre une très forte structure par comparaison avec les autres systèmes. Le facteur F1 exprime 48,2 % de la variance, il est lié positivement à la conductivité, au titre hydrotimétrique, au titre alcalimétrique complet, au nitrate, au chlorure et au sulfate. Le facteur F2 exprime 21 % de la variance, il est corrélé négativement à la pression partielle de CO₂ et positivement au delta pH. Le facteur F3 n'exprime que 12,3 % de la variance, il n'est corrélé qu'au débit (Tableau n° II-5).

Le facteur F1 regroupe l'ensemble des espèces minérales dissoutes (Fig. II-28). Malgré l'absence d'opposition entre les différentes variables (dans l'espace des variables) (Fig. II-29), ce facteur oppose dans l'espace des échantillons des eaux très minéralisées en tout (échantillons 51, 52, 53, 54) à celles qui le sont moins (échantillons 2, 7, 101, 102). Les échantillons les plus minéralisés possèdent des teneurs très élevées en chlorures, sulfates et nitrates. Ces trois dernières sont caractéristiques d'une évolution près de la surface (zone superficielle) et de ce fait ce facteur peut être interprété comme le temps de séjours et/ou d'évolution dans la couverture.

Le facteur II oppose la pression partielle de CO₂ et le delta pH. Dans l'espace des unités statistiques le facteur F2 oppose des échantillons à très faible pression partielle de CO₂ (échantillon n° 116) et sursaturés et des échantillons à très forte pression partielle de CO₂ et sous-saturés (échantillon n° 29). L'évolution de la pression partielle de CO₂ se fait indépendamment des ions à acquisition superficielle. En plus le tableau de donnée ne montre aucune évolution dans le temps de la pression de CO₂ (c'est-à-dire les valeurs sont complètement indépendantes les unes des autres). De ce fait nous pouvons penser qu'il s'agit d'un problème d'échantillonnage dû au fait que la mesure du pH a été effectuée tardivement, après dégazage dans le flacon.

Le facteur F3 ne peut pas être expliqué en raison de l'absence d'opposition (Fig. II-30).

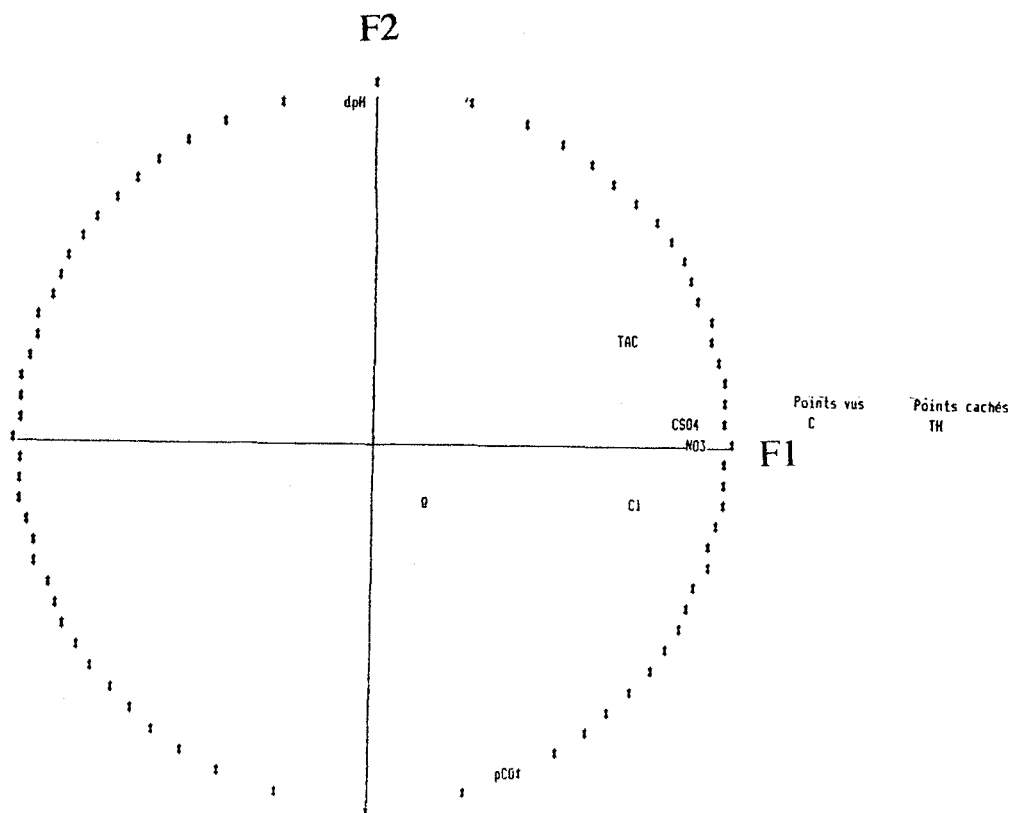


Fig. II-28 : A.C.P chimisme des sources de Rouelles. Espace des variables, plan F1-F2.

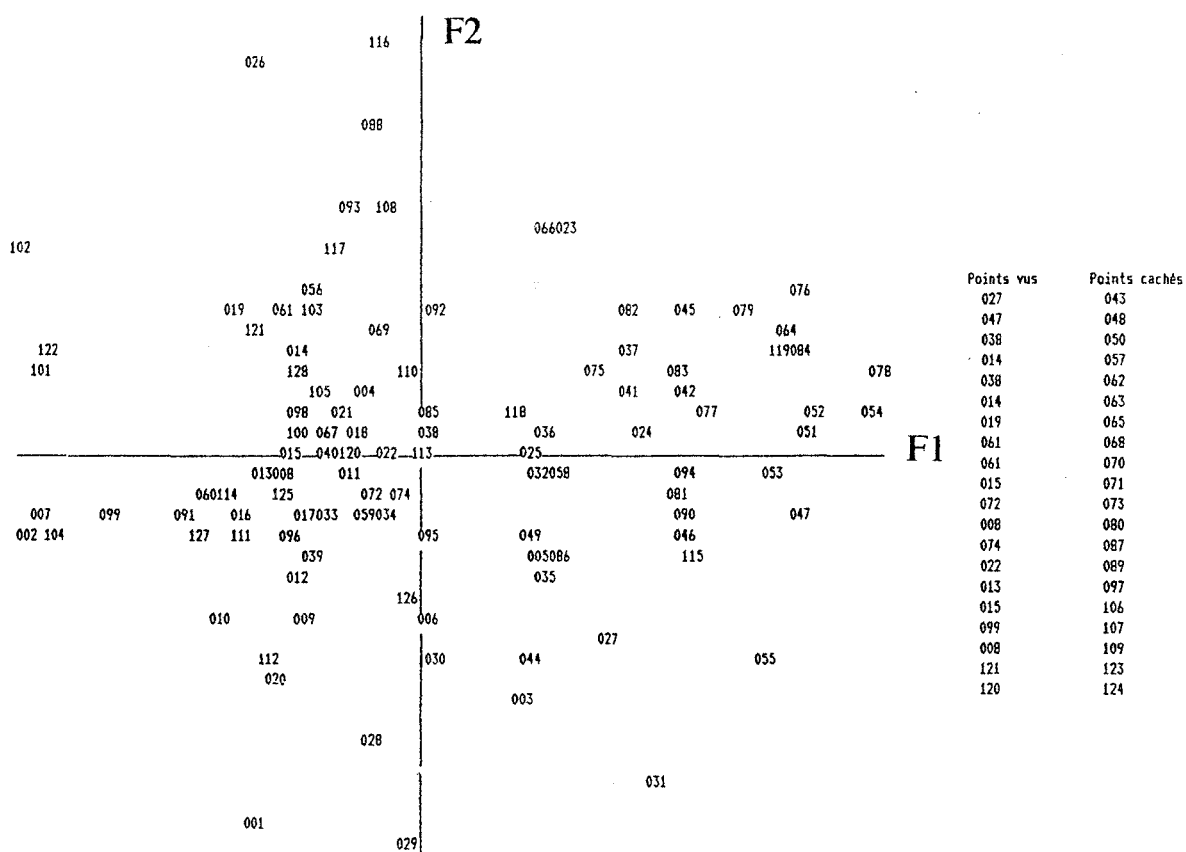


Fig. II-29 : A.C.P chimisme des sources de Rouelles. Espace des échantillons, plan F1-F2.

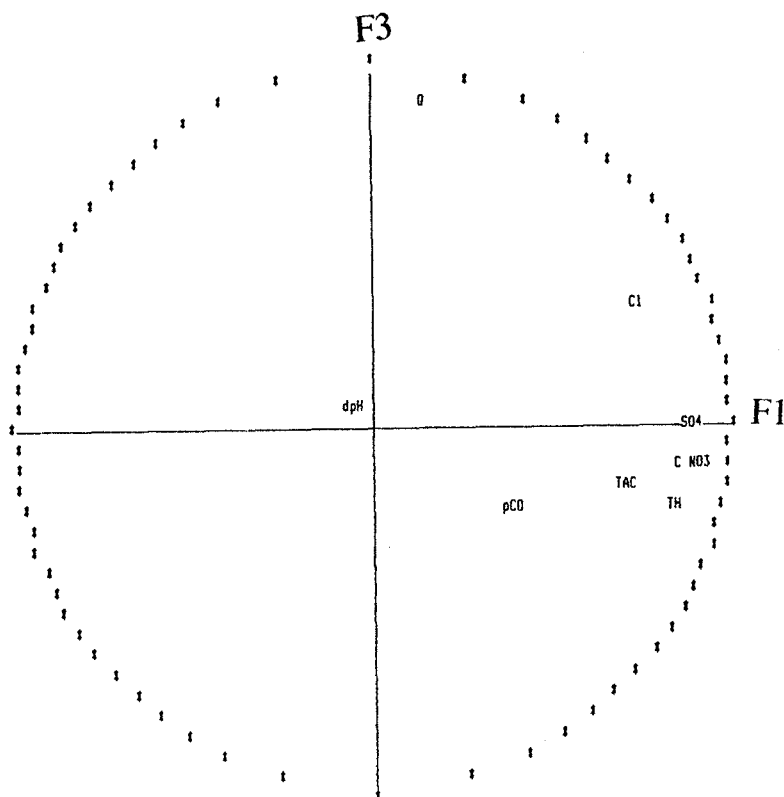


Fig. II-30 : A.C.P. chimisme des sources de Rouelles. Espace des variables, plan F1-F3.

II.3.2 SOURCES DE SAINT LAURENT

Seuls le pH, la turbidité et la conductivité ont été mesurés depuis le 17 juin 1991 jusqu'au mois d'octobre 1993.

II.3.2.1 EVOLUTION DE LA CONDUCTIVITE

La chronique de la conductivité montre de nombreuses fluctuations avec une tendance à la diminution depuis le mois d'octobre 1991 jusqu'à la fin du mois de novembre de la même année. La conductivité augmente ensuite de façon régulière jusqu'à la fin du mois de février 1992 et enfin diminue de façon régulière jusqu'au début du cycle suivant (Fig. II-31).

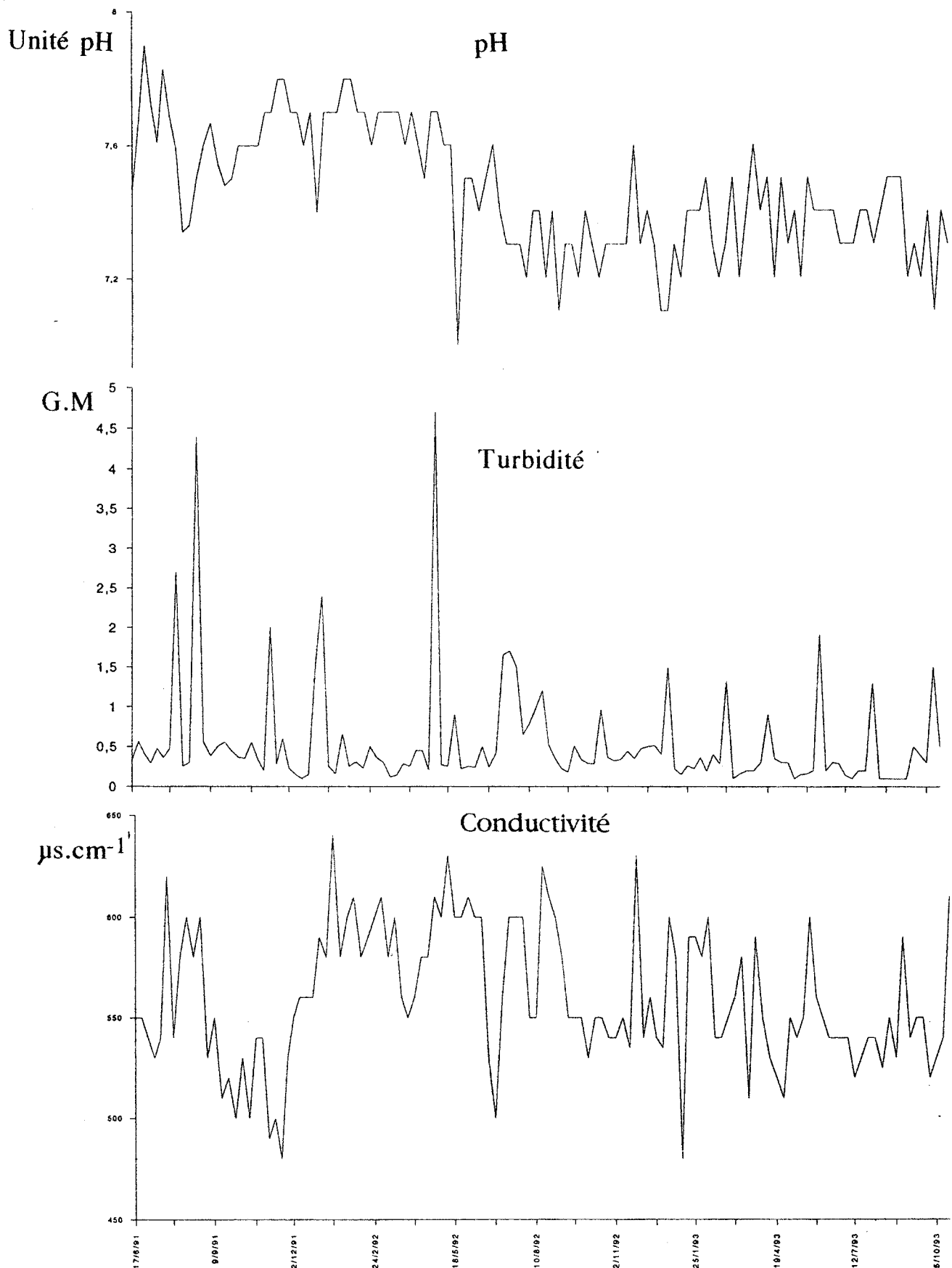


Fig. II-31 : Evolution de la chimie des eaux de Saint Laurent.

II.3.2.2 DISTRIBUTION DES FREQUENCES DE CONDUCTIVITE

La conductivité s'étale sur une gamme allant de 510 $\mu\text{s.cm}^{-1}$ jusqu'à 620 $\mu\text{s.cm}^{-1}$. Sa courbe de distribution de fréquence relative au cycle 92-93 montre deux pics importants, le premier autour d'une conductivité de 550 $\mu\text{s.cm}^{-1}$ et le second autour de 600 $\mu\text{s.cm}^{-1}$ (Fig. II-32).

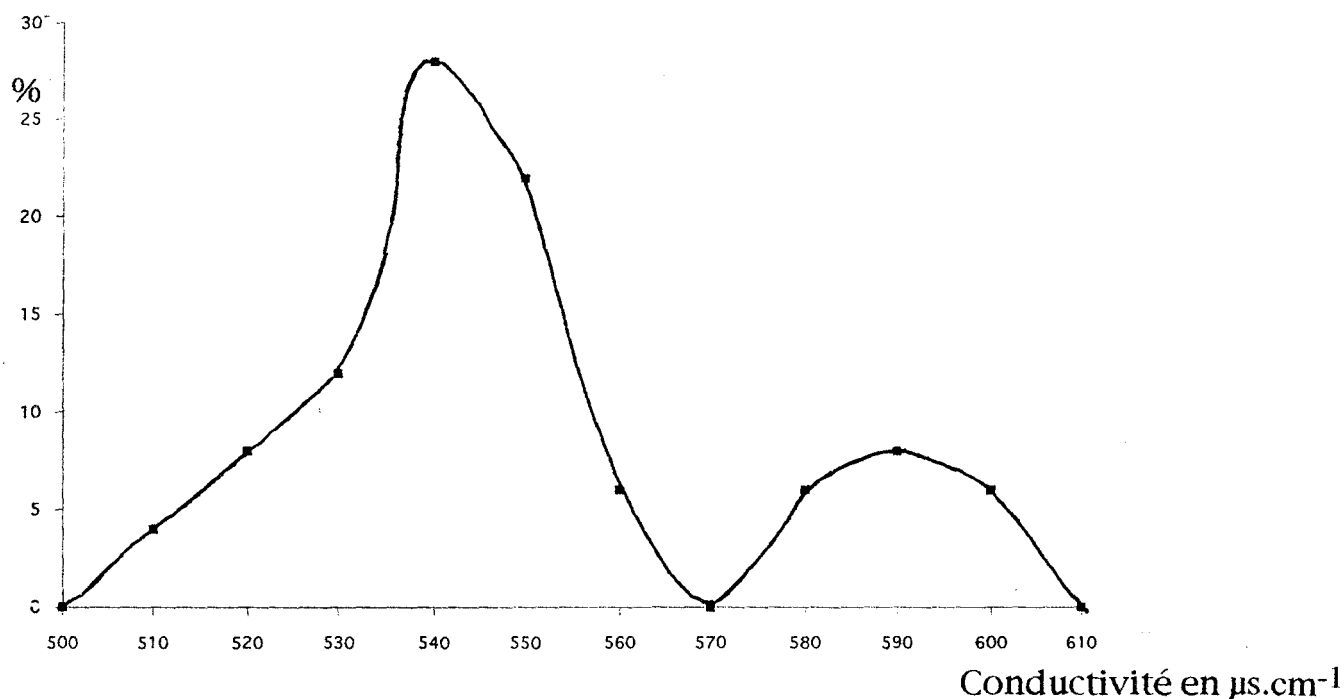


Fig. II-32 : Distribution de fréquence de conductivité des eaux de Saint Laurent

L'étalement et l'allure de cette courbe permettent de situer le fonctionnement de ces sources comme intermédiaire entre celui de Fontaine de la Bièle et du Baget, c'est-à-dire celui d'un aquifère moyennement karstique et possédant des réserves.

II.3.3 SOURCES DE RADICATEL

Les données chimiques recueillies sur les sources de Radicatel sont de deux types : les premières correspondent à des analyses de type II où le calcium et le magnésium ont été dosés ensemble, depuis le 8 janvier 1987 jusqu'au 27 septembre 1988. Nous avons utilisé

une valeur moyenne de magnésium pour le calcul du delta pH et de la pression partielle de CO₂ (communication orale de Bakalowicz). Le pas d'échantillonnage est hebdomadaire. Les secondes prélevées à une fréquence plus élevée que les précédentes où conductivité, température et pH ont été mesurés ainsi qu'une analyse de nitrates et de sulfates.

A ces données s'ajoutent une analyse complète mensuelle depuis le 7 mai 1991 jusqu'au 2 novembre 1993.

II.3.3.1 ANALYSE DES CHRONIQUES

L'évolution de l'ensemble des espèces minérales (Série 87-88) montre de nombreuses fluctuations mais toutefois une tendance saisonnière apparaît plus nette (Fig. II-33). En effet depuis le mois de mai jusqu'au mois de septembre on constate une augmentation des teneurs en bicarbonates, calcium et magnésium, qui diminuent ensuite pour atteindre des valeurs minimales à la fin du mois de novembre et début décembre. Ces valeurs minimales coïncident avec l'apparition des premières crues du cycle hydrologique. Ensuite la croissance reprend de façon régulière pour atteindre des valeurs maximales au début de la saison d'été.

II.3.3.2 DISTRIBUTION DES FREQUENCES DU TAC

La courbe de distribution de fréquence du titre alcalimétrique complet montre un mode central avec un étalement de part et d'autre très nets (Fig. II-34). Le mode le plus important est axé sur la valeur de 21 °F. Cette distribution permet de déduire l'existence d'une organisation des écoulements et par conséquent celle d'un karst.

En utilisant le catalogue de distribution de fréquence de Bakalowicz (1979), les sources de Radicatel se rapprochent d'avantage du système de la Bièle avec un certain étalement.

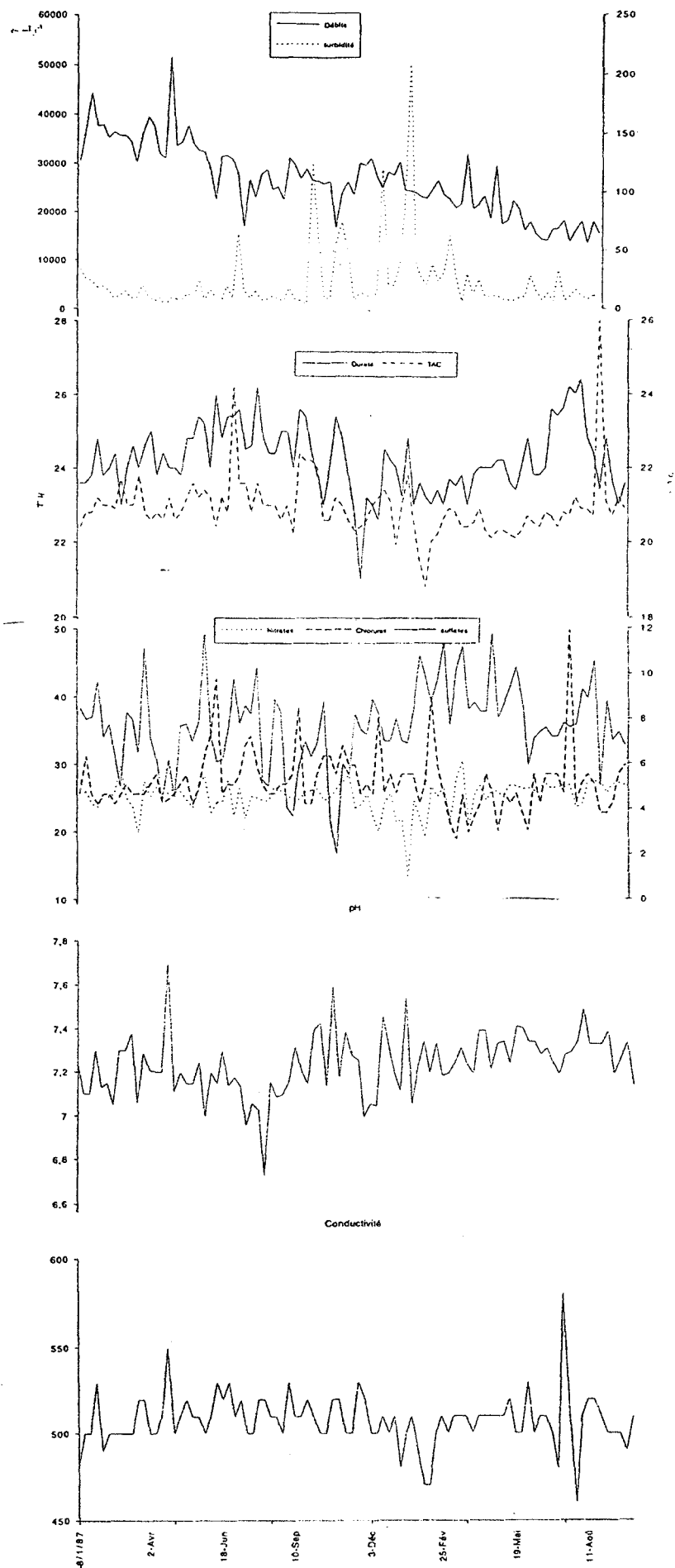


Fig. II-33 : Evolution du chimisme des eaux de Radicatel.

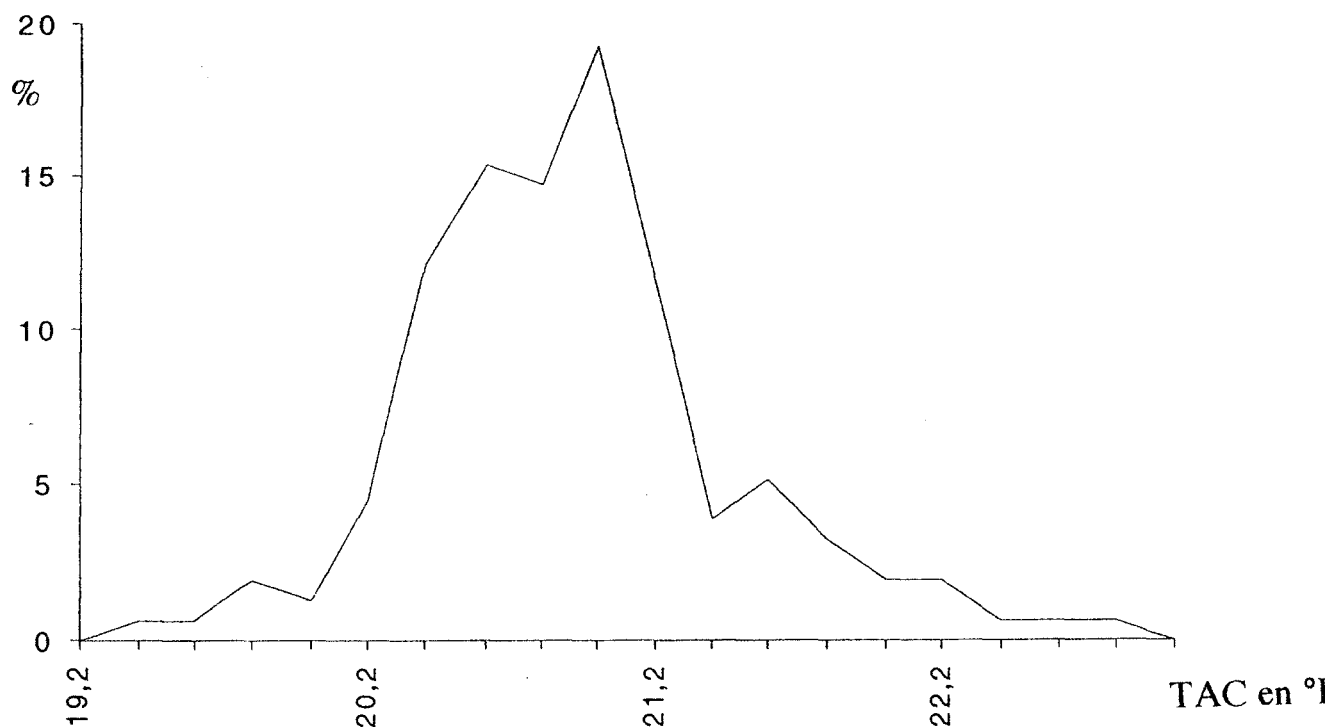


Fig. II-34 : Distribution de fréquence du titre alcalimétrique complet des eaux de Radicatel.

II.3.3.3 ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES

II.3.3.3.1 Série 87-88

La première A.C.P a porté sur 163 observations ou u.s et 9 variables. Ces dernières sont le titre hydrotimétrique (TH), le débit aux sources (Q), le titre alcalimétrique complet (TAC), les nitrates (NO_3), les chlorures (Cl), les sulfates (SO_4), la conductivité (C), la pression partielle de CO_2 (pCO_2) et le delta pH (dpH).

La matrice de corrélation montre que les variables sont faiblement liées entre elles sauf pour la pression partielle de CO_2 et le delta pH où la corrélation est de 0,9. Le pourcentage total de variance exprimé par les trois axes est faible (62,6 %).

La représentation plane des u.s montre que certaines u.s ont des coordonnées très élevées et tirent beaucoup sur les axes. Ces u.s sont les échantillons n° 1, 54 et 103. Une nouvelle A.C.P a été réalisée sans ces trois échantillons.

A.C.P 2 : les corrélations entre les variables restent faibles ainsi que le pourcentage total de variance exprimé par les axes (Tableau n°II-6). Ce pourcentage cumulé est de 55,2 % (Tableau n° II-7).

	TH	Q	C	TAC	NO3	Cl	SO4	pCO2	dPH
TH	1.000								
Q	-0.075	1.000							
C	0.271	0.008	1.000						
TAC	0.272	0.109	0.154	1.000					
NO3	-0.003	-0.157	0.010	-0.043	1.000				
Cl	0.121	0.039	-0.048	0.092	-0.097	1.000			
SO4	-0.139	-0.082	-0.096	-0.242	-0.013	-0.144	1.000		
pCO2	0.018	0.282	0.008	0.166	-0.154	0.073	0.078	1.000	
dPH	0.159	-0.274	0.082	0.104	0.101	0.006	-0.166	-0.930	1.000

Tableau II.6 : Matrice des Corrélations entre les variables
(Chimie de Radicatel).

	AXE 1		AXE 2		AXE 3	
TH **	-0.1885	0.0355 *	0.6450	0.4161 *	-0.2938	0.0863 *
Q **	0.4874	0.2376 *	0.2195	0.0482 *	0.2445	0.0598 *
C **	-0.1207	0.0146 *	0.4805	0.2309 *	-0.5600	0.3136 *
TAC **	0.0089	0.0001 *	0.7086	0.5021 *	-0.0228	0.0005 *
NO3 **	-0.2797	0.0782 *	-0.1617	0.0262 *	-0.3995	0.1596 *
Cl **	0.0560	0.0031 *	0.3467	0.1202 *	0.5824	0.3392 *
SO4 **	0.1902	0.0362 *	-0.5444	0.2964 *	-0.3231	0.1044 *
pCO2 **	0.9279	0.8609 *	0.1923	0.0370 *	-0.1789	0.0320 *
pH **	-0.9450	0.8929 *	0.0775	0.0060 *	0.1681	0.0283 *

Tableau II.7 : La première colonne correspond aux corrélations entre les variables et les axes, la seconde correspond aux corrélations au carré.

Le facteur F1 exprime 24 % de variance, il est représenté principalement par la pression partielle de CO₂ et le delta pH. Le facteur F2 oppose les titres hydrotimétrique et alcalimétrique complet au sulfates alors que le facteur F3 oppose la conductivité aux chlorures (Fig. II-35).

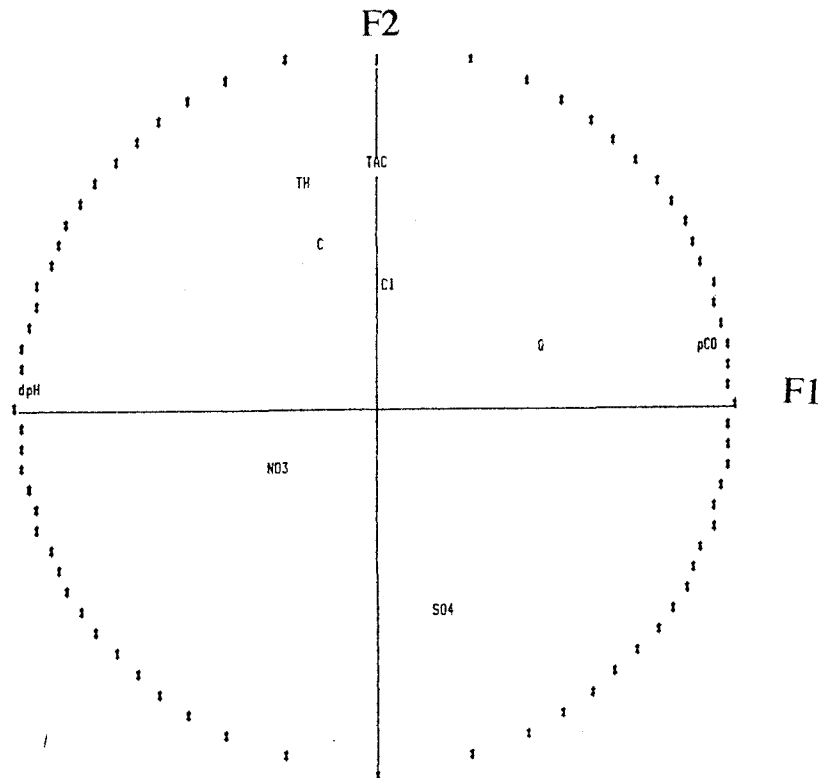


Fig. II-35 : A.C.P. chimisme des sources de Radicatel. Espace des variables, plan F1-F2. Série 87-88.

L'opposition de la pression partielle de CO₂ et du delta pH caractérise les échanges gazeux.

Dans l'espace des unités statistiques, les échantillons 5 et 48 sont opposés aux échantillons 28 et 142; c'est-à-dire opposition entre des échantillons à faible pression de CO₂ et sursaturés et des échantillons à forte pression partielle de CO₂ et sous-saturés (Fig. II-36). Ce facteur F1 pourrait opposer des échantillons à transit rapide aux échantillons à long séjour dans l'aquifère si les mesures de pH ont été effectuées dans de bonnes conditions.

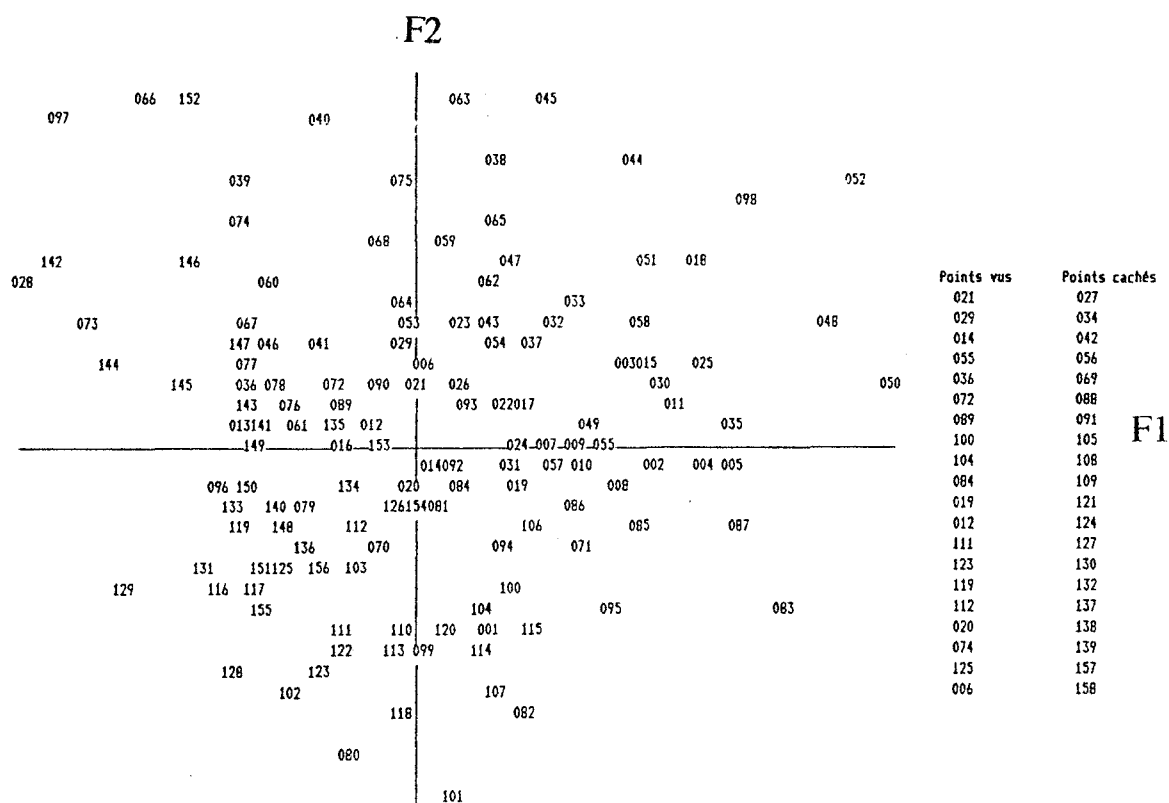


Fig. II-36 : A.C.P chimisme des sources de la Radicatel. Espace des variables, plan F1-F2.

Série 87-88.

Le facteur F2 oppose les titres hydrotimétrique et alcalimétrique complet au sulfate. Comme ce dernier n'est associé ni aux chlorures ni aux nitrates, cela permet de supposer une autre origine que celle atmosphérique. En effet les sulfates peuvent provenir de l'oxydation des minéraux sulfurés tels que la pyrite. Cette dernière est très fréquente dans les assises crayeuses où elle se présente sous forme de nodules. Or les teneurs en sulfates restent faibles et ne dépassent pas 12 mg/l excluant ainsi l'origine interne et pose un réel problème pour expliquer ce facteur. Dans l'espace des échantillons et selon le plan F1-F2, nous n'avons pas pu isoler des groupes de points. De ce fait nous pensons qu'il s'agit d'une distribution au hasard due à un problème de mesure de pH.

II.3.3.3.2 Série 91-93

Cette A.C.P est réalisé sur 25 observations et 12 variables. Les variables sont le calcium (Ca), le magnésium (Mg), le sodium (Na), le potassium (K), les chlorures, les bicarbonates (HCO₃), les sulfates (SO₄), les nitrates (NO₃), la silice (SiO₂), la pression partielle de CO₂ (pCO₂), l'indice d'échange des cations (IEC) et le delta pH (dpH).

Le calcul a été arrêté à trois axes (Tableau n°18 et 19). Le pourcentage total de la variance, exprimé par ces trois facteurs, est de 61,9 % de ce fait la structure reste faible. La matrice de corrélation montre des corrélations inverses et directes. Ainsi le calcium est inversement corrélé au potassium, les chlorures positivement à l'indice d'échange des cations, et la pression partielle de CO₂ directement au delta pH. Quant aux autres ions les corrélations restent très faibles et sans significations.

	Ca	Mg	Na	K	Cl	HCO	SO4	NO3	SiO2	pCO2	IEC	dpH
Ca	1.000											
Mg	0.087	1.000										
Na	-0.031	-0.192	1.000									
K	-0.556	-0.072	0.172	1.000								
Cl	-0.183	-0.242	-0.220	0.194	1.000							
HCO	0.500	0.287	0.423	-0.157	-0.296	1.000						
SO4	0.252	0.051	0.216	-0.463	-0.259	0.089	1.000					
NO3	0.040	-0.047	0.394	0.030	0.041	0.420	0.170	1.000				
SiO2	0.375	0.097	0.048	-0.293	-0.485	0.330	0.219	0.030	1.000			
pCO2	-0.171	-0.113	-0.110	0.322	0.359	-0.252	-0.490	0.026	0.010	1.000		
IEC	0.001	-0.008	-0.808	-0.089	0.713	-0.397	-0.203	-0.227	-0.251	0.235	1.000	
dpH	0.371	0.167	0.152	-0.421	-0.401	0.436	0.497	0.043	0.129	-0.945	-0.273	1.000

Tableau II.8 : Matrice des Corrélations entre les variables
(Chimie de Radicatel).

	AXE 1	AXE 2	AXE 3
Ca **	-0.5296	0.2804 *	0.3954
Mg **	-0.2255	0.0508 *	0.2093
Na **	-0.4381	0.1920 *	-0.7829
K **	0.4923	0.2424 *	-0.6130
Cl **	0.6828	0.4662 *	0.1510
HCO **	-0.6654	0.4428 *	-0.2221
SO4 **	-0.6064	0.3677 *	0.2091
NO3 **	-0.2465	0.0607 *	-0.4555
SiO2 **	-0.4717	0.2225 *	0.0510
pCO2 **	0.6831	0.4666 *	-0.2775
IEC **	0.6176	0.3814 *	0.6860
dpH **	-0.8019	0.6431 *	0.2881

Tableau II.9 : La première colonne correspond aux corrélations entre les variables et les axes, la seconde correspond aux corrélations au carré.

Le facteur F1 représente 31,8 % de la variance et oppose les chlorures, l'indice d'échange des cations et la pression partielle de CO₂, aux bicarbonates, sulfates et le delta pH. Le facteur F2 représente 17,9 % de la variance; il est corrélé négativement au sodium et au potassium et positivement à l'indice d'échange des cations. Le facteur F3 exprime 12,2 % de la variance; il est lié positivement à la silice et la pression partielle de CO₂.

L'opposition, selon l'axe F1, entre la pression partielle de CO₂ et les chlorures d'une part et les sulfates et le dpH. En effet, l'ion SO₄ peut provenir des précipitations atmosphériques ou par oxydation des minéraux sulfurés (Fig. II-37). Les teneurs en sulfates restent faibles (<10 mg/l), ce qui exclut la deuxième origine. Cette origine suppose que les sulfates et les chlorures auraient une évolution similaire mais dans notre cas, ces deux ions sont opposés (c'est-à-dire l'augmentation en chlorures est accompagnée d'une diminution de sulfates). Sur la base de nombreuses données de terrain et en s'appuyant sur constatations de Giesecking (1975), Bakalowicz (1980) a affirmé que lorsqu'il pleut en été ou en fin de printemps, l'eau d'infiltration est appauvrie en sulfates et enrichie en CO₂ du fait de l'action biologique du sol (c'est-à-dire lorsque l'activité biologique est très importante, il y a consommation de l'oxygène notamment celui de l'ion sulfate et donc immobilisation du soufre dans la matière vivante). Donc l'activité microbiologique du sol nous permet d'expliquer l'opposition entre les chlorures et les sulfates et rend compte du passage de l'eau le sol.

La liaison pression partielle de CO₂ et chlorures est indicatrice d'une minéralisation en surface c'est-à-dire au niveau du sol et conforte l'explication des sulfates.

Dans l'espace des unités statistiques F1-F2 (Fig. II-37 et 38) le facteur F1 oppose des échantillons (15 et 17) sous-saturés à pression de CO₂ élevée et des échantillons (3, 8 et 9) sursaturés, avec des teneurs élevées en bicarbonates et en sulfates. Donc le facteur F1 oppose des échantillons qui séjournent dans le sol puis transitent rapidement à travers l'aquifère crayeux et d'autres qui se minéralisent dans ce dernier aquifère; de ce fait la facteur F1 permet de distinguer les origines des eaux.

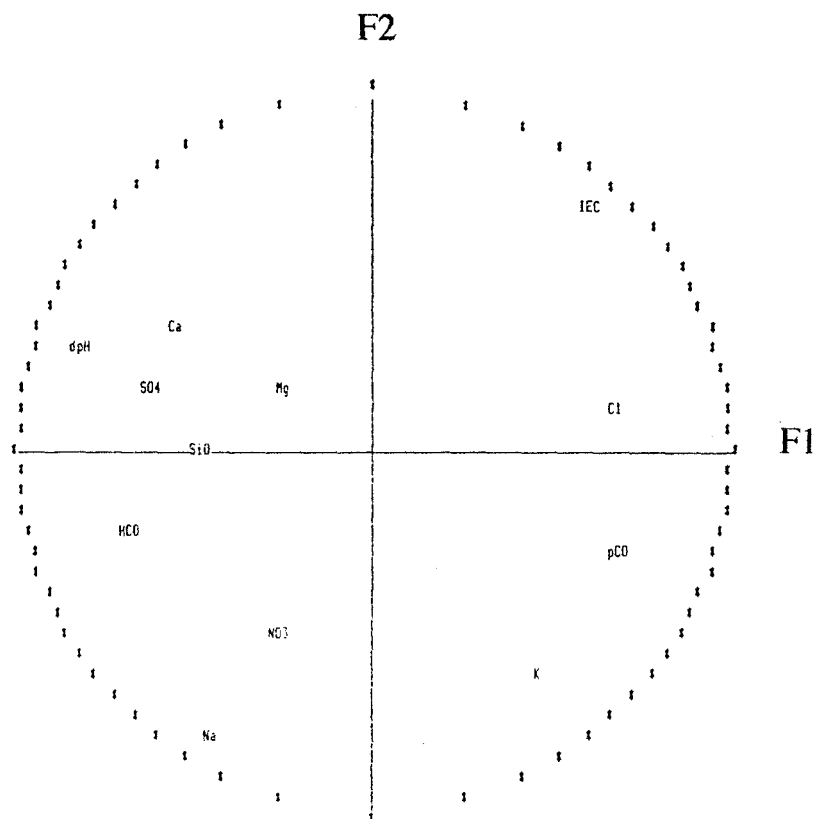


Fig. II-37 : A.C.P. chimisme des sources de Radicatel. Espace des variables, plan F1-F2. Série 91-93)

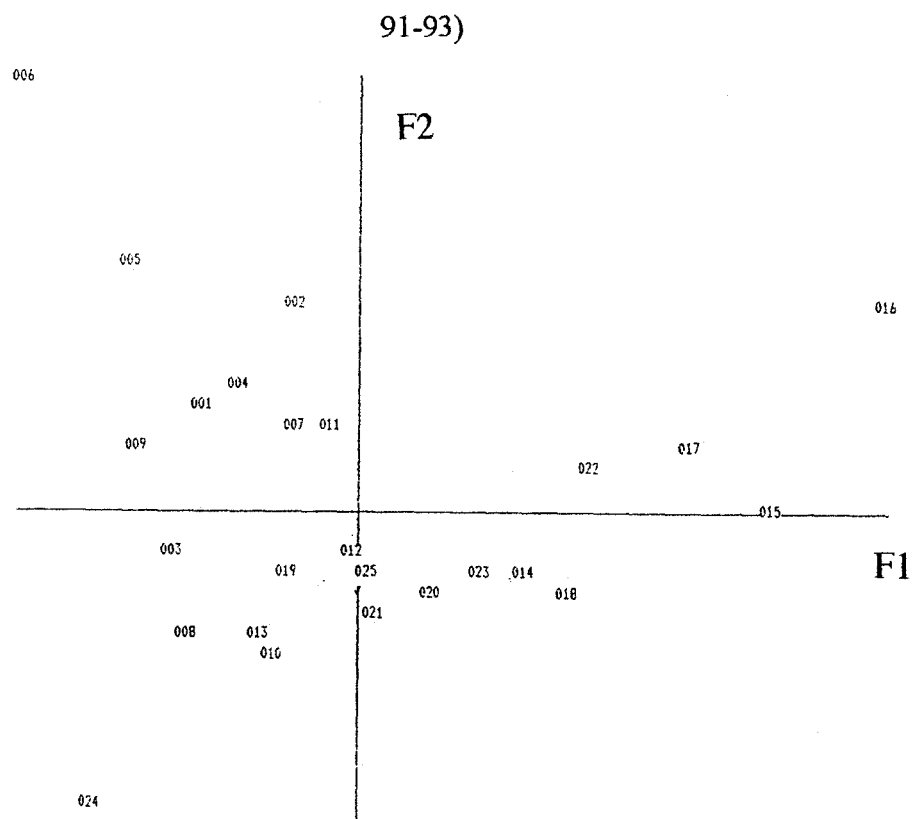


Fig. II-38 : A.C.P. chimisme des sources de Radicatel. Espace des échantillons, plan F1-F2. Série 91-93)

Le facteur F2 oppose l'échantillon n° 6 à faible teneur en potassium et en sodium et disposant d'indice d'échange positif à l'échantillon n° 24 à teneur élevée en sodium et ayant un indice d'échange négatif des cations. Ce facteur indique la présence d'un échange de cations dans deux niveaux différents : le premier (IEC positif) correspond à un échange au niveau du sol (diminution du k et Na) et le second au niveau des interlits argileux présents dans la craie.

Le facteur F3 ne peut pas être interprété (Fig. II-39).

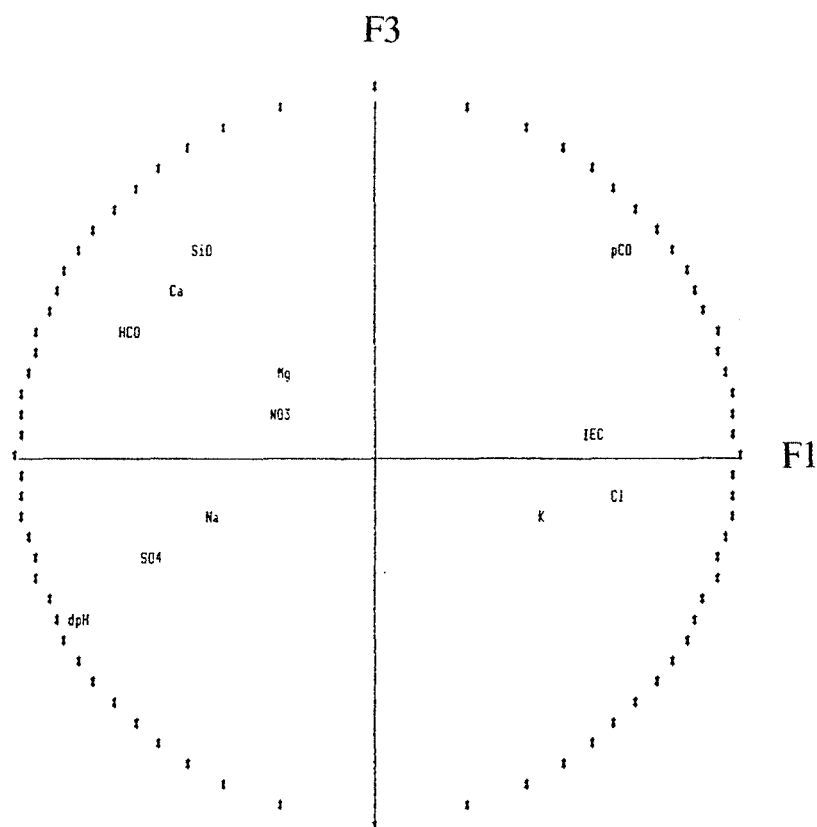


Fig. II-39 : A.C.P chimisme de Radicatel. Espace des variables, plan F1- F3.

CHAPITRE III : ETUDE DES FONTAINES-SOUS- PREAUX

III.FONTAINE-SOUS-PREAUX

III.1 CADRE GENERAL DE L'ETUDE

Fontaine-sous-Préaux constitue l'une des sources captées pour l'alimentation en eau potable de la ville de Rouen. Elle est située à une altitude de 67 m et donne naissance à la rivière du Robec qui est un affluent en rive droite de la Seine. Le bassin d'alimentation de la source de Fontaine-sous-Préaux est limité à l'est par le bassin de l'Andelle, à l'ouest et au nord par le bassin de Cailly et au sud par celui du Robec (Fig. III.1).

Le relief de ce bassin correspond à un plateau dont l'altitude moyenne est de 150 m et culmine à 177 m alors que le point le plus bas correspond à l'emplacement de Fontaine-sous-Préaux. Ce plateau est entaillé par une vallée principale (Préaux) qui le divise en deux moitiés inégales dont la plus importante est située à l'est.

La vallée du Préaux est entièrement boisée et présente des versants dissymétriques avec une forte pente pour le versant est. Elle est orientée NE-SO et à partir de laquelle partent de nombreuses vallées secondaires orientées NO-SE.

III.1.1 CADRE GEOLOGIQUE

Les terrains constituant le sous-sol du bassin sont connus à l'affleurement jusqu'au Cénomaniens inclus. Au-delà, ils sont connus par des forages de reconnaissances exécutés pour des recherches de pétrole, de houille ou d'eau. Les terrains à l'affleurement sont constitués par les niveaux de craie du Sénonien au Cénomaniens. Le plateau est recouvert d'une épaisseur importante d'argile à silex et de limons. Les fonds des vallées sont comblés par des alluvions anciennes et modernes.

III.1.1.1 LITHOSTRATIGRAPHIE

Le socle primaire a été atteint par les sondages des Hogues et par celui de Rouen, situées sur la carte de Rouen-est, aux cotes respectives de - 1164 et - 818,7 alors que celui de Fontaine-sous-Préaux (100-2-1) n'a pu atteindre que les terrains du Kimmeridgien dont la séquence du bas vers le haut est la suivante :

III.1.1.1.1 Le Kimmeridgien et le Portlandien

Ils sont constitués d'une série marno-calcaire épaisse de 188 m.

III.1.1.1.2 Crétacé

Le Néocomien : est constitué par des sables épais de 38 m.

L'Albien : il se subdivise en deux faciès :

- les sables verts à la base, rarement distingués de ceux du Néocomien, leur épaisseur est d'une dizaine de mètres;

- le Gault constitué par des argiles grises, vertes ou noires, fermes, qui contiennent généralement de nombreuses paillettes de mica et quelques lits sableux. Du point de vue hydrogéologique, le Gault joue un rôle important puisqu'il forme à la fois le substratum de la nappe de la craie et le toit de la nappe des Sables Verts qu'il retient captive, provoquant ainsi son artésianisme. Sa puissance est de 42 m à Fontaine-sous-Préaux (100-2-1).

Le Cénomanién : la base de l'étage est formée par un niveau de glauconie sableuse épais de 14 m environ, surmonté d'un banc de sable de plus de 16 m d'épaisseur. Le sommet est formé de craie grisâtre ou verdâtre avec à sa base un banc de craie plus glauconieux et des silex. Cette craie est plus ou moins marneuse et se débite en plaquettes sonores quand elle est sèche.

Le Turonien : il est constitué d'une craie blanche ou grisâtre, tendre, traçante, légèrement marneuse, souvent en bancs épais. Les silex y sont peu nombreux, sauf dans la partie supérieure. On peut également trouver des bancs de silex tabulaires. La limite avec le Coniacien est difficile à définir sur le terrain. La limite avec le Cénomanién est bien marquée par le "banc vert", lit peu épais (20 cm) de galets de craie, indurés, roulés, perforés, enrobés dans un ciment crayeux et ferrugineux. Le Turonien est peu fossilifère sauf en ce qui concerne la zone à *Inoceramus labiatus*.

Sénonien :

- Le Coniacien : Il est représenté par une craie sableuse, jaunâtre ou grisâtre, très dure, souvent piquetée de points de manganèse. Ce niveau est

dolomitique et se présente en bancs épais, bien homogène. Les silex sont généralement assez nombreux. Au sommet du Coniacien on trouve une brèche à éléments dolomitiques recimentés dans un ciment crayeux. L'épaisseur du Coniacien est de l'ordre de 50 m.

- Le Campanien-Santonien. C'est une craie blanche, assez tendre, traçante, gélive disposée en bancs peu nets. A l'affleurement elle est affectée de diaclases verticales toujours nombreuses. A la base de la formation, ils sont souvent groupés en bancs rapprochés qui tranchent bien sur la craie blanche. En s'élevant dans la série, ils ont tendance à devenir beaucoup plus gros. La puissance du Campanien et du Santonien peut atteindre 150 m.

III.1.1.1.3 Tertiaire

Il est très peu représenté sur ce bassin, il ne subsiste que sous forme de petites lentilles aux environs de la Pommeraye alors qu'il n'a pas été rencontré dans le forage de Fontaine-sous-Préaux.

Thanétien : formé de sables fins, gris, jaunes ou blancs, il est séparé de la craie par une formation à silex de 2 m d'épaisseur, constituée de gros silex noirs empâtés dans une argile grise sableuse.

Sparnacien : il s'agit d'une argile jaune ou grise en surface, très plastique et très collante, avec des passages plus ou moins sableux. La puissance du Sparnacien est de l'ordre de 10 à 15 m.

III.1.1.2 STRUCTURE

Les isohypses du toit du Gault obtenus à l'aide des core-drills de la C.F.P. et de forages profonds pour les feuilles de Saint Saens et Rouen-est montrent l'existence d'une gouttière synclinale orientée N.O-S.E à versants dissymétriques, l'oriental remontant vers l'anticlinal du Bray, l'occidental vers la faille de Rouen et dont les extrémités plongent assez brutalement vers la vallée de la Scie et vers la vallée du Crevon.

Le Cénomanién, le Turonien et le Sénonien sont concordants avec le Gault comme le montrent les isohypes du Turonien.

Dans le bassin de Fontaine-sous-Préaux, un seul accident tectonique a été cartographié dans le secteur de la Houssay. Il correspond au prolongement de la faille de Grand Tendos dont le rejet moyen est estimé à 20-30 m.

III.1.2 HYDROGEOLOGIE

Le sous-sol du bassin de Fontaine-sous-Préaux, renferme de haut en bas les nappes suivantes :

- nappe de la craie (Sénonien au Cénomanién);
- nappe des sables verts (Albien)
- les autres nappes du Néocomien et Portlandien ne sont pas reconnues sur ce bassin.

La nappe de l'Albien n'est pas exploitée actuellement mais le forage du collège de Normandie (77.5.35) l'a captée autrefois en même temps d'ailleurs que celle de la craie. Ce forage n'est plus exploité depuis 1952 .

Seule la nappe de la craie possède des réserves exploitables; elle est de loin la plus importante.

III.1.2.1 RESERVOIR DE LA NAPPE DE LA CRAIE

Le réservoir est constitué par les craies du Sénonien, du Turonien et du Cénomanién. Son substratum théorique est formé par les argiles du Gault.

La puissance totale du réservoir dépasse 200 m sur le plateau contre 144 m à Fontaine-sous-Préaux. Mais la puissance totale de la craie n'est pas aquifère, car sa perméabilité est inégale selon les niveaux. En particulier les assises du Sénonien sont beaucoup plus perméables que celles du Turonien dont la craie est souvent marneuse. D'autre part la craie n'est perméable que lorsqu'elle est fissurée dans la masse.

Il en résulte qu'une faible partie seulement du réservoir est aquifère : 10 m sous les plateaux et 30 à 50 m dans les vallées.

III.1.2.2 SURFACE PIEZOMETRIQUE

La carte piézométrique établie par le B.R.G.M (Chemin et Holé, 1981) ne donne qu'une indication approximative de la surface piézométrique en raison du faible nombre de points d'observation. En outre, les axes de drainage établis à partir des données de traçages n'ont pas été pris en considération.

III.1.2.2.1 Les caractères principaux de la surface piézométrique

Les hydroisohypses reproduisent en les atténuant les grands traits de la topographie. La cote maximale de la nappe se situe dans le nord du bassin à Pirreval à +150 m. La cote minimale correspond à celle de Fontaine-sous-Préaux (67 m), la dénivellation dans le bassin est de 83 m (Fig. III-2).

Les lignes de partage des eaux souterraines sont différentes des lignes de partage des eaux superficielles, d'où une différence dans la superficie des bassins topographique et souterrain comme le confirme le calcul de l'impluvium à partir de la méthode du bilan.

La nappe s'écoule probablement vers la vallée du Préaux qui constitue l'axe principal de drainage, les axes secondaires correspondant aux vallées secondaires.

La profondeur de la nappe est en moyenne de 60 m sous le plateau et peut atteindre 80 à l'ouest du bassin au lieu-dit le Gros Chêne ce qui explique la rareté des puits sur le plateau, alors que dans la vallée elle est de quelques mètres.

III.1.2.2.2 Fluctuations piézométriques

Les fluctuations annuelles sont assez variables, le minimum est de 0,66 m à Fontaine-sous-Préaux (100-2-1), du fait que le forage est situé assez près de la bordure de la vallée du Préaux. Sur le plateau les fluctuations sont plus importantes avec 8 m à Préaux (100-2-2).

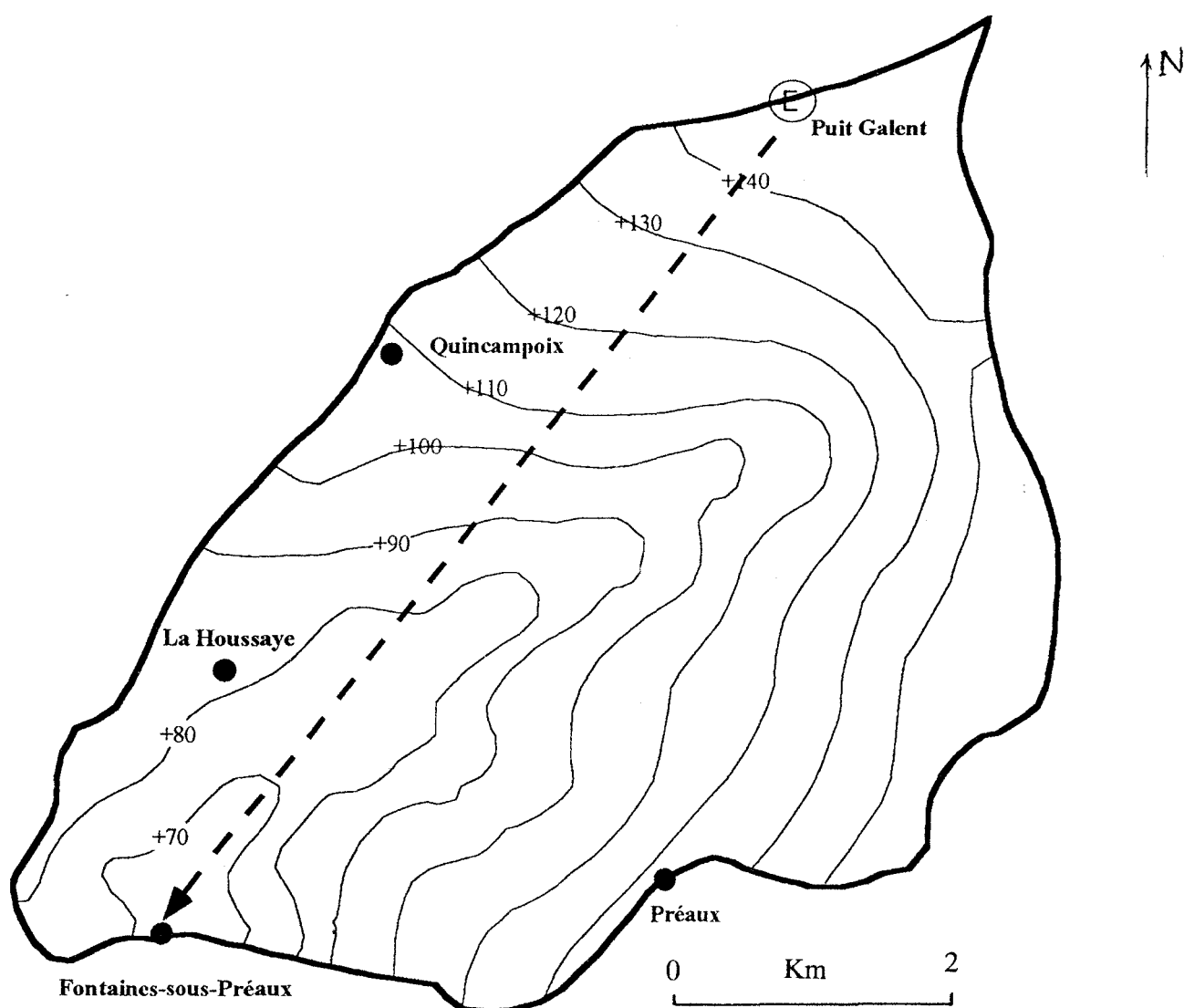


Fig. III-2 : Carte piézométrique et liaison karstiques du bassin des Fontaines-sous-Préaux.

III.2 ETUDE HYDRODYNAMIQUE

III.2.1 SURFACE DU BASSIN

Le calcul de la surface du bassin versant est effectué en divisant le débit ou l'ensemble des sorties par les entrées, ces dernières se résumant dans notre cas aux précipitations efficaces. Ces dernières sont calculées en faisant la différence entre les

précipitations et l'évapotranspiration (calculée à l'aide de la méthode du bilan énergétique (Bakalowicz, 1974)). La moyenne journalière à la station Rouen-Boos est de 0,64 mm.

Le débit moyen de Fontaine-sous-Préaux est de $0,30 \text{ m}^3/\text{s}$ pour la période de 1982-1992. Ce qui nous donne une surface de 41 km^2 .

III.2.2 ETUDE DES DEBITS CLASSES

L'étude des débits classés de l'ensemble de la chronique de 1982 jusqu'à 1992 pour Fontaine-sous-Préaux, montre au moins une rupture de pente, correspondant à un débit de $0,330 \text{ m}^3/\text{s}$ (Fig. III-3). Cela pourrait traduire la mise en fonctionnement d'un trop-plein ailleurs, non mesuré. Cela pourrait traduire l'existence d'une karstification peu fonctionnelle à un niveau supérieur à la source. Mais en l'absence de courbe de tarage nous ne pouvons pas aller plus loin dans l'interprétation de cette rupture de pente.

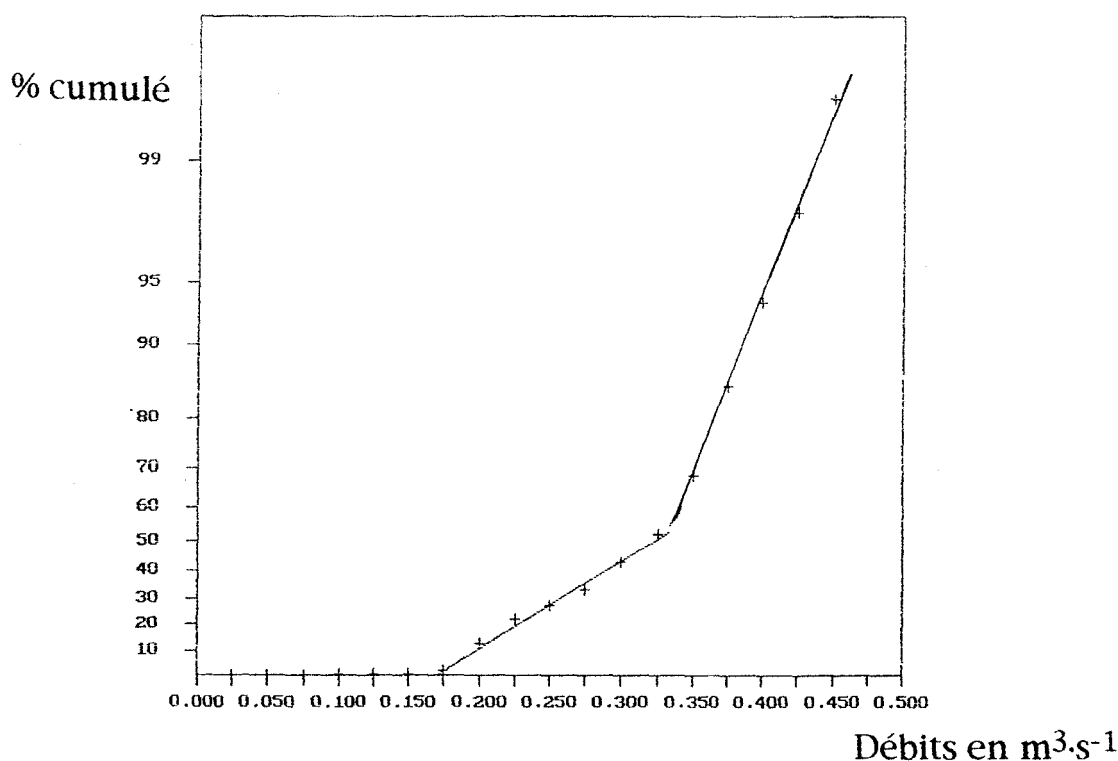


Fig. III-3 : Débits classés des Fontaines-sous-Préaux.

III.2.3 ETUDE DES COURBES DE RECESSION

A Fontaine-sous-Préaux, nous n'avons pas pu étudier les courbes de récession. En effet au cours de la décrue principale, l'apparition de nombreuses crues importantes rend aléatoire cette étude.

III.2.4 ANALYSE CORRELATOIRES ET SPECTRALES

III.2.4.1 ANALYSE SIMPLE

La longueur de la chronique permet d'effectuer une analyse avec un pas décadaire et une fenêtre d'observation de 1250 jours. Cette analyse permet d'apprécier des phénomènes périodiques de longue durée de retour, peu identifiables par une analyse à court terme.

Les résultats de l'analyse de longue durée (fenêtre d'observation de 10 à 1250 jours) de la chronique des pluies journalières à Boos, sur la période allant de 1982 à 1992, sont fournis par les figures III-4 et III-5.

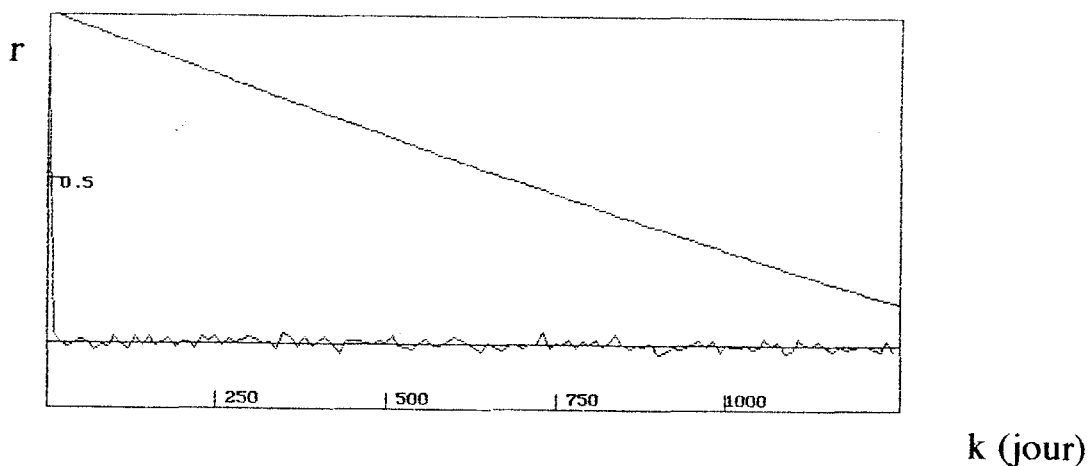


Fig. III-4 : Corrélogramme simple à long terme des pluies à la station Boos.

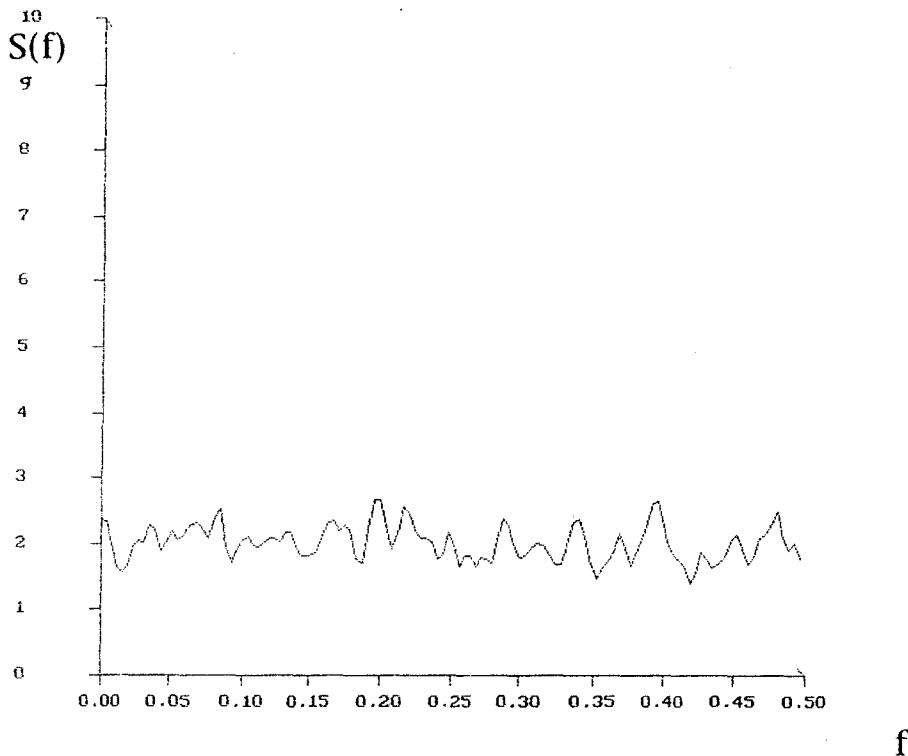


Fig. III-5 : Spectre de densité de variance à long terme des pluies à la station Boos.

Le corrélogramme simple est représenté par une fonction constante de valeur nulle. Aucune périodicité annuelle n'est décelable. Le spectre de densité de variance ne montre aucun pic important que ce soit pour les basses ou les hautes fréquences. Par conséquent on peut considérer que la pluie dans cette région peut être considérée comme quasi aléatoire.

Le corrélogramme et le spectre de densité de variance de la pluie à Boos (fenêtre d'observation de 1 à 125 jours) sont représentés sur les figures III-6 et III-7. Le corrélogramme décroît rapidement, prend une valeur inférieure à 0,1 dès le troisième jour et devient nul au bout du 8 jours. Le spectre de densité de variance présente des pics de faible amplitude dont un dépassant légèrement la valeur 5 et qui correspondrait à une légère tendance de 56 jours de période. Sur cette fenêtre d'observation la succession des pluies à Boos peut être assimilée à un phénomène quasi aléatoire puisque au-delà de 24 heures la valeur de la pluie ne dépend pratiquement plus des événements précédents.

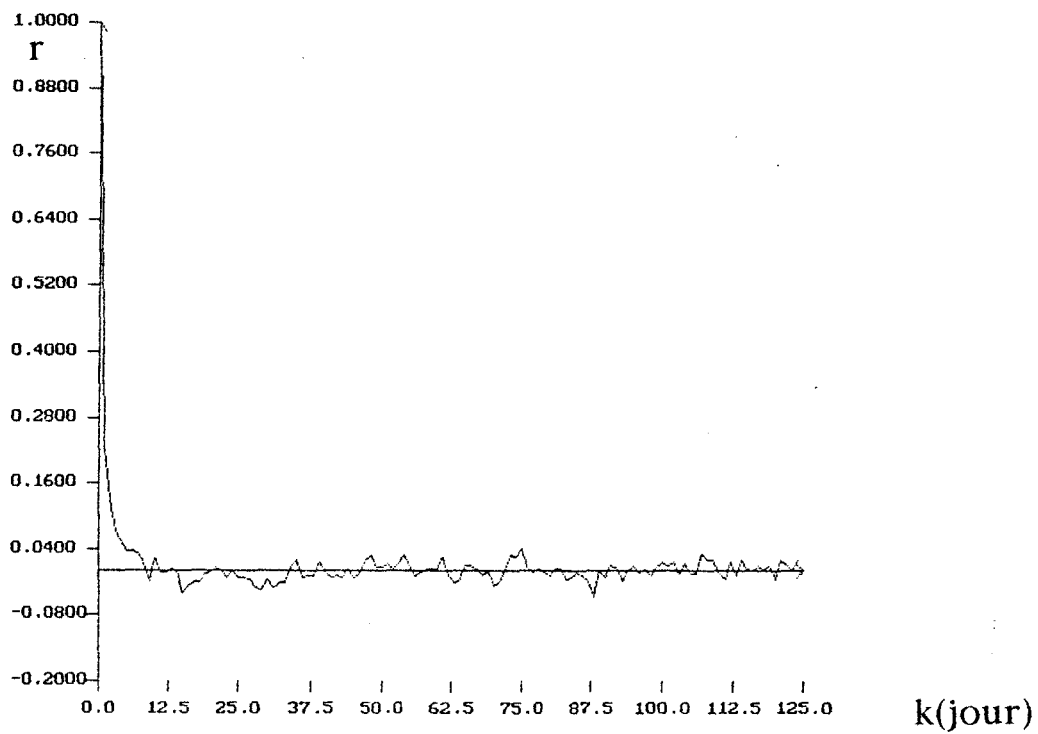


Fig. III-6 : Corrélogramme simple à court terme des pluies à la station Boos.

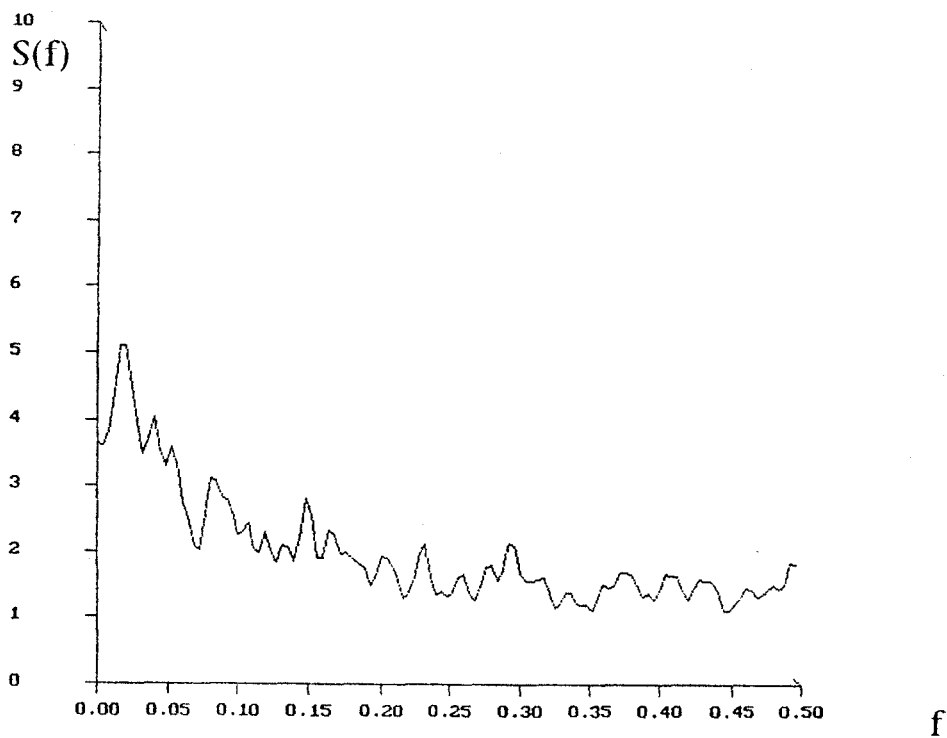


Fig. III-7 : Spectre de densité de variance à court terme des pluies à la station Boos.

Les résultats de l'analyse de longue durée de la chronique des débits de Fontaine-sous-Préaux sur la période allant de 1982 à 1992 sont représentés sur les figures III-8 et III-9. Le corrélogramme simple montre quelques perturbations dont les plus importantes sont aux alentours de 1 et 3 ans. Le spectre de densité de variance présente un pic important ($s(f) = 6,5$) centré sur 365 jours. Pour les fréquences proches de zéro le spectre croît fortement. Dans les hautes fréquences les valeurs du spectre se stabilisent autour de zéro.

La chronique des débits moyens journaliers de Fontaine-sous-Préaux est définie principalement par une composante saisonnière, de périodicité 365 jours, liée au cycle hydrologique.

Le corrélogramme et le spectre de densité de variance des débits à Fontaine-sous-Préaux (fenêtre d'observation de 1 à 125 jours) sont représentés sur les figures III-10 et III-11. Entre $k = 0$ et $k = 29$ jours le corrélogramme décroît rapidement (pour $k = 29$ jours $r = 0,49$), puis lentement jusqu'au 56^{ème} jour ($r = 0,4$) avant de commencer une légère croissance pour atteindre la valeur $r = 0,43$ ($k = 80$ jours). La valeur $r = 0,2$ n'est atteinte qu'après le 125^{ème} jour, ce qui traduit l'existence d'un très grand effet mémoire.

Le spectre de densité de variance montre que l'effet mémoire correspond à un filtrage des hautes fréquences au profit des basses. La bande spectrale passante est très étroite. Elle est comprise entre 0 et 0,10.

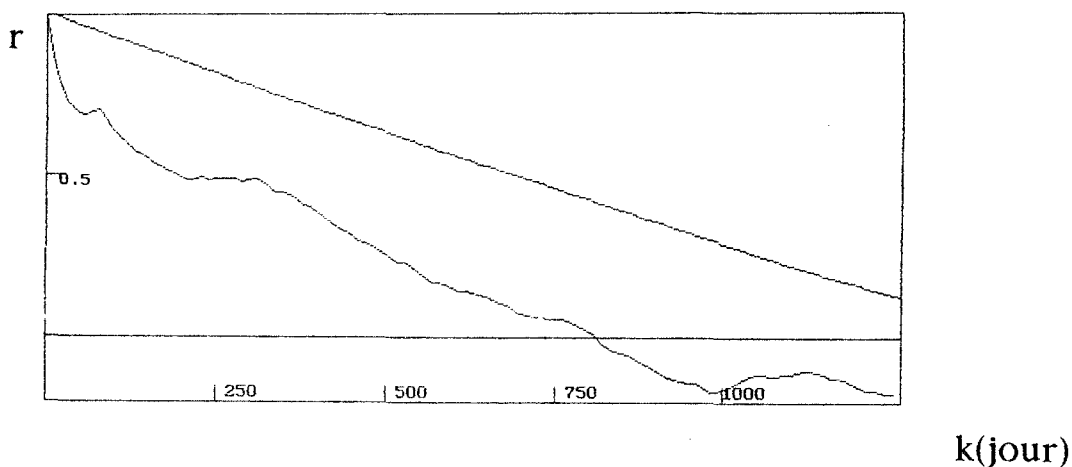


Fig. III-8 : Corrélogramme simple à long terme des débits de Fontaines-sous-Préaux

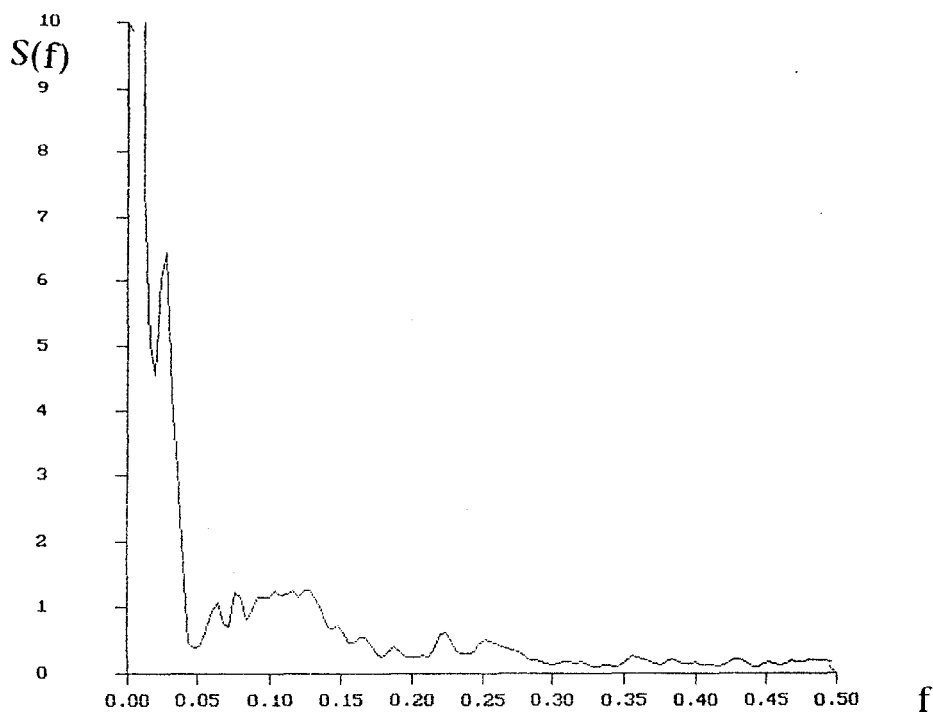


Fig. III-9 : Spectre de densité de variance à long terme des débits de Fontaines-sous-Préaux

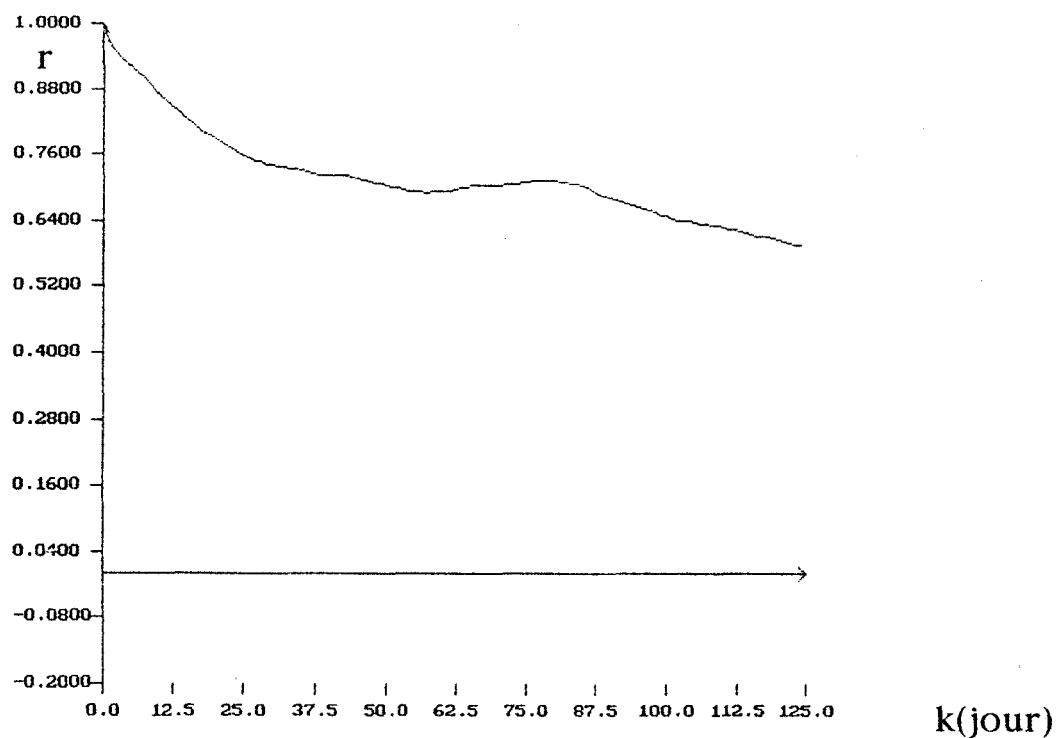


Fig. III-10 : Corrélogramme simple à court terme des débits de Fontaines-sous-Préaux.

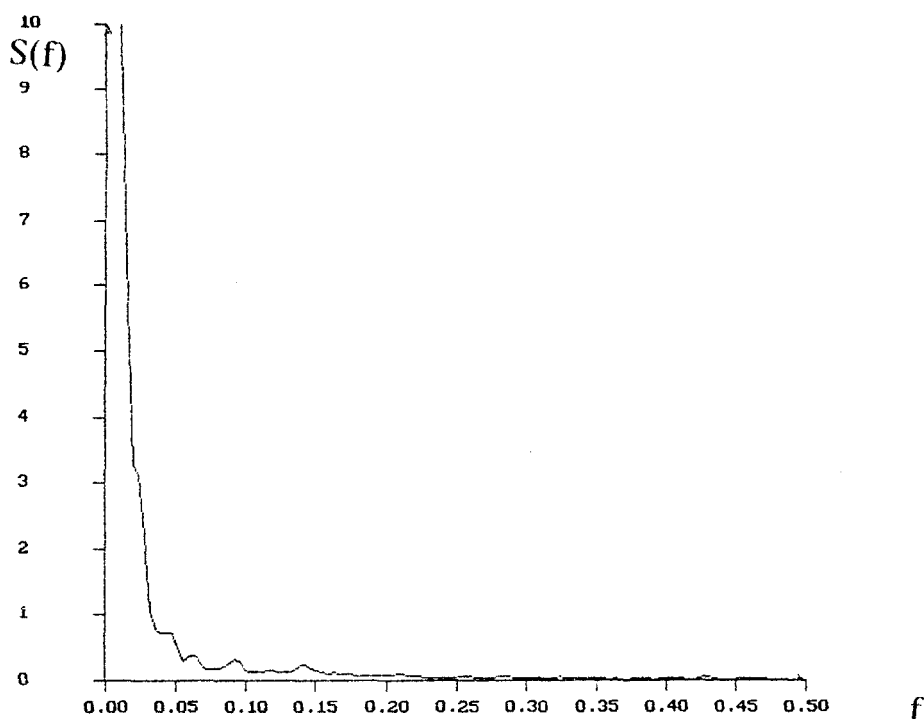


Fig. III-11 : Spectre de densité de variance à court terme des débits de Fontaines-sous-Préaux

III.2.4.2 ANALYSE CROISEE

Comme la pluie peut être considérée comme un processus quasi aléatoire, à cette échelle de temps, le corrélogramme croisé pluie-débit est assimilable à la réponse implusionnelle du système.

Le résultat (Fig. III-12) fait apparaître un corrélogramme toujours voisin de zéro avec une légère croissance dans le domaine positif mais n'atteignant même pas la valeur $r = 0,04$, ce qui implique l'absence de relation entre la pluie et le débit.

Après filtrage des chroniques de débit et de pluie à l'aide d'un filtre moyenne mobile équipondérée de 365 jours pour garder seulement la tendance interannuelle, le corrélogramme croisé change peu malgré une très légère amélioration dans le domaine négatif.

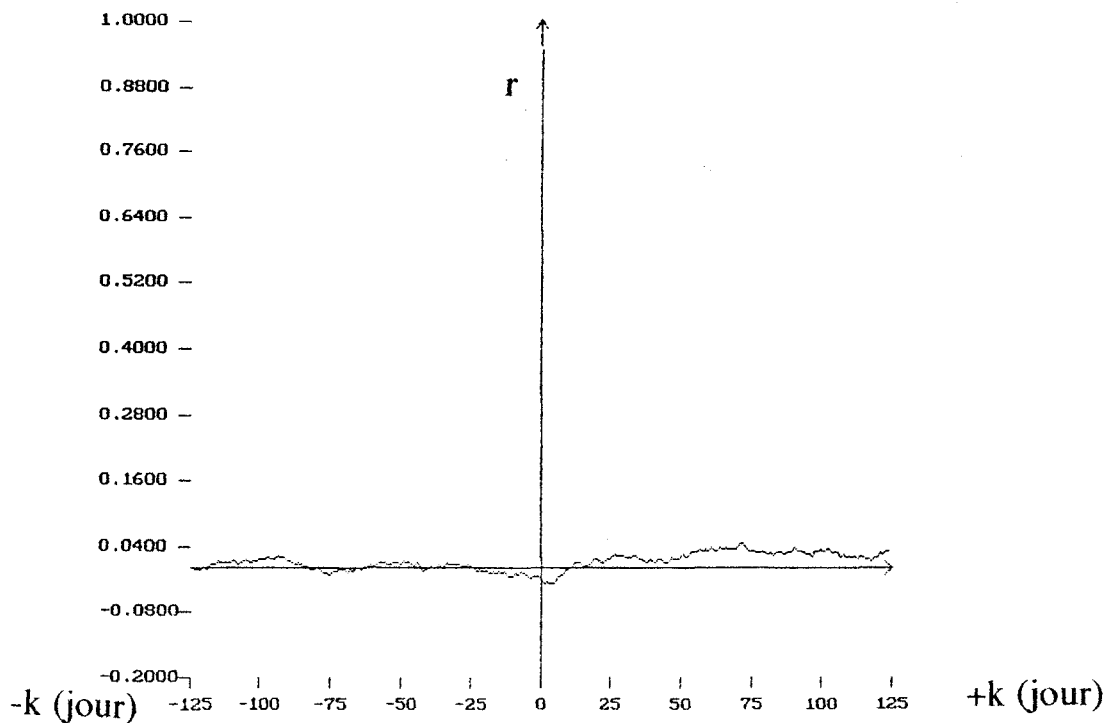


Fig. III-12 : Corrélogramme croisé pluie-débit (pluies de Boos et débits des Fontaines-sous-Préaux).

III.2.4.3 ANALYSE DES DIFFERENTS CYCLES

Cette étude est réalisée pour caractériser les cycles les uns après les autres par rapport à l'évolution moyenne du système. Les 10 cycles, de 1982 à 1991, ont été analysés de cette manière.

III.2.4.3.1 Les corrélogrammes simples

Nous avons pu identifier principalement deux types de comportement dont les corrélogrammes commencent toujours par une décroissance rapide qui témoigne de la présence de circulations rapides.

- le premier type correspond à des corrélogrammes présentant des décroissances très lentes avec un effet mémoire très important, pouvant dépasser 95 jours (Fig. III-13).

- le deuxième type : les corrélogrammes présentent une décroissance rapide réduisant ainsi l'effet mémoire (une dizaine de jours), ils se stabilisent

ensuite dans le domaine négatif (entre 30 et 60 jours) puis croissent à nouveau pour atteindre parfois la valeur $r = 0,2$ du corrélogramme (Fig. III-14).

Il est très important de noter la réduction de l'effet mémoire qui s'est produite au cours des cycles 85-86, 86-87 et 87-88 (Fig. III-15, 16 et 17). En effet les précipitations au cours des cycles 86-87 et 87-88 étaient excédentaires et pourtant l'effet mémoire a continué à décroître et par conséquent les réserves du système. Le même phénomène se produit après le cycle 89-90. Ce qui nous permet de conclure que les réserves du système se construisent après deux cycles excédentaires alors qu'on assiste à une diminution de réserves après un cycle déficitaire.

Le système de Fontaine-sous-Préaux apparaît comme un système à régulation pluriannuelle, avec une tendance à libérer plus facilement les réserves lors des périodes de hautes eaux qu'au cours des cycles déficitaires. Mais ces réserves ne se reconstituent qu'après deux cycles excédentaires.

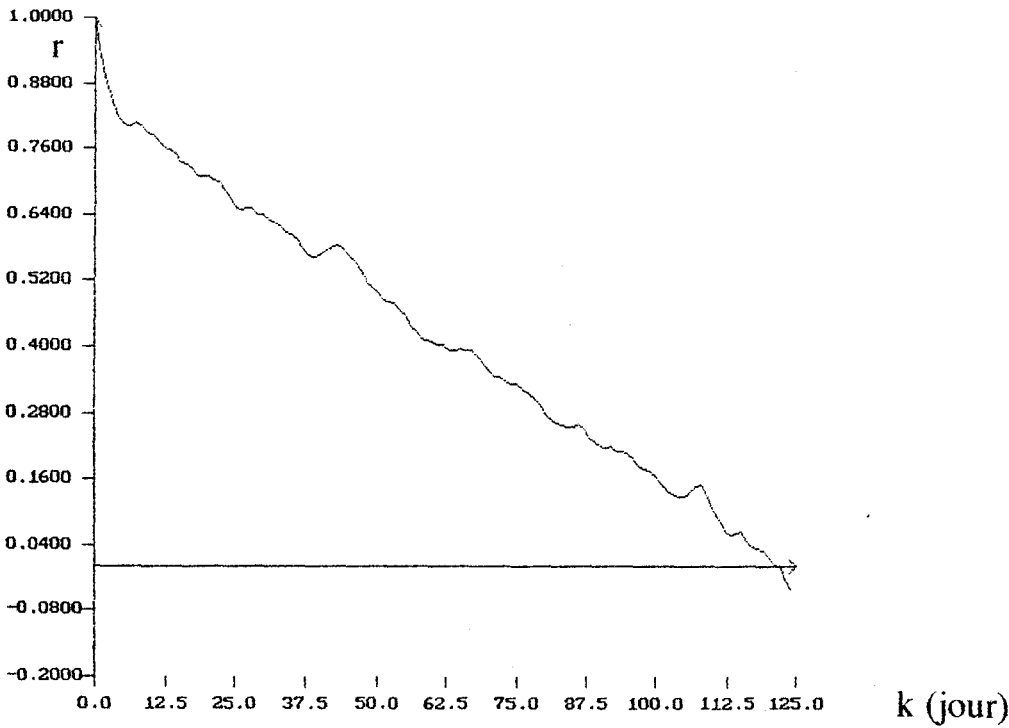


Fig. III-13 : Corrélogramme simple des débits de Fontaines-sous-Préaux relatif au cycle 84-85.

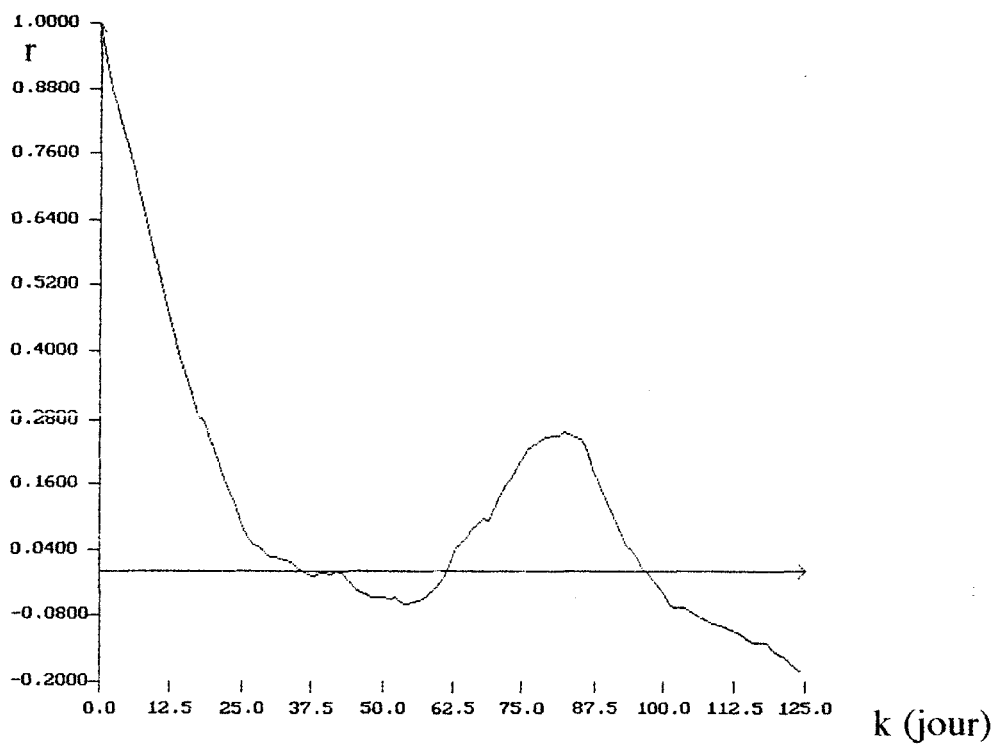


Fig. III-14 : Corrélogramme simple des débits de Fontaines-sous-Préaux relatif au cycle 87-88.

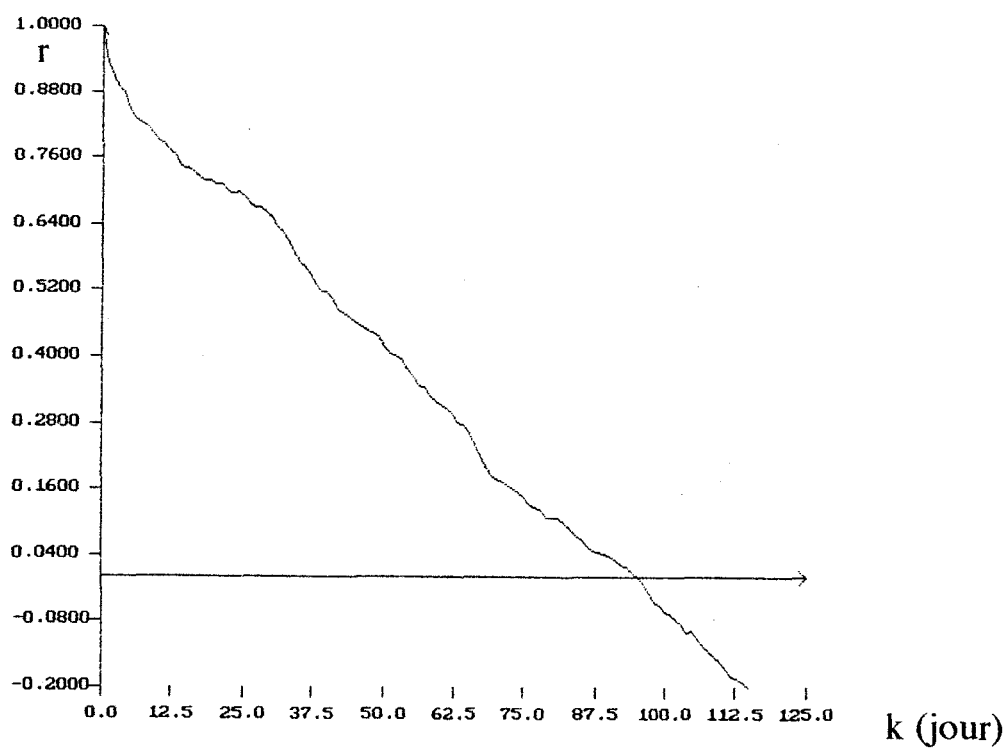


Fig. III-15 : Corrélogramme simple des débits de Fontaines-sous-Préaux relatif au cycle 85-86.

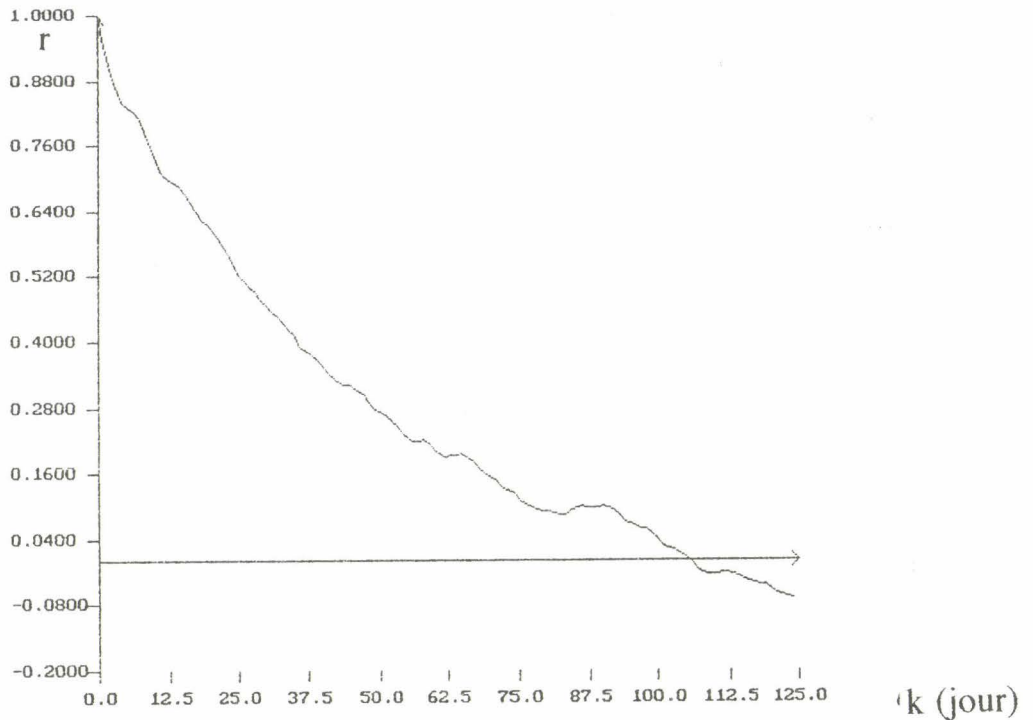


Fig. III-16 : Corrélogramme simple des débits de Fontaines-sous-Préaux relatif au cycle 86-87.

III.2.4.3.2 Les corrélogrammes croisés

L'analyse des différents cycles montre une très grande différence par rapport au comportement général du système de Fontaines-sous-Préaux (à l'exception du cycle 85-86). Les corrélogrammes croisés sont différents de zéro mais nous avons pu caractériser trois types de réponse :

- une réponse franche et pointue (Fig. III-17), avec une amplitude de $r_k = 0,36$, peu étalée puisqu'elle devient nulle après 25 jours;
- une réponse peu pointue et plus étalée que la précédente (Fig. III-18) avec une amplitude dépassant $r_k = 1,2$;

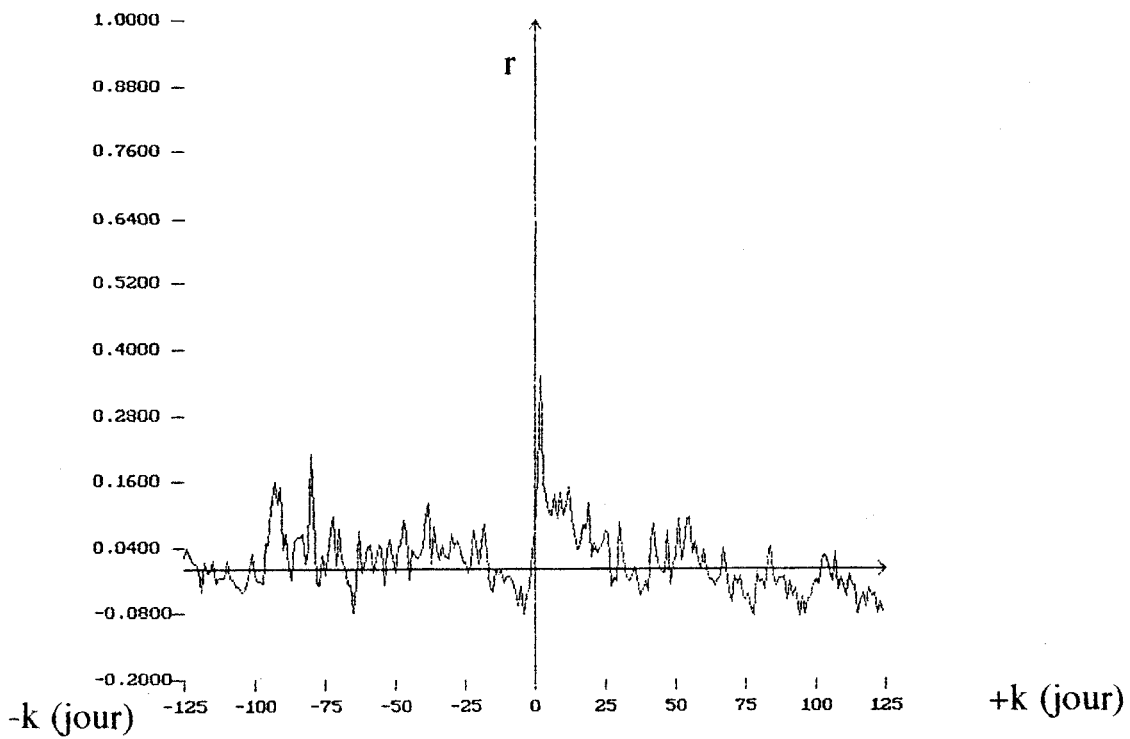


Fig. III-17 : Corrélogramme croisé pluies de Boos et débits des Fontaines-sous-Préaux relatif
au cycle 91-92.

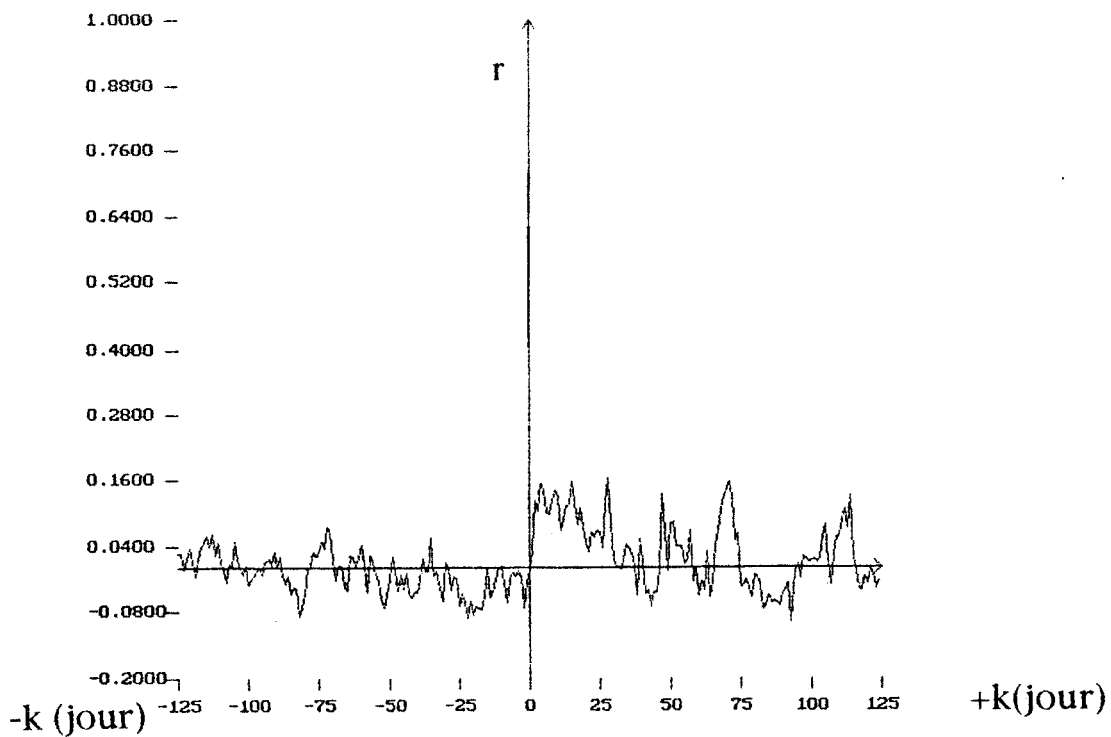


Fig. III-18 : Corrélogramme croisé pluies de Boos et débits des Fontaines-sous-Préaux relatif
au cycle 90-91.

- un corrélogramme croisé (Fig. III-19) comme nous en retrouverons un lors de l'étude des sources de la Lys (cycle 86-87). Ce type de réponse suppose la présence d'une nappe captive. Bien que les niveaux argileux soient absents dans les formations crayeuses constituant le réservoir de la nappe, la craie se présente souvent en bancs avec parfois des lits de silex tabulaires. Ce serait cette organisation sédimentaire de la craie à l'origine de la captivité de la nappe.

Les cycles 90-91 et 91-92 font suite à deux cycles déficitaires au cours desquels les réserves du système ont été amoindries. Les réponses croisées traduisent un comportement nettement karstique ce qui nous permet de conclure que le fonctionnement du karst se met en évidence quand la nappe, et par conséquent l'état des réserves, se trouve dans des conditions très défavorables.

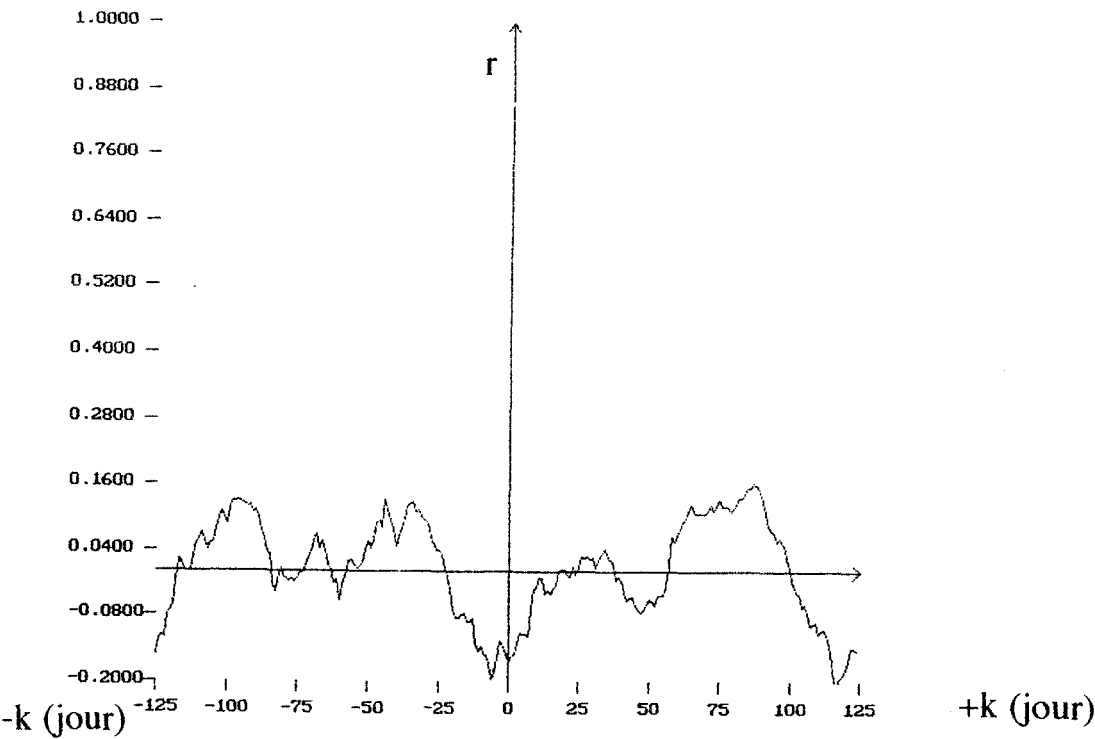


Fig. III-19 : Corrélogramme croisé pluies de Boos et débits des Fontaines-sous-Préaux relatif au cycle 83-84.

III.3 ETUDE HYDROCHIMIQUE

Nous disposons d'une chronique depuis le 29 décembre 1989 jusqu'au mois de décembre 1992. L'échantillonnage est hebdomadaire soit 106 échantillons. L'analyse s'est portée sur les éléments suivants : le titre alcalimétrique complet, le titre hydrotimétrique, les nitrates, les sulfates, les chlorures, le pH et la conductivité.

Pour le calcul de la pression partielle de CO₂ et le delta pH nous avons utilisé une teneur moyenne de magnésium soit 3,2 mg/l et une température de 12 °C.

III.3.1 DISTRIBUTION DES FREQUENCES DE CONDUCTIVITE

La courbe de distribution de fréquence de la conductivité des eaux provenant de Fontaine-sous-Préaux est représentée sur la figure n° III-20. Cette distribution de fréquence est relative au cycle 90-91. La distribution de fréquence est plurimodale. La conductivité s'étale sur une plage de 100 $\mu\text{S.cm}^{-1}$.

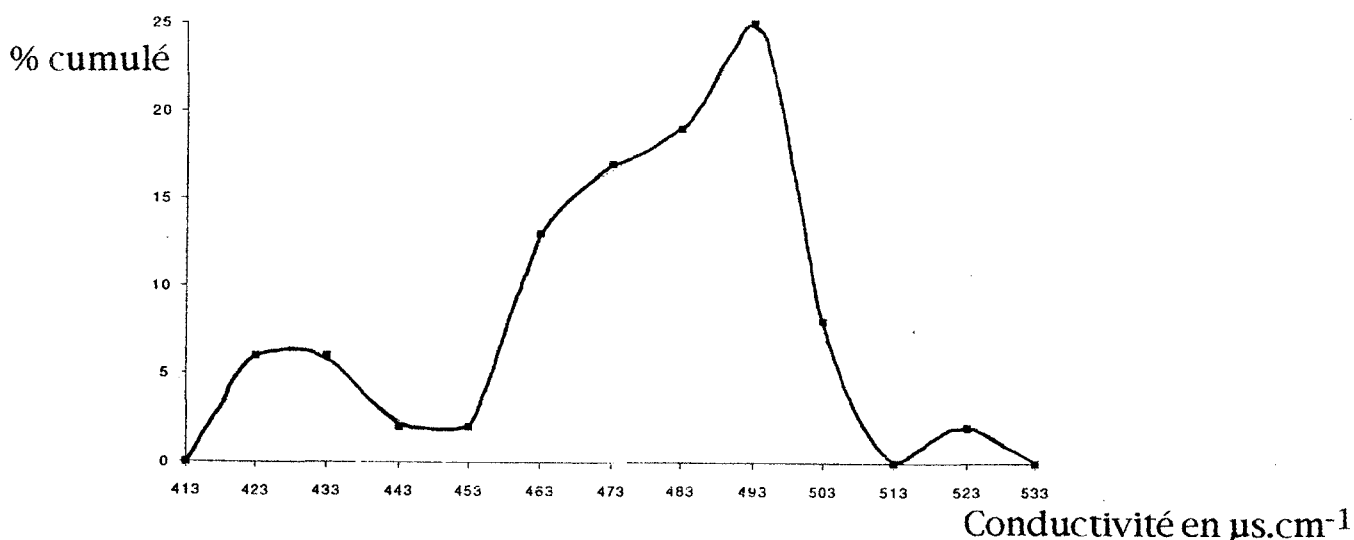


Fig. III-20 : Distribution de fréquence de la conductivité des eaux des Fontaines-sous-Préaux.

La forme et l'étalement de cette courbe de fréquence, lorsqu'on les compare à ceux du catalogue de Bakalowicz, sont caractéristiques d'un système karstique dont l'organisation de l'écoulement s'apparente à celle du système de Fontestorbes, c'est-à-dire caractéristique d'un aquifère karstifié possédant des réserves importantes.

III.3.2 ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES

Une première analyse a été réalisée avec 105 unités statistiques et 8 variables. Ces dernières sont la conductivité (C), le titre hydrotimétrique (TH), le titre alcalimétrique complet (TAC), les chlorures (Cl), les sulfates (SO₄), les nitrates (NO₃), la pression partielle de CO₂ (pCO₂) et le delta pH (dpH). Lors de la projection dans l'espace des unités statistiques l'échantillon n° 8 s'individualise très nettement sur l'axe F2. Cet échantillon a été éliminé et une nouvelle A.C.P a été réalisée.

Le calcul a été arrêté à trois axes. Le pourcentage cumulé exprimé par les trois facteurs est de 62,8 %. Les figures n° III-21, 22, 23 et 24 permettent de visualiser la projection des u.s et des variables dans les plans F1-F2, F1-F3 et F2-F3. Les coefficients de corrélation des variables entre elles ainsi qu'aux axes figurent dans le tableau n° III-1et 2.

Le facteur F1 exprime 32,9 % de la variance. Dans l'espace des variables ce facteur oppose la pression partielle de CO₂ aux delta pH. Le facteur F2 exprime 15,8 % de la variance. Il est lié négativement au titre alcalimétrique complet et positivement aux sulfates et chlorures. Le facteur F3 exprime 14,1 % de la variance, il est corrélé négativement au titre hydrotimétrique.

Le facteur F1 oppose des échantillons à forte pression partielle de CO₂ et fortement minéralisé (échantillons 32 et 33) aux échantillons sursaturés et à faible conductivité (échantillons 100, 101 et 93). Ce facteur explique à lui seul plus que la moitié de la variance exprimé par l'ensemble des variables. En plus la pression de pression de CO₂ et le delta pH sont complètement dissociés des ions à minéralisation superficielle. De ce fait on peut avoir des doutes sur la fiabilité des mesures de pH et par conséquent nous pouvons pas interpréter ce facteur.

	c	TH	NO3	Cl	SO4	TAC	pCO2	dPH
c	1.000							
TH	0.334	1.000						
NO3	0.291	0.034	1.000					
Cl	0.083	-0.027	0.101	1.000				
SO4	-0.064	0.036	0.010	0.021	1.000			
TAC	-0.214	-0.032	-0.019	-0.236	-0.168	1.000		
pCO2	0.401	0.120	0.325	-0.014	-0.145	-0.205	1.000	
dPH	-0.436	-0.067	-0.323	-0.054	0.119	0.412	-0.939	1.000

Tableau III.1 : Matrice des Corrélations entre les variables
(Chimie des Fontaines-sous-Préaux).

	AXE 1	AXE 2	AXE 3
c **	0.6747	0.4553	-0.0136
TH **	0.2547	0.0649	-0.0445
NO3 **	0.4969	0.2469	-0.0731
Cl **	0.1473	0.0217	0.6150
SO4 **	-0.1145	0.0131	0.6234
TAC **	-0.4522	0.2045	-0.6564
pCO2 **	0.8799	0.7742	-0.2276
dPH **	-0.9226	0.8512	0.0639

Tableau III.2 : La première colonne correspond aux corrélations entre les variables et les axes, la seconde correspond aux corrélations au carré.

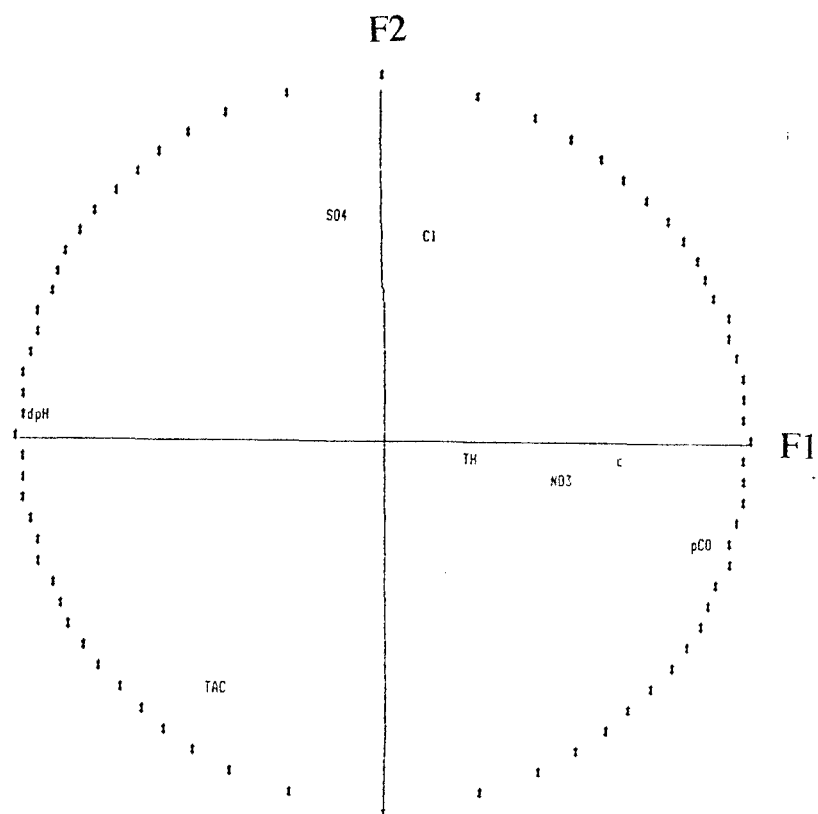


Fig. III-21 : A.C.P chimisme des Fontaines-sous-Préaux. Espace des variables, plan F1-F2.

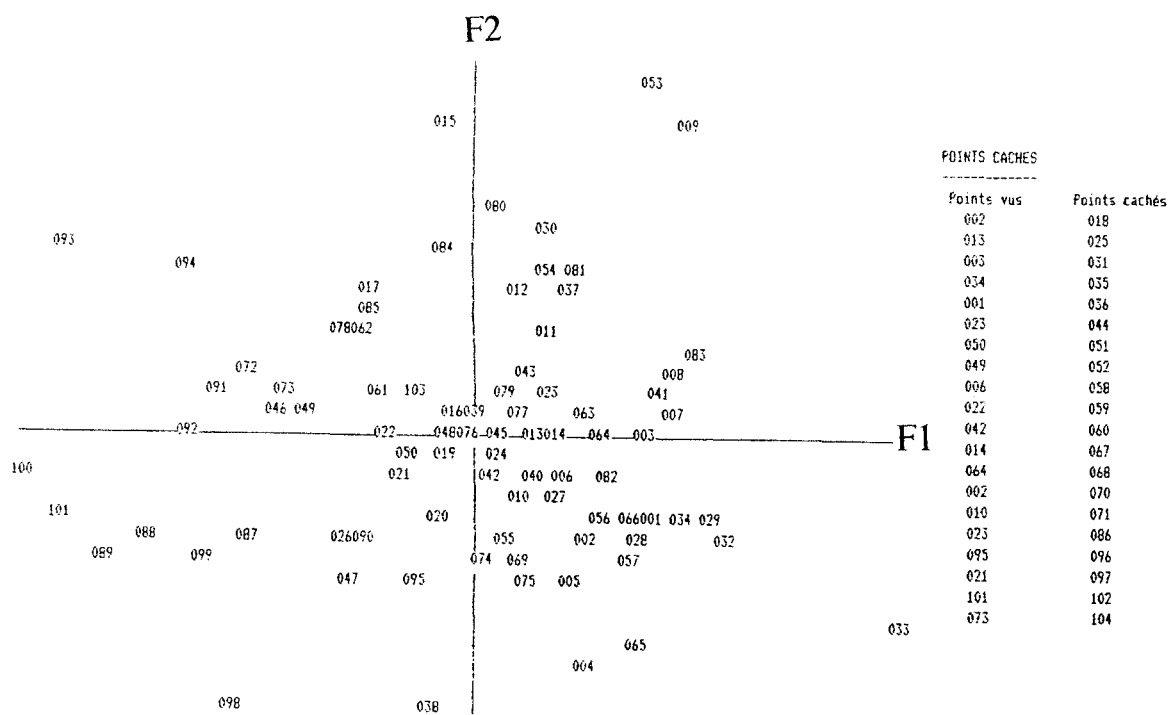


Fig. III-22 : A.C.P chimisme des Fontaines-sous-Préaux. Espace des échantillons, plan F1-F2.

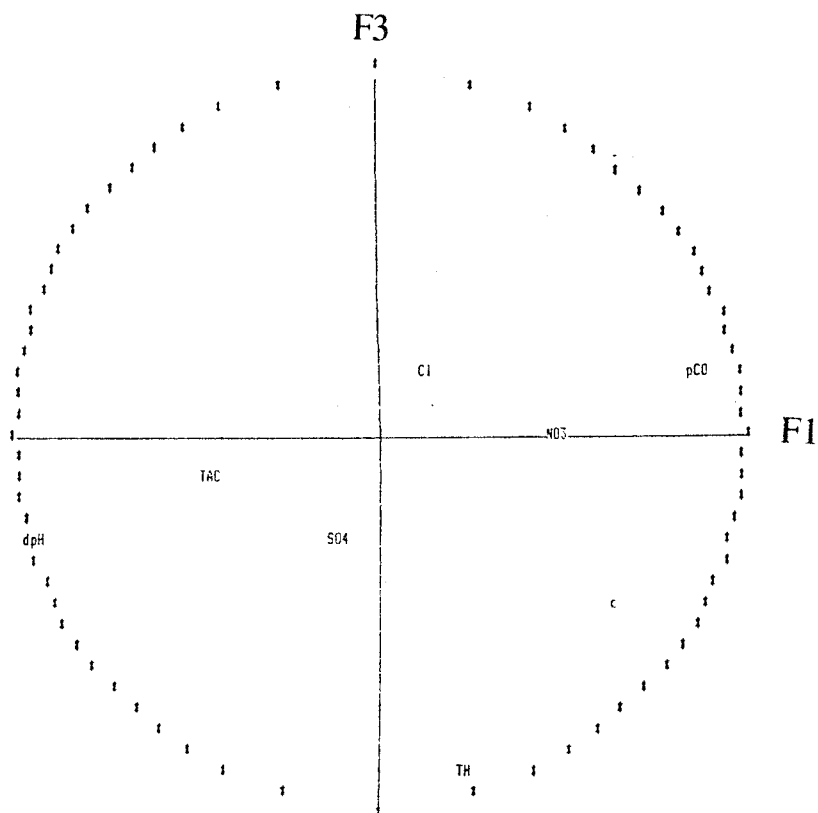


Fig. III-23 : A.C.P chimisme des Fontaines-sous-Préaux. Espace de variables, plan F1-F3.

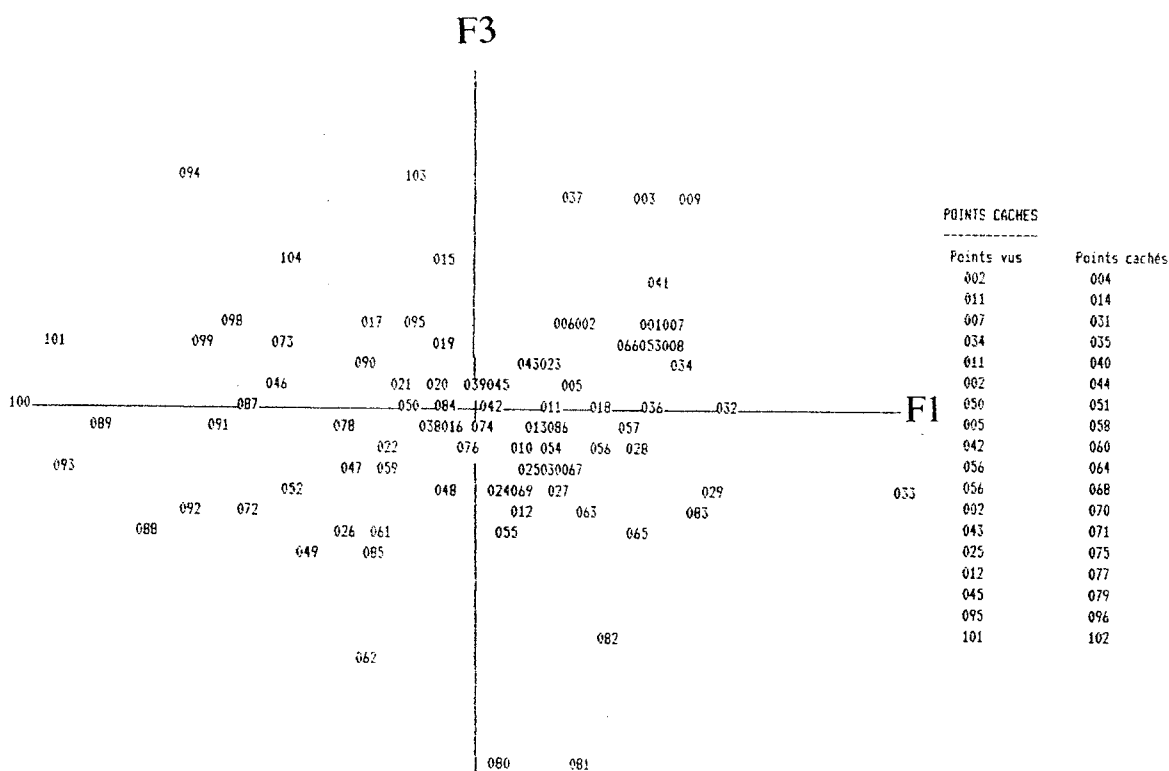


Fig. III-24 : A.C.P chimisme des Fontaines-sous-Préaux. Espace des échantillons, plan F1-F3.

Le facteur F2 oppose des échantillons à forte teneur en chlorures et en sulfates et ayant un TAC très faible (échantillon n° 15) aux échantillons à TAC très élevé et à faibles chlorures et sulfates (échantillon n° 98). Nous savons que la liaison chlorures-sulfates est indicatrice d'une minéralisation en surface alors que le TAC et par conséquent les bicarbonates se forment au contact des roches carbonatées (en profondeur). Donc le facteur F2 oppose les eaux qui acquièrent une minéralisation en surface puis rejoignent rapidement l'exutoire, aux eaux caractéristiques de la craie et ayant séjourné longtemps dans cet aquifère.

Le facteur F3 n'est corrélé qu'au TH et par conséquent ne peut pas être interprété.

Cette étude de l'A.C.P laisse supposer l'existence de conduits suffisamment larges pour permettre un écoulement rapide, ce qui est en accord avec les résultats de l'étude des courbes de distribution de fréquence et permet d'affirmer l'aspect karstique de ces sources.

CHAPITRE IV : ETUDE DES TROIS-FONTAINES

IV. TROIS-FONTAINES

IV.1 CADRE GENERAL DE L'ETUDE

Le bassin des Trois-Fontaines se situe entre l'Ouanne et la Cléry; ses exutoires alimentent cette dernière en rive gauche entre Courtemaux et la Selle-sur-le-Bied. Il a une superficie de 50 km2 (Lasne, 1992) (Fig. IV-1).

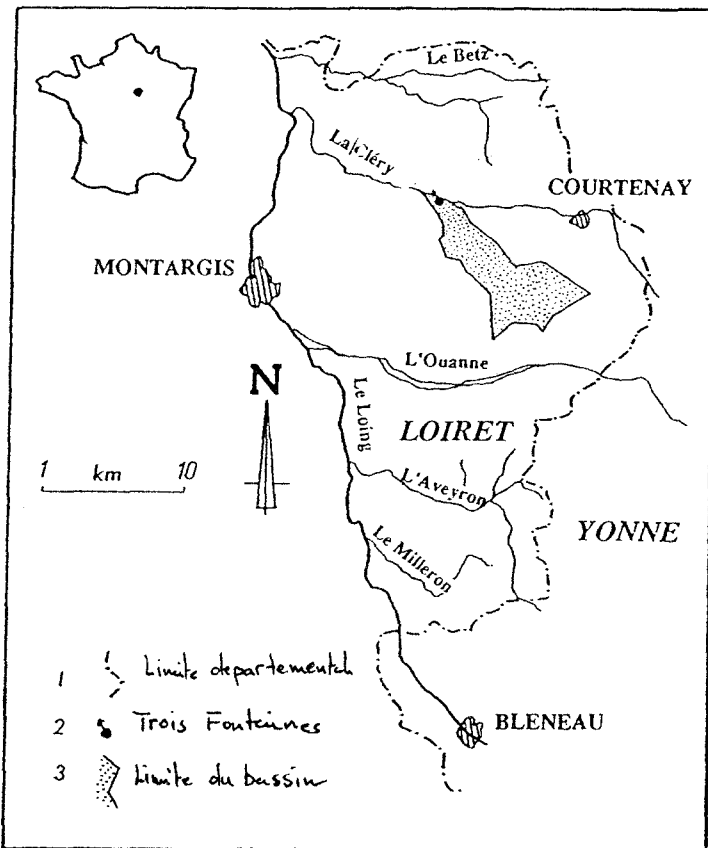


Fig. IV-1 : Localisation du bassin des Trois Fontaines (D'après Lasne, 1992).

IV.1.1 GEOMORPHOLOGIE

Du point de vue morphologique le modelé du relief est celui d'un plateau faiblement ondulé, légèrement incliné vers le nord-ouest et entaillé par des vallées ou vallons

secs. L'altitude moyenne du bassin versant est de 157 m, les altitudes les plus importantes (180 et 184 m) se situent dans la partie sud et sud-est. Elles décroissent vers le nord-ouest en se dirigeant vers la vallée de la Cléry qui coule à 112 m à Courtemaux et à 105 à la Selle-sur-le-Bied au niveau de l'exutoire le plus bas du système au Moulin de Loince.

Le réseau hydrographique superficiel à un fonctionnement temporaire. Les principales structures de drainage sont : la vallée Saint-Jacques au cours est-ouest, à l'est de Chuelles, puis sud-nord ensuite, jusqu'à la vallée de la Cléry en amont de Chantecoq; la vallée des Renards au cours nord-sud au cours nord-sud entre Courtemaux et Chantecoq, au sud de la Cléry; le Ru de la Selle-en-Hermois orienté est-ouest à partir du lieu-dit les Courillons.

Dans la partie distale du système (à l'est de Chuelles), le réseau hydrographique est plus largement fonctionnel où de nombreuses pertes ont été localisées (pertes du ruisseau des Haies-de-la ville) (Fig. IV-2).

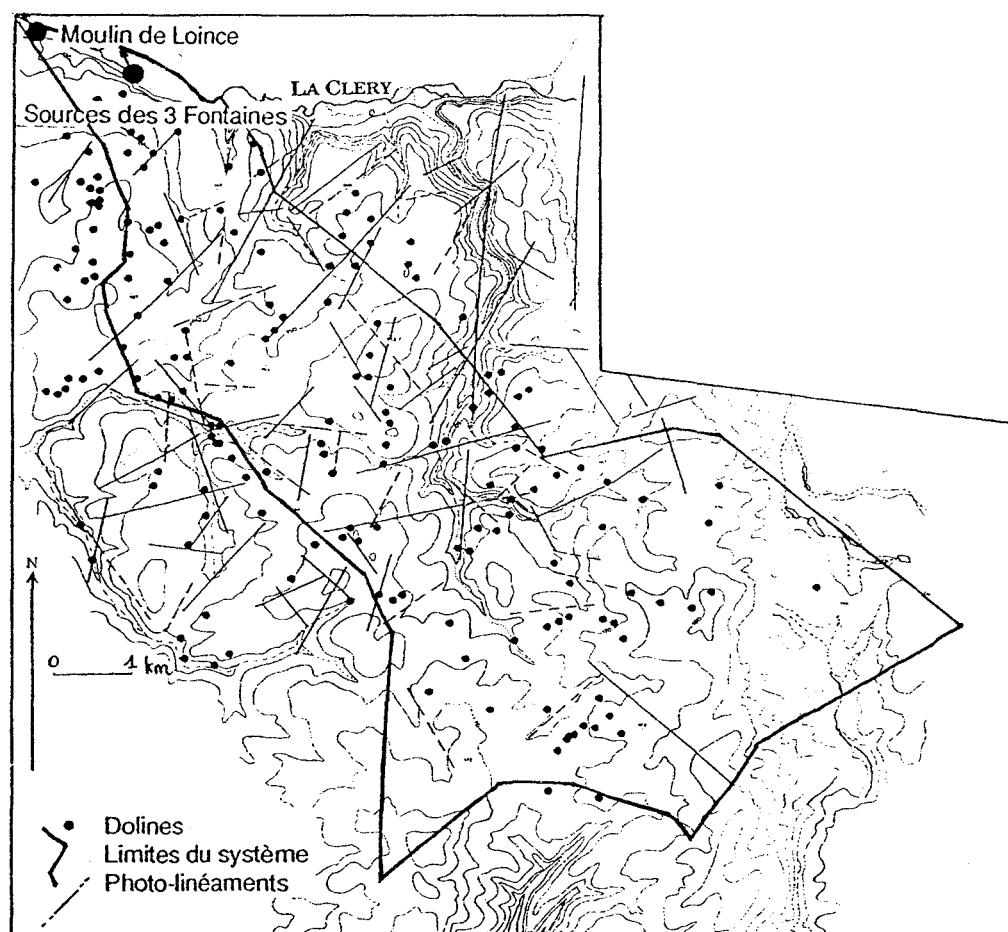


Fig. IV-2 : Carte géomorphologique du bassin des Trois Fontaines (D'après Lasne, 1992).

IV.1.2 CADRE GEOLOGIQUE

IV.1.2.1 LITHOSTRATIGRAPHIE

Les écoulements s'établissent dans les formations santoniennes et coniaciennes, elles sont bien visibles dans les vallées de l'Ouanne et de la Cléry alors que les formations de recouvrement sont répandues sur les plateaux avec des épaisseurs variables.

IV.1.2.1.1 Cénomanien inférieur

Il se présente sous forme d'une craie grise, indurée et finement glauconieuse.

IV.1.2.1.2 Cénomanien moyen et supérieur

Il s'agit d'une craie sans silex qui devient marneuse dans les niveaux les plus élevés.

Au Cénomanien moyen, s'intercalent, dans les niveaux crayeux, des terrains siliceux et silico-allumineux. Il s'agit soit d'argiles grises, jaunes, brunes pures ou mêlées de silex, soit d'une roche blanche ou grise, tendre très légère à aspect de craie mais essentiellement ou entièrement siliceuses : ce sont des gaises.

L'épaisseur totale du Cénomanien est en moyenne de 100 m.

IV.1.2.1.3 Turonien

La puissance des formations turoniennes est d'environ 100 m. Il est subdivisé en trois zones à foraminifères (Pomerol, 1989). La craie turonienne est avec ou sans silex. Elle peut avoir l'aspect d'un calcaire à grain fin (castine).

Dans le sud du secteur étudié, le Turonien apparaît sous le faciès d'un agglomérat de silex à matrice d'argile blanche ou grise non carbonatée.

La limite Turonien-Sénonien se marque par un ensemble de craie sans silex, constant dans toute la région (Fouray & Pomerol, 1985).

IV.1.2.1.4 Sénonien

Ce sont, à la base, des craies massives en bancs métriques. Les silex apparaissent au-dessus d'un niveau repère de craie noduleuse à granules phosphatés et à inocérames, bien visible dans la vallée de l'Ouane entre Douchy et Triguères.

Il s'agit d'une alternance de bancs de craie blanche, de niveaux tendres et de bancs de silex dont un est souligné à la base de la carrière par un enduit glauconieux, encadrant une dizaine de mètres de craie à niveaux marneux repères.

La craie santonienne est formée par une craie blanche à silex et par une craie noduleuse sans silex. La puissance du Santonien est d'environ 70 m. Le Campanien est constitué d'une craie compacte, dure à cassure franche, très blanche à silex bruns et blonds.

IV.1.2.1.5 Les formations de recouvrement

Elles sont essentiellement représentées par le complexe argilo-sableux à silex et par les limons des plateaux. Leur épaisseur est très variable dans la partie sud-est du bassin, où les deux formations se superposent. Le toit de la craie se situe en moyenne à une dizaine de mètres de profondeur.

Localement, des irrégularités dans la géométrie du toit de la craie sont apparues par dissolution de celle-ci ou par effondrement du toit de galeries karstiques ou de cavités d'exploitation. Les irrégularités sont secondairement remplies par soutirage des argiles, rendant compte de l'importance de l'épaisseur des argiles (jusqu'à 25 m).

IV.1.2.2 FRACTURATIONS

IV.1.2.2.1 Les données pétrolières

Plus de 100 forages ont été réalisés par la S.N.E.A.P sur les concessions de Chuelles et de Chateurenard au sud et au sud-est du bassin. Ils ont permis de confirmer le faible pendage vers le nord-ouest des assises crayeuses. On note également la

IV.1.2.1.4 Sénonien

Ce sont, à la base, des craies massives en bancs métriques. Les silex apparaissent au-dessus d'un niveau repère de craie noduleuse à granules phosphatés et à inocérames, bien visible dans la vallée de l'Ouagne entre Douchy et Triguères.

Il s'agit d'une alternance de bancs de craie blanche, de niveaux tendres et de bancs de silex dont un est souligné à la base de la carrière par un enduit glauconieux, encadrant une dizaine de mètres de craie à niveaux marneux repères.

La craie santonienne est formée par une craie blanche à silex et par une craie noduleuse sans silex. La puissance du Santonien est d'environ 70 m. Le Campanien est constitué d'une craie compacte, dure à cassure franche, très blanche à silex bruns et blonds.

IV.1.2.1.5 Les formations de recouvrement

Elles sont essentiellement représentées par le complexe argilo-sableux à silex et par les limons des plateaux. Leur épaisseur est très variable dans la partie sud-est du bassin, où les deux formations se superposent. Le toit de la craie se situe en moyenne à une dizaine de mètres de profondeur.

Localement, des irrégularités dans la géométrie du toit de la craie sont apparues par dissolution de celle-ci ou par effondrement du toit de galeries karstiques ou de cavités d'exploitation. Les irrégularités sont secondairement remplies par soutirage des argiles, rendant compte de l'importance de l'épaisseur des argiles (jusqu'à 25 m).

IV.1.2.2 FRACTURATIONS

IV.1.2.2.1 Les données pétrolières

Plus de 100 forages ont été réalisés par la S.N.E.A.P sur les concessions de Chuelles et de Chateaufrenard au sud et au sud-est du bassin. Ils ont permis de confirmer le faible pendage vers le nord-ouest des assises crayeuses. On note également la

IV.1.2 CADRE GEOLOGIQUE

IV.1.2.1 LITHOSTRATIGRAPHIE

Les écoulements s'établissent dans les formations santoniennes et coniaciennes, elles sont bien visibles dans les vallées de l'Ouanne et de la Cléry alors que les formations de recouvrement sont répandues sur les plateaux avec des épaisseurs variables.

IV.1.2.1.1 Cénomanien inférieur

Il se présente sous forme d'une craie grise, indurée et finement glauconieuse.

IV.1.2.1.2 Cénomanien moyen et supérieur

Il s'agit d'une craie sans silex qui devient marneuse dans les niveaux les plus élevés.

Au Cénomanien moyen, s'intercalent, dans les niveaux crayeux, des terrains siliceux et silico-allumineux. Il s'agit soit d'argiles grises, jaunes, brunes pures ou mêlées de silex, soit d'une roche blanche ou grise, tendre très légère à aspect de craie mais essentiellement ou entièrement siliceuses : ce sont des gaises.

L'épaisseur totale du Cénomanien est en moyenne de 100 m.

IV.1.2.1.3 Turonien

La puissance des formations turoniennes est d'environ 100 m. Il est subdivisé en trois zones à foraminifères (Pomerol, 1989). La craie turonienne est avec ou sans silex. Elle peut avoir l'aspect d'un calcaire à grain fin (castine).

Dans le sud du secteur étudié, le Turonien apparaît sous le faciès d'un agglomérat de silex à matrice d'argile blanche ou grise non carbonatée.

La limite Turonien-Sénonien se marque par un ensemble de craie sans silex, constant dans toute la région (Fouray & Pomerol, 1985).

présence d'accidents subméridiens de faible rejet affectant l'ensemble des formations (Fig. IV-3).

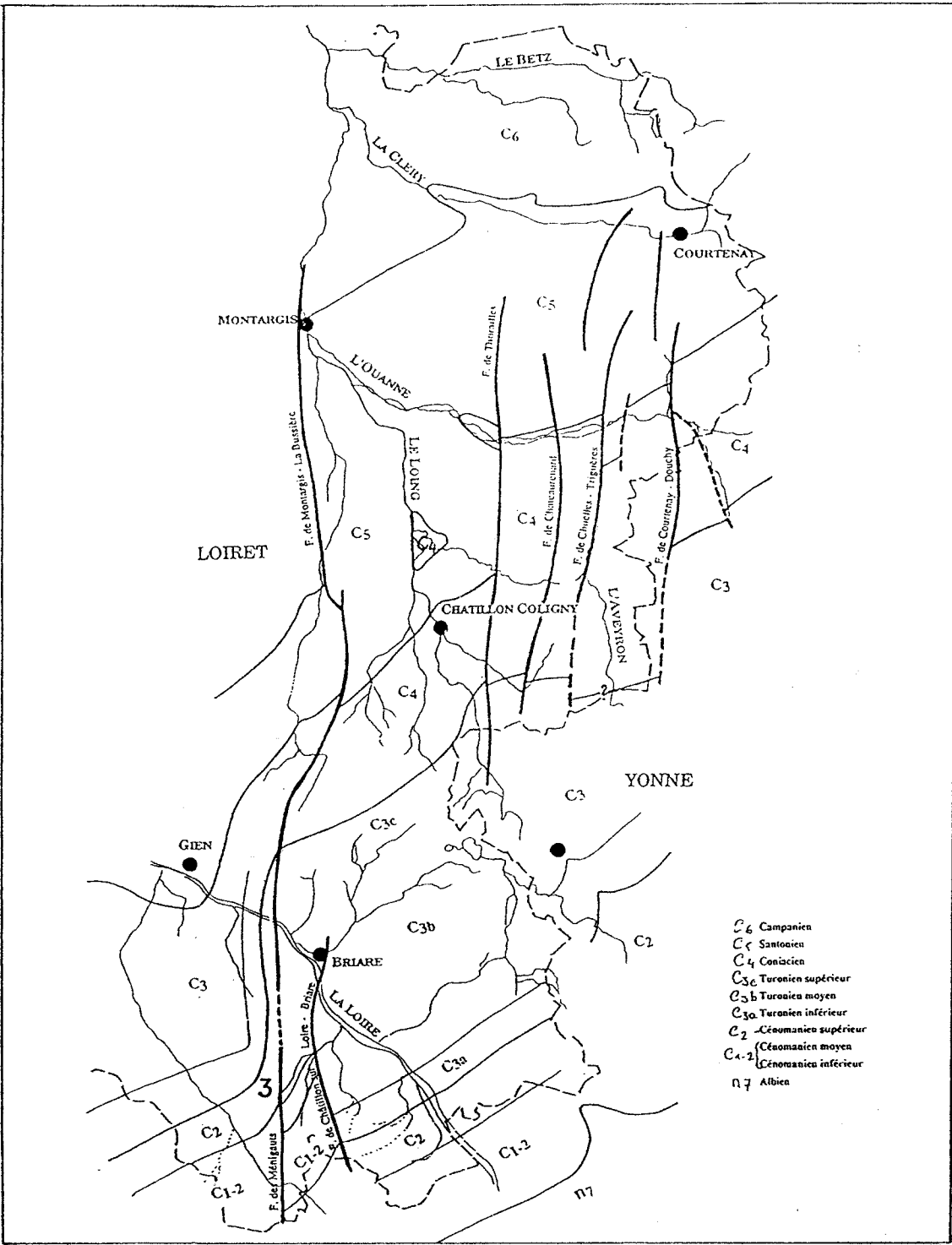


Fig. IV-3 : Carte structurale de l'Est du Loiret (D'après Lasne, 1992).

IV.1.2.2.2 Analyse à l'échelle de l'affleurement

Les vallées de la Cléry et de l'Ouanne montrent quelques affleurements de craie sénonienne. Seule la carrière de la Maladrerie offre un beau front de taille récent sur plusieurs mètres de hauteur. En général la craie est affectée de fractures et de diaclases mais ces discontinuités sont rarement observables sur plusieurs mètres en raison des propriétés de la craie; seules les discontinuités majeures ont été reportées sur le canevas de Schmidt (Lasne, 1992). 80 % des éléments tectoniques mesurés sur des diaclases ou des fractures subverticales sont sans déplacement relatif des compartiments circonscrits.

Les relevés de plans de fissuration et de fracturation soulignent les faits suivants :

- la fissuration subméridienne N0-N10 et N160-N180 est prépondérante, elle correspond à 70 % des objets tectoniques mesurés.
- une fissuration perpendiculaire à la précédente, N100-N120 s'exprime à travers 12 % des mesures.

IV.1.3 HYDROGEOLOGIE

La piézométrie réalisée au cours de l'année 1990 (Lasne & Lepiller, 1991) a permis de définir les limites du bassin en s'appuyant sur les crêtes piézométriques dont la stabilité est prouvée par des relevés successifs de 1983, 1988 et 1990. La répartition des isopièzes traduit l'existence, dans sa partie centrale, d'une zone très transmissive (faible gradient hydraulique). Cet axe de drainage, orienté sud-est nord-ouest reçoit de part et d'autre les eaux de drainage des zones plus capacitives dont la nature est illustrée par des dômes piézométriques situé au sud-est du bassin (Fig. IV-4).

Des traçages réalisés dans le bassin des Trois Fontaines à l'est de Chuelles à proximité de l'axe de drainage ont révélé des vitesses moyennes de transit de 35 m/h c'est-à-dire pas très rapides pour les qualifier de drainage karstique.

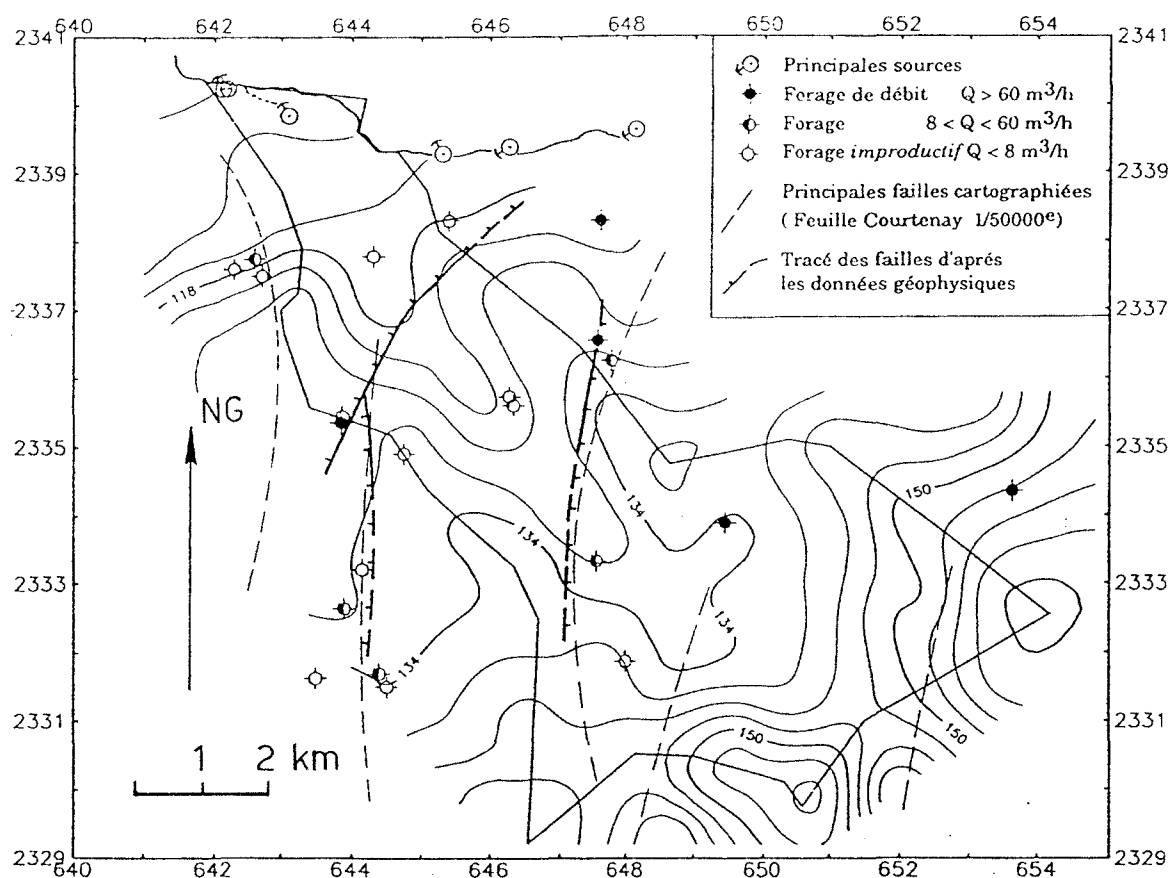


Fig. IV-4 : Carte piézométrique et liaisons karstiques du bassin des Trois Fontaines (D'après Lasne, 1992).

IV.2 ETUDE HYDRODYNAMIQUE

IV.2.1 ETUDE DES DEBITS CLASSES

La chronique de mesure s'étale de février 1989 jusqu'à septembre 1991. La loi utilisée est arithmétique. Une seule rupture de pente apparaît, correspondant à un débit de 180 l/s (Fig. IV-5). En absence de courbe de tarage et d'observations de terrain, nous ne pouvons aller plus loin dans l'interprétation de cette rupture de pente. Ces distributions rappellent toutefois celles obtenues sur les sources de la Rançon, de Radiacatel, de Saint Laurent et de Rouelles. Une interprétation identique pourrait être envisagée.

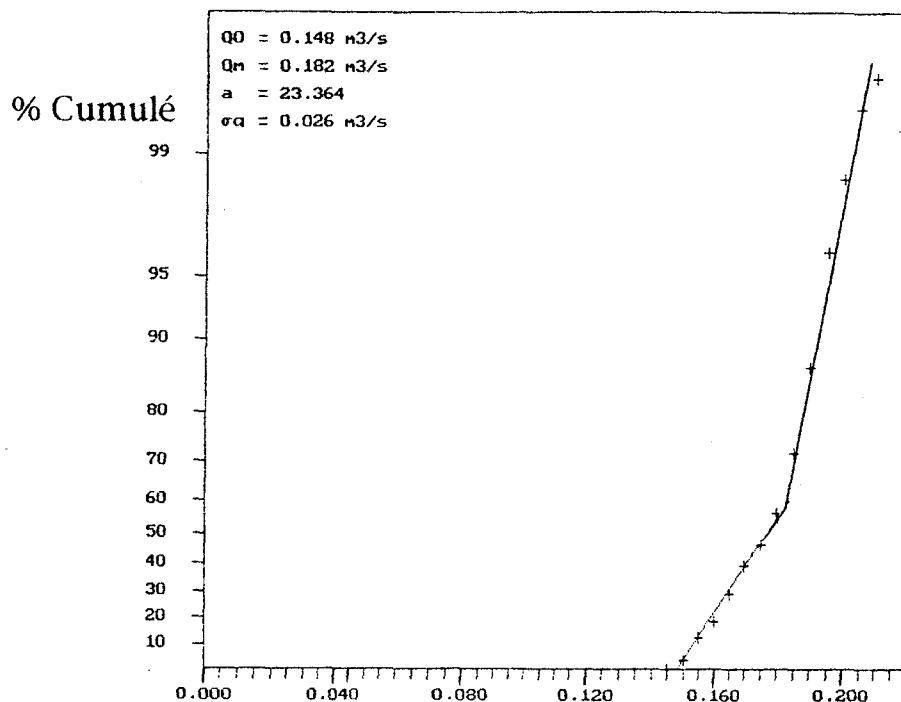


Fig. IV-5 : Débits classés des Trois Fontaines.

IV.2.2 ETUDE DES COURBES DE RECESSION

Sur la période étudiée (1989-1991) nous n'avons pu étudier qu'une seule récession : celle du mois de janvier 1991, alors que pour le reste de la chronique les crues étaient faibles et peu pointues.

IV.2.2.1 ETUDE DE LA CRUE DU MOIS DE JANVIER 1991

Les paramètres obtenus à partir de l'étude de la courbe de récession de la crue de l'année 1991 figurent dans le tableau n° IV-1.

Q_0 (m^3/s)	Q_{R0} (m^3/s)	q_0 (m^3/s)	Q'_0 (m^3/s)	t_i jours	α j-1	η	ϵ	V_d (m^3/s)	k	i
0,219	0,168	0,051	0,165	32	0,000	0,031	0,175	25.40	0,004	0,69
					6	3		0	7	

Tableau n° IV-1 : paramètres calculés à partir de l'étude de la décrue et du tarissement des sources des Trois-Fontaines.

La courbe de récession montre un tarissement très long, de près de 5 mois, et le coefficient α est très faible

Pour avoir une idée de la manière dont s'est effectuée la décrue, le temps mis par le débit initial q_0 pour diminuer d'un certain pourcentage, a été calculé :

Pourcentage de q_0	Temps
50 %	4 jours 4 heures 48 min
66 %	7 jours 10 heures 30 min
75 %	10 jours
80 %	12 jours 1 heure 35 min
95 %	23 jours 17 heures 18 min
99 %	30 jours

Tableau n° IV-2 : pourcentage de diminution du débit en fonction du temps.

L'influence de la crue devient négligeable au bout de 23 jours 17 heures. La valeur de ϵ , inférieure à 1, traduit une infiltration lente, confirmée par le paramètre " i " supérieur à 0,5, preuve d'un retard dans l'infiltration.

Ce phénomène est explicable par l'importance des formations superficielles sur le bassin de cette source. La très faible valeur de k indique que les réserves au sein du karst noyé sont très réduites.

Les coefficients de la fonction homographique (Fig. IV-6) des sources des Trois-Fontaines ainsi que le temps au bout duquel l'influence de la crue devient négligeable sont très voisins de la courbe moyenne de la Fontaine de Vaucluse mais l'interprétation ne peut pas être poussée plus loin puisque une seule crue a pu être étudiée.

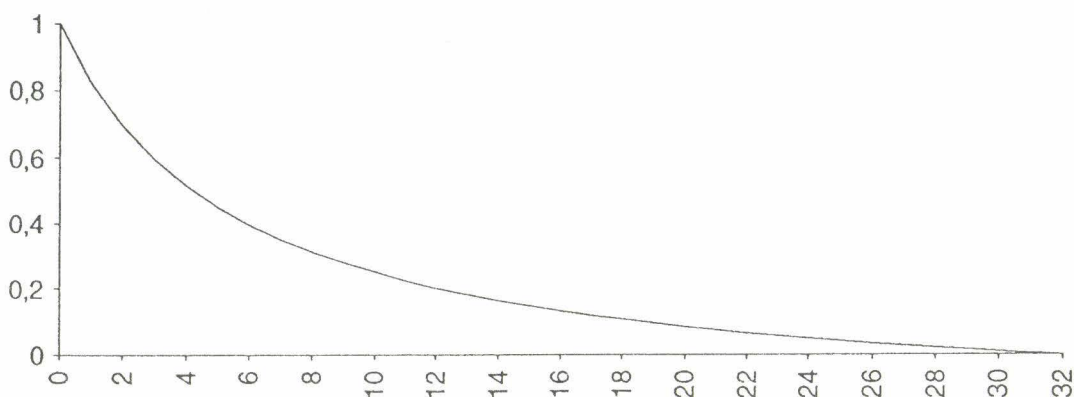


Fig. IV-6 : Graphe [$y=f(t)$] représentant la forme de décrue des Trois Fontaines.

IV.2.2.2 POSITION DANS LA CLASSIFICATION DE MANGIN

Si l'on replace les sources des Trois-Fontaines dans la classification de Mangin, en fonction des deux paramètres calculés " i " et " k ", le point représentatif est situé dans le domaine IV (domaine des systèmes complexes et bien peu karstifiés).

IV.2.3 ANALYSE CORRELATOIRES ET SPECTRALES

IV.2.3.1 ANALYSE SIMPLE DE L'ENSEMBLE DE LA CHRONIQUE

Le corrélogramme de pluie décroît rapidement (Fig. IV-7). Il prend des valeurs inférieures à 0,1 dès le troisième jour puis se stabilise autour de la valeur nulle. Le spectre de densité de variance (Fig. IV-8) présente des pics de faible amplitude, le plus important dépasse à peine $s(f) = 5$, même dans les hautes fréquences et ne peut être assimilé au bruit de fond. De ce fait la pluie ne peut être considérée comme aléatoire.

Le corrélogramme de débit (Fig. IV-9) présente au début une décroissance un peu rapide jusqu'au huitième jour, qui se continue lentement jusqu'au 35 ème jour, puis se stabilise au bout de 6 jours avant de continuer sa décroissance. La valeur 0,2 n'est pas atteinte sur cette fenêtre d'observation, ce qui traduit l'existence d'un effet mémoire important.

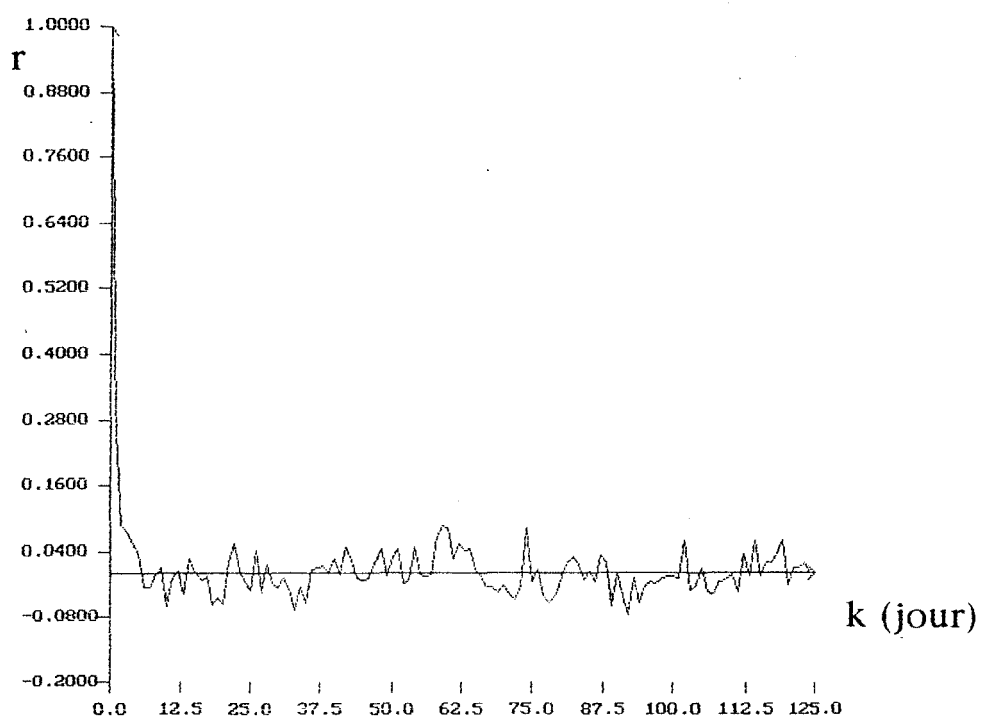


Fig. IV-7 : Corrélogramme simple des pluies à la station Plets (Cycle moyen).

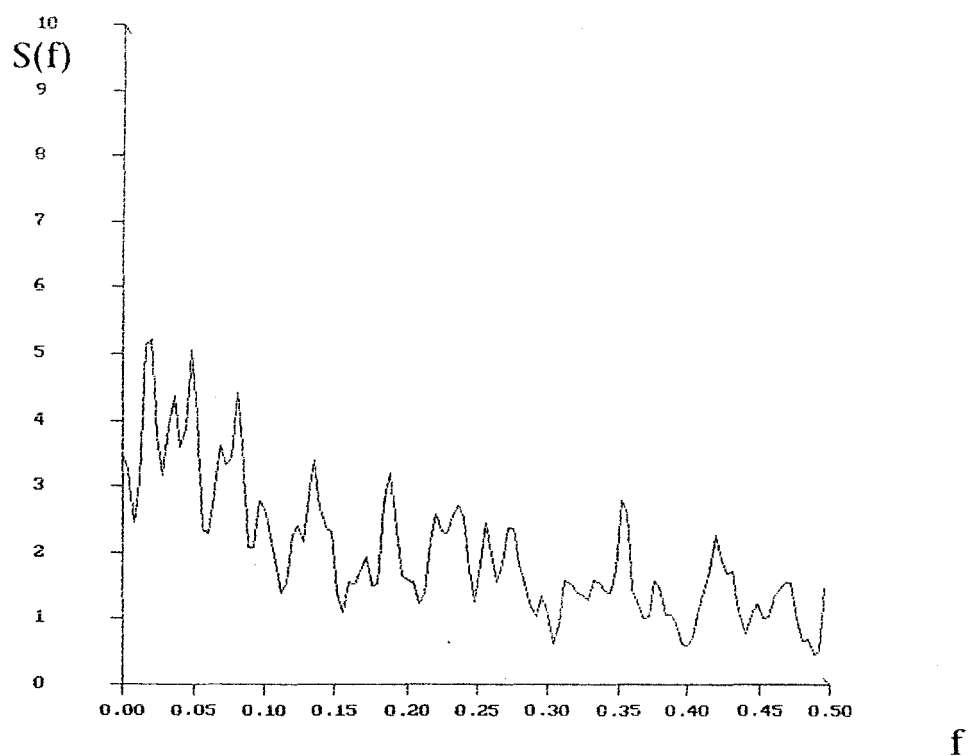


Fig. IV-8 Spectre de densité de Variance des pluies à la station Plets (Cycle moyen).

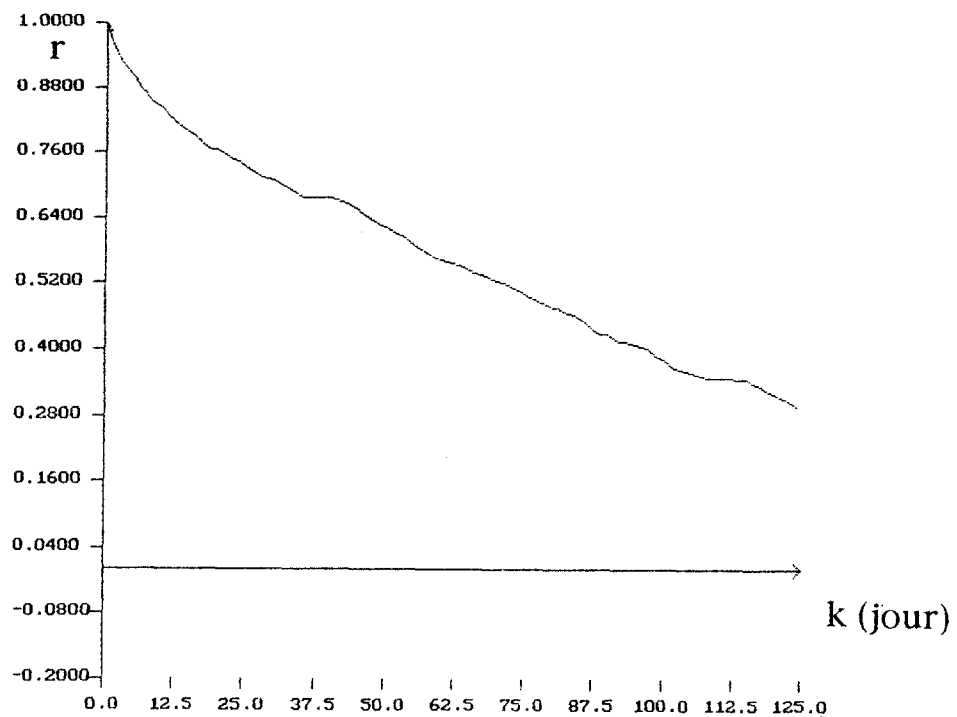


Fig. IV-9 : Corrélogramme simple des débits des Trois Fontaines (Cycle moyen).

Le corrélogramme croisé (Fig. IV-10) ne montre qu'une très faible relation dont le maximum arrive à peine à 0,08. Le reste oscille autour de zéro. Ce type de réponse traduit la quasi-indépendance des signaux d'entrée et de sortie.

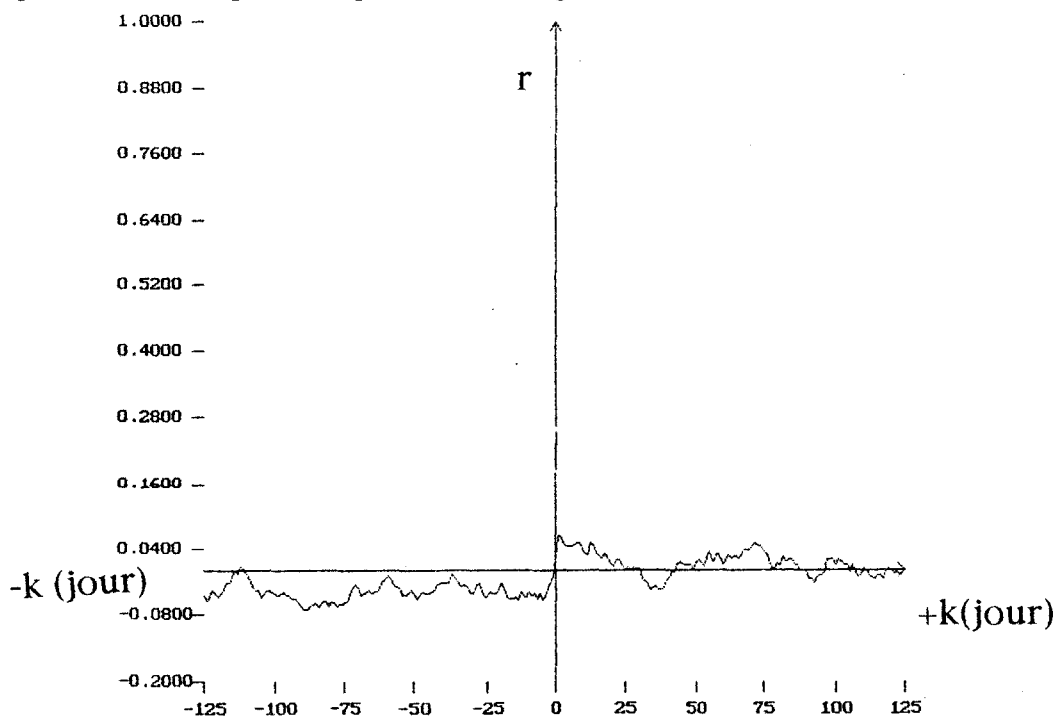


Fig. IV-10 : Corrélogramme croisé pluies-débits (pluies de Plets et débits des Trois Fontaines).

IV.2.3.2 ANALYSE SIMPLE A L'ECHELLE DU CYCLE

IV.2.3.2.1 Cycle 89-90

Le corrélogramme des débits (Fig. IV-11) commence par une décroissance rapide durant 8 jours, se stabilise au bout de 8 jours, décroît ensuite, croît à nouveau, puis reprend sa décroissance. Cette interruption de la décroissance se répète plusieurs fois. La valeur de 0,2 n'est atteinte qu'au bout de 78 jours. La répétition du phénomène observé dans le corrélogramme se produit pratiquement au bout de 22 jours.

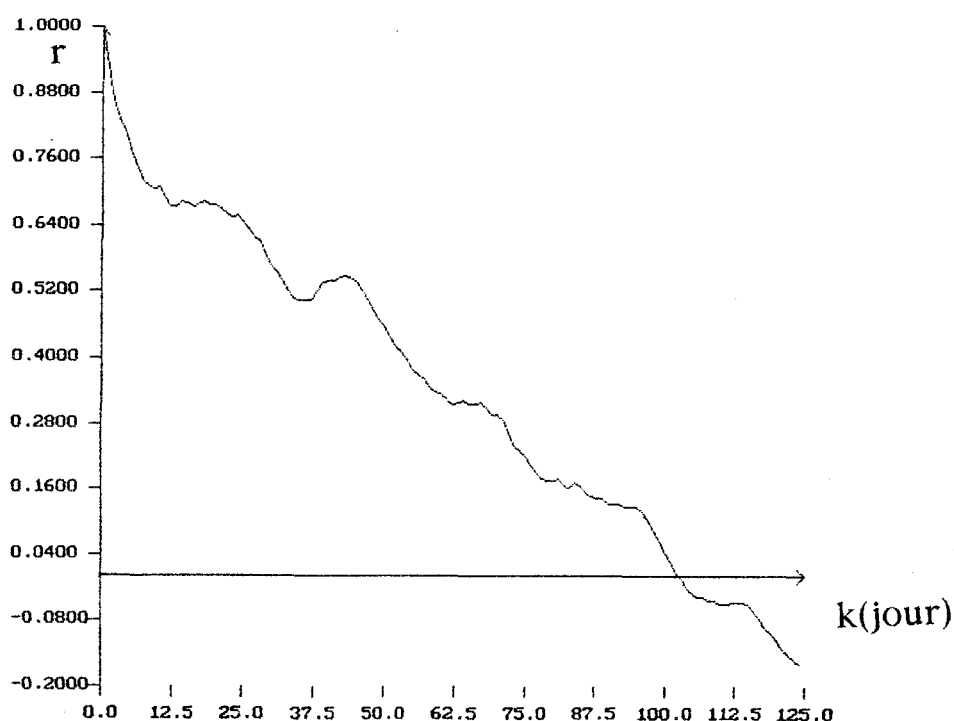


Fig. IV-11 : Corrélogramme simple des débits des Trois Fontaines relatif au cycle 89-90.

Dans le spectre de pluie (Fig. IV-12) une périodicité de 22 jours est observée. Les différentes irrégularités dans le corrélogramme paraissent principalement dues à la périodicité de la pluie et non pas aux variations du comportement du système.

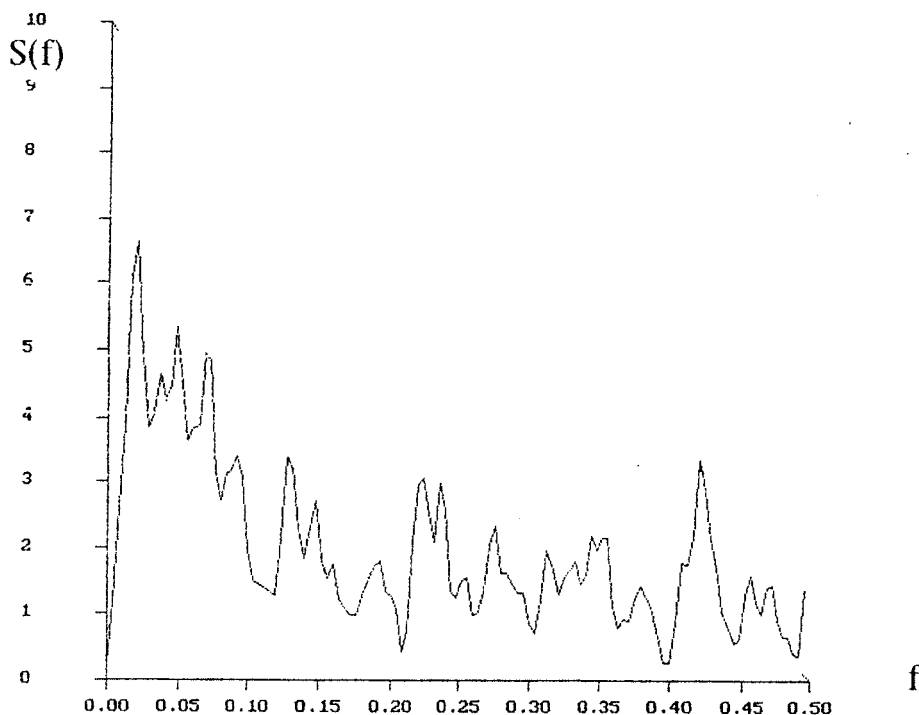


Fig. IV-12 : Spectre de densité de variance des pluies à la station Plets relatif au cycle 89-90.

IV.2.3.2.2 Cycle 90-91

Le corrélogramme (Fig. IV-13) présente une décroissance, rapide pendant les 20 premiers jours, puis lente. Le corrélogramme atteint la valeur de 0,2 au bout de 67 jours et ne devient nul qu'après 98 jours.

Dans les deux cas le système est caractérisé par un effet mémoire très important traduisant l'importance des réserves dont il dispose. Ce résultat est en contradiction avec celui obtenu à partir de l'analyse des courbes de récession (α est très faible indiquant l'absence de réserve du système). Ce qui nous permet d'envisager une autre interprétation de cet effet mémoire. En effet sur ce bassin, les formations de recouvrement peuvent dépasser par endroits 25 m et peut jouer le rôle de filtre face aux précipitations. Ce type de comportement a été déjà montré dans le Salon Noir de la grotte de Niaux (Mangin, 1988).

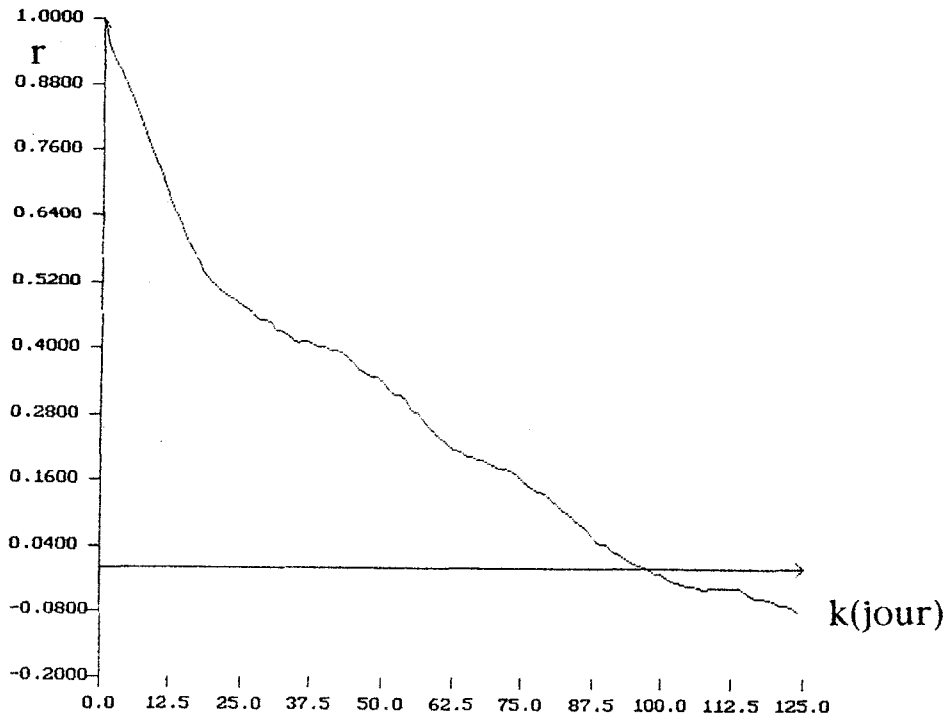


Fig. IV-13 : Corrélogramme simple des débits des Trois Fontaines relatif au cycle 90-91.

IV.2.3.3 CORRELOGRAMME CROISEE

Le corrélogramme croisé du cycle 89-90 (Fig. IV-14) ne traduit qu'une faible relation et est très perturbé alors que celui du cycle 90-91 (Fig. IV-15) présente une réponse très franche et dédoublée : la première, courte, a atteint un maximum au bout de 8 jours et la seconde au bout de 75 jours. Ce type de comportement est semblable à celui des sources de la Rançon.

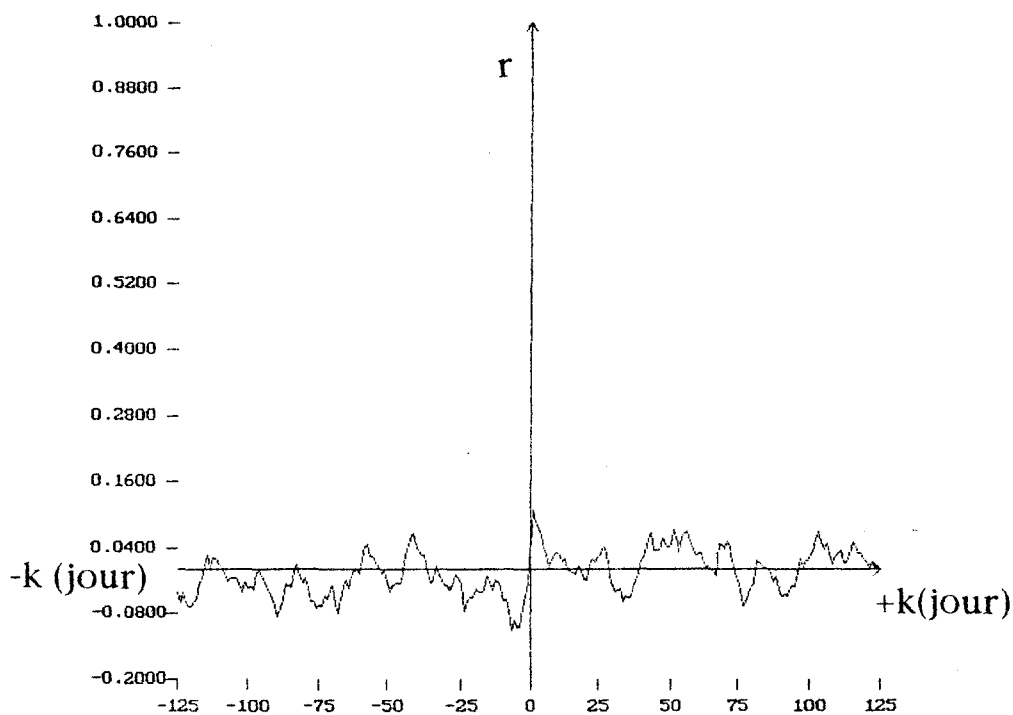


Fig. IV-14 : Corrélogramme croisé pluie-débit relatif au cycle 89-90 (pluies de Plets et débits des Trois Fontaines).

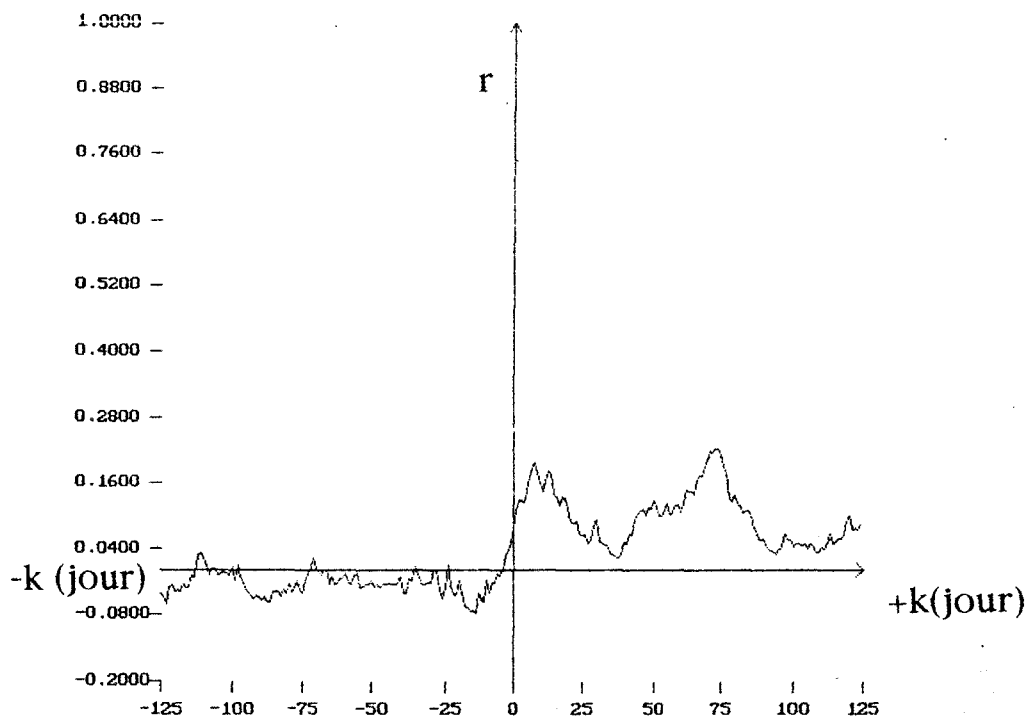


Fig. IV-15 : Corrélogramme croisé pluie-débit relatif au cycle 90-91 (pluies de Plets et débits des Trois Fontaines).

IV.2.3.4 CLASSIFICATION DU SYSTEME DES TROIS FONTAINES

L'effet mémoire ainsi que le temps de régulation sont très considérables. La bande spectrale est très étroite (tableau n° IV-3).

	effet mémoire	temps de régulation	bande spectrale
cycle 89-90	79-98 jours	67 jours	0,08
cycle 90-91	67-84 jours	57 jours	0,10
toute la période	>100 jours	87 jours	0,07

Tableau n° IV-3 : résultat des A.C.S des Trois-Fontaines.

Ces différents paramètres permettent de rapprocher le système des Trois-Fontaines de celui du Torcal.

IV.3 ETUDE HYDROCHIMIQUE

IV.3.1 DESCRIPTION DES CHRONIQUES

IV.3.1.1 LES IONS DE L'EQUILIBRE CALCO-CARBONIQUE

Ces paramètres sont caractéristiques de l'aquifère, cependant leurs variations respectives ne sont pas identiques (Fig. IV-16). Au début de la période d'étude on assiste à une diminution de la concentration des bicarbonates jusqu'au mois de mars (on passe de 282 mg/l à 272 mg/l) puis la concentration tend vers une légère croissance jusqu'au début du cycle suivant; ensuite s'amorce une légère décroissance jusqu'au mois de décembre 1990. Le fait le plus marquant du cycle 90-91 est la forte diminution de la concentration de HCO_3^- , durant les mois de décembre et janvier où elle atteint sa valeur minimale (251 mg/l) entre le 9 et le 11 janvier 1991.

Fig. IV-16 Evolution de la chimie des eaux des Trois Fontaines.

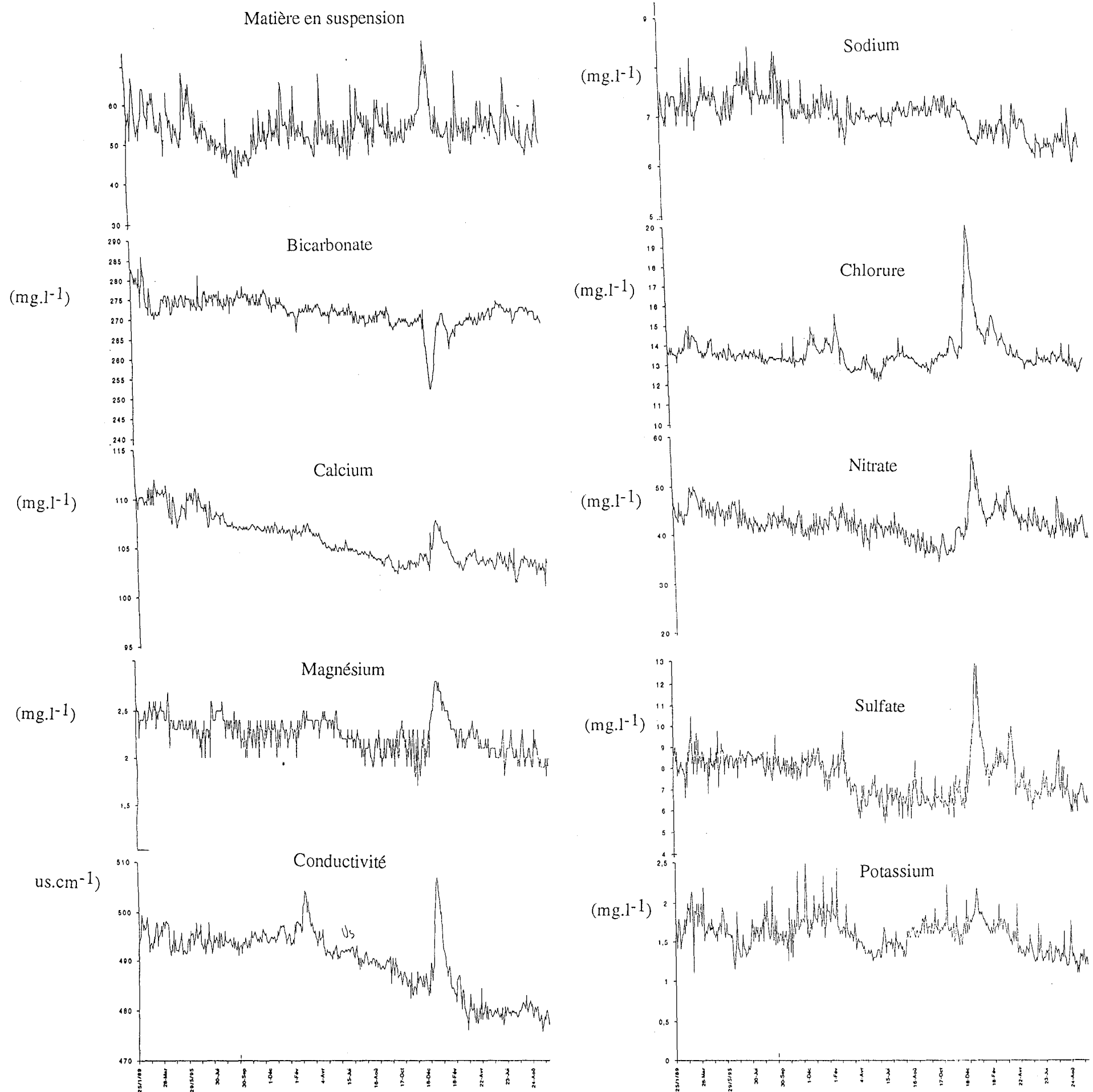


Fig. IV-16 : Evolution de la chimie des eaux des Trois Fontaines.

La concentration en calcium présente une tendance à la diminution jusqu'à la fin du cycle 89-90 (à l'exception des augmentations du début de l'année 1989) puis augmente pour atteindre son maximum au début du mois de janvier 1991.

Les variations des concentrations des ions de l'équilibre calco-carbonique sont marquées principalement par une chute des bicarbonates et une augmentation de calcium durant le début de l'année 1991. Ces variations apparaissent lors de la forte crue du mois de janvier 1991 et qui succède à une longue période déficitaire en apport pluviométrique.

Notons également que les ions de l'équilibre calco-carbonique présentent une tendance interannuelle à la baisse.

IV.3.1.2 LES NITRATES, CHLORURES ET SULFATES

Ils présentent une évolution similaire à celle du calcium avec une forte augmentation lors de la crue de fin décembre et début janvier.

IV.3.1.3 LE SODIUM ET LE POTASSIUM

Les concentrations en potassium restent très faibles durant toute la période d'étude et n'atteignent jamais la valeur de 2,5 mg/l. Elles présentent une évolution saisonnière marquée d'une part par de fortes valeurs de mars à octobre et d'autre part par de faibles valeurs d'avril à septembre. A noter que l'effet de la crue du mois de janvier 1991 est à peine marqué.

L'évolution de la concentration du sodium ne présente qu'une faible structure; toutefois on constate une augmentation des teneurs à la fin de chaque cycle hydrologique et une baisse au cours des crues.

IV.3.1.4 LE MAGNESIUM

Les teneurs en magnésium restent faibles. Aucune évolution saisonnière n'apparaît. Le fait le plus important est l'importante augmentation de sa

concentration lors de la crue du mois de janvier 1991. Ce comportement est semblable à ceux du calcium, des nitrates, des sulfates et des chlorures.

IV.3.1.5 LA CONDUCTIVITE

La conductivité qui reflète le comportement de la minéralisation totale, présente une évolution semblable à celle des principaux minéraux avec une tendance interannuelle à la baisse et une augmentation au cours des périodes de crues.

IV.3.2 DISTRIBUTION DES FREQUENCES DE CONDUCTIVITE

La courbe de distribution des fréquences de la conductivité pour le cycle 89-90 (Fig. IV-17) s'étale sur une gamme de conductivité entre 476 et 511 $\mu\text{s.cm}^{-1}$ montant ainsi une faible évolution de la minéralisation. Cette courbe de distribution de fréquence montre une répartition unimodale. Le même résultat a été obtenu sur les données de conductivité du cycle 90-91.

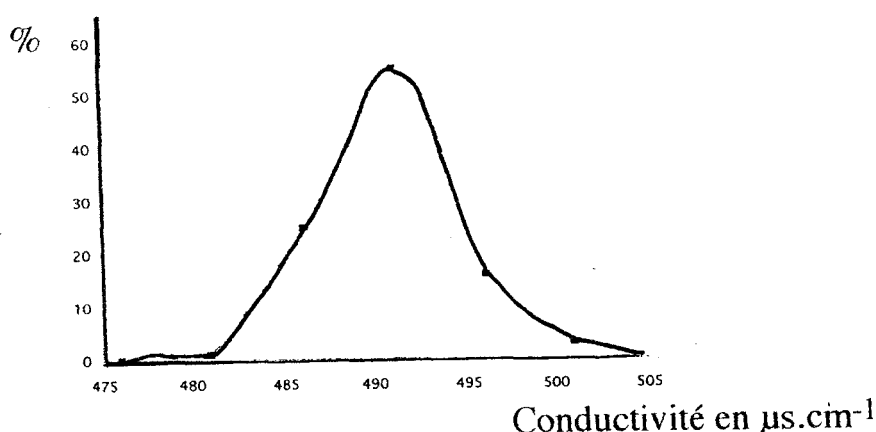


Fig. IV-17 : Distribution de fréquence de la conductivité des eaux des Trois Fontaines.

Quant à la classification dans le catalogue de distribution de fréquence de Bakalowicz (1979), les courbes des Trois-Fontaines se placent du côté d'Evian-Surgeint.

VI.3.3 ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES

L'A.C.P a porté sur 106 observations. Les variables prises en considération pour chaque échantillon sont : le débit (Q), le calcium (Ca), le magnésium (Mg), le sodium (Na), le potassium (K), les chlorures (Cl), les bicarbonates (HCO3), les sulfates (SO4), les nitrates (NO3), la température (t), la pression partielle de CO2 (pCO2), et le delta pH (dpH).

Les pourcentages de variance exprimés par les trois premier facteurs F1, F2 et F3 sont respectivement 43,4 %, 20,9 % et 13,2 % (Tableau n° IV-4).

Le facteur F1 est lié négativement aux débit, calcium, magnésium, sodium, sulfates et aux nitrates et positivement à la température. Le facteur F2 est lié positivement aux bicarbonates et négativement aux chlorures. Le facteur F3 est lié positivement à la pression partielle de CO2 et négativement au delta pH (Tableau n° IV-5).

	AXE 1		AXE 2		AXE 3	
Q	-0.8598	0.7392	0.0993	0.0099	-0.2144	0.0460
Ca	-0.8769	0.7690	0.2115	0.0447	-0.0971	0.0094
Mg	-0.7573	0.5735	-0.2909	0.0846	-0.0491	0.0024
Na	-0.6698	0.4486	0.4097	0.1678	-0.2930	0.0859
K	-0.5273	0.2780	-0.2325	0.0540	-0.0974	0.0095
Cl	0.4935	0.2436	-0.8258	0.6819	-0.0376	0.0014
HCO3	-0.2541	0.0646	0.8222	0.6761	-0.1124	0.0126
SO4	-0.7072	0.5002	-0.4914	0.2415	0.1253	0.0157
NO3	-0.7145	0.5105	-0.4070	0.1657	-0.0211	0.0004
t	0.8435	0.7115	-0.3095	0.0958	0.1608	0.0259
pCO2	-0.5068	0.2569	0.4075	0.1660	0.7555	0.5708
I.E.C	0.1218	0.0148	-0.8931	0.7976	0.1959	0.0384
dpH	0.3368	0.1134	-0.1727	0.0298	-0.9038	0.8168

Tableau IV-4 : Corrélation entre les variables et les axes (Chimie des Trois-Fontaines).

	Q	Ca	Mg	Na	K	Cl	HCO3	SO4	NO3	t	pCO2	I.E.C	dpH
Q	1,000												
Ca	0,769	1,000											
Mg	0,630	0,545	1,000										
Na	0,600	0,595	0,368	1,000									
K	0,378	0,278	0,445	0,404	1,000								
Cl	0,346	0,249	0,568	0,093	0,504	1,000							
Hco3	0,280	0,504	-0,055	0,380	-0,136	-0,575	1,000						
So4	0,451	0,524	0,580	0,272	0,398	0,730	-0,172	1,000					
NO3	0,521	0,619	0,577	0,229	0,292	0,617	-0,049	0,720	1,000				
t	-0,855	-0,824	-0,540	-0,644	-0,285	-0,155	-0,467	-0,378	-0,466	1,000			
pCO2	0,310	0,469	0,219	0,284	0,110	-0,105	0,396	0,246	0,182	-0,420	1,000		
I.E.C	-0,177	-0,217	0,136	-0,652	-0,044	0,668	-0,662	0,351	0,307	0,337	-0,268	1,000	
dpH	-0,132	-0,183	-0,174	-0,101	-0,131	-0,010	-0,041	-0,226	-0,097	0,192	-0,919	0,069	1,000

Tableau IV-5 : Corrélation entre les variables (Chimie des Trois-Fontaines).

Dans l'espace des unités statistiques trois échantillons tirent beaucoup sur l'axe F1 et F2 (Fig. IV-18). Nous allons refaire une nouvelle A.C.P pour vérifier si ces échantillons contribuent à la structure du système ou ne représentent que des erreurs dans les dosages des différentes espèces minérales dissoutes.

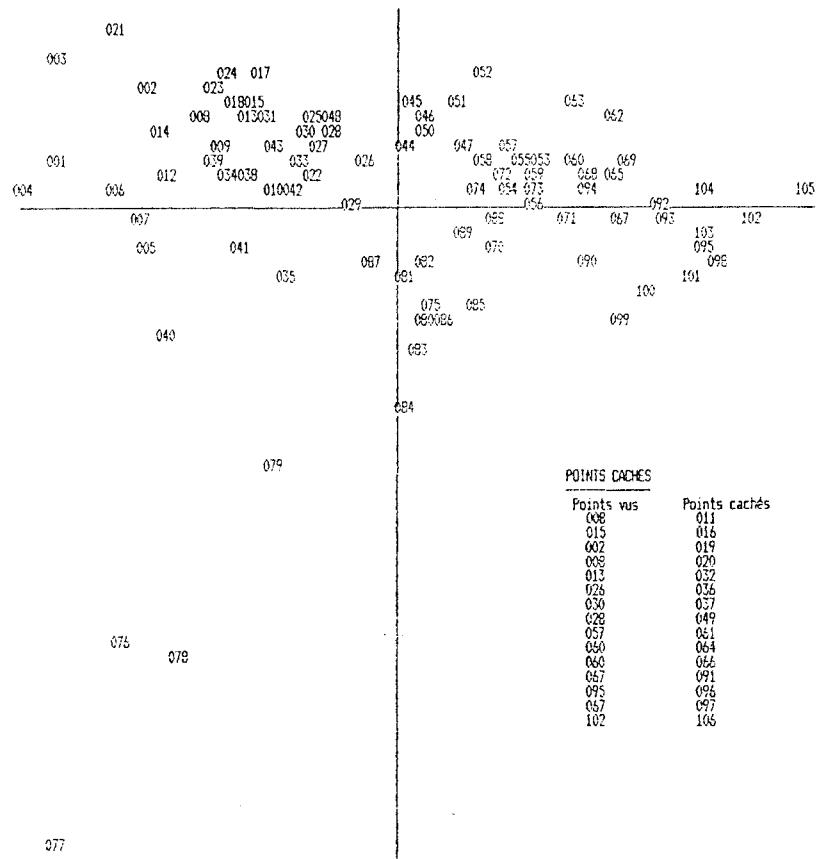


Fig. IV-18 : A.C.P du chimisme des Trois Fontaines. Espace des échantillons, plan F1-F2.

Une nouvelle A.C.P a été réalisée avec 103 échantillons. Le résultat montre une structure avec les mêmes facteurs que ceux de l'analyse précédente; la seule différence réside dans l'inversion des pôles d'une analyse à l'autre. Ces inversions n'ont pas de signification et les deux F1 sont identiques. En plus les trois échantillons contribuent à une évolution temporelle puisque les échantillons se succèdent. Ces échantions correspondent à la crue de janvier 1991. Ce qui nous permet d'éliminer l'hypothèse ci-dessus et de garder la première A.C.P.

Les nitrates et les sulfates sont fortement liés, leurs teneurs dans les eaux de pluies sont très faibles (en moyenne 3 mg.l-1) alors qu'elles sont de 7,6 mg.l-1 pour les

sulfates et 41,8 mg.l-1 pour les nitrates dans les eaux de Trois-Fontaines. Ces augmentations sont induites par les lessivages des engrais épandus sur le sol.

Les variations de la minéralisation sont de faible amplitude (où la conductivité est peu variable) mais elles sont toutes bien corrélées et donc significatives du fonctionnement de l'aquifère.

Pour le facteur F1 (Fig. IV-19) on constate qu'une augmentation de la minéralisation et du débit est accompagnée d'une diminution de la température de l'eau et inversement. Ce fait traduit une infiltration rapide. Ce facteur détermine donc le processus responsable de la baisse de la minéralisation totale expliquée par celle de la concentration en calcium. La baisse des bicarbonates s'accompagne d'une augmentation du delta pH alors que la pression partielle de CO₂ diminue.

Ainsi la baisse des concentrations en bicarbonates et en calcium corrélée à celle du débit peut être interprétée comme la précipitation de carbonate de calcium par évaporation de CO₂ de la solution lors de son transit. Cette interprétation est en accord avec les observations de Durand (1979) dans le nord-est de la France. Cet auteur a constaté que les concentrations des eaux de la nappe, en calcium et en bicarbonates, diminuent en période de baisse prolongée de la nappe et des débits. Il attribue ce phénomène à une précipitation de carbonate de calcium.

La pCO₂ et le delta pH sont aussi portés par le facteur F1. Ainsi lorsque le dpH croît la teneur en calcium et la pCO₂ décroissent, ce qui peut effectivement correspondre à une précipitation des carbonates de calcium.

Le facteur F2 regroupe dans sa partie négative des échantillons de crue faiblement minéralisés. Les échantillons faiblement minéralisés correspondent à des échantillons de crue (76, 77, 78). Ainsi le facteur F2 permet de différencier les eaux de crue à transit rapide de ceux qui ont séjournés dans l'aquifère.

Le facteur F3 (Fig. IV-20) oppose des échantillons à forte pression partielle de CO₂ et des delta pH et ceux dont les caractéristiques sont inverses. Un apport en CO₂ contribue à augmenter l'agressivité des eaux circulant dans l'aquifère : celles-ci se chargent en bicarbonates et leur delta du pH diminue. Le facteur F3 serait responsable des

fortes concentrations en bicarbonates intervenant après un apport de CO₂ superficiel lors de la crue. Il marquerait ainsi des eaux d'infiltration différées dans lesquelles l'équilibre par rapport à la calcite aurait le temps de s'accomplir.

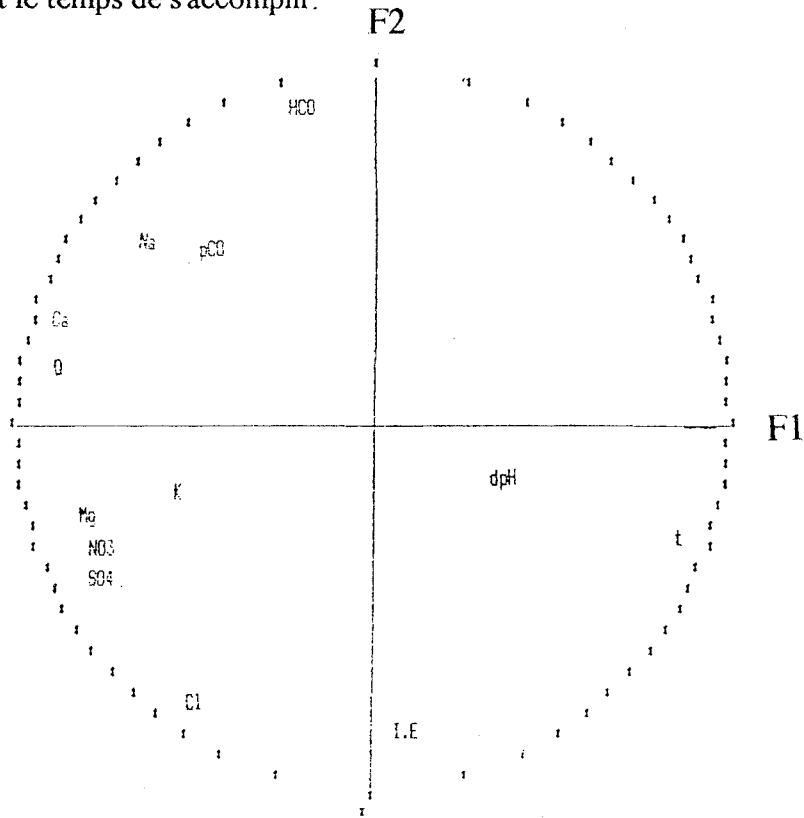


Fig. IV-19 : A.C.P du chimisme des Trois Fontaines. Espace des variables, plan F1-F2

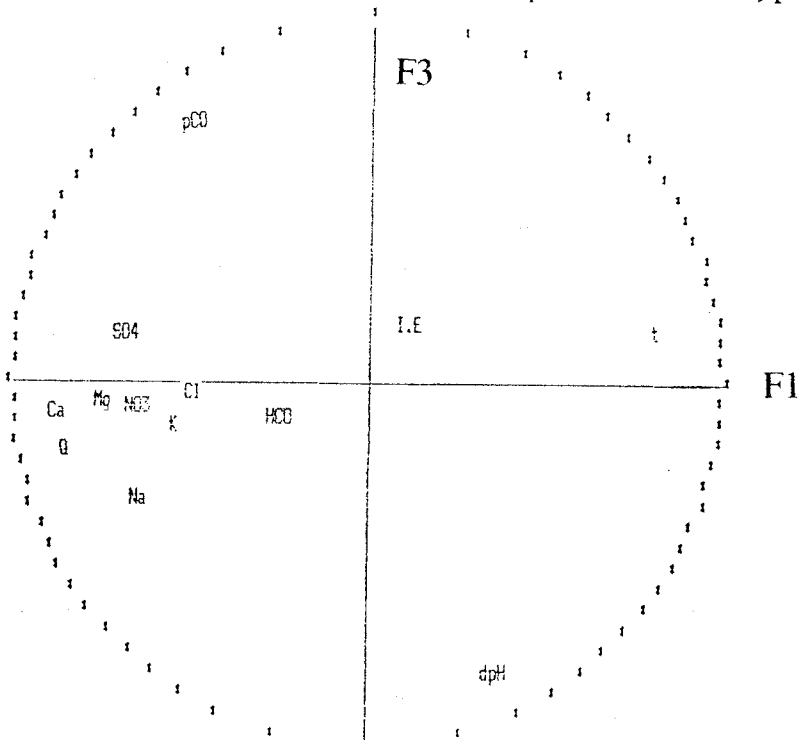


Fig. IV-20 : A.C.P du chimisme des Trois Fontaines. Espace des variables, plan F1-F3

CHAPITRE V : ETUDE DES SOURCES DE LA LYS

V. SYSTEME DE LA LYS

V. 1 CADRE GENERAL DE L'ETUDE

V.1.1 LOCALISATION DES SOURCES DE LA LYS

La Lys prend sa source dans les collines de l'Artois, à 115 mètres d'altitude (à Lisbourg), elle se jette dans l'Escaut à Gand à environ 4,5 mètres d'altitude. Elle est alimentée à son origine par cinq sources dont deux seulement sont pérennes (Fig. V-1).

- les sources pérennes : Ce sont les sources principales, avant 1984, il n'y avait qu'une seule source et ce n'est que le 11 Février 1984 que la deuxième source est apparue, à la suite d'un effondrement qui a entraîné une grande partie de la route qui la longeait. L'effondrement a été accompagné par un grand bruit et également par la formation d'un jaillissement de 30 à 50 centimètres au-dessus du niveau habituel de l'eau, qui était chargée de boue blanche lui donnant un aspect laiteux. Le nouveau griffon a un diamètre dépassant 10 mètres. Au cours du mois d'Août 1991, un homme grenouille a plongé dans ce griffon et n'a pas pu aller au-delà de 10 m à cause de branches de végétaux.

- les sources temporaires : Au cours de l'année 1991, nous avons pu observer de nombreuses sources temporaires qui ont fonctionné depuis le mois d'Octobre jusqu'à la fin du mois d'Avril :

- Sources du champ : situées en contrebas d'un rideau, l'eau sort d'un conduit circulaire d'environ 10 centimètres de diamètre et une profondeur accessible dépassant 50 centimètres puis elle inonde le champ, entre dans des conduits de surface puis ressort près d'un chemin. Elles sont situées à une altitude de 140 m.

- Sources de la Creuse: ces sources apparaissent au milieu d'un vallon à parois très redressées, sans que l'on puisse préciser les points d'émergence.

- Sources de la ferme.

Seules l'exutoire principal est équipé d'une station de mesure. A 5 mètres de l'emplacement des sources un limnigraphe OTT de type R 16 a été installé depuis 1972, il est géré par le service Nord-Pas de-Calais du B.R.G.M.

Le bassin versant topographique attribué aux sources est limité au nord par la ligne Laires et Beaumetz-les-Aires, à l'est par la ligne Ramiéville-Prédefin, au sud Lisbourg et à l'ouest Groseiller-Beaumetz-les-Aires.

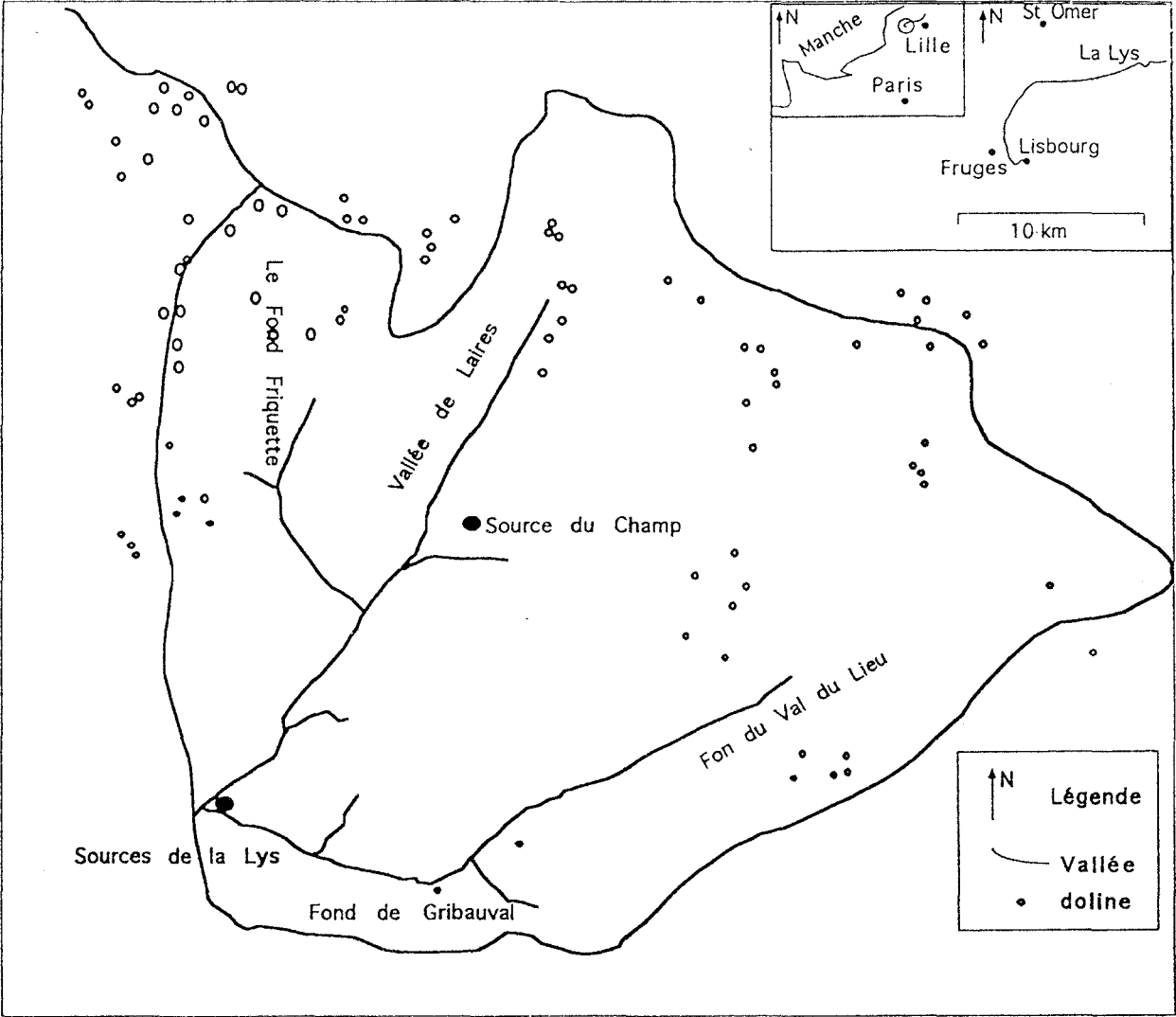


Fig. V-1 : Localisation du bassin versant de la Lys.

V.1.2 GEOMORPHOLOGIE

Le paysage est assez diversifié, les éléments dominants sont les plateaux qui culminent à 195 mètres d'altitude et sont fréquemment tapissés par de nombreuses dépressions et entaillés par des vallées dépourvues de cours d'eaux (vallées sèches). Ces vallées sont elles même bordées sur leur versant par de petites terrasses extrêmement allongées, dont le rebord externe est de faible dénivellation et présente une paroi subverticale, ce sont les rideaux qui sont assez fréquents dans tous les pays crayeux.

Parmi les éléments dominants de la morphologie, nous pouvons retenir les plateaux, les vallées, les rideaux et les dépressions ou dolines.

V.1.2.1 LES PLATEAUX

Seuls quelques lambeaux de plateaux de forme allongée et étroite subsistent dans le bassin versant de la Lys. L'un des plus visibles s'étend de Laires à Valhuon sur 20 km de long et 2 à 3 km de large selon une direction NW-SE; son le rebord dessine des lobes coalescents plus ou moins profonds.

Les plateaux qui portent le nom de plaine (plaine de Lisbourg), sont situés à une altitude inférieure à 200 mètres, avec une légère inclinaison vers le sud-est. Dépressions et effondrements y sont assez fréquents, ces derniers à la suite du passage d'engins lourds.

V.1.2.2 LES VALLEES

La rareté du réseau hydrographique est caractéristique de ces régions, la proportion de vallées à écoulement actif est faible par rapport au nombre de vallées sèches. Seule la vallée principale est occupée par un cours d'eau permanent. D'autres ne sont parcourues par un ruisseau temporaire que pendant les années où le niveau de la nappe est particulièrement élevé (le Fond de Gribauval) ou bien après les orages violents et les plus fortes pluies (vallée de Laires avec 50 cm d'eau le 14 décembre 1994). Ces vallées portent souvent le nom de " fond " tel que le fond de Friquette.

La forme des vallées est variable soit en " V ", soit en berceau soit à fond plat. Les versants sont généralement dissymétriques, ceux du nord-est descendent en pente raide, dénudés et bien exposés aux pluies du sud-ouest, par contre ceux du sud-ouest s'allongent en pente douce et conservent un placage de terrains meubles (loess).

V.1.2.3 LES RIDEAUX

Les rideaux sont encore une forme de relief fréquente dans le bassin supérieur de la Lys, ce sont des ressauts à talus escarpé d'une hauteur moyenne de 1 à 6 mètres et pouvant atteindre 10 à 15 mètres. Le plus souvent ils découpent les versants des vallées parallèlement aux thalwegs, mais il n'est pas rare d'en trouver certains qui les coupent transversalement. Certains rideaux sont constitués uniquement par des limons; d'autres, au contraire entaillent dans la craie.

V.1.2.4 LES DOLINES

Les dolines constituent également une forme importante de la morphologie du haut pays. Nous avons établi une carte de répartition des dolines, pour la région de Lisbourg, en se basant sur les observations effectuées sur le terrain ainsi que sur les photographies aériennes (mission de 1971) (Fig. V-1).

La majorité des dolines se localisent sur les plateaux et présentent une forme circulaire dont le diamètre dépasse souvent 10 m et la profondeur 0,5 m. Les effondrements assez fréquents aussi sur les plateaux, prennent souvent une allure d'entonnoir.

V.1.2.5 LES CREUSES

Les creuses correspondent à de petits ravins secs et étroits, elles sont généralement situées dans un vallon, occupant parfois le centre mais souvent sur l'un des versant. Leur profil est en forme de "V" et de dimensions variables. Elles se distinguent dans le paysage par un peuplement d'arbustes.

Dans la région de Lisbourg nous signalons la présence de deux creuses: la creuse du buisson Crapaud et celle des Quinzes.

D'après Gosselet (1905) si le ravinement leur a donné en partie naissance, lui seul ne peut avoir produit les creuses. Il en revient à penser que la cause principale est la dissolution par les eaux souterraines, suivie d'effondrement.

V.1.3 CADRE GEOLOGIQUE

V.1.3.1 LITHOSTRATIGRAPHIE

V.1.3.1.1 Paléozoïque

Les terrains paléozoïques n'affleurent pas dans le bassin des sources de la Lys, mais ils ont été reconnus grâce à des sondages houillers et pétroliers.

* *Gédinien* : Les terrains les plus anciens sont datés du Gédinien et correspondent à un faciès lagunaire formé par des grès rouges, verdâtres et blanchâtres ou bigarrés alternant avec des schistes présentant les mêmes variations de coloration. Ces sédiments renferment des nodules calcaires.

* *Siegénien* : Le Siegénien correspond également à un faciès lagunaire, il affleure largement dans la vallée de Rebreuve, aux environs de la Comté et le long de la vallée de la Lys, entre Matringhem et Dennebroeucq. Il est constitué d'une formation gréseuse souvent blanchâtre, en bancs réguliers avec des intercalations schisteuses ou argileuses.

Dans la région de Vincly, les grès blancs alternent avec des schistes rouges ou blancs et font suite vers le sud aux schistes gédiniens. Plus au sud on a des affleurements de grès rouge et blanc avec des intercalations de schiste rouge ou verdâtre à muscovite détritique. Les couches sont orientées est-ouest et présentent un pendage vers le sud.

* *Carbonifère supérieur* : Les terrains de cet étage sont formés par des conglomérats et des sables gris et rouges. Il sont répartis en quatre îlots, le

plus important est celui d'Audincthum-Dennebroeucq, les autres sont ceux de Febvin-Palfart, Cuhem et Fléchin et sont disposés le long de la Faille de Pernes.

A Febvin, on trouve des sables grossiers associés à des lentilles schisteuses et des galets de grès, grauwackes et phtanite .

A Fléchin, on a des poudingues à galets de schiste, grès, quartz blancs et surtout de calcaire noyé dans une pâte argilo-calcaire ou calcaire rouge ou blanc.

L'ensemble forme un gros banc incliné de 35 degrés vers le nord et alternant avec des sables ou des argiles en lentilles. Ces dépôts carbonifères ont été interprété comme étant des dépôts torrentiels accumulés au pied de reliefs accusés.

V.1.3.1.2 Mésozoïque

Les affleurements secondaires sont représentés principalement par des dépôts d'âge Cénomanién, Turonien et Sénonien, bien que l'Albien ait été reconnu par quelques sondages.

* *Albien* : Les terrains albiens correspondent à des formations sableuses grises ou vertes à huîtres et à des argiles gris noir .

* *Cénomanién* : Les premiers dépôts sont constitués par un conglomérat à galets de roches paléozoïques à ciment calcaire désigné par le terme de "Tourtia ", auquel font suite des marnes vertes glauconieuses. La partie supérieure est formée de marnes crayeuses ou de craie marneuse blanchâtre ou grisâtre, parfois fortement fissurées, d'une épaisseur de 20 à 30 mètres.

* *Turonien* Il est subdivisé classiquement en trois parties:

- Turonien inférieur : la partie inférieure du Turonien est constituée par une vingtaine de mètres de marnes tendres plastiques plus ou moins verdâtres désignées sous le nom de "Dièves" vertes.

- Turonien moyen : Il est formé par des marnes crayeuses lourdes, d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, désignées sous le nom de "bleu" en

raison de leur teinte. Ces terrains présentent une alternance de bancs marneux et crayeux avec une augmentation de la teneur en carbonate vers le sommet.

- Turonien supérieur : Il est marqué par une sédimentation crayeuse et correspondant à la craie grise à Micraster, son épaisseur varie de 10 à 15 mètres. Cette craie est glauconieuse d'aspect grenu et noduleux avec des niveaux durcis désignés sous le nom de "meule". Des niveaux conglomératiques sont fréquemment observés vers le haut, formés par des nodules de craie durcies à pâtime phosphatée ou glauconieuse et cimentés par une craie, elle-même durcie.

Dans la craie du Turonien le silex est très fréquent et de grande taille.

* *Sénonien* : l est constitué par une craie blanchâtre dont l'épaisseur peut atteindre une cinquantaine de mètres. La partie supérieure de la craie est très fine et ne renferme pas de silex, elle est attribuée au Santonien; alors que sa partie inférieure est rapportée au Coniacien, du fait de la présence des silex.

V.1.3.1.3 Cénozoïque

Les assises secondaires s'enfoncent sous le recouvrement tertiaire, dont la base est caractérisée par des dépôts argilo-sableux attribués au Landénien inférieur. Par contre le Landénien supérieur est formé de sables marins glauconieux surmontés par des sables à faciès continental; cet ensemble est désigné par les sables d'Ostricourt.

L'ensemble est recouvert par les argiles yprésiennes .

V.1.3.1.4 Quaternaire

Le quaternaire est représenté par des argiles, des sables et des loess qui peuvent recouvrir les plateaux crayeux et les sédiments tertiaires.

V.1.3.2 TECTONIQUE

V.1.3.2.1 Contexte structural régional

L'analyse tectonique du domaine d'Artois a permis de mettre en évidence plusieurs phases de déformations dont cinq sont enregistrées dans les formations paléozoïques, trois phases dans le Cénozoïque et une phase dans le Quaternaire (Colbeaux, 1990).

Les principales caractéristiques de ces déformations sont :

- Jeu en décrochement de la zone de cisaillement nord-Artois, qui se situe à la fin du Dévonien.

- Des mouvements tectoniques au Carbonifère suivi par des déformations pendant le Westphalien et ont engendré des plis de direction axiale N160-127° et des fractures dont on distingue deux familles :

- * fractures à faibles pendage vers le sud ou vers le nord (exemple Faille de Midi).

- * fractures subverticales conjuguées, de direction N140- 180°.

- A la fin du Carbonifère et du Permien la zone de cisaillement nord-Artois a subi un décrochement qui a engendré le rejeu des failles anciennes et des plis d'orientation axiale N156-45° et des fractures orientées N125-37° à faible pendage vers l'est ou l'ouest.

- Un raccourcissement NS qui a engendré des accidents chevauchants, cette phase est postérieure à la précédente et antérieure au Jurassique.

- Jeu de la zone de cisaillement nord-Artois responsable de la formation du horst de l'Artois, il est daté de l'Eocène.

- Fractures conjuguée à fort pendage pendant le Miocène, et enfin des rejeux NW-SE de la zone de cisaillement nord-Artois accompagnés d'une fracturation des assises quaternaires de direction N20-40, N120-140° pendant le Pleistocène.

En résumé, la région a subi deux phases de déformations tectoniques : une phase pendant la Paléozoïque (la plus importante), une phase pendant le Cénozoïque, et entre les deux une accalmie relative pendant le Mésozoïque.

V.1.3.2.2 Contexte structural du secteur de Lisbourg

La carte structurale résulte d'une combinaison des travaux de Colbeaux (1991) et de Sommé (1975).

La région présente deux familles directionnelles d'accidents (Fig. V-2) :

- Famille de direction N0-40°
- Famille de direction N120-140°, qui recoupent la

première famille.

Ces deux accidents correspondent aux principales directions majeures de fracturation dans la craie du nord de la France.

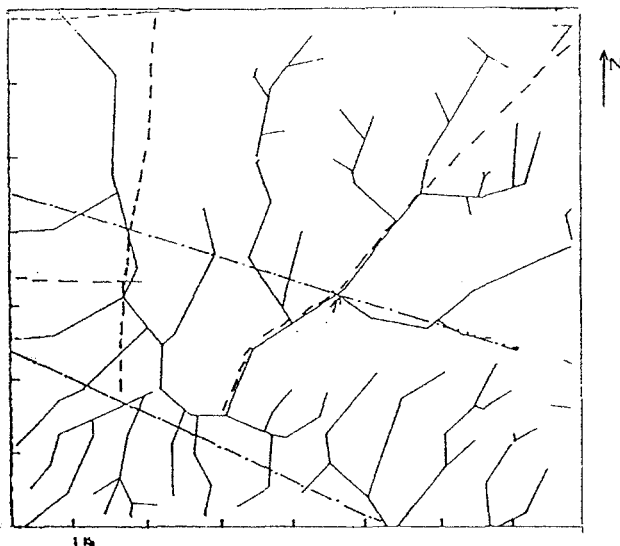


Fig. V-2 : Carte structurale du bassin de la Lys.

V.1.4 HYDROGEOLOGIE

V.1.4.1 PRINCIPAUX AQUIFERES

Dans le bassin de la Lys plusieurs nappes peuvent être distinguées:

- La nappe des formations superficielles limoneuses reposant sur des argiles de l'Eocène. Cette nappe n'est pas exploitée, à cause de son faible débit et des risques de contamination.

- La nappe des sables landéniens. Elle peut être exploitée localement pour des usages domestiques, par exemple à Clarque à l'est d'Aire-sur-la Lys. Les émergences de la nappe permettent l'alimentation des affluents de la Lys (le Steenbercq) et l'abreuvement du bétail dans les pâturages.

- La nappe du calcaire carbonifère dont les ressources potentielles sont indéterminées en quantité comme en qualité. Elle n'est pas exploitée dans le bassin, à la différence de la région lilloise.

- La nappe de la craie constitue la ressource la plus importante en eaux souterraine dans tout le nord de la France. Elle est exploitée pour l'alimentation en eau potable et industrielle; en 1979, 415 millions de mètres cubes ont été prélevés de la nappe (d'après les statistiques de l'Agence de Bassin Artois-Picardie).

L'aquifère crayeux de la région de Fruges est divisé en deux en raison de l'enrichissement en argiles des marnes du Turonien inférieur et supérieur (Caulier, 1974) :

- La nappe du Turonien-Sénonien est en régime libre dans la partie amont du bassin de la Lys. Elle favorise le développement d'un réseau hydrographique plus dense au niveau des vallées et vallons secs qu'au niveau des plateaux.

- La nappe du Cénomanién supérieur est captive sous les terrains imperméables. Cette nappe est la plus exploitée, ce qui a imposé un contrôle des niveaux piézométriques en vue de détecter les éventuels états de déséquilibre du système aquifère.

Le réseau de mesures piézométriques, dont la gestion est assurée par le B.R.G.M du nord-Pas-de-Calais, comprend une vingtaine de stations piézométriques réparties uniquement sur la partie amont du bassin de la Lys. La relative densité du réseau de mesure dans cette région s'explique par la forte concentration humaine et industrielle et par la proximité de l'agglomération lilloise dont les besoins s'accroissent régulièrement d'année en année.

Au début de l'année 1974, l'Agence de Bassin Artois-Picardie confiait au Centre d'Informatique Géologique, Laboratoire d'Hydrogéologie Mathématique de l'Ecole des Mines de Paris, le soin d'étudier la possibilité de la suralimentation de la haute Lys dans la région de Verchin afin de soutenir le débit d'étiage de la rivière et renforcer la capacité de l'usine de Moulin-le-Compte. Cette étude a nécessité l'installation de 23 piézomètres dans le haut bassin, entre 1972 et 1981, dont cinq sont restés en place pour la surveillance systématique de la nappe.

IV.1.4.2 DYNAMIQUE DE LA NAPPE DE LA CRAIE

L'étude des fluctuations de la nappe du Cénomanien et du Turonien sont suivies sur deux sites différents, pour lesquels on dispose de données piézométriques, sur une période de douze ans.

Le premier site est localisé dans les terrains de la commune de Lisbourg à proximité du plateau de Laires, dont l'altitude dépasse 126 mètres. Le piézomètre relatif au Turonien atteint une profondeur de 26 mètres et celui du Cénomanien a une profondeur de 86 mètres. Ces deux piézomètres sont espacés de 4 mètres.

Le deuxième site se localise dans le terrain de la commune de Verchin situé à proximité du cours de la Lys et à une altitude de 101,50 m. Les deux ouvrages (Turonien et Cénomanien) ne sont espacés que de quelques centimètres.

V.1.4.2.1 La nappe du Turonien

La nappe du Turonien est libre et ses variations piézométriques sont en relation directe avec le cycle des précipitations et l'intensité de l'évapotranspiration. L'amplitude des fluctuations est extrêmement variable, le niveau piézométrique varie de 3 à 4 m pour le piézomètre de Verchin et de 6 à 5 m pour celui de Lisbourg (Fig. V-3 et 4)

L'évolution piézométrique présente une succession de périodes d'alimentation (recharges) et de périodes de vidange. La variation reste faible à proximité des vallées, tandis que les fluctuations qui se produisent sous les plateaux sont plus importantes.

Les variations saisonnières sont étroitement liées aux cycles annuels des précipitations; elles passent par un maximum aux mois de mars et avril (qui peut être retardé parfois jusqu'au mois de mai) et par un minimum aux mois de novembre et décembre, quelque fois retardé jusqu'au mois de janvier. La recharge de la nappe se fait de façon brutale, généralement au bout de 3 à 4 semaines, alors que la vidange de la nappe s'effectue de façon progressive et lineaire. On assiste parfois à une recharge au sein de la période de vidange du fait des apports pluviométriques importants.

L'année hydrologique est déterminée par un cycle élémentaire des précipitations, elle débute avec une surface piézométrique minimale (niveau bas) et passe par un maximum (haut niveau) et se termine avec une hauteur piézométrique minimale.

Dans le bassin de la haute Lys, l'année hydrologique est de 12 mois et correspond à peu près à l'année calendaire. Elle débute au mois de décembre pour se terminer au mois de novembre - décembre de l'année suivante.

Les variations artificielles : au voisinage des captages, des observations minutieuses de la surface piézométrique font généralement ressortir des microfluctuations ou des abaissements importants de la nappe, ce qui complique la courbe générale de l'amplitude annuelle. Nous citons comme exemple l'abaissement du niveau piézométrique dans ce site au niveau de Verchin au cours de l'année 1978, par suite d'un pompage expérimental de 6 millions de mètres cube réalisé entre le 26 juin 1978 et 18 décembre 1978, la recharge s'est effectuée au printemps suivant.

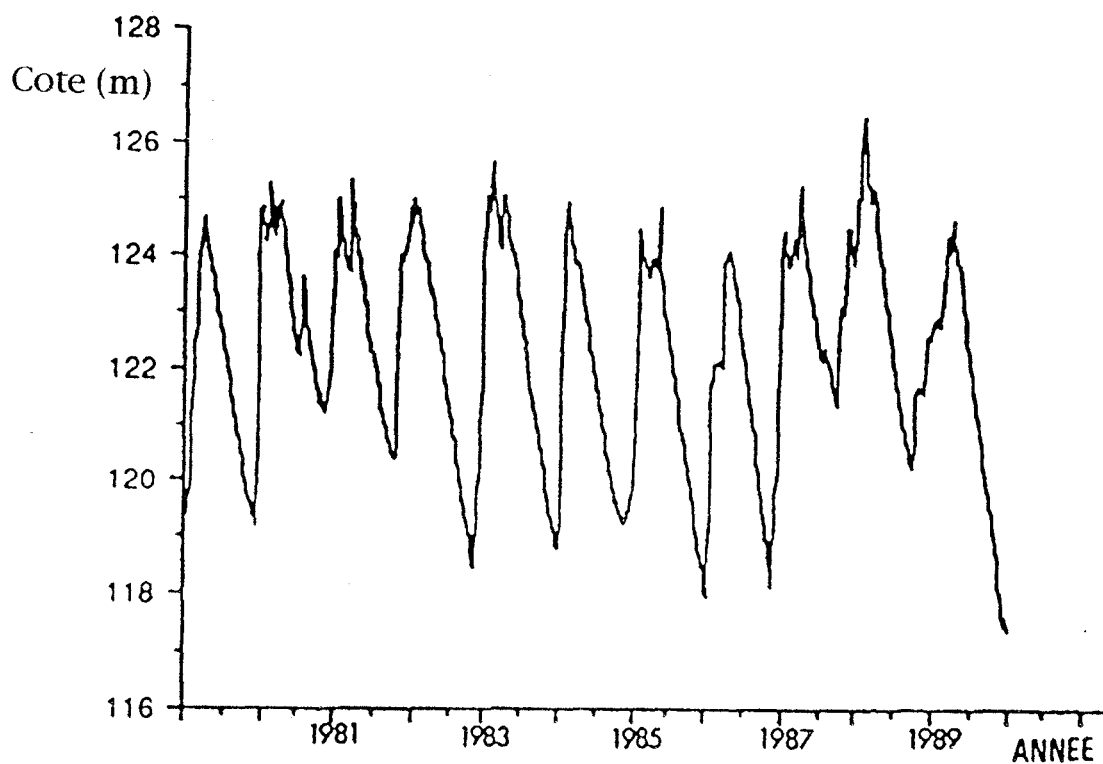


Fig. V-3 : Fluctuations piézométrique de la nappe du Turonien dans le site de Lisbourg.

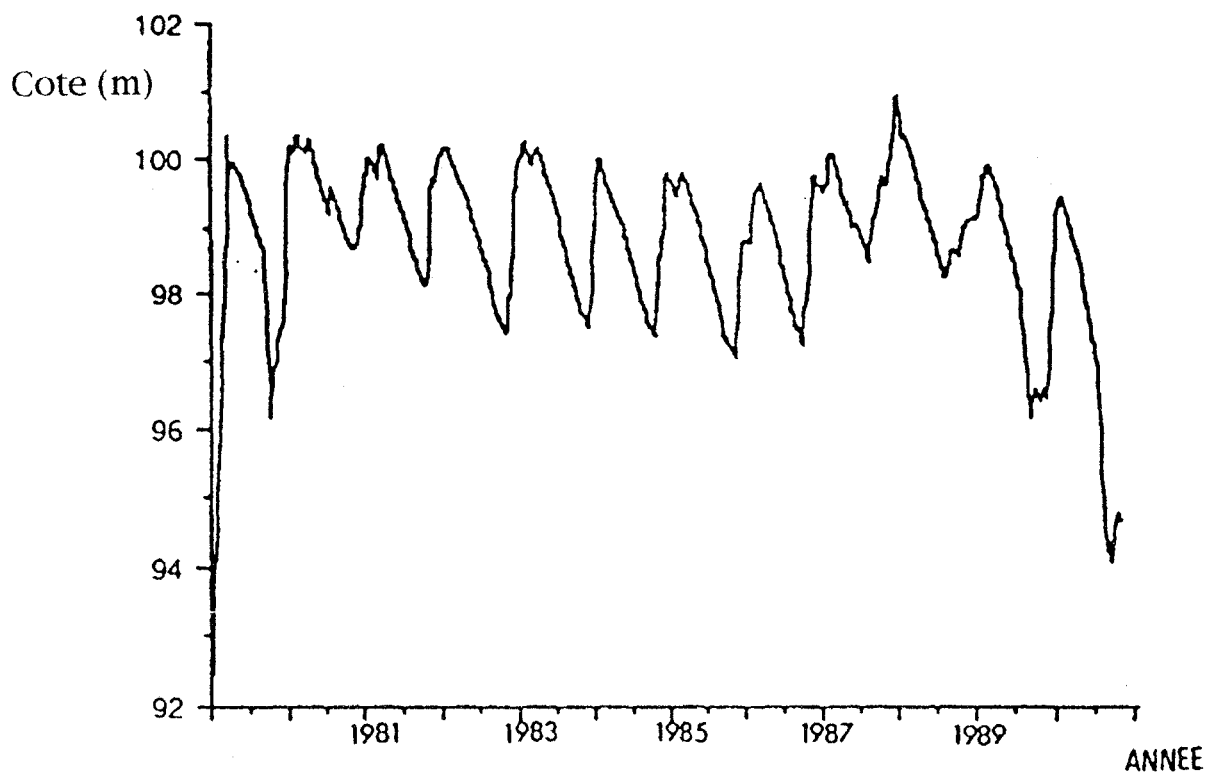


Fig. V-4 : Fluctuations piézométrique de la nappe du Turonien dans le site de Verchin.

V.1.4.2.2 La nappe du Cénomanién

La nappe du Cénomanién présente des variations similaires à celles de la nappe du Turonien (Fig. V-5 et 6). Notons également qu'elle présente des cotes piézométriques très proches, l'écart est de l'ordre de quelques centimètres sur le plateau et de l'ordre de 40 à 50 centimètres près de la vallée, ce qui pose deux problèmes : l'alimentation de la nappe du Cénomanién et les relations entre les deux nappes.

La nappe du Cénomanién est captive sous les terrains imperméables du Turonien inférieur. Son alimentation est donc, en principe, assurée par les affleurements correspondants. Or dans la région étudiée, ces terrains n'affleurent pas, ce qui laisse supposer un temps important de transfert.

Pourtant, en comparant les variations des niveaux piézométriques des deux nappes et les précipitations on constate que le temps de réponse des nappes est quasiment instantané par rapport aux précipitations, ce qui nous permet de supposer que la barrière marneuse joue un faible rôle.

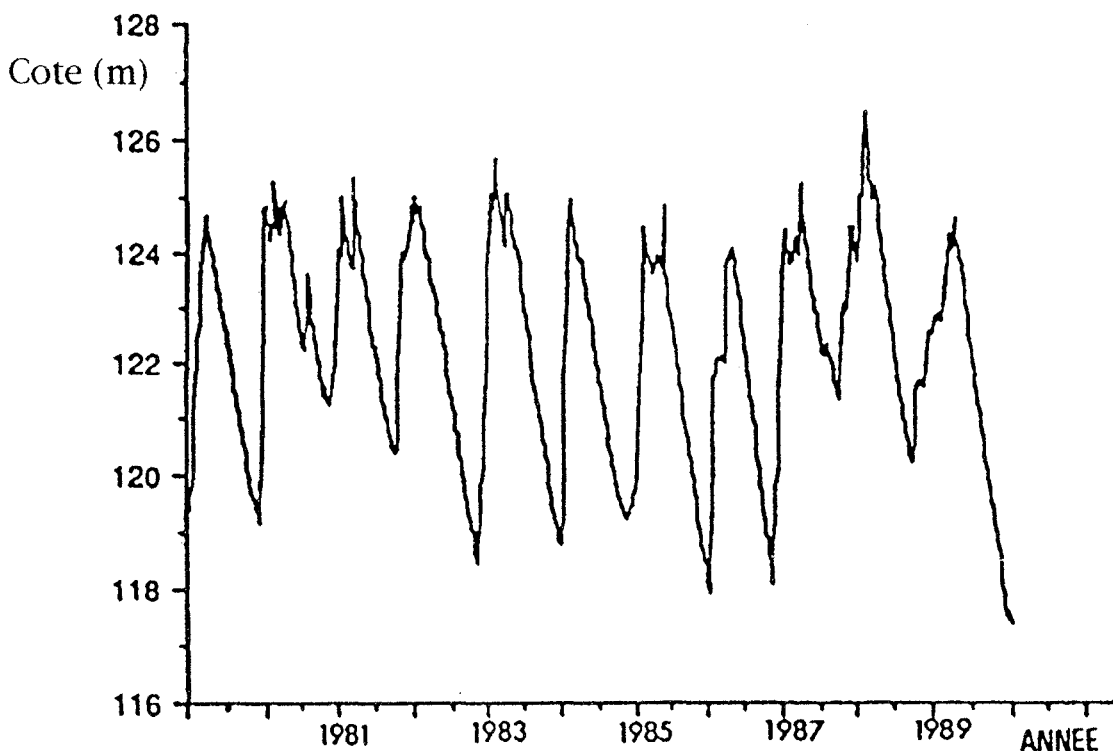


Fig. V-5 : Fluctuations piézométrique de la nappe du Cénomanién dans le site de Lisbourg.

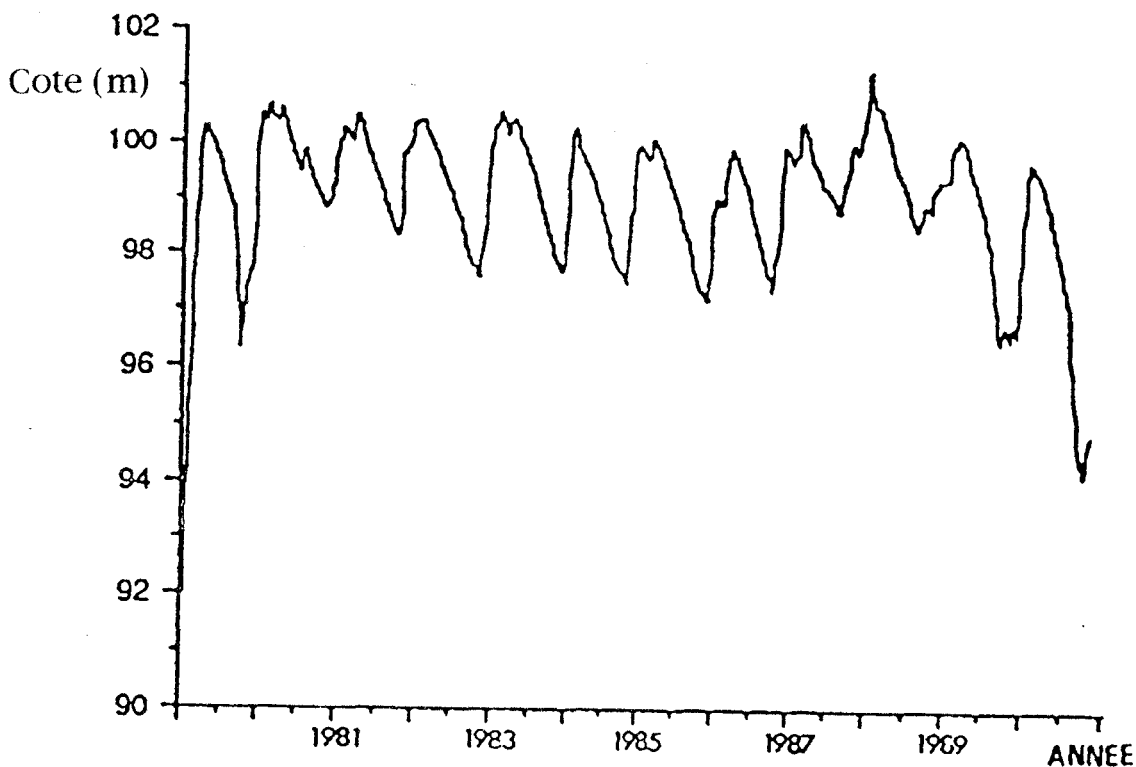


Fig. V-6 : Fluctuations piézométrique de la nappe du Cénomanien dans le site de Verchin.

V. 2 ETUDE HYDRODYNAMIQUE

Les sources de la Lys sont équipées depuis 1972 d'un limnigraphe OTT de type R16. Des mesures instantanées de débit ont été effectuées en plus, afin d'établir la courbe de tarage. C'est une courbe très simple où aucune anomalie n'a été décelée même pour les forts débits.

Les débits des sources de la Lys ont une moyenne interannuelle de $0,082 \text{ m}^3/\text{s}$ avec un maximum de $0,118 \text{ m}^3/\text{s}$ au cours du mois de février et un minimum autour de $0,020 \text{ m}^3/\text{s}$ durant le mois de septembre pour les années de sécheresses.

V.2.1 SURFACE DU BASSIN VERSANT

L'étude du bilan sur une longue période permet de ne pas tenir en compte de la variation de réserve.

Ainsi le bilan devient : Précipitation = Débit + Evapo-Transpiration. Ce qui nous permet de déduire la surface du bassin en divisant le débit par les entrées (Précipitation - Evapo-Transpiration).

L'évapotranspiration a été calculée à l'aide d'une méthode dérivant du bilan énergétique (Bakalowicz, 1974). Pour la station de Fiefs, l'évaporation relative à la période 73-90 est de 1,66 mm/j. Comme la moyenne des précipitations est de 2,42 mm/j, il reste 0,76 mm/j pour les précipitations efficaces.

Le débit moyen des sources est de 0,082 m³/s soit 7100 m³/j. Le rapport du débit par les précipitations efficaces donne 9,32 km² pour la superficie du bassin souterrain.

Cette surface est nettement inférieure à la celle du bassin versant topographique (17 km²).

V.2.2 ETUDE DES DEBITS CLASSES

L'analyse des débits classés a été réalisée en utilisant une relation arithmétique entre la variable X et le débit (tous les points se disposent suivant une droite).

V.2.2.1 ANALYSE DE LA CHRONIQUE ENTIERE

La Lys présente, au niveau de la courbe des débits classés (Fig. V-7), deux ruptures de pentes :

- la première se produit pour 0,105 m³/s et la pente de la droite est plus forte après ce point.
- la seconde correspond un débit de 0,125 m³/s et on remarque la même chose pour la pente.

Ces deux ruptures de pente ne sont pas liées au passage de la décrue au tarissement, car aucune anomalie n'a été constatée sur la courbe de tarage mais pourraient marquer la mise en fonctionnement de trop-pleins.

La première rupture de pente correspond au fonctionnement des sources de la ferme qui vont jouer le rôle de trop-plein, contribuant ainsi à la diminution du débit des sources de la Lys.

La seconde rupture de pente se situe pour un débit nettement supérieur au premier et marque un niveau piézométrique très élevé (relation déjà établie entre le débit et le niveau piézométrique de la nappe; (Maqsoud, 1991); il correspond à la mise en fonctionnement de nombreux petits conduits situés en amont du bassin à une altitude de 140 m (sources du Champ) alors que les piézomètres 121 et 122, situés à une altitude plus basse, n'ont présenté aucun phénomène de surcharge ou d'artésianisme.

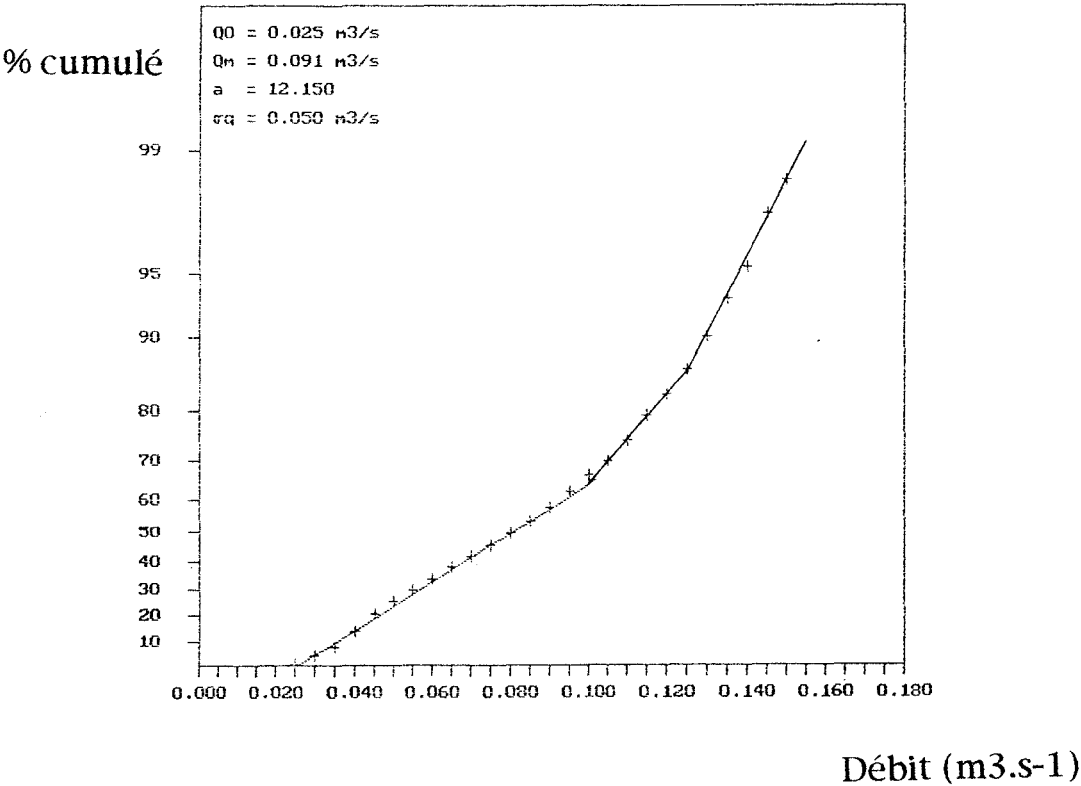


Fig. V-7 : Pourcentage des débits classés des sources de la Lys pour la période 73-90.

V.2.2.2 L'ANALYSE A L'ECHELLE DU CYCLE HYDROLOGIQUE

L'examen rapide des courbes des débits classés montre une très grande variabilité d'un cycle à l'autre du fait du nombre variable des ruptures de pentes qui les affectent. Plusieurs cas peuvent être ainsi précisés :

V.2.2.2.1 Droite des débits classés présentant une rupture de pente

Deux cycles (76/77 et 77/78) sont marqués par la présence d'une seule rupture de pente se produisant sensiblement pour la même valeur de débits ($0,105 \text{ m}^3/\text{s}$) (Fig. V-8 et 9). Au cours de ces deux cycles, le bassin a reçu pratiquement la même quantité de précipitation (879 mm pour le cycle de 76/77 et 852 mm pour le cycle 77/78). Cette quantité est loin d'être négligeable mais intervient après le cycle de 1976 qui a été marqué par une forte sécheresse (576 mm) entraînant un abaissement très important du niveau de la nappe. La présence d'une seule rupture de pente ne traduit donc qu'un état exceptionnel du système. Cette rupture de pente est interprétée comme la mise en fonctionnement des sources de la ferme.

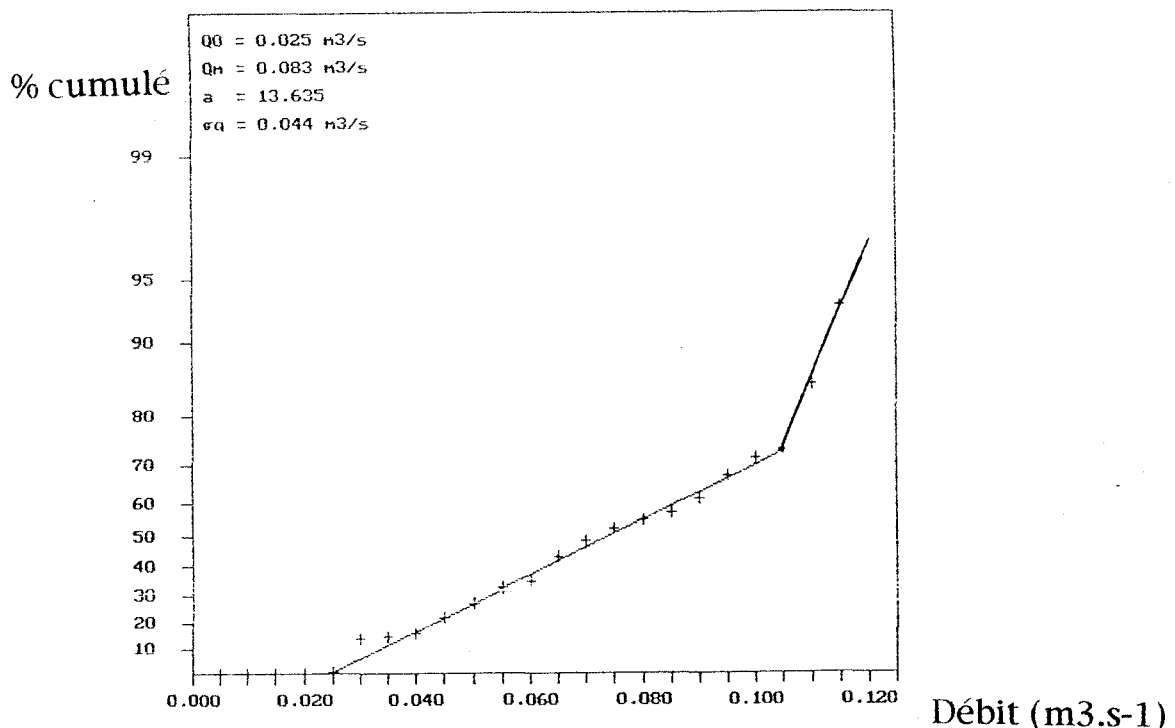


Fig. V-8 : Pourcentage des débits classés des sources de la Lys relatif au cycle 76-77.

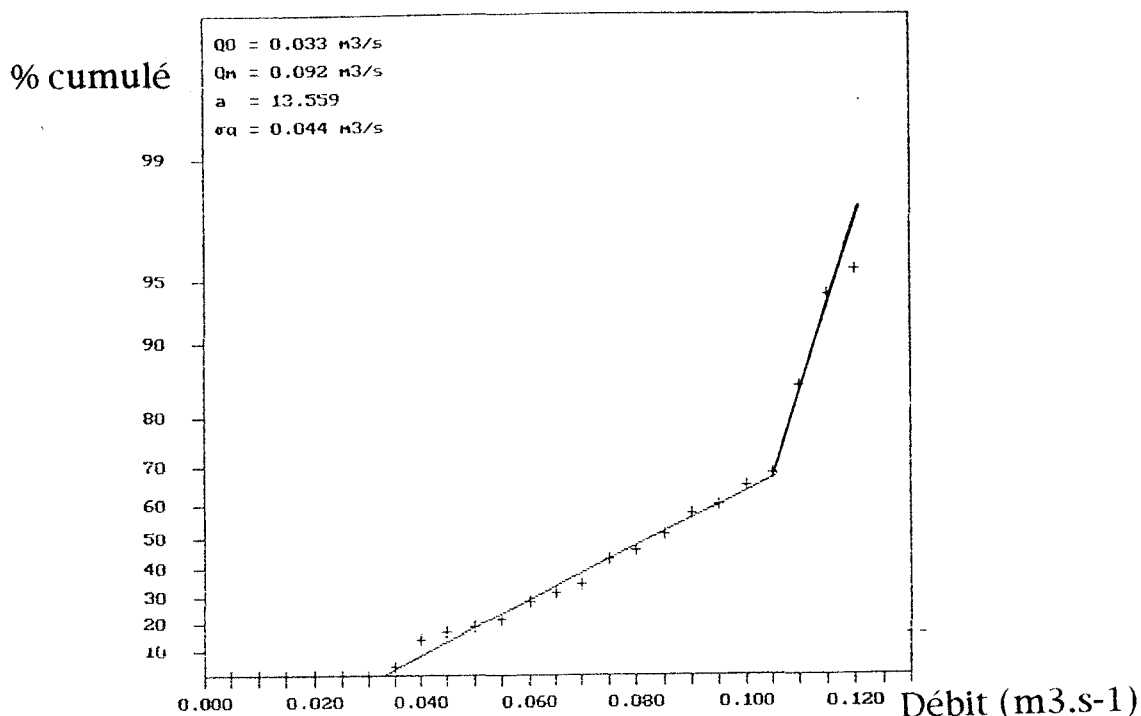


Fig. V-9 : Pourcentage des débits classés des sources de la Lys relatif au cycle 77-78.

V.2.2.2.2 Deux ruptures de pentes dont l'une est relative aux faibles débits .

* *Cycle 80/81* : La première rupture de pente correspond à un débit de $0,060 \text{ m}^3/\text{s}$ qui est loin d'être un débit d'étiage (Fig. V-10). Ce type d'anomalie est fréquent pour les faibles fréquences. La seconde correspond à un débit de $0,120 \text{ m}^3/\text{s}$ et marque la mise en fonctionnement du trop-plein.

* *Cycle 81/82* : La première se situe pour un débit de $0,060 \text{ m}^3/\text{s}$ (Fig. V-11). La pente de la droite étant plus faible après ce point et peut être interprété par l'apport d'une réserve issue d'un cycle hydrologique antérieur. Lors du cycle précédent, la rupture de pente relative aux faibles débits a été attribuer à une anomalie mais pourrait être due à la formation d'une réserve et c'est dernière qui en se libérant induit la première rupture de pente au cours de ce cycle. La deuxième rupture de pente correspond au fonctionnement du trop-plein.

L'interprétation des ruptures de pente relatives aux faibles débits (formation et restitution de réserves) sera confrontée aux résultats de l'analyse corrélatrice et spectrale.

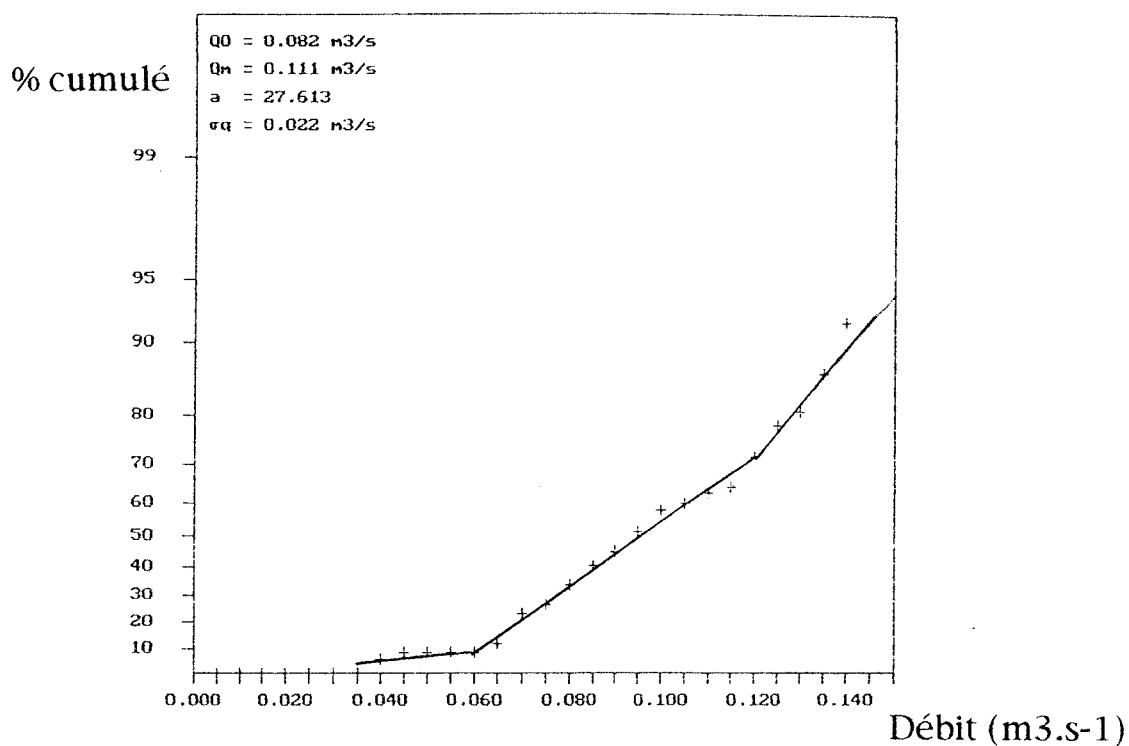


Fig. V-10 : Pourcentage des débits classés des sources de la Lys relatif au cycle 80-81.

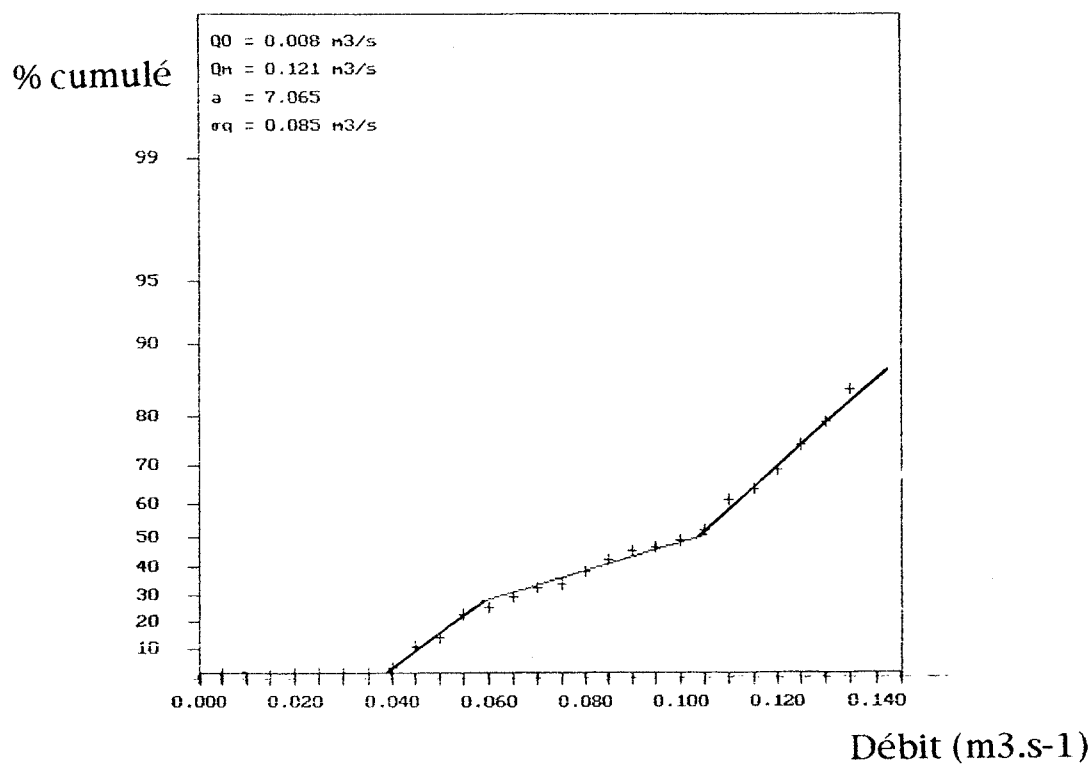


Fig. V-11 : Pourcentage des débits classés des sources de la Lys relatif au cycle 81-82.

V.2.2.2.3 Deux ruptures de pentes relatives aux forts débits.

Le cycle 88/89 présente deux ruptures de pente (Fig. V-12) : la première se produit pour un débit de $0,085 \text{ m}^3/\text{s}$. La pente de la droite, après ce point, est plus forte et à partir de $0,105 \text{ m}^3/\text{s}$ la tendance s'inverse. Ceci peut être interprété par un stockage d'une quantité d'eau et renforçant la réserve lors de la décrue par abondant d'un circuit et qui sera restituée au cours du tarissement pour soutenir son débit d'étiage.

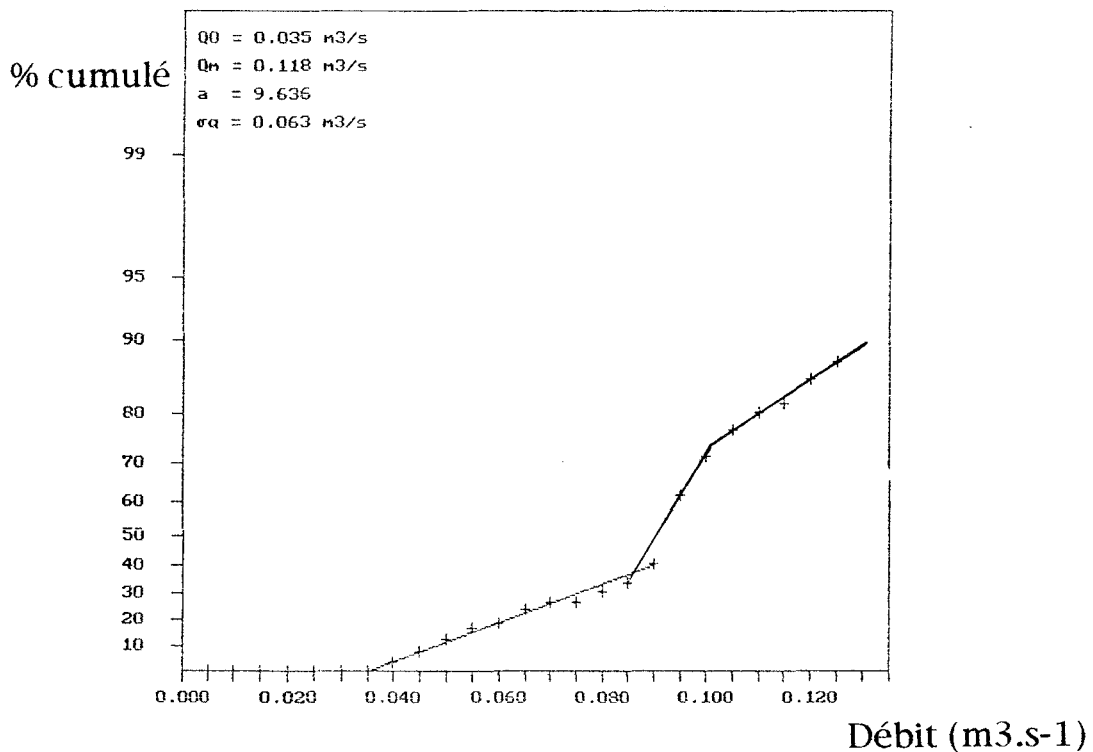


Fig. V-12 : Pourcentage des débits classés des sources de la Lys relatif au cycle 88-89.

V.2.2.3 CONCLUSION

Les sources de la Lys présentent un comportement très variable d'un cycle à l'autre et sont loin de correspondre à des sources de débordement alimentées principalement par la nappe de la craie.

Les trop-pleins traduisent l'existence d'un drainage supérieur activé en hautes eaux du fait d'un drainage fonctionnel pas trop bien organisé au niveau de la source. L'existence de vides de types karstiques à un niveau supérieur à celui de la source est attesté

par des données de terrain. Lors du forage des deux piézomètres 121 et 122, l'un dans le Cénomaniens et le second dans le Turonien, des vides de 1,75 m ont été rencontrés à près de trois mètres de la surface (Maqsoud, 1991). La même chose a été observée au moment du creusement d'un puits dans le même secteur.

Le fait que les conduits des sources du Champ soient productifs et provoquent une inondation du champ alors que le plan d'eau dans les différents puits et piézomètres (situés à une altitude plus basse que celle des conduits) de la région reste en dessous du niveau du sol, prouve l'existence d'une zone à forte transmissivité (failles élargies ou conduits) qui peut contenir la crue et assurer le cheminement rapide de l'eau jusqu'à la surface.

Ces observations confortent les différentes hypothèses formulées ci-dessus et suggère bien un fonctionnement karstique pour les sources de la Lys.

V.2.3 ETUDE DES COURBES DE RECESSION

Deux types d'analyse ont été effectuées sur les débits des sources de la Lys. La première, relative au fonctionnement général du système consiste à étudier la crue principale, la seconde ne prend en compte que les crues de fin d'étiage, qui correspondent à un état particulier du système.

V.2.3.1 ETUDE DES CRUES PRINCIPALES

13 récessions ont été étudiées, tandis que pour les autres le tarissement n'a pas été atteint. Les courbes de récession ont été étudiées depuis le maximum de la crue qui se produit généralement au mois d'avril. La décrue est très étalée, suivie par un tarissement de durée très variable dépassant parfois quatre mois comme en 1985. Dans d'autres cas le tarissement est à peine marqué comme en 1983 où la source n'a tari que durant 6 jours. Les quelques petites perturbations qui ont eu lieu durant la décrue ou le tarissement ont été considérées comme négligeables, ce qui a permis de lisser la courbe.

Avant de présenter les résultats obtenus à partir de cette méthode, il convient de signaler quelques anomalies sur ces courbes de tarissement :

- La courbe de tarissement (1975 et 1979...) présente une rupture de pente intervenant après une période de faible décroissance ensuite les débits s'alignent à nouveau suivant une pente plus forte. Bien que nous n'en ayons pas tenu compte dans l'étude des courbes de récession, ce problème de rupture de pente peut être dû soit à un défaut de la station de jaugeage (ensablement, développement de végétation ...) soit à l'arrêt de fonctionnement d'un trop-plein, soit enfin à une variation des caractéristiques aquifères (zone beaucoup moins capacitives c'est-à-dire karstifiée). Ceci nous amène à supposer que la zone noyée du système est discontinue et hétérogène. Il existe probablement plusieurs réservoirs aux caractéristiques hydrodynamiques différentes. Ainsi lorsque l'étiage est très prononcé la vidange de la zone noyée ne se fait pas de façon exponentielle unique, mais selon plusieurs courbes successives, la vidange complète de certains réservoirs provoquant alors des ruptures de pentes. Ces réservoirs sont nécessairement indépendants hydrauliquement, au moins à partir du changement. Une possibilité pourrait être la déconnexion des deux nappes.

Ce type de vidange est caractéristique des systèmes complexes (Mangin, 1975).

V.2.3.1.1 Résultats

Nous donnerons un seul exemple de la démarche suivie, à l'aide des figures V-13,14, 15 et 16, relatif à l'étiage de 1989; il correspond à l'une des courbes de récession dont l'analyse n'a présenté aucune difficulté.

Pour 1989, le point de départ choisi est le 9 avril; la fin du tarissement intervient le 12 décembre, soit au total 247 jours. Au cours du mois d'octobre et novembre de nombreuses petites crues ont perturbé le tarissement.

Les résultats fournis dans le tableau n° V-1 appellent un certain nombre de remarques relatives au sous-système karst noyé et au sous-système infiltration :

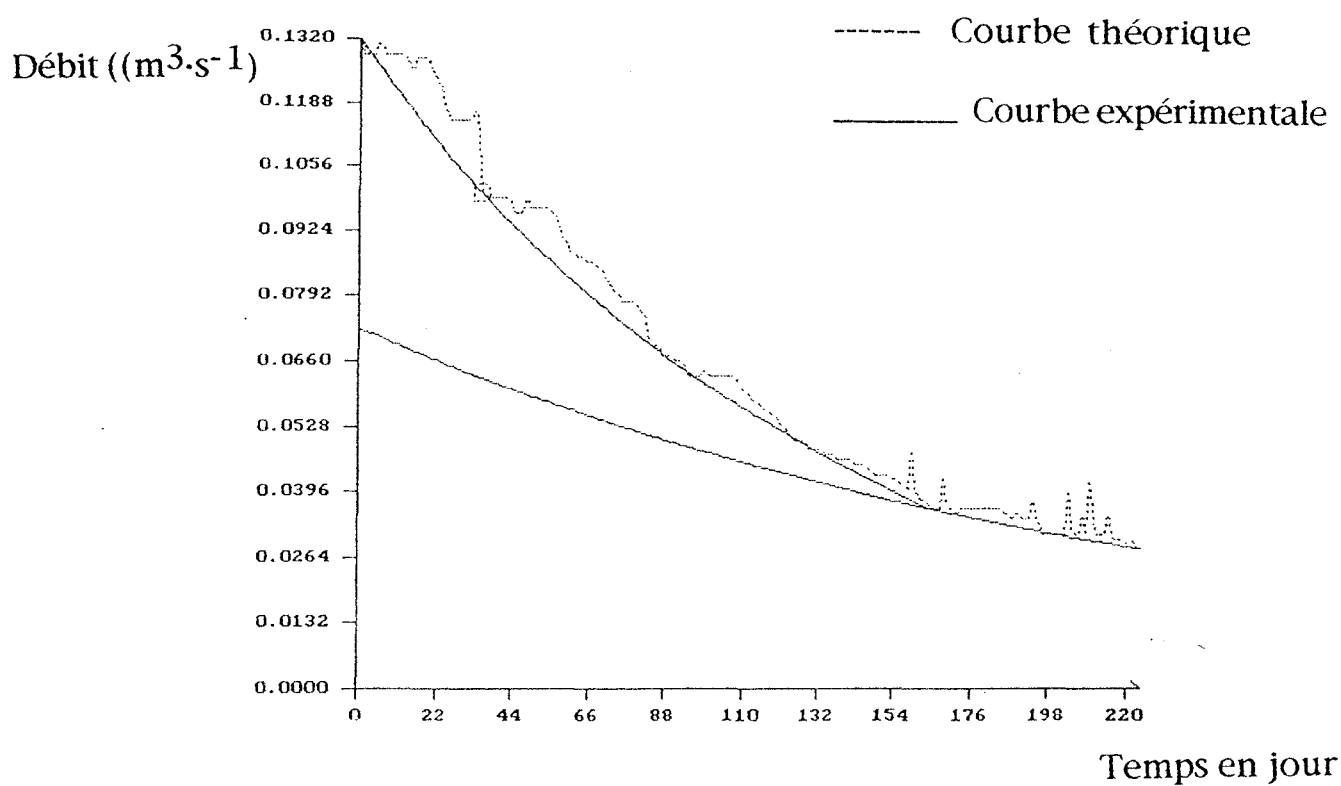


Fig. V-13 : Hydrogramme de la décrue et du tarissement de 1989 des sources de la Lys.

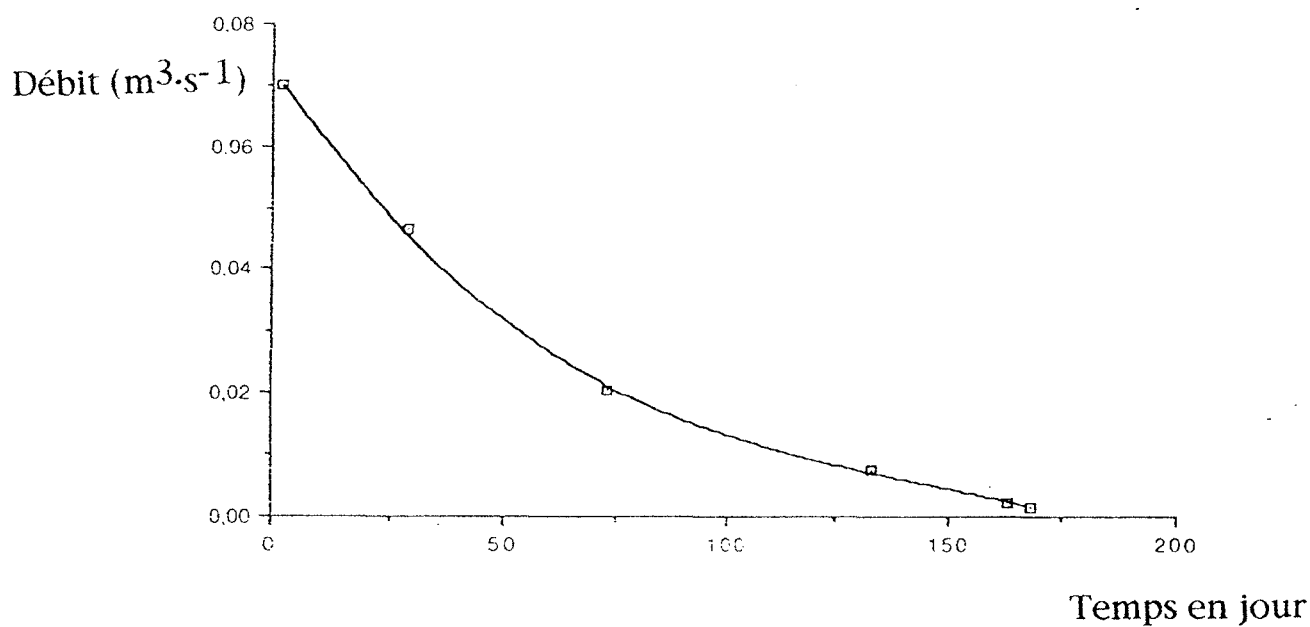


Fig. V-14 : Hydrogramme de la décrue de 1989 des sources de la Lys.

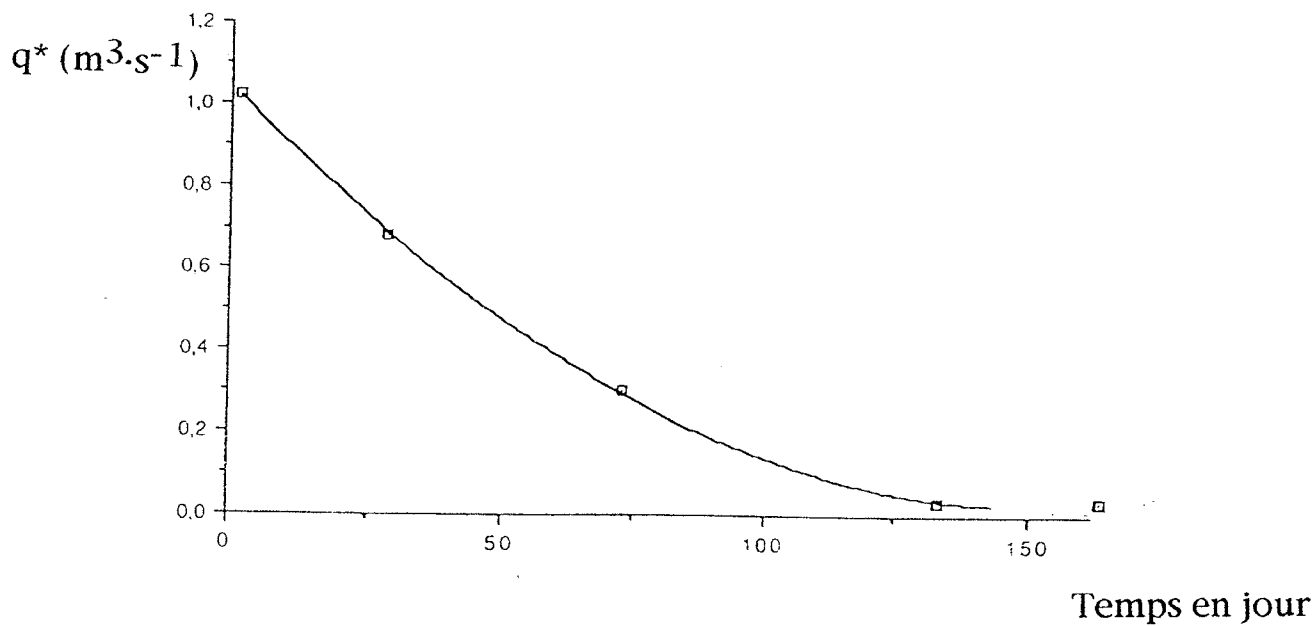


Fig. V-15 : Fonction $\phi(t)$ correspondant à l'hydrogramme de 1989 des sources de la Lys.

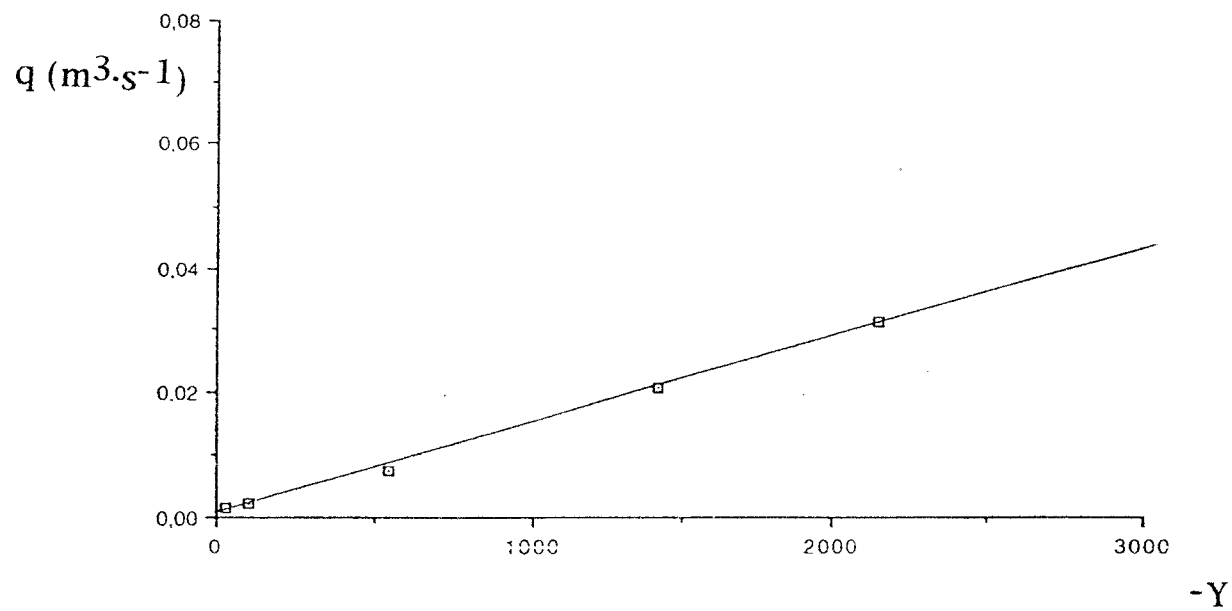


Fig. V-16 : Linéarisation de le fonction $\phi(t)$ correspondant à l'hydrogramme de 1989 des sources de la Lys.

	Q0	Qr0	q0	Q'0	ti en jours	alpha	eta	epsilon	volume dynamique (103m3)	i	k	precipitation en mm
1973	0,079	0.04	0.039	0.025	172	0.026	0.058	0.006	830	0.87	0.24	594
1974	0.108	0.092	0.016	0.04	164	0.0051	0.0061	0.059	681	0.88	0.20	989
1975	0.137	0.052	0.085	0.04	130	0.002	0.0077	0.012	1690	0.96	0.50	848
1976	0.107	0.055	0.052	0.036	140	0.0029	0.0071	0.015	1070	0.95	0.31	665
1977	0.125	0.074	0.051	0.038	219	0.003	0.046	0.004	1090	0.90	0.32	881
1979	0.146	0.095	0.051	0.048	148	0.0046	0.0068	0.097	892	0.83	0.26	961
1982	0.144	0.123	0.021	0.051	200	0.004	0.005	0.001	1000	0.99	0.29	890
1983	0.140	0.1	0.04	0.036	217	0.0047	0.0046	0.004	662	0.98	0.19	898
1985	0.140	0.084	0.056	0.055	116	0.0036	0.0086	0.017	1300	0.95	0.38	786
1986	0.117	0.083	0.034	0.048	111	0.0049	0.009	0.002	838	0.98	0.25	927
1988	0.185	0.118	0.067	0.064	145	0.0042	0.0069	0.004	1300	0.98	0.38	1065
1989	0.132	0.06	0.072	0.036	165	0.0031	0.0061	0.007	1010	0.97	0.30	779
1990	0.134	0.076	0.058	0.037	161	0.0045	0.0062	0.014	713	0.96	0.21	

Tableau V-1 : Résumé des résultats de l'étude des courbes de récessions des sources de la Lys.

** Le sous-système karst noyé :*

- Aucune évolution très franche du coefficient de tarissement n'a été remarquée sauf celle de 1975 jusqu'à 1977 mais elle n'a pas été réellement suivie par une diminution du volume dynamique. Mais un phénomène très important mérite d'être signalé : après chaque année à faible précipitation on assiste à une diminution du volume dynamique de l'année suivante, l'inverse se produisant pour les années à forte pluviosité, mais aucune relation n'apparaît à long terme. Ceci montre que le sous-système karst noyé présente des réserves limitées qui se reconstituent rapidement.

L'exemple le plus spectaculaire s'est produit entre 1973 et 1975. En effet au cours de l'année 1973 le bassin n'a reçu que 594 mm et le système avait un volume dynamique de $8,3.10^5 \text{ m}^3$, l'année 1974 avec 989 mm et un volume de $6,81.10^5 \text{ m}^3$ et l'année suivante (1975) avec des précipitations inférieures à celles de l'année précédente (848 mm) mais un volume dynamique dépassant le double de celui de 1973 ($1,69.10^6 \text{ m}^3$).

- Il n'existe pas de relation entre le coefficient de tarissement et le volume dynamique.

- Les coefficients de tarissement restent faibles mais variables; d'après Mangin (1975) cette variabilité suppose que le sous-système karst noyé n'est pas linéaire.

- Le volume dynamique calculé reste faible mais très variable d'un cycle à l'autre. Le plus important est celui de 1975 avec $1,690 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ et le plus faible est celui de 1983 avec $6,62.10^5 \text{ m}^3$.

- Le pouvoir régulateur k ($k = V_d/V_t$) qui caractérise l'importance du karst noyé présente des valeurs variables d'une année à l'autre, il varie entre 0,19 (1983) et 0,49 pour 1975.

** Le sous-système infiltration*

- Le coefficient d'hétérogénéité est différent de zéro mais reste faible alors que le temps d'infiltration est très élevé, ce qui suggère la présence d'un retard à l'infiltration. Ce dernier peut être dû au ruissellement, à une couverture neigeuse ou

sédimentaire (Mangin, 1971). Sur ce bassin le ruissellement est très faible et les précipitations sous forme de neige sont très limitées dans et la seule hypothèse qui nous reste valable est la couverture sédimentaire. En effet ce sont les sédiments tertiaires et quaternaires qui jouent le rôle d'écran face aux infiltrations induisant ainsi un retard à l'infiltration.

- Les courbes homographiques ajustées aux décrues sont présentées dans la figure V-17. Elles sont différentes et se répartissent selon trois groupes :

- groupe I : où la décroissance est très lente où l'équation de la droite peut correspondre à une fonction linéaire. Il est caractéristique des décrues très lentes, les années où les décrues ont été beaucoup influencées par des successions de pluie;

- groupe II : où se place la plus grande partie des courbes, correspond au fonctionnement moyen du système;

- groupe III : présentant une forte concavité et correspondant aux années où les décrues commencent très rapidement puis s'étalent dans le temps. Cette décroissance rapide de la décrue est probablement due au fonctionnement d'importants drains karstiques mais l'étalement est dû aux apports retardés.

Afin de comparer le système de la Lys aux autres systèmes étudiés par Mangin, nous prendrons une courbe " y " moyenne tout en sachant que, dans son cas il existe une très grande variabilité autour de cette moyenne. Les coefficients de cette courbe sont $\eta = 0,006$ et $\varepsilon = 0,0186$.

Calculons le temps pour lesquels q_0 diminue d'une certaine quantité, ce qui permet de matérialiser l'allure de la décrue Tableau n° V-2.

En somme la décrue est très longue et l'influence de la crue ne devient négligeable qu'après 137 jours.

Dans la classification de Mangin (1975) établie pour les différentes formes de décrues des systèmes étudiés, la Lys se place entre la Fontaine de Vaucluse et La Fontaine l'Evêque qui sont des systèmes complexes par leur constitution et par leur mécanisme d'apport.

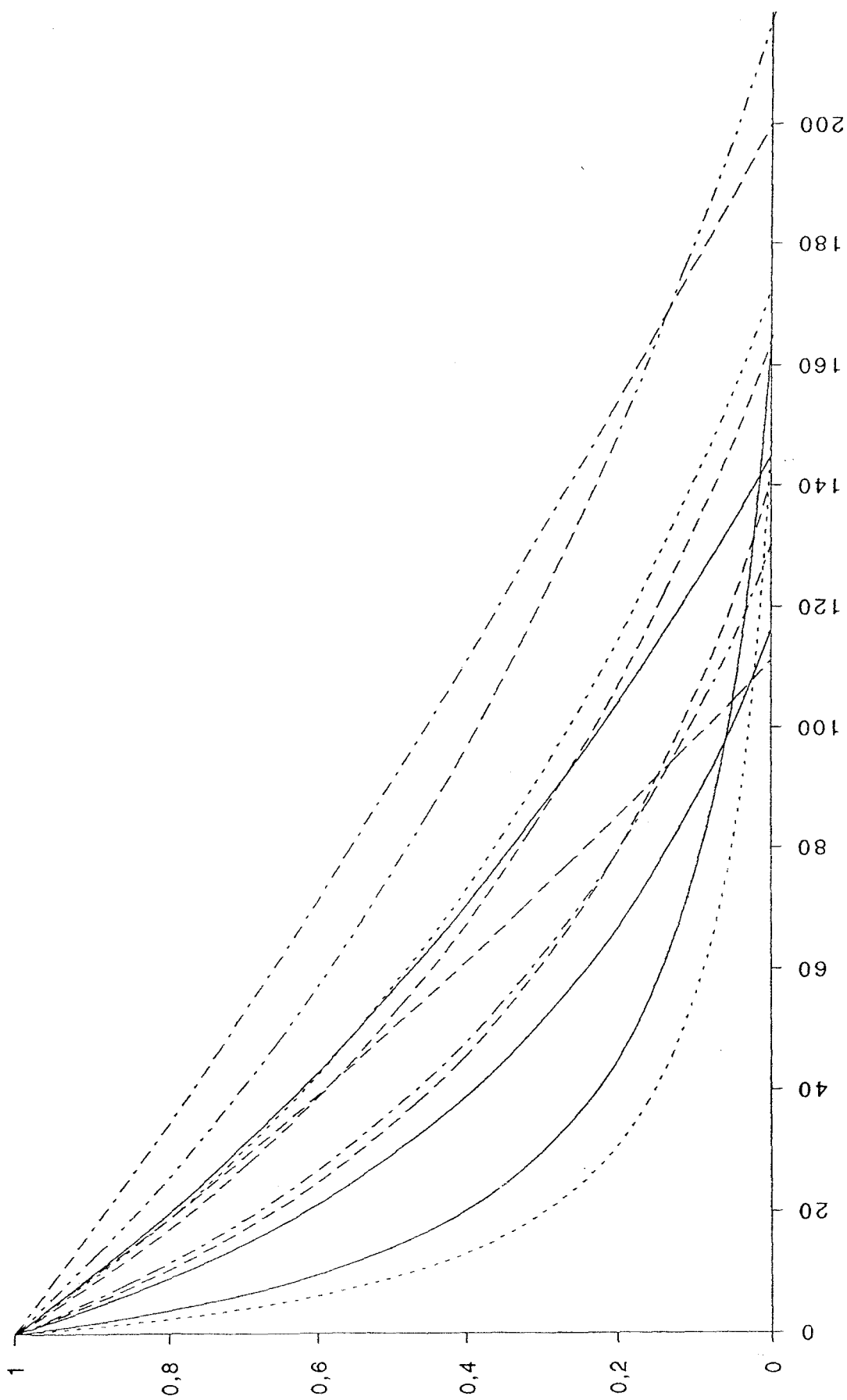


Fig. V-17 : Graphe { $y = f(t)$ } représentant la forme des décroissances des sources de la Lys.

Pourcentage de diminution de q ₀	Temps nécessaire à cette diminution
50%	32 jours 16 heures
60%	54 jours 15 heures
75%	70 jours 10 heures
80%	82 jours 7 heures
95%	137 jours 2 heures
99%	160 jours 1 heures

Tableau n° V-2 : Pourcentage de diminution du débit en fonction du temps.

Le paramètre " i ", caractérise le sous-système infiltration, a pour valeur moyenne 0,94 avec comme maxima 0,99 pour l'année 1982 et comme minima 0,83 pour l'année 1979.

V.2.3.1.2 Position dans la classification de Mangin

Si l'on situe les points représentatifs des sources de la Lys dans la classification de Mangin, ils apparaissent tous dans le domaine IV : celui des systèmes complexes (Fig. V-18).

A titre de comparaison j'ai replacé dans la classification de Mangin plusieurs systèmes karstiques français déjà étudiés. La Lys apparaît comme un système où l'infiltration présente un très grand retard et disposant de réserves non négligeables au niveau du karst noyé. Le comportement de la source est proche de celui de Fontaine-l'Evêque et des sources Guichy étudiées par Orange (1985).

V.2.3.2 ETUDES DES CRUES D'ETIAGE

A la fin du tarissement et avant le début de la remontée de la crue du cycle suivant de nombreuses crues ont été enregistrées. Elles sont très limitées dans le temps et précèdent de peu les crues. Ce qui pose problème sur la réalité du tarissement même si le débit

revient position qu'il avait avant ces crues durant une dizaine de jours. Mais ces crues ont un intérêt important car la nappe se situe à son niveau le plus bas.

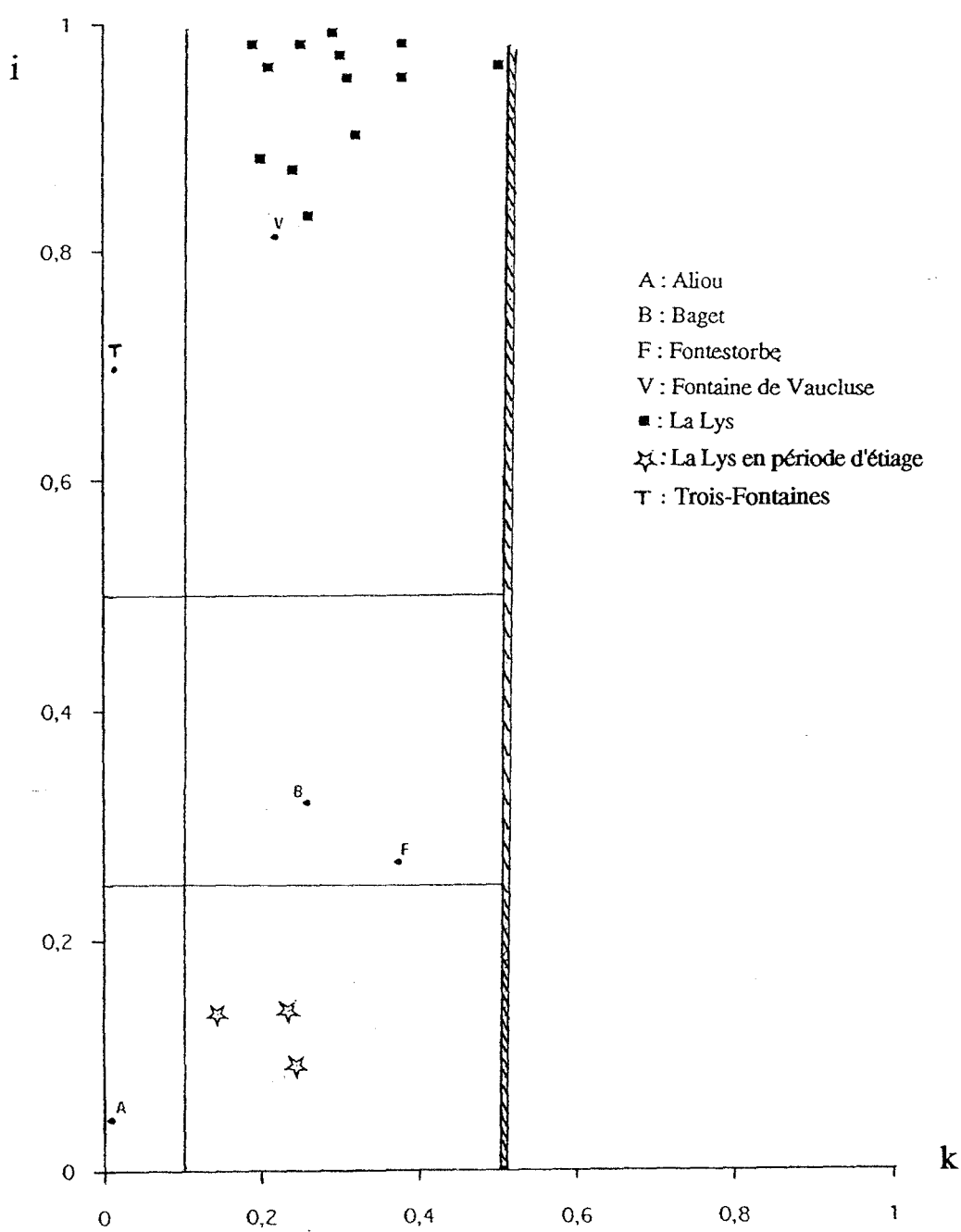


Fig. V-18 : Position de la Lys dans la classification de Mangin

V.2.3.2.1 : Résultats

Nous avons choisi trois exemples pour illustrer ce type de récession :

- la première correspond à fin d'été de 1976, la décrue a commencé 10 octobre 1976 durant 10 jours et le tarissement s'est terminé le 28 octobre soit une durée totale de 18 jours;

- la deuxième a commencé le 22 octobre 1986 et le tarissement s'est prolongé jusqu'au 16 novembre soit une durée totale de 25 jours;

- la troisième s'est étalée entre le 5 et le 26 novembre 1989;

Les caractéristiques de ces récessions figurent dans le tableau n° V-3. Ce qui nous permet de dégager un certain nombre de similitudes et de différences par rapport aux récessions principales :

- les volumes dynamiques sont très voisins (sauf pour 1976) ainsi que les coefficients de tarissements;

- les coefficients d'hétérogénéité sont très élevés et dépassent 1. Ce qui traduit l'absence totale de ruissellement et des apports d'eau suivant des cheminements privilégiés pour atteindre les sources.

- les fonctions homographiques (Fig. V-19) sont très semblables et regroupées; elles se placent dans la classification de Mangin (1976) entre le système d'Aliou et le système des Neuf Fontaines.

- La courbe moyenne a les coefficients suivants : $\eta = 0,155$ et $\varepsilon = 1,63$. Ces valeurs ont été utilisées pour calculer les temps pour lesquels q_0 diminue d'une certaine quantité, ce qui permet de matérialiser l'allure de la décrue. L'influence de la crue devient négligeable après 4 jours.

	Q0	Qr0	q0	Q'0	ti en jours	alpha	eta	epsilon	volume dynamique (103m3)	i	k
1989	0,042	0.03	0.012	0.029	10	0.0032	0.1	2,44	785000	0.136	0.23
1986	0.064	0.033	0.031	0.032	6	0.0034	0,1667	3,09	814000	0.09	0.24
1976	0.042	0.027	0.015	0.027	6	0.0048	0.1667	1,916	479000	0.134	0.14

Fig. V-3 : Caractéristiques des récessions d'été de la Lys.

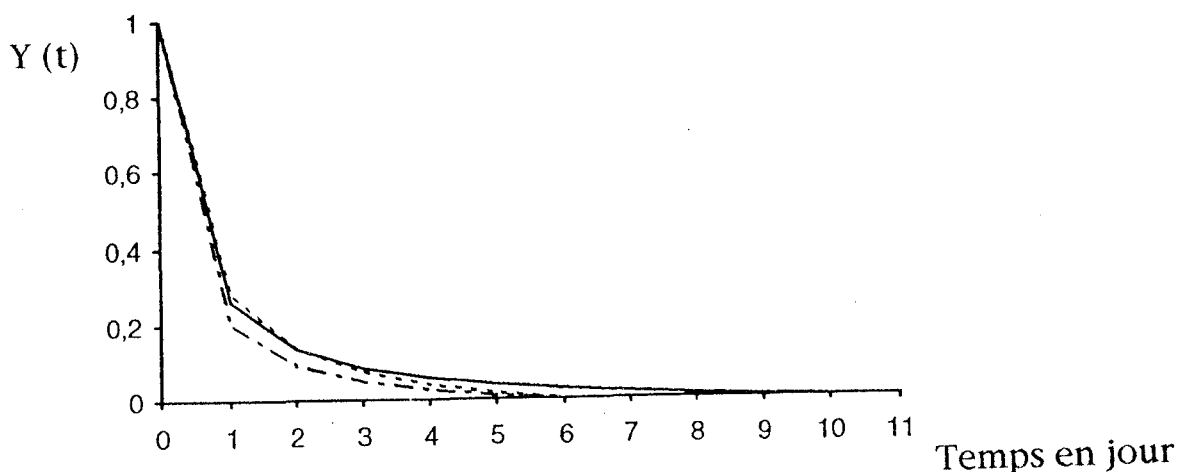


Fig. V-19 : Graphe [$y = f(t)$] représentant la forme des trois décrues de fin d'été des sources de la Lys.

V.2.3.2.2 Position dans la classification de Mangin

Ces crues d'été présentent en moyenne un pouvoir régulateur " k " de 0,2 et coefficient " i " 0,12. Ainsi, à partir de ces deux paramètres, les sources de la Lys en période d'été se placent dans le domaine de réseau spéléologique bien développé débouchant en aval sur un important karst noyé (Fig.V-18).

V.2.3.3 CONCLUSION

Le système de la Lys apparaît comme un système complexe, cette complexité est due à la superposition de deux nappes : la nappe de Turonien et la nappe du Cénomaniennes auxquelles s'ajoute un karst localement bien développé et possédant une zone noyée importante. Le fonctionnement karstique est néanmoins fortement masqué par celui de la nappe mais devient plus évident quand les réserves des nappes sont faibles (niveaux très bas).

V.2.4 ANALYSE CORRELATOIRE ET SPECTRALE

V.2.4.1 ANALYSE SIMPLE

V.2.4.1.1 Analyse du signal d'entrée

Le résultat de l'analyse longue durée (fenêtre d'observation de 10 à 1250 jours) de la chronique des pluies journalières à Fiefs sur la période allant de 1973 à 1990 est fourni par les figures V-20 et V-21. Le corrélogramme simple est représenté par une fonction constante de valeur nulle. Aucune périodicité n'est décelable. Le spectre de densité de variance montre de nombreux pics (365 et 250 jours,...) mais aucun ne présente une grande importance que ce soit pour les basses ou les hautes fréquences.

A court terme (fenêtre d'observation de 1 à 125 jours) le corrélogramme de la pluie décroît très rapidement; il prend une valeur inférieure à 0,2 au bout du deuxième jour et atteint la valeur de 0,1 au bout du troisième jour et devient nul au huitième jour (Fig. V-22). Le spectre de densité de variance (Fig. V-23) ne présente des valeurs significatives que dans les basses fréquences (période de 42 et 18 jours) le reste demeure proche du bruit de fond puisque les valeurs ne dépassent jamais 4. Sur cette fenêtre d'observation, la succession des pluies à Fiefs peut être assimilée à un phénomène quasi aléatoire puisque au-delà de 2 jours, la valeur de la pluie ne dépend pratiquement plus des événements précédents. L'augmentation du spectre sur les basses fréquences traduit une légère tendance qui est due à une faible variation saisonnière.

V.2.4.1.2 Analyse du signal de sortie

Les résultats de l'analyse longue durée de la chronique de débit des sources de la Lys sur la période allant de 1973 à 1990 sont représentés sur les figures V-24 et V-25. Le corrélogramme simple montre une fonction avec une périodicité de 370 jours environ. Le spectre de densité de variance présente trois pics dont deux sont importants. Le pic de plus forte amplitude est centré sur 365 jours, le deuxième d'amplitude plus faible est centré

sur 500 jours et un troisième de moindre importance centré sur 250 jours. Ces pics sont présents dans la chronique de pluie mais très atténués.

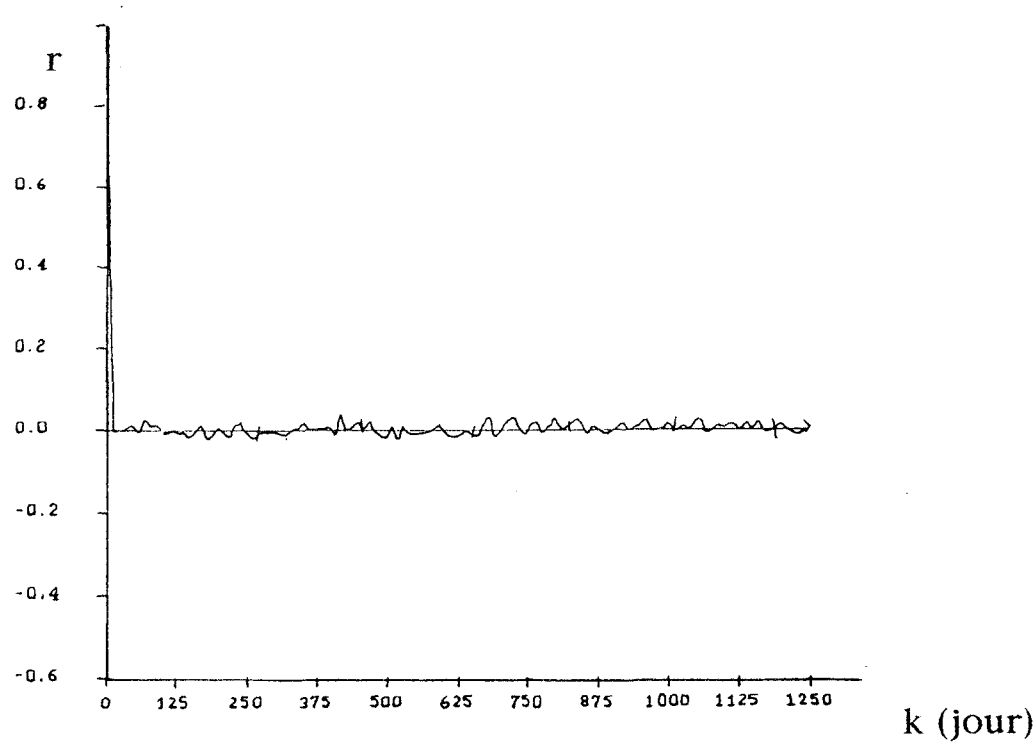


Fig. V-20 : Corrélogramme simple à long terme de la pluie à la station Feifs.

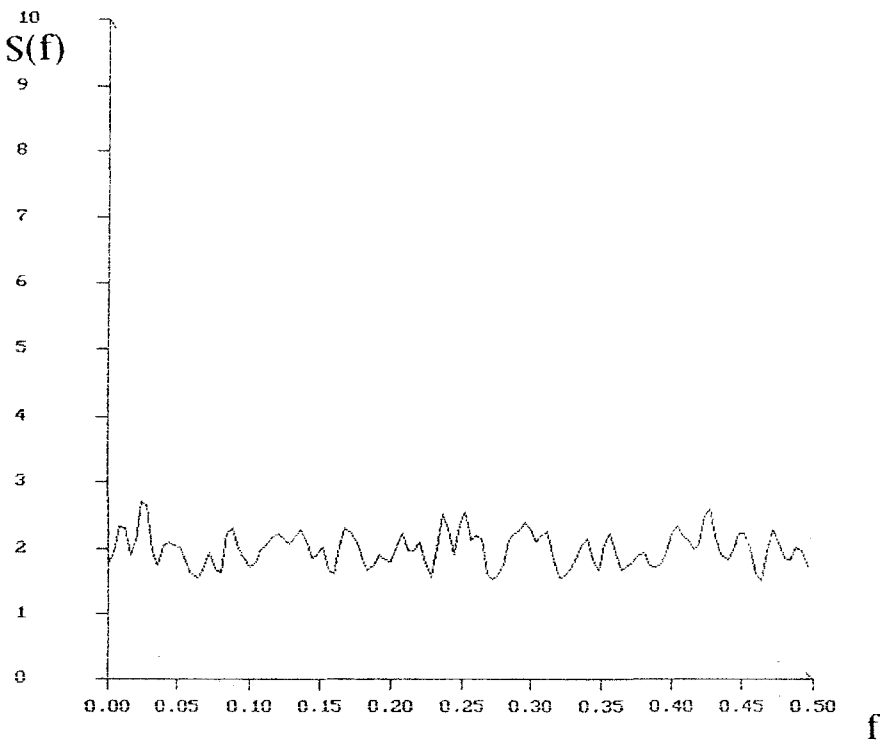


Fig. V-21 : Spectre de densité de variance à long terme de la pluie à la station Fieffs.

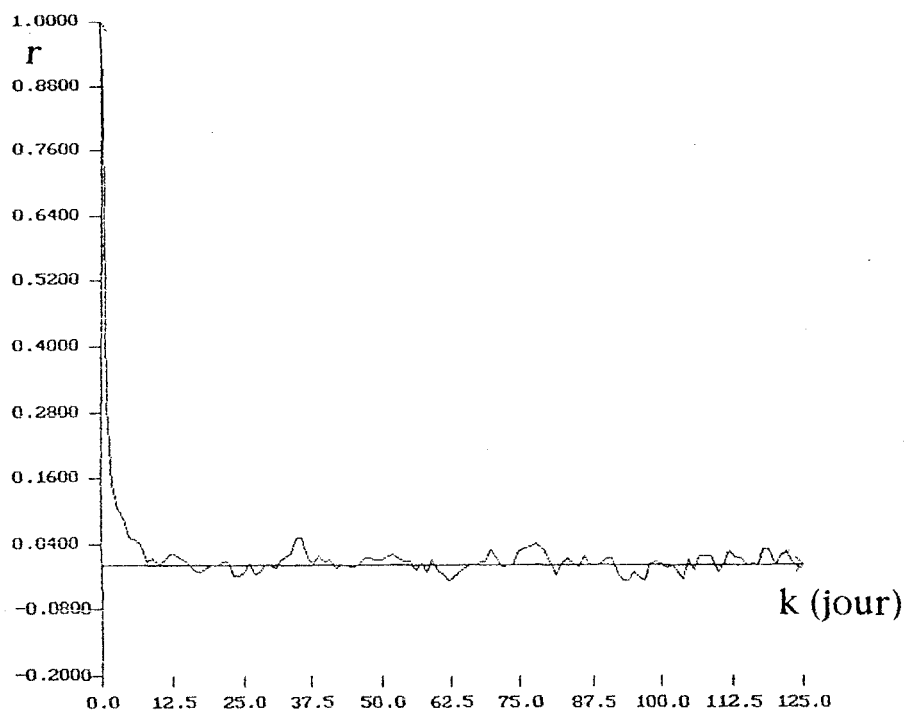


Fig. V-22 : Corrélogramme simple à court terme de la pluie à la station Fiefs.

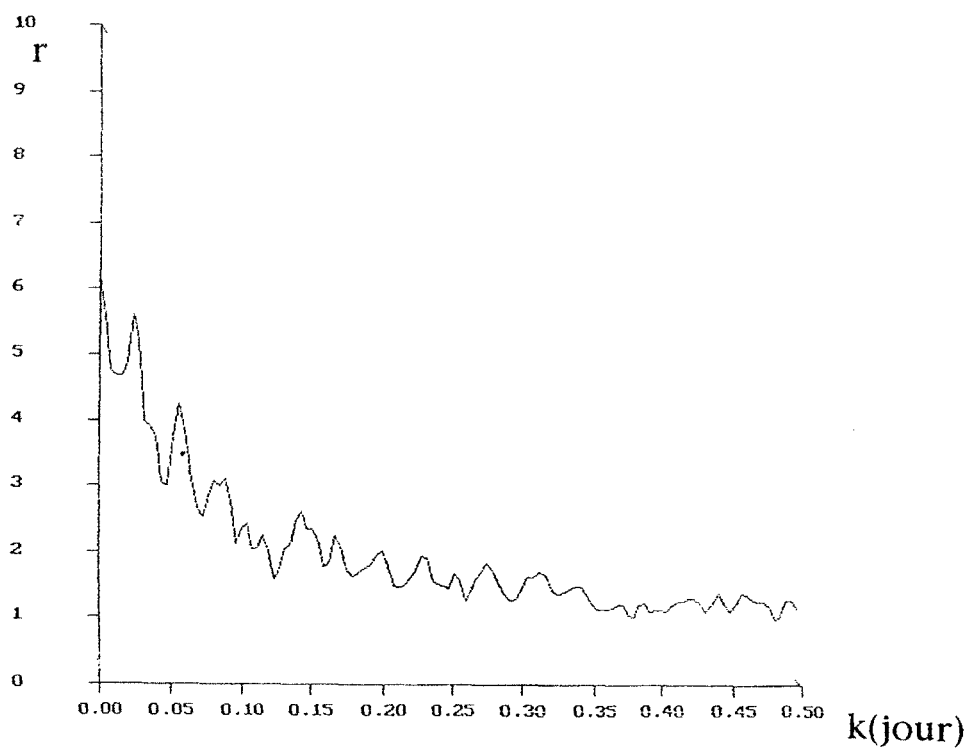


Fig. V-23 : Spectre de densité de variance à court terme de la pluie à la station Fiefs.

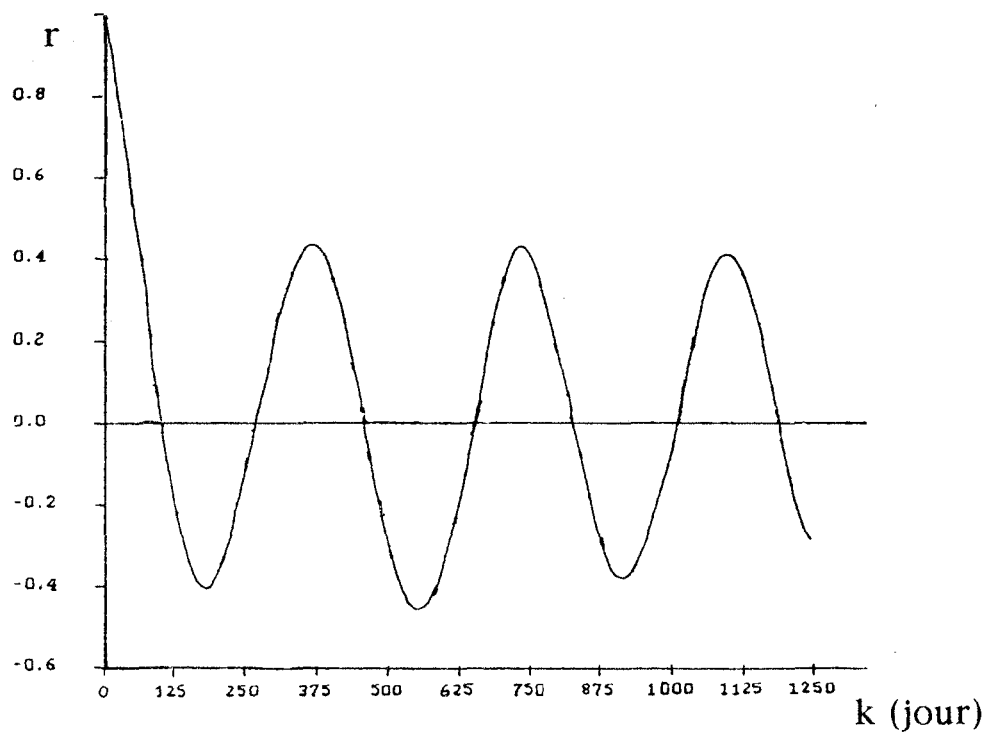


Fig. V-24 : Corrélogramme simple à long terme des débits des sources de la Lys.

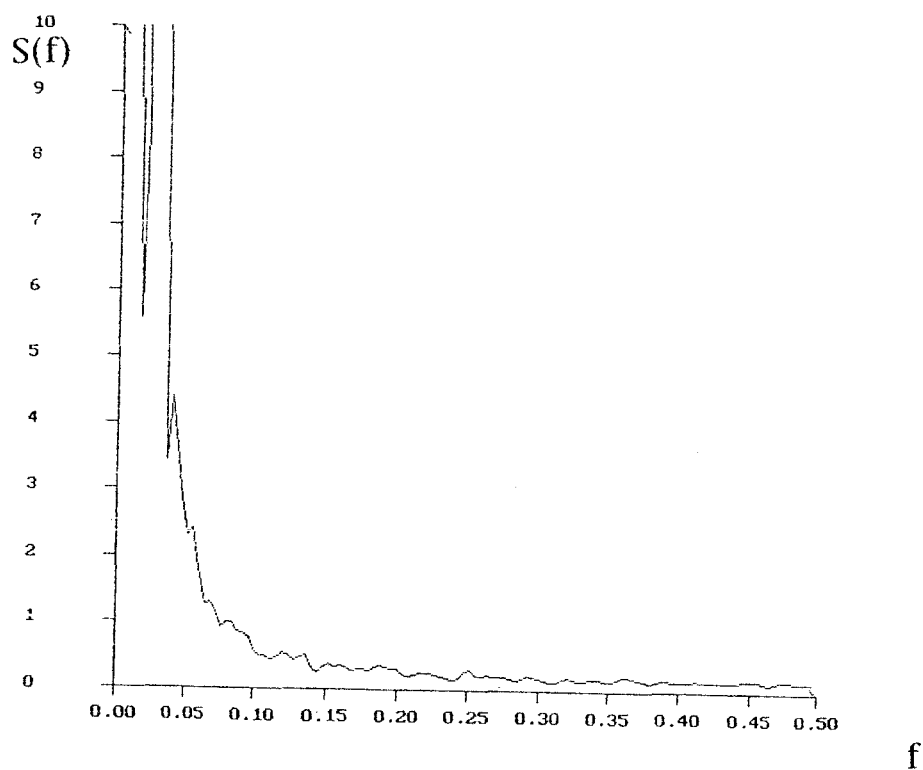


Fig. V-25 : Spectre de densité de variance à long terme des débits des sources de la Lys.

La chronique de débit est définie principalement par une tendance saisonnière de période de 365 jours qui est liée au cycle hydrologique. Aucune tendance à long terme n'est enregistrée.

L'apparition d'une tendance saisonnière (cycle hydrologique) dans la chronique de débits journaliers alors qu'elle très atténuée dans celles des pluies, est liée à plusieurs phénomènes (Mangin, 1984) :

- au cours d'un cycle hydrologique, il existe toujours une période pluvieuse et une autre qui l'est beaucoup moins. Les analyses corrélatrice et spectrale ne permettent pas de mettre en évidence cette périodicité parce que ces événements ne se produisent pas exactement à la même date, d'une année à sur l'autre;

- enfin, lorsqu'un système possède une structure lui permettant de stocker de l'eau, ce stockage se produit pendant la période du cycle où la pluie efficace est la plus importante. Pendant le reste du cycle, le débit à l'exutoire est fonction de la vidange des réserves. Il apparaîtra donc une périodicité plus ou moins amplifiée par la capacité de stockage du système.

L'importance de cette tendance saisonnière est directement liée à l'inertie du système, donc au pouvoir régulateur de ses réserves (Mangin, 1984). Pour la Lys l'amplitude de cette tendance est de 0,4, ce qui traduit l'existence de réserves très importantes.

A court terme le corrélogramme présente au début un effet pépité (Fig. V-26) puis décroît lentement et de façon monotone et n'atteint la valeur de 0,2 qu'au bout de 84 jours. La dépendance des événements entre eux est donc très forte. L'effet mémoire est considérable. Le spectre des débits (Fig. V-27) est entièrement filtré mais amorce une légère croissance (aliasing). Sa valeur reste toujours inférieure à 1. Ce qui traduit bien un pas d'échantillonnage (journalier) très correct, permettant de décrire le fonctionnement de ce système. Il existe d'autres phénomènes qui se produisent à un pas de temps inférieur à la journée.

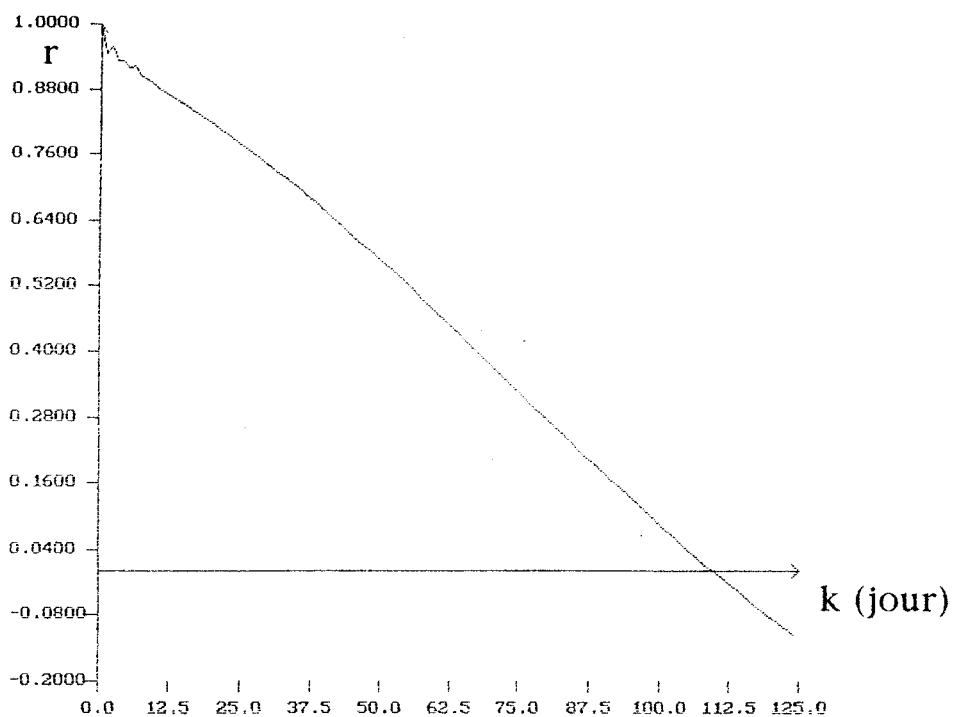


Fig. V-26 : Corrélogramme simple à court terme des débits des sources de la Lys.

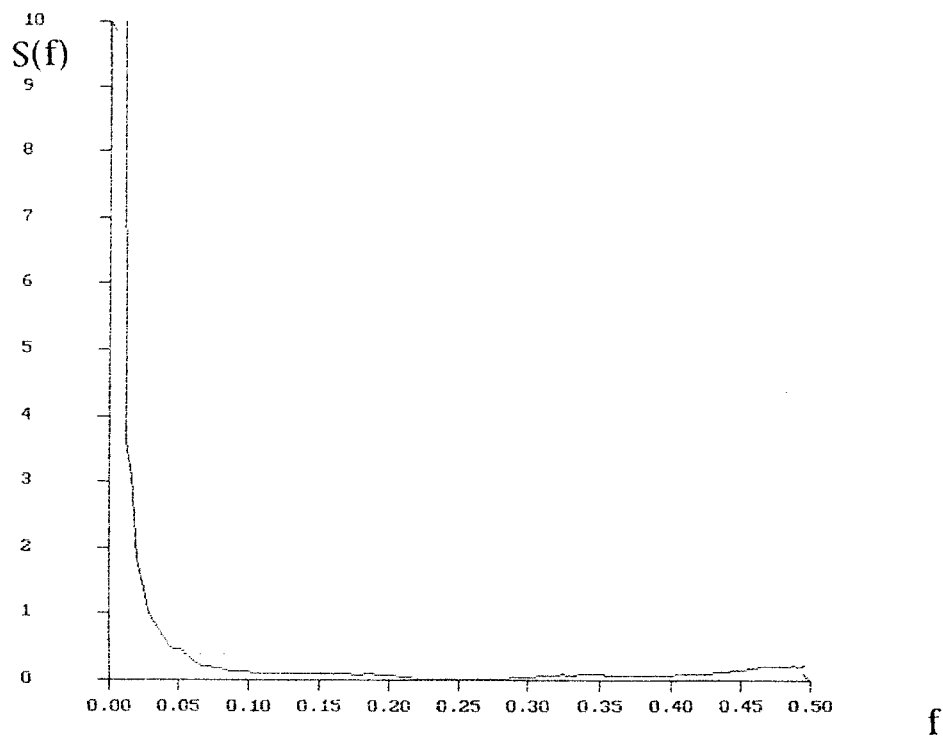


Fig. V-27 : Spectre de densité de variance à court terme des débits des sources de la Lys.

V.2.4.1.3 Comparaison entre les cycles

L'analyse de détail des corrélogrammes et surtout celle des spectres montre une série de variations sur les courbes correspondant aux pics présents dans les spectres de pluies (Fig. V-28 et 29) mais qui sont très atténués. Ces variations peuvent être dus soit l'aquifère Cénomaniens, qui est captif et donc transmet très rapidement les variations de charge, soit au système lui-même (Turonien et Cénomaniens) qui conserve au moins en fréquences une partie de l'information contenue dans les épisodes pluvieux.

L'ensemble des corrélogrammes présente une même allure mais toutefois quelques différences ont été constatées :

- cycle 74-75 et 87-88 : on assiste à l'apparition d'un pic au cours de la décroissance du corrélogramme simple des débits des sources (Fig. V-30) qui se traduit par des bombements sur le spectre (Fig. V-31). La chronique des débits présente quelques valeurs exceptionnelles atteignant 500 l/s alors que la moyenne est de 80 l/s. Ces valeurs de fort débit ont été éliminées, puis une nouvelle A.C.S a été effectuée. Le résultat est la disparition du pic, le corrélogramme présente alors une décroissance normale.

- cycle 80-81 : le corrélogramme montre deux phases de décroissance (Fig. V-32), la première rapide d'environ 32 jours et la seconde plus faible et s'étend sur le reste de la période d'observation. L'inverse est observé pour le cycle 89-90 (Fig. V-33).

Ceci montre que les sources de la Lys présentent au moins deux types différents de mise en mémoire et de restitution du signal de la pluie, ce qui est en accord avec les résultats des débits classés.

Une analyse à long terme de la chronique de pluie a été effectuée après filtrage (moyenne mobile équipondérée $n = 365$ jours), ce qui signifie que les données journalières utilisées ne sont pas les données brutes mais le résultat du calcul pour chaque jour de la moyenne des n valeurs qui l'encadrent. Le résultat montre la présence de cycles excédentaires et d'autres déficitaires par rapport à une moyenne (Fig. V-34).

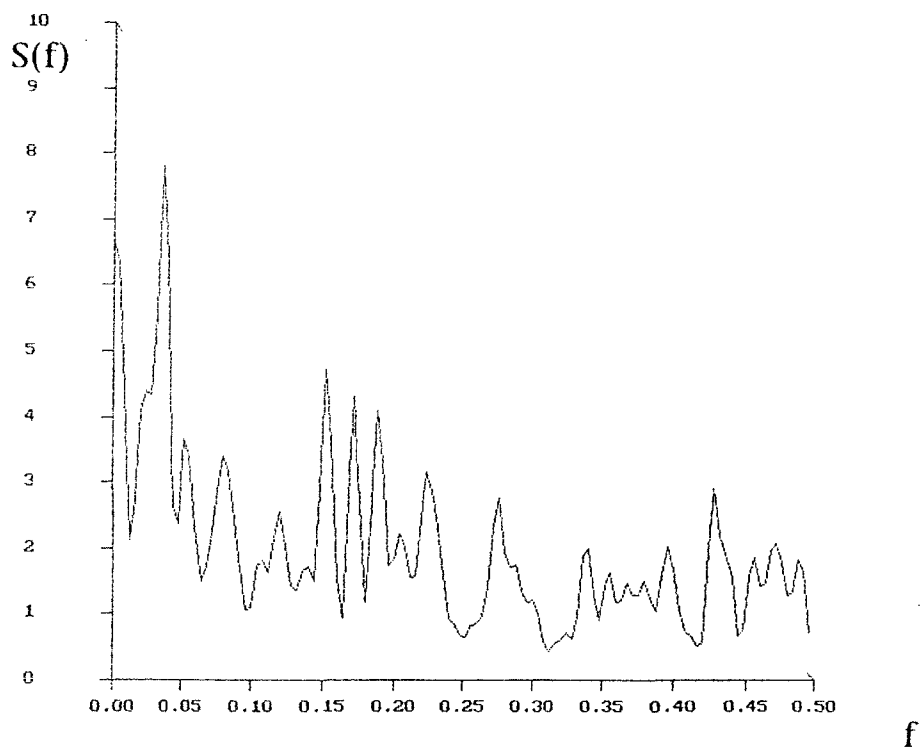


Fig. V-28 : Spectre de densité de variance de la pluie à la station Fiefs (Cycle 79-80).

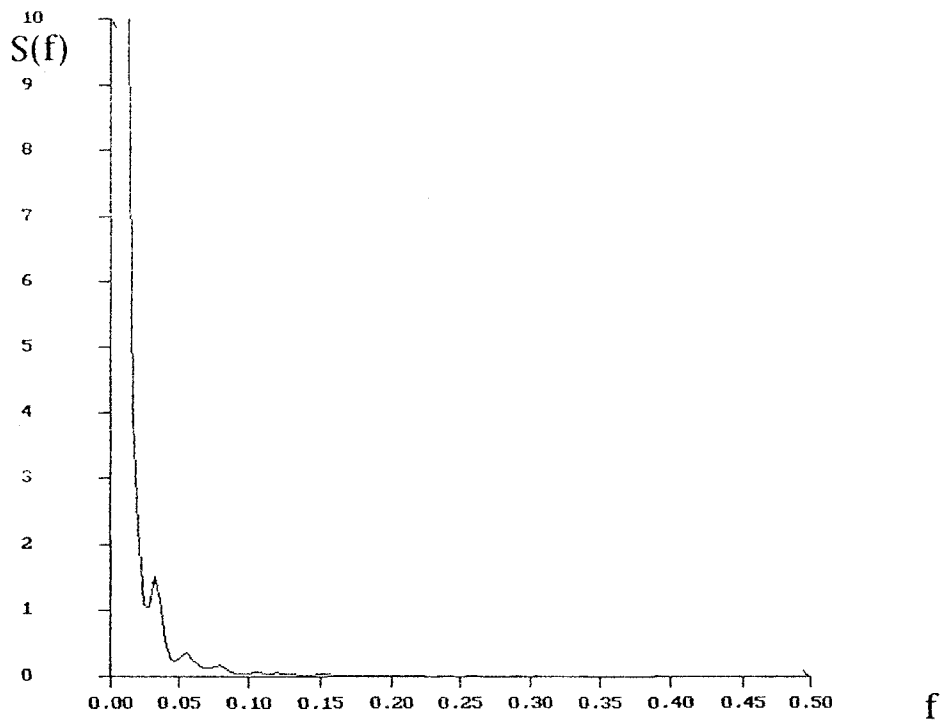


Fig. V-29 : Spectre de densité de variance des débits des sources de la Lys (Cycle 82-83)

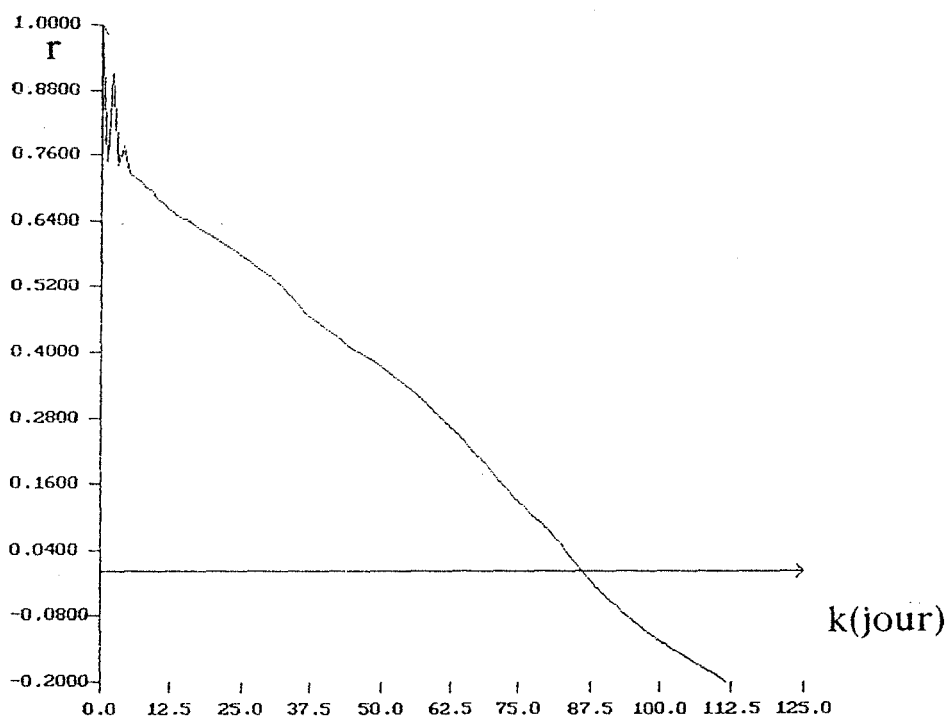


Fig. V-30 : Corrélogramme simple des débits des sources de la Lys (Cycle 87-88)

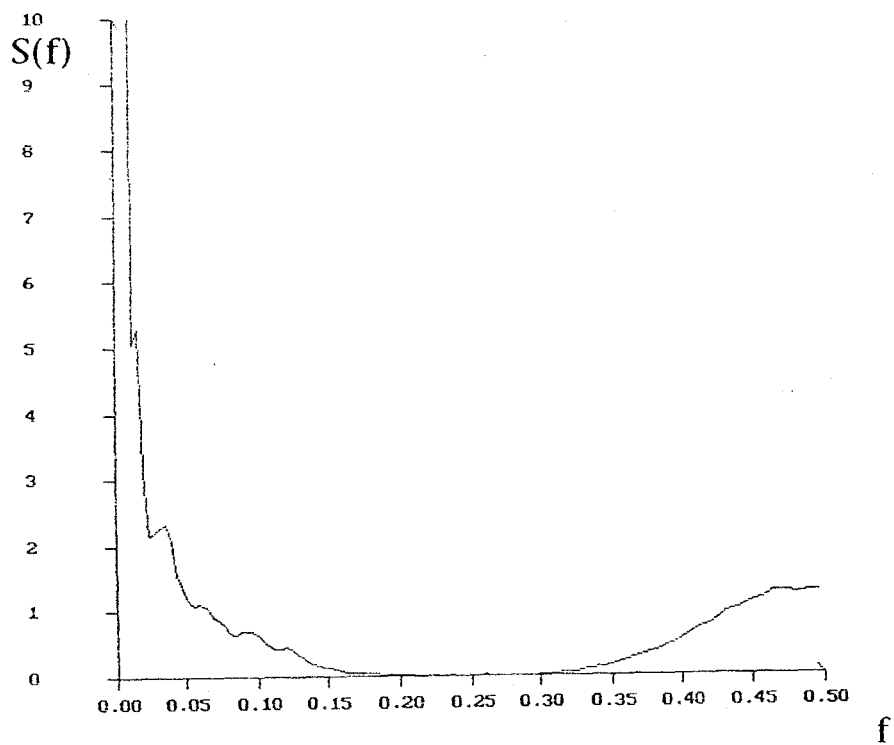


Fig. V-31 : Spectre de densité de variance des débits des sources de la Lys (Cycle 87-88)

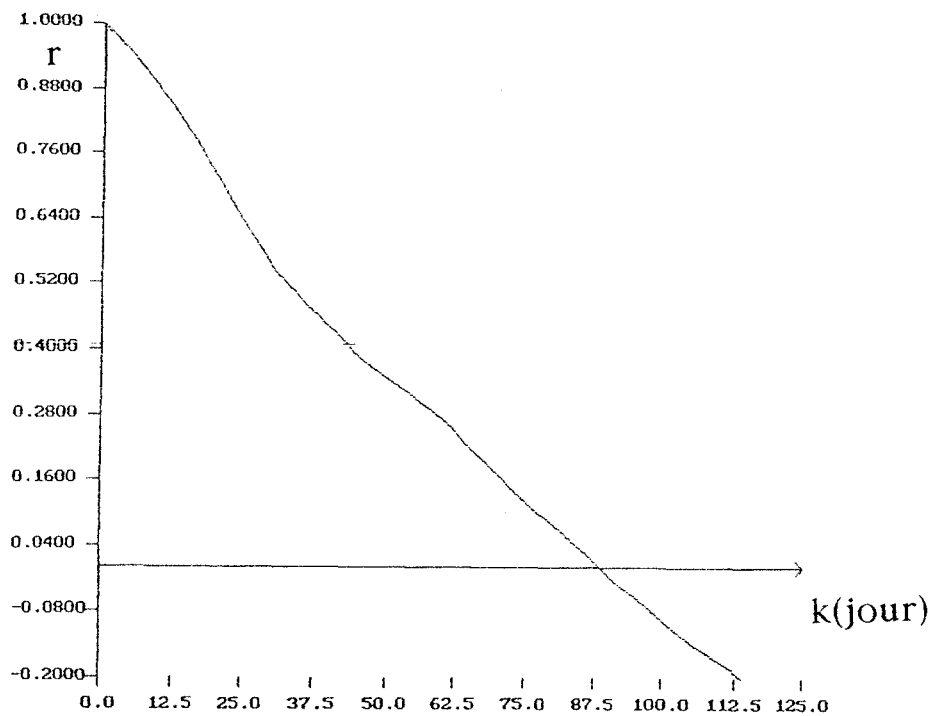


Fig. V-32 : Corrélogramme simple des débits des sources de la Lys (Cycle 80-81)

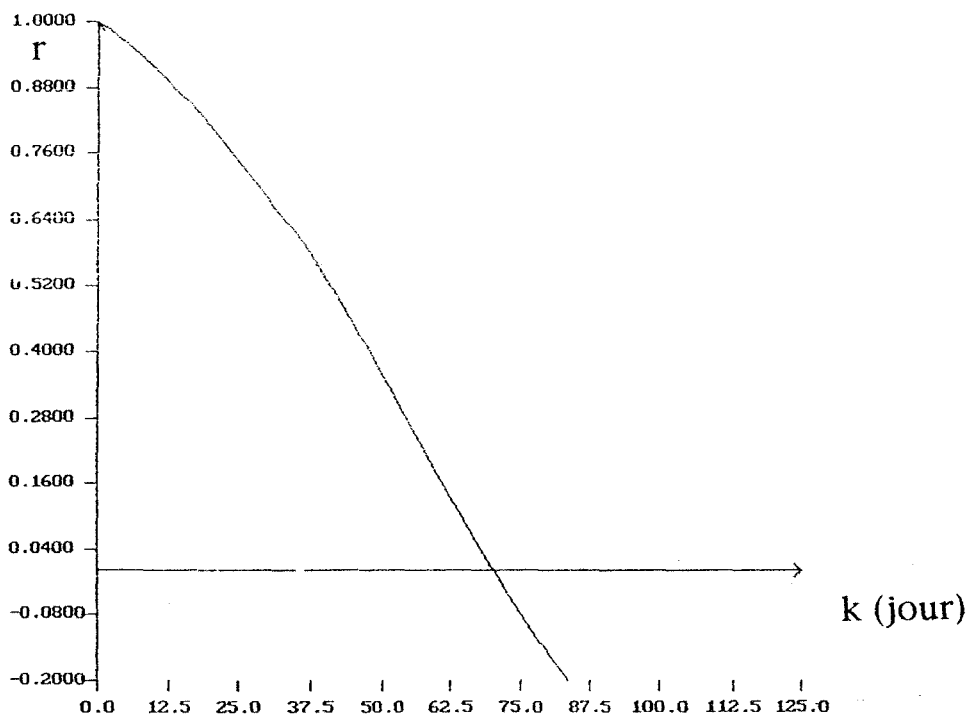


Fig. V-33 : Corrélogramme simple des débits des sources de la Lys (Cycle 89-90)

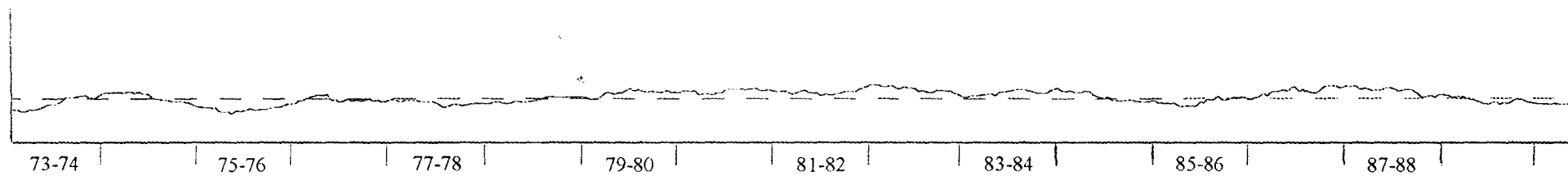


Fig. V-34 : Tendence interannuelle de la pluie à la station Fiefs

En examinant les corrélogrammes des cycles excédentaires, on note l'absence de modifications notables sauf pour les cycles 87-88 où les débits exceptionnels sont bien marqués. Si l'on admet que les fortes pluies provoqueraient un accroissement des réserves et pas seulement des crues importantes, les résultats s'expliquent par une régulation pluriannuelle due à ces réserves. Les apports pluviométriques du cycle 76-77, légèrement excédentaires et succédant à un cycle déficitaire, restent insuffisants pour déterminer un effet mémoire notable sur les corrélogrammes. En revanche le cycle 81-82 fait suite à une succession de cycles excédentaires (79-80 et 80-81) : cette fois l'accroissement des réserves est bien marqué et se traduit sur les corrélogrammes en augmentant leur effet mémoire.

Un déficit en pluie ne modifie aucunement le corrélogramme. Un bon exemple est fourni par le cycle 75-76 (Fig. V-35). Dans ce cas le rôle joué par les réserves est tout à fait évident et correspond à la régulation pluriannuelle mentionnée précédemment.

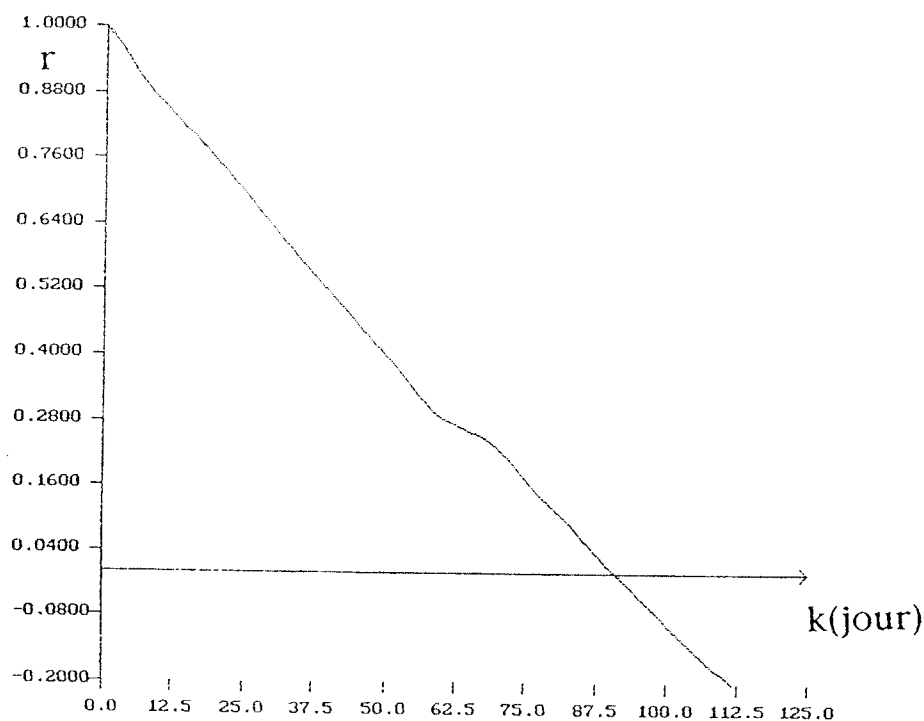


Fig. V-35 : Corrélogramme des débits des sources de la Lys (Cycle 75-76)

V.2.4.2 ANALYSE CROISEE

La fonction d'entrée pouvant être considérée comme aléatoire, comme le montre son corrélogramme et son spectre, le corrélogramme croisé est une bonne image de l'hydrogramme unitaire du système. La réponse est donc longue, arrondie et sans grande amplitude (Fig. V-36). Aucun effet dû à un drainage karstique n'est constaté.

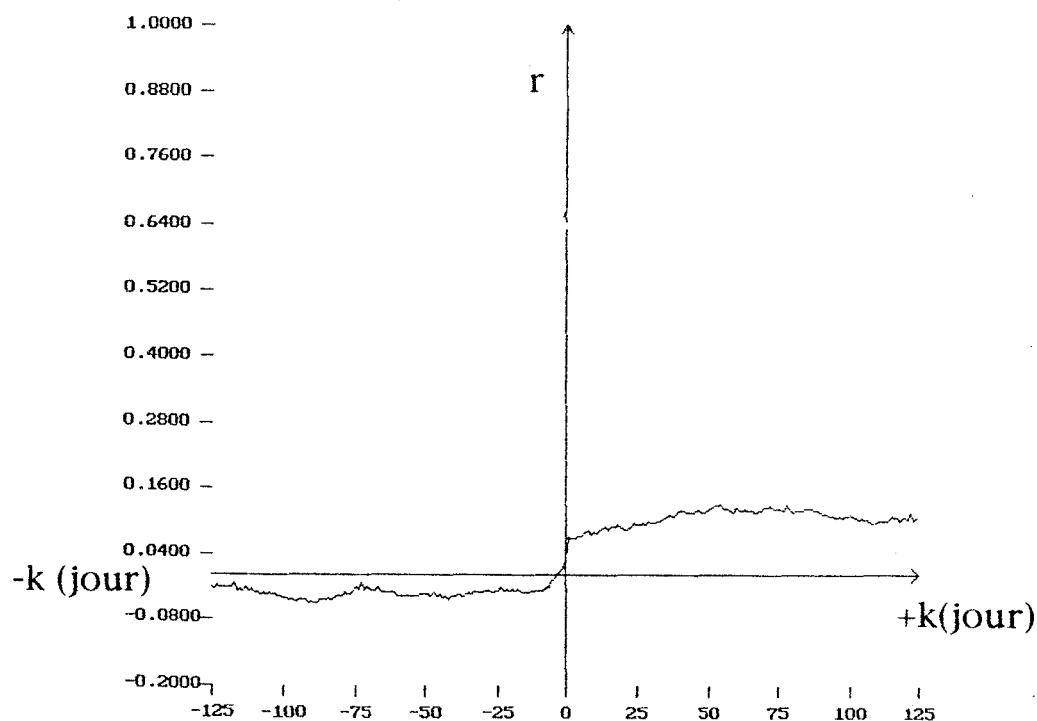


Fig. V-36 : Corrélogramme croisé pluies-débits durant toute la période d'étude (Pluies à fiefs et débits de la Lys).

V.2.4.2.1 Comparaison des cycles

Tout comme l'analyse simple, l'analyse croisée montre une très grande diversité de réponses selon les cycles. L'ensemble des cycles présente quelques perturbations.

Certains cycles ont une réponse voisine de zéro impliquant l'absence de relation à court terme entre les pluies et les débits (Fig. V-37), alors que d'autres cycles présentent une réponse bien prononcée et dédoublée (Fig. V-38 et V-39).

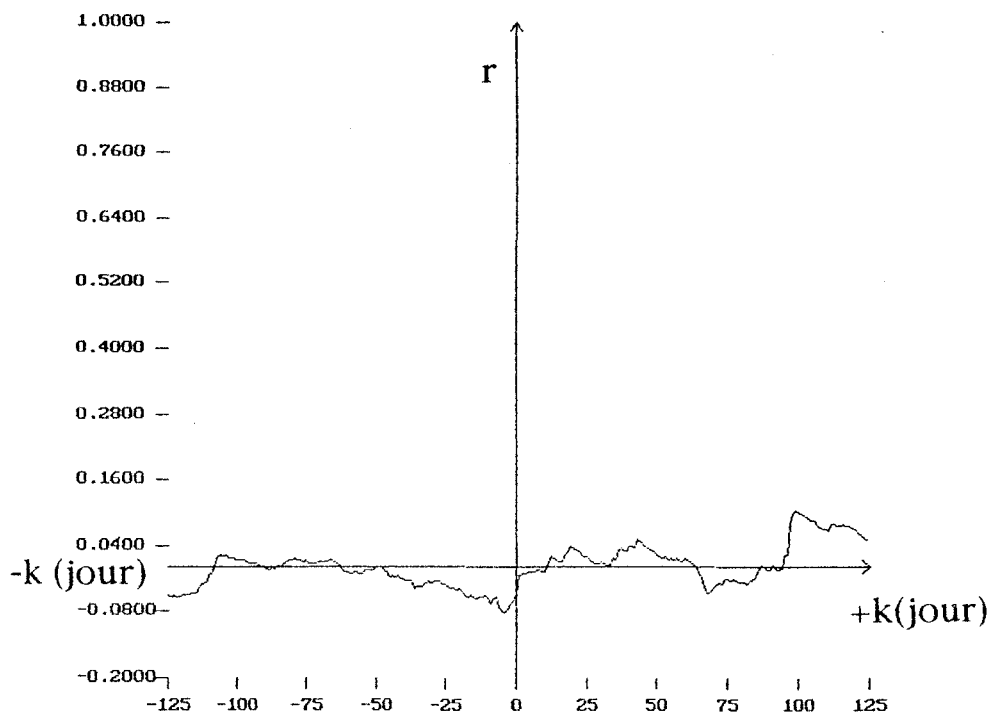


Fig. V-37 : Corrélogramme croisé pluies-débits relatif au cycle 80-81 (Pluies à fiefs et débits de la Lys).

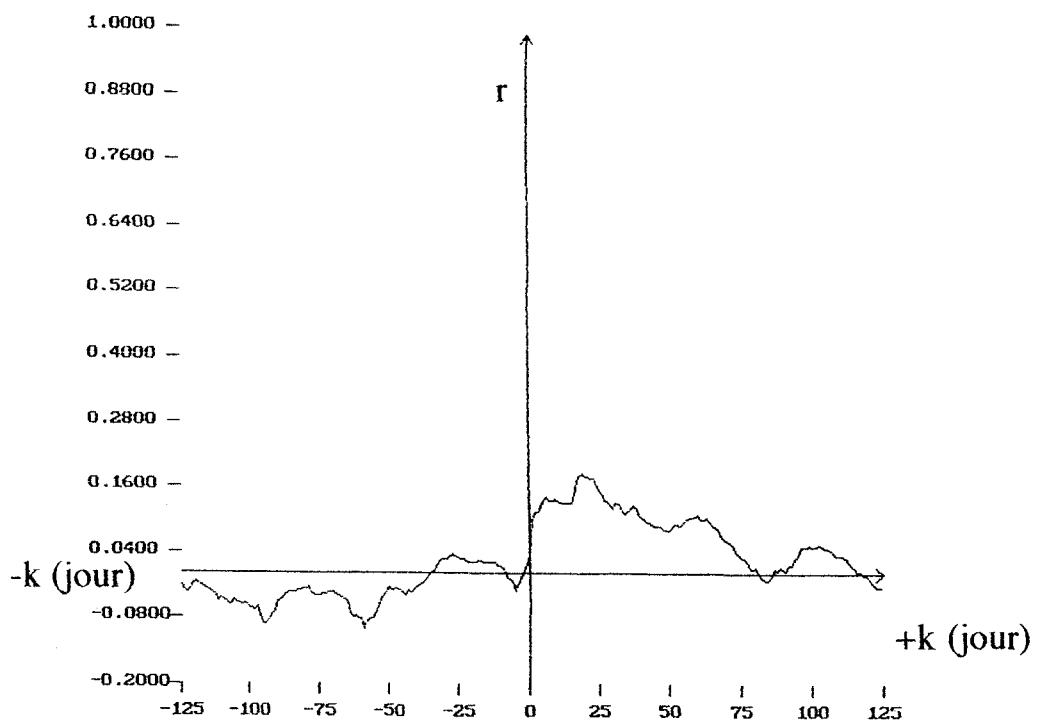


Fig. V-38 : Corrélogramme croisé pluies-débits relatif au cycle 88-89 (Pluies à fiefs et débits de la Lys).

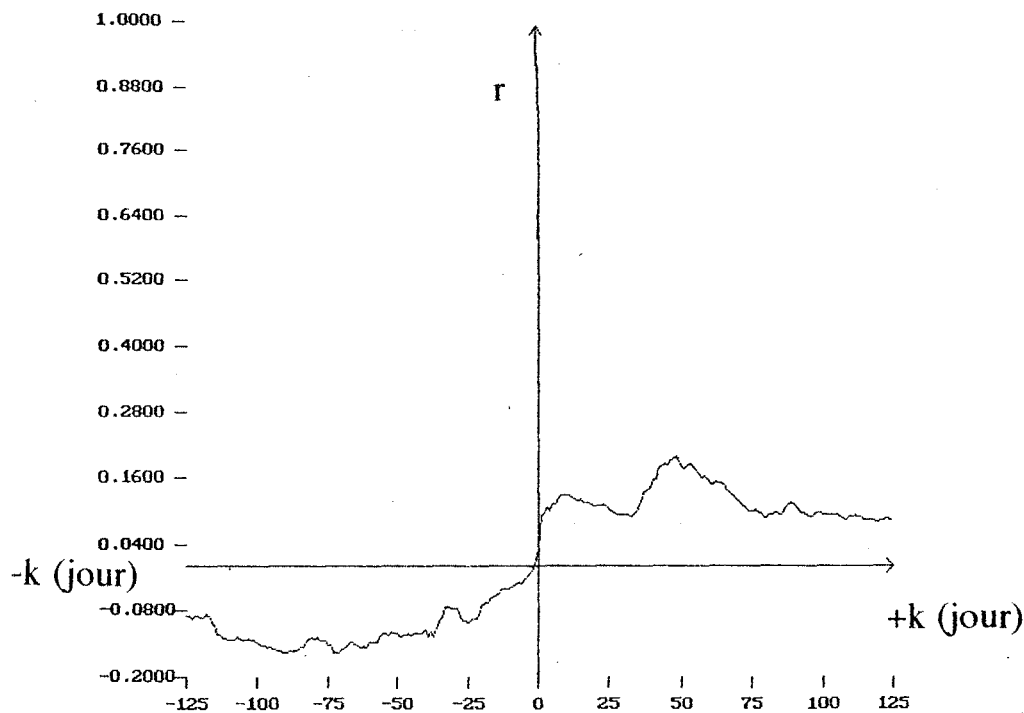


Fig. V-39 : Corrélogramme croisé pluies-débits relatif au cycle 89-90 (Pluies à fiefs et débits de la Lys).

Ce dédoublement correspond à une réponse composite qui est la preuve de la coexistence des fonctionnements du karst et de la nappe.

Afin de confirmer cet aspect karstique des sources de la Lys nous avons effectué une analyse croisée sur le résidu de la chronique filtrée à l'aide d'un filtre moyenne mobile équipondérée de 101 jours pour ne garder que l'effet saisonnier. La réponse obtenue (Fig. V-40) est pointue et étalée. Elle devient nulle après 45 jours. Cette analyse confirme aussi la présence d'un karst fonctionnel au niveau des sources de la Lys.

Il est très important de signaler, pour certains cycles, notamment celui de 86-87 (Fig. V-41), la présence d'une réponse négative pour les pas de temps k compris entre - 50 et + 50. Ce type de réponse suggère la présence d'une captivité au niveau du système (communication orale de Mangin). Afin de vérifier cette hypothèse nous allons réaliser une analyse croisée entre la pression atmosphérique et le débit. Le pas de mesure choisi est de 3 heures.

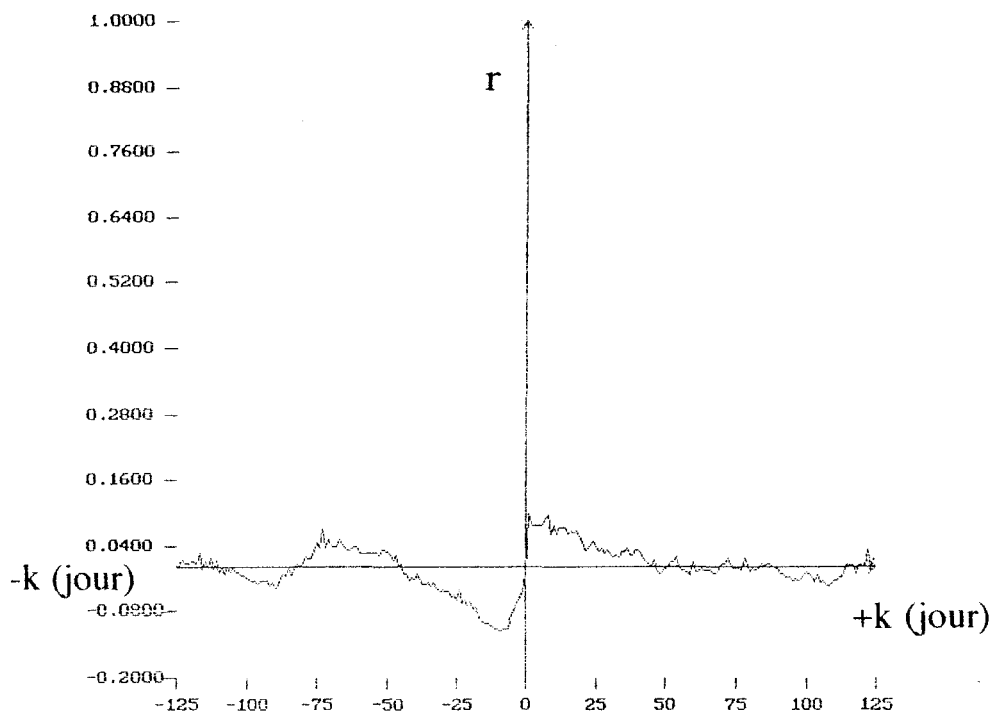


Fig. V-40 : Corrélogramme croisé pluies-débits du résidu des chroniques filtrées à l'aide d'un filtre moyenne mobile 101 (Pluies à fiefs et débits de la Lys).

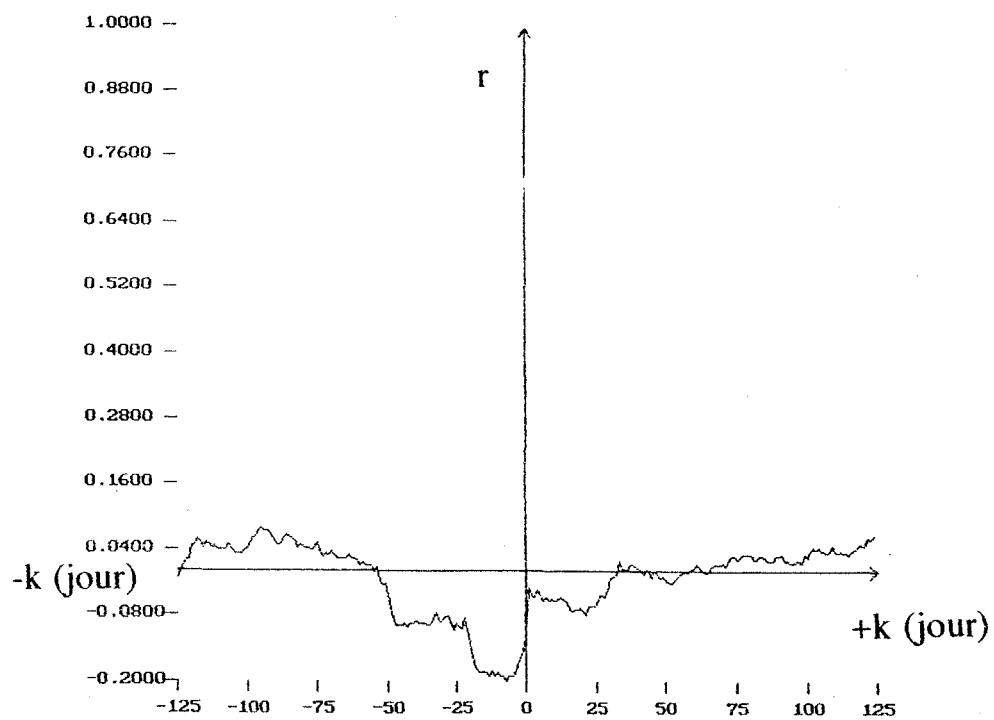


Fig. V-41 : Corrélogramme croisé pluies-débits relatif au cycle 86-87 (Pluies à fiefs et débits de la Lys).

V.2.4.2.2 Analyse croisée entre la pression atmosphérique et le débit

Nous avons réalisé une analyse simple sur la chronique des pressions obtenues à la station de Lesquin. Sur le spectre (Fig. V-42) apparaissent de nombreux pics qui correspondent à une périodicité de 83, 31 et 22 jours. Ce qui montre l'aspect non aléatoire de la pression atmosphérique.

La fonction d'entrée correspond à la pression atmosphérique et la fonction de sortie correspond au débit de la source de la Lys.

L'analyse croisée (Fig. V-43) montre un corrélogramme avec une réponse négative pour les pas de temps k compris entre - 400 (40 jours) et + 200 (25 jours). Ceci est dû à l'aspect non aléatoire de la fonction d'entrée. Ensuite le corrélogramme croisé montre deux réponses dont l'amplitude maximale dépasse à peine 0,1 : la première courte et peu pointue et la seconde arrondie et étalée. Là aussi nous retrouvons les deux types de réponses déjà mises en évidence ci-dessus. La première se manifeste à partir de 25 jours et la seconde après 45 jours.

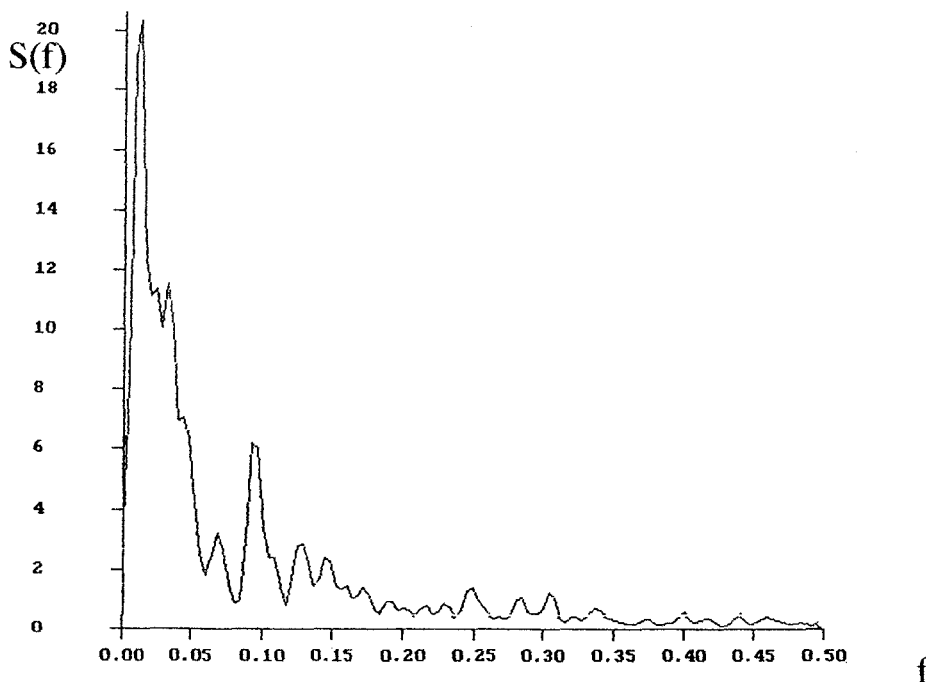


Fig. V-42 : Spectre de densité de variance de la pression atmosphérique à la station Lesquin (Cycle 93-94).

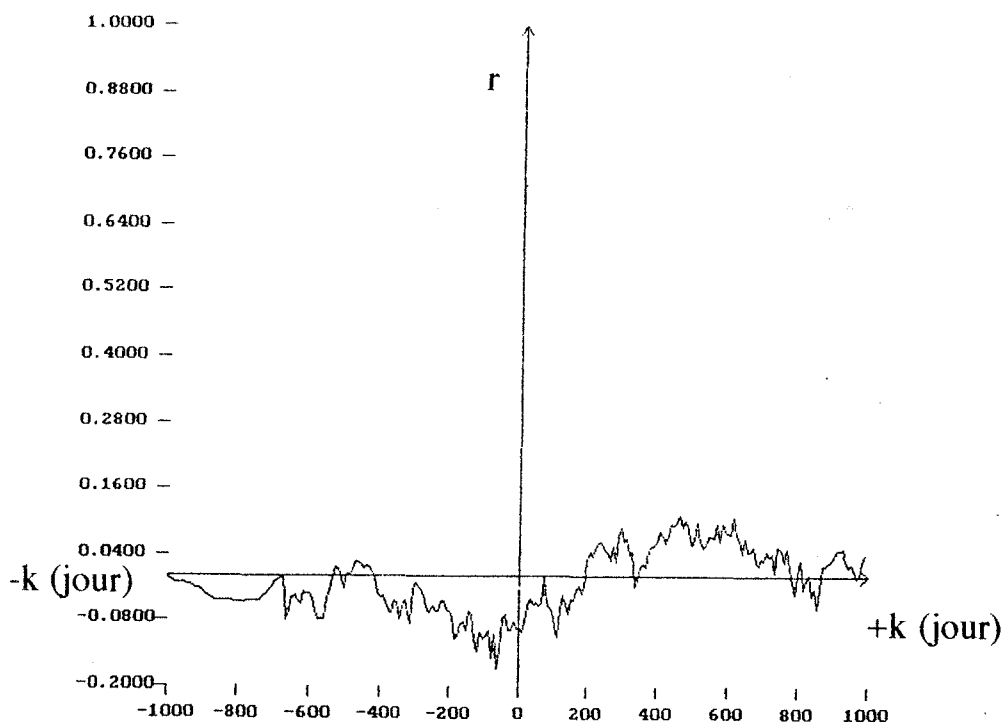


Fig. V-43 : Corrélogramme croisé pression-débits relatif au cycle 93-94 (Pression atmosphérique à Lesquin et débits de la Lys).

Cette analyse a permis de mettre en évidence l'aspect captif des sources de la Lys montrant ainsi qu'une partie des eaux qui alimentent ces sources proviennent de la nappe captive du Cénomanién.

V.2.4.3 CLASSIFICATION DES SOURCES DE LA LYS

Les paramètres calculés pour les différents cycles figurent dans le tableau n° V-4. Les sources de la Lys disposent d'un effet mémoire considérable avec une moyenne comprise entre 62 et 69 jours.

Le temps de régulation est de même grandeur que le paramètre précédent (65 jours). Quant à la fréquence de coupure, elle est étroite ($f = 0,084$). L'hydrogramme unitaire présente une forme peu arrondie et étalée.

CYCLE	BANDE SPECTRALE	TEMPS DE REGULATION (en jours)	EFFET MEMOIRE (en jours)
73-74	0,06	68	61-67
74-75	0,10	54	73-90
75-76	0,10	70	73-82
76-77	0,164	68	60-68
77-78	0,088	65	61-69
78-79	0,084	70	65-71
79-80	0,072	49	42-52
80-81	0,128	65	67-77
81-82	0,076	75	75-86
82-83	0,10	61	54-61
83-84	0,108	56	61-68
84-85	0,112	57	62-75
85-86	0,104	71	64-72
86-87	0,104	58	50-59
87-88	0,128	58	68-78
88-89	0,084	65	62-69
89-90	0,076	66	59-64

Tableau n° V-4 : Les paramètres calculés à partir des A.C.S appliquées aux sources de la Lys.

Ces différents paramètres permettent de placer la Lys entre le type Fontestorbes (Fig. V-43), qui présente d'importantes réserves avec un karst noyé très développé où l'organisation du drainage ne crée pas de réelles discontinuités, et le type Torcal, qui renferme une nappe d'imbibition générale avec une organisation de drainage très rudimentaire.

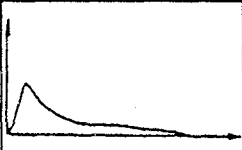
	Effet memoire (j) $r=0.1-0.2$	Bande spectrale f de coupure	Temps de régulation en jour	Hydrogramme unitaire
Aliou	Réduit 5	Très large 0.30	10-15	
Baget	Petit 10-15	Large 0.20	20-30	
Fontestorbe	Grand 50-60	Etroite 0.10	50	
La Lys	62-69	Etroite 0.084	65	
Torcal	Considérable 70	Très étroite 0.05	70	

Fig. V-44 : Emplacement de la Lys dans la classification de Mangin (1984).

CHAPITRE VI : CONCLUSIONS

L'ensemble des systèmes étudiés ont la craie comme aquifère. Cette craie est entièrement recouverte de formations tertiaires et quaternaires. Cette couverture est différente d'une région à l'autre mais peut atteindre des épaisseurs très importantes (jusqu' à 50 m en Normandie).

L'étude des débits classés, pour les différentes sources, a montré l'existence d'au moins une rupture de pente. En raison d'absence de courbe de tarage, les ruptures de pente des systèmes de Radicatel, de Saint-Laurent, de Rouelles, des Fontaines-sous-Préaux et des Trois-Fontaines ne peuvent pas être interprétées. Quant aux sources de la Rançon et de la Lys cette question a été éclaircie. Pour les sources de la Rançon la rupture de pente correspond à la mise en fonctionnement des sources du Buisson-Vert alors que pour les sources de la Lys en raison des différentes formes de pente l'interprétation correspond soit à la mise en fonctionnement des trop-pleins (sources du Champs) soit au stockage ou à la restitution d'une réserve d'eau au cours d'un même cycle ou durant des cycles différents.

L'étude des courbes de récession n'a pas été très facile à cause de la permanence des pluies. Pour certaines sources telles que celles de la Rançon, de Rouelles, de Radicatel, de Saint-Laurent et des Fontaines-sous-Préaux, les courbes de décrues sont très perturbées en raison de l'apparition de nombreuses petites crues rendant impossible la continuité de la décrue et l'atteinte du tarissement.

Pour le système des Trois-Fontaines seule une crue a été enregistrée, ce qui a permis d'étudier une récession.

Ce sont les sources de la Lys qui présentent un nombre important de récessions en raison de la longue chronique de débits. En plus des crues qui correspondent au comportement général du système, des petites crues apparaissent en fin d'été. L'étude de ces dernières a permis d'avoir une idée sur le fonctionnement des sources durant une période exceptionnelle de leur régime.

Les coefficients d'hétérogénéité des différentes crues étudiés sur les différents systèmes restent inférieurs à 1 sauf pour les crues d'été des sources de la Lys. Ces coefficients sont de l'ordre de 0,175 j⁻¹ pour les Trois-Fontaines alors que pour la Lys, elles varient entre 0,007 et 0,059 j⁻¹. Ces coefficients d'hétérogénéité traduisent un retard dans l'infiltration lié à l'existence d'une couverture limoneuse.

Les coefficients d'hétérogénéité des crues d'étiage dépassent la valeur de 1 et atteignent 3.09 j-1 pour l'étiage de 1986. Par conséquent, cela veut dire que dans des conditions particulières (hydro-climatiques), il n'apparaît pas d'effet de retard à l'infiltration donc la couverture limoneuse laisse passer rapidement l'eau et que l'infiltration dans la craie se fait ensuite rapidement.

L'influence des crues est inférieure à un mois pour les sources des Trois-Fontaines alors qu'elle dépasse les quatre mois pour les sources de la Lys.

Le volume dynamique est faible pour les sources de Trois-Fontaines (d'où des réserves réduites). Quant aux sources de la Lys, leur volume dynamique peut dépasser parfois le million de mètre cubes, ce qui traduit l'importance des réserves dont dispose le système.

Dans la classification de Mangin les sources de la Lys ainsi que celles des Trois-Fontaines se situent dans le domaine complexe. Cette complexité caractérise d'abord l'infiltration c'est-à-dire de la zone noyée à laquelle la source est connectée directement.

L'analyse corrélatrice, à long terme, des débits des différents systèmes montrent l'existence de deux types de comportements :

- certains systèmes montrent une périodicité annuelle très franche comme les sources de la Lys, mais qui n'existe pas dans la pluie, et moins marquée pour les Fontaines-sous-Préaux;
- d'autres montrent différentes périodicités, différentes du cycle annuel, mais qu'on ne peut pas attribuer à la pluie. Ces différentes périodicités sont induites par les systèmes eux-mêmes.

L'analyse à court terme des chroniques entières montre que les différents systèmes ont généralement un comportement inertiel indiquant ainsi la présence de réserves importantes et/ou d'un effet dû à la couverture sédimentaire.

L'analyse corrélatrice et spectrale à l'échelle des cycles montre des comportements différents d'un cycle à l'autre : les corrélogrammes simples présentent des décroissances variables, rapides ou lentes, d'où un effet mémoire très variable dont le plus faible est de 12 jours pour la Rançon durant le cycle 1978-1979.

Certains systèmes présentent des régulations pluriannuelles tels que le système des Fontaines-sous-Préaux où l'on note une importante réduction de l'effet mémoire durant les cycles 85-86, 86-87 et 87-88 malgré l'excédent pluviométrique durant les cycles 86-87 et 87-88. En plus l'effet des cycles déficitaires se remarque sur le cycle suivant par une réduction de l'effet mémoire. La Lys a un comportement différent de ce dernier : les cycles ayant un excédent pluviométrique subissent un accroissement de l'effet mémoire et par conséquent une augmentation des réserves alors qu'un cycle déficitaire en pluie ne modifie aucunement le corrélogramme. Dans ce cas le rôle des réserves est très important et correspond à la régulation pluriannuelle.

L'analyse croisée de l'ensemble de la chronique des pluies et des débits montre principalement deux types de réponses :

- une réponse karstique comme dans le cas des sources de la Rançon
- une réponse nulle traduisant l'absence de relation entre les entrées et les sorties, c'est le cas des sources de Radicatel, de Saint-Laurent, de Rouelles et des Fontaines-sous-Préaux.

Ce dernier type de comportement n'implique pas l'absence de karstification puisque des nombreux traçages ont montré l'existence de circulations rapides. Ceci nous a conduit à analyser les différents cycles hydrologiques.

L'analyse croisée des différents cycles hydrologiques a montré trois types de comportements :

- Une réponse franchement karstique, rapide, associée à une réponse tardive et étalée.
- Une réponse nulle marquant l'absence de relation.
- Une réponse négative entre certains pas comme le cas de la Lys et des Fontaines-sous-Préaux.

Les réponses franchement karstiques marquent un état bien précis du système : en période de haute eau pour la Rançon et en basse eau pour la Lys et les Fontaines-sous-Préaux. Le dédoublement de ces réponses correspond à deux types de fonctionnement : celui du drainage karstique et celui de la nappe.

La réponse négative est le signe d'une captivité de la zone noyée. Ceci est prouvé par l'analyse croisée entre pression atmosphérique et débits des sources de la Lys.

Les réponses nulles sont induites par la couverture qui joue le rôle d'aquifère superficiel et de filtre, c'est le cas des sources de Rouelles et de Radicatel. Ce type de comportement est à l'image du comportement de l'infiltration dans le salon noir de la grotte de Niaux (Ariège) où l'épikarst joue le rôle de filtre. Ce type de fonctionnement peut être mis en évidence à l'aide de l'hydrochimie.

L'étude des courbes de distribution de fréquence de la conductivité pour les sources de Saint-Laurent, de Rouelles et des Fontaines-sous-Préaux ainsi que celle de l'alcalinité des sources de Radicatel montre des courbes plurimodales (en moyenne trois) mais dont le degré d'organisation de drainage est différent. Ainsi les sources de Rouelles s'apparentent d'avantage à celles du système de Fontestorbes avec stockage temporaire des eaux en surface; les sources de Saint Laurent se placent dans une position intermédiaire entre la Bièle et le Baget; les sources de Radicatel s'apparentent à celle de la Bièle avec un certain étalement alors que les Fontaines-sous-Préaux à celle de Fontestorbes. Quant à celle des Trois-Fontaines, elles montrent une distribution unimodale et se place du côté d'Evian-Surgeint.

Cette organisation met déjà le point sur l'aspect karstique de certaines sources dont l'analyse corrélatrice et spectrale n'a pas sortie grand chose en raison du rôle de filtre joué par la couverture.

L'analyse en composante principale a montré que les structures sont faibles sauf pour les sources de Rouelles où 81 % de variance est exprimée par les trois premiers axes. En plus la contribution des variables aux axes est différentes d'un système à l'autre.

La liaison entre la pression partielle de CO₂ et le delta du pH est quasi-présente dans tous les systèmes mais son interprétation reste délicate puisque nous ne pouvons pas vérifier la validité des mesures du pH.

Pour les sources de Rouelles seul un axe a pu être expliqué témoignant ainsi d'une évolution dans la couverture..

La Rançon est marquée par la présence d'échange de sodium principalement dans les interlits argileux, existence de deux types d'eau l'une ayant séjourné longtemps dans l'aquifère puis évacuée par phénomène de chasse et l'autre ayant transitée rapidement à travers l'aquifère

Les sources de Radicatel montre aussi l'existence d'une composante de transit rapide et en plus montre deux types de minéralisations l'une en surface et l'autre en profondeur ainsi qu'une indication sur des échanges de cation l'une en surface et la seconde dans les interlits argileux dans la craie.

Les Fontaines-sous-Préaux montrent la présence d'une composante de transit rapide : les eaux qui acquièrent une minéralisation en surface puis rejoignent rapidement les sources aux eaux caractéristiques de la craie.

Les eaux des Trois-Fontaines sont caractérisées par de faibles variations de la minéralisation mais très significatives du fonctionnement de l'aquifère. Le facteur F1 détermine le processus responsable de la baisse de la minéralisation totale expliquée par celle de la concentration en calcium. Cette baisse de la minéralisation est due à la précipitation de carbonate de calcium. On note aussi la nette séparation entre les eaux des crues et celles qui ont séjourné dans l'aquifère..

PARTIE V : SYNTHÈSE SUR LE KARST DE LA
CRAIE

La craie constitue un matériau très hétérogène. Cette hétérogénéité provient des conditions de dépôts (bancs de silex, hard-grounds, ...) tout autant que de l'évolution du matériau après dépôt (couverture tertiaire et quaternaire, fracturation et dissolution). La karstification, engendrée par la dissolution de la craie tient une grande place dans cette hétérogénéité de l'aquifère et joue un rôle important sur la qualité et la quantité des eaux.

Avant d'apporter nos réflexions sur les conditions de karstification de la craie, il n'est pas apparu inutile de rappeler la définition du karst et les processus qui favorisent son développement méritent d'être signalés.

Définition du karst

A l'origine le karst avait une définition morphologique. Il correspond aux roches généralement carbonatées compactes et solubles dans lesquelles apparaissent des formes superficielles et souterraines résultant de la dissolution des carbonates. Tout le monde s'accorde à reconnaître que la genèse du karst est liée à la dissolution de la roche, mais la dissolution ne peut avoir d'action morphogénétique que si un transport de soluté lui est associé et assure une évacuation des matières dissoutes. Cette évacuation étant assurée par les écoulements souterrains, il convient de prendre en considération la fonction hydrologique du karst avant de s'attacher aux formes de dissolution (Bakalowicz, 1996). Ainsi le karst est considéré comme un aquifère présentant un assemblage de formes de surface et souterraines organisées pour évacuer les eaux souterraines par une source unique.

Processus de karstification

Les mécanismes responsables du développement karstique relèvent de deux ensembles de processus (Mangin, 1978; Bakalowicz, 1979, 1986 et 1996) : les processus chimiques de dissolution de la roche et le moteur fournissant l'énergie nécessaire à l'écoulement, c'est-à-dire au transport et à l'évacuation des matières dissoutes.

*** Dissolution**

La dissolution des roches carbonatées peut s'effectuer par trois voies (Bakalowicz, 1986 et 1996) :

- * une dissolution liée à la présence de CO₂, mais qui peut laisser la place à une précipitation lors d'une diminution de la pCO₂ (concrétions et travertin);

- * une attaque par l'acide sulfurique dérivé de l'oxydation de sulfures ou de l'hydrogène sulfuré (champs pétrolier);

- * et enfin la corrosion par mélange des eaux (Boegli, 1964) qui ne semble vraiment efficace que lorsque de l'eau douce rencontre de l'eau salée; c'est en particulier le cas lors des transgressions marines.

*** Moteur responsable de l'écoulement**

Ce moteur peut être dû aux gradients topographique, chimique ou thermique :

- gradient topographique, d'une différence d'altitude (karst classique gravifique); ces karsts sont tellement répandus à la surface du globe que leur morphologie et leur structure ont pu être perçues comme les seules existantes; à la différence des deux cas suivants qui créent une morphologie souterraine plutôt vacuolaire, les karsts gravifiques génèrent par leur fonctionnement une structure drainante fortement intégrée et hiérarchisée car l'énergie s'y dégrade par circulation d'un flux d'un point haut à un point bas.

- gradient chimique : la circulation est en partie provoquée par la différence de densité entre solutions de minéralisations différentes; cette situation est réalisée dans les karst littoraux et de plates-formes; les structures ainsi créées sont généralement d'excellents pièges à hydrocarbures.

- gradient thermique : la circulation est en partie due à la différence de densité entre une eau chaude et une eau plus et se traduit par une remontée de l'eau chaude. Cette situation est responsable du développement de karstification partout où l'écorce terrestre est ou a été fragilisée (Bakalowicz et al. 1987; Collignon, 1983).

Dans la réalité tous les couplages possibles entre les processus de dissolution et les types de circulation ne donnent pas lieu à des types de karst clairement identifiables. Bakalowicz (1986) en distingue 4 :

- le karst gravifique ou classique, du fait de l'origine superficielle du CO₂ pédologique et du rôle de la gravité.
- le karst hydrothermal carbogazeux avec pour moteur le gradient thermique et pour solvant l'eau et le CO₂ profond;
- le karst sulfurique (hydrothermal) avec pour moteur soit la gravité soit le gradient thermique et pour solvant l'eau et l'H₂S.
- le karst littoral de transgression avec pour moteur la gravité associée à des différences de salinité voir à une énergie éolienne (Drogue et Bidaux, 1986) et pour le solvant le mélange des eaux douces et salées.

Karst de la craie

L'étude du karst crayeux (2 ème partie) et notamment celle relative à l'endokarst a montré que certains conduits sont développés sur la fracturation et paraissent échapper complètement au contrôle de cette dernière. Ceci permet de conclure que les directions de drainage ne sont pas commandées principalement par la fissuration. Ceci est en accord avec le point de vue de Lepiller (1993) qui pense que les directions de drainage ne sont commandées ni par la fissuration ni par les discontinuités sédimentaires mais par l'ensemble des surfaces de moindre résistance à l'écoulement affectant le massif carbonaté.

En nous basant sur les travaux d'Eraso (1985) qui a montré sur de nombreux karst que seules les fractures qui se développent suivant le plan $\sigma_1 - \sigma_2$ sont susceptibles de développer une karstification et en combinant les données de fracturations (Wazi, 1988) et les directions des conduits karstiques du littoral du Vimeu en Picardie (Rodet et Sayaret, 1987) nous avons pu valider cette hypothèse sur le karst de la craie (développé sur la fracturation). Ce résultat permet d'écarter l'hypothèse selon laquelle toutes les fractures sont également disposées à karstification (Drogue, 1969).

Les différentes régions crayeuses étudiées et qui montrent un développement karstique, sont caractérisées par un relief important. Le calcul des gradients hydrauliques minimaux a permis d'obtenir des valeurs supérieures à 1 % à l'exception du bassin des Trois-Fontaines où les différentes études ont montré qu'il est très faiblement karstique notamment par la méthode de distribution de fréquence de conductivité (1,2 % pour la Rançon, 1 % pour Saint-Laurent, 1,33 % pour les Fontaines-sous-Préaux, 0,54 % pour les Trois-Fontaines et 1,4 % pour la Lys). Ces gradients hydrauliques sont supérieurs à ceux calculés par Mégrien (1957 et 1959) sur les Grands Causses (de 0,14 à 0,15 %) mais de même ordre de grandeur que ceux calculés par Paloc (1967), Mangin et *al.* (1976) et Fabre (1980) pour les karsts classiques du sud de la France. C'est ce gradient qui permet le déplacement de l'eau et l'évacuation de la matière dissoute. Le gradient topographique, ou de gravité, constitue donc le moteur de la karstification.

Les analyses en composantes principales, réalisées sur les données hydrochimiques, montrent que la relation pression partielle de CO₂-dpH est présente dans chacun des systèmes étudiés et joue un rôle dans la structure du nuage. Cette association (pCO₂-dpH) qui était indépendante de tout autre ion à acquisition superficielle suggère une anomalie due aux mesures du pH; mais le système des Trois-Fontaines, où les mesures des différents paramètres physico-chimiques ont été effectuées dans de bonnes conditions et donc dignes de confiance, présente aussi cette liaison. De là nous pouvons déduire que cette relation est une réalité fonctionnelle dans les différents systèmes étudiés. C'est le CO₂ d'origine pédologique qui est responsable de l'acidité des eaux de la craie et qui est acheminé en profondeur grâce au gradient hydraulique. Ces deux facteurs, gravité et CO₂ pédologique sont présents dans les systèmes crayeux étudiés ce qui permet d'expliquer leur karstification.

Lepiller (1993) pense que les massifs crayeux à structures géologiques simples sont soumis à un environnement bioclimatique homogène d'où une répartition homogène de la production de CO₂. Ceci est en accord avec nos résultats des A.C.P où la liaison pCO₂-dpH est présente. De cette hypothèse Lepiller (1993) déduit que la mise en place du réseau de drainage karstique va s'effectuer sous le contrôle dominant du potentiel hydraulique. L'analyse de la répartition spatiale des phénomènes karstiques de la craie et des aquifères possédant une

structure karstique, fonctionnelle ou non, montre clairement que le développement de structures de drainage karstique est associé uniquement à l'existence de potentiels hydrauliques importants.

Les analyses corrélatoires et spectrales ont montré à long terme l'absence de relation entre pluies-débits pour Radicatel, Saint-Laurent, Rouelles et Fontaines-sous-Préaux alors que des observations de terrains et les traçages ont prouvé l'existence d'une karstification. Ce type de résultat est analogue à celui obtenu par Mangin (1988) sur la grotte de Niaux et a été expliqué par la présence d'un épikarst qui joue le rôle de filtre. Les analyses en composantes principales montrent pour certains systèmes l'existence d'une minéralisation dans la couverture de la craie. Ceci permet de conclure que la couverture tertiaire et quaternaire des assises crayeuses joue, par moments, le rôle d'une barrière empêchant l'infiltration rapide des eaux de pluies et constitue un obstacle vis-à-vis de la karstification.

Le karst de la craie peut être donc considéré comme un karst gravifique dont le développement est principalement commandé par trois facteurs :

- gradient hydraulique jouant le rôle de moteur des écoulements souterrains rapides;
- la production de CO₂ par les sols;
- une infiltration rapide liée à l'absence d'une couverture notable.

Si l'une de ces conditions n'est pas satisfaite, il ne peut pas apparaître de karstification. Les plaines de Flandre (Nord de la France) se présentent comme un excellent exemple où l'absence de certains de ces facteurs (gradient hydraulique très faible) se traduit par l'absence de développement de structure karstique de drainage.

PARTIE VI : CONCLUSIONS GENERALES

La craie est une roche carbonatée dont la nature minéralogique reste assez uniforme malgré des apports en phosphates, en argiles et en sables qui déterminent des faciès particuliers. Cette roche renferme de nombreuses discontinuités, qui sont liées à la présence des lits de silex, des bancs-limites et des interfaces indurées. La caractéristique principale de cette roche est sa très grande porosité, résultant de la faible cimentation du dépôt et expliquant sa fragilité mécanique. A cette propriété s'ajoute l'effet de la tectonique cassante engendrant ainsi de nombreuses fissures et des failles. La porosité et ces discontinuités tectoniques confèrent à la craie la propriété d'aquifère lui permettant ainsi de renfermer une nappe. Par ailleurs les études, piézométrique, chimique, isotopique et bactériologique ont montré l'existence, dans certains aquifères, d'un drainage rapide assuré par des chenaux karstiques. L'étude géomorphologique montre que la craie présente des phénomènes karstiques principalement localisés dans trois grandes régions : la côte d'Albâtre, la Basse-Seine et le Pays d'Othe-Montagne de Reims. Les formes endokarstiques pour la plupart, apparaissent appartenir à des ensembles mis en place dans un contexte morpho-climatique ancien, et seraient donc des éléments d'un paléokarst. Enfin, j'ai montré que la distribution spatiale dans le Bassin de Paris de toutes ces formes endokarstiques est essentiellement associée à l'existence d'un relief bien marqué induisant une dénivellation importante entre les points d'entrée, c'est-à-dire favorisant un gradient hydraulique fort. Ce caractère est aussi présent dans l'Artois où des phénomènes karstiques ont été identifiés. L'endokarst de la craie montre une grande diversité de formes exprimant ainsi la richesse de la karstification de la craie. L'exokarst se développe sous une couverture meuble importante où les formes d'introduction sont essentiellement des pertes plus ou moins individualisées. Ainsi, en dehors des régions où l'on peut accéder à la roche, on ne peut pas affirmer l'existence ou l'absence du développement karstique montrant ainsi les limites de cette approche d'où la nécessité d'utiliser d'autres approches pour l'étude du karst.

A partir des données hydrologiques et hydrochimiques recueillies depuis longtemps par différents services, le fonctionnement de sept groupes de sources de la craie a été étudié aux moyens de méthodes adaptées aux systèmes karstiques. Ces groupes de sources sont : Radicatel, Saint-Laurent, Rouelles, la Rançon, Fontaines-sous-Préaux, Trois-Fontaines et la

Lys. Le choix de ces groupes a été principalement guidé par la disponibilité des données hydrodynamiques et hydrochimiques.

L'étude des débits classés, pour les différentes sources, a montré l'existence d'une ou plusieurs ruptures de pentes montrant, pour tous les systèmes, l'existence d'anomalies dans la vidange des réserves. Ces anomalies, qui peuvent n'apparaître que lors de certains cycles, paraissent être dues au fonctionnement de structures de drainage habituellement non fonctionnelles (paléokarst).

Les courbes de récession ont été seulement étudiées sur les débits des sources de la Lys et des Trois Fontaines. En effet, pour les autres sources la permanence de la pluie et/ou l'absence du tarissement ont rendu cette étude impossible. Les coefficients d'hétérogénéité des différentes crues étudiées sur ces deux systèmes restent inférieurs 1 traduisant ainsi l'existence d'un retard à l'infiltration lié à la présence d'une couverture limoneuse importante. Dans la classification de Mangin (1975) les sources de la Lys ainsi que celles des Trois Fontaines se situent dans le domaine des systèmes complexes. Cette complexité dans la classification de Mangin ne vient pas de la zone noyée, mais vient du fonctionnement en amont de la zone noyée (infiltration complexe et éventuellement autres réserves). C'est le coefficient d'infiltration "i" en ordonnées qui les classe ainsi. En aucun cas ce ne peut être dû à la superposition de deux systèmes nappe et karst.

En effet, chaque source draine un système karstique unique, composé de deux (ou plus) sous systèmes : le sous système zone noyée, possédant une éventuelle structure de drainage, le sous système infiltration avec des axes d'infiltration rapide et le sous système réservoir superficiel (éventuel) dans les formations de couverture.

L'analyse corrélatrice, à long terme, des débits des différents systèmes met en évidence l'existence de deux types de comportements :

- certains systèmes montrent une périodicité annuelle très franche comme les sources de la Lys et moins marquée pour les Fontaines-sous-Préaux;
- d'autres montrent différentes périodicités, différentes du cycle annuel, mais qu'on ne peut pas attribuer à la pluie. Ces différentes périodicités sont induites par les systèmes eux-mêmes.

L'analyse à court terme des chroniques entières souligne un comportement inertiel que les différents systèmes présentent généralement indiquant un fort effet mémoire lié à la présence de réserves importantes et/ou à une couverture sédimentaire.

L'analyse corrélatrice et spectrale à l'échelle des cycles fait apparaître des comportements différents d'un cycle à l'autre. Les corrélogrammes simples présentent des décroissances variables, rapides ou lentes, d'où un effet mémoire très variable selon les cycles et selon les systèmes. Certains systèmes présentent des régulations pluriannuelles avec une importante réduction de l'effet mémoire malgré l'excédent pluviométrique : c'est le cas des Fontaines-sous-Préaux. La Lys a un comportement différent de ce dernier : les cycles ayant un excédent pluviométrique subissent un accroissement de l'effet mémoire et par conséquent une augmentation des réserves alors qu'un cycle déficitaire en pluie ne modifie aucunement le corrélogramme. Dans ce dernier cas le rôle des réserves est très important.

L'analyse croisée entre les chroniques complètes de pluies et de débits montre principalement deux types de réponses :

- une réponse karstique (cas des sources de la Rançon),
- une réponse nulle traduisant l'absence de relation entre les entrées et les sorties, (cas des sources de Radicatel, de Saint-Laurent, de Rouelles et des Fontaines-sous-Préaux).

Ce dernier type de comportement n'implique pas l'absence de karstification puisque des nombreux traçages ont montré l'existence de circulations rapides. Ceci nous a conduit à analyser individuellement les différents cycles hydrologiques.

Cette analyse a montré trois types de comportements :

- Une réponse franchement karstique, rapide, associée à une seconde réponse tardive et étalée.
- Une réponse nulle marquant l'absence de relation.
- Une réponse négative (cas de la Lys et des Fontaines-sous-Préaux).

Les réponses franchement karstiques marquent un état bien précis du système : en période de hautes-eaux pour la Rançon et en basses-eaux pour la Lys et les Fontaines-sous-Préaux. Le dédoublement de ces réponses correspond à deux types de fonctionnement : celui du drainage karstique et celui de la nappe.

La réponse négative est le signe d'une captivité de la zone noyée. Ceci est prouvé par l'analyse croisée entre la pression atmosphérique et les débits des sources de la Lys et confirme les données hydrogéologiques du terrain.

Les réponses nulles sont induites par la couverture qui jouent le rôle d'aquifère superficiel et de filtre (cas des sources de Rouelles et de Radicatel). Ce type de comportement est à l'image du comportement de l'infiltration dans "le salon noir" de la grotte de Niaux (Ariège) où l'épikarst joue le rôle de filtre en induisant des variations saisonnières liées à l'évapotranspiration.

L'étude des courbes de distribution de fréquence de la conductivité pour les sources de Saint-Laurent, de Rouelles et des Fontaines-sous-Préaux ainsi que celle de l'alcalinité des sources de Radicatel montre des courbes plurimodales (en moyenne trois modes) correspondant à des degrés d'organisation du drainage différents. Ainsi les sources de Rouelles et de Fontaine-sous-Préaux draineraient plutôt un système karstique à drainage fonctionnel assez bien développé et à réserves notables; les sources de Saint-Laurent possèderaient un drainage karstique fonctionnel peu développé, mais plus que celles de Radicatel. Quant à celle des Trois-Fontaines, leur distribution unimodale caractérisent un aquifère poreux et/ou fissuré sans aucun drainage karstique fonctionnel.

Cette organisation met déjà l'accent sur l'aspect karstique de certaines sources dont l'analyse corrélatrice et spectrale n'a pas sorti grand chose en raison du rôle de filtre joué par la couverture.

L'analyse en composantes principales des données hydrochimiques a montré que leurs structures sont faibles (c'est-à-dire expriment médiocrement la variance observée) sauf pour les sources de Rouelles où 81 % de la variance sont exprimés par les trois premiers axes. En plus la contribution des variables aux axes est différente d'un système à l'autre.

La liaison entre la pression partielle de CO₂ et le dpH est quasi présente dans tous les systèmes. L'interprétation des facteurs est différente d'une ACP à l'autre mais elle a montré pour les sources de Rouelles le rôle joué par la couverture limoneuse.

Le rapprochement des résultats des études morphologique, hydrodynamique et hydrochimique fait apparaître l'importance de quatre facteurs responsables de la présence d'un drainage karstique :

- l'existence d'un relief marqué, induisant un gradient hydraulique
- l'existence d'une fracturation en distension bien développée
- l'absence d'une couverture limoneuse importante
- la production de CO₂ par les sols.

Toutefois, le fait que le fonctionnement de structure de drainage karstique ne se manifeste pas en permanence, lors de chaque cycle hydrologique ou qu'il apparaisse même pour des systèmes où la couverture sédimentaire est importante conduit à attribuer un rôle non négligeable, sinon essentiel, à des structures de drainage paléokarstique, c'est-à-dire habituellement non fonctionnel mais réactivée du fait des conditions hydrologique particulièrement limitent les effets du fonctionnement du système en aquifère poreux-fissuré.

Ces facteurs sont responsables de la présence de la karstification. Ainsi le gradient hydraulique joue le rôle de moteur permettant d'acheminer l'eau en profondeur, le CO₂ rend les eaux agressives et capables de dissoudre les carbonates : tous deux constituent le potentiel de karstification (Mangin, 1976). Les deux derniers facteurs, fracturation et couverture, définissent l'architecture du milieu et conditionnent la continuité de l'écoulement souterrain et l'infiltration dès la surface.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

ARTIS H., MARTIN P. & ROUX C. (1971). - Etude hydrogéologique du secteur Sec Iton. 71 Sgn 127 PNO, avril 1971, 22 p., 47 fig. h.t et annexes, BRGM, Mont-Saint-Aignant.

BAKALOWICZ M. & MANGIN A. (1980). - L'aquifère karstique. Sa définition, ses caractéristiques et son identification. Mém. h. sér., Soc. Géo. France, 1980, 11, pp. 71-79.

BAKALOWICZ M. (1974). - L'évotranspiration réelle. Recherche d'une méthode opérationnelle d'évaluation journalière. C.T.G.R.E.F. Division hydrologie, 89 p.

BAKALOWICZ M. (1976). - Géochimie des eaux karstiques. Une méthode d'étude de l'organisation des écoulements souterrains. Actes du 2ème Coll. d'hydrologie en Pays calcaire, Besançon, Ann. Sci. Uni. Besançon, Géologie, 3ème série, fasc. 25, pp. 49-58.

BAKALOWICZ M. (1977). - Relation entre la dynamique des eaux du karst et les processus de karstification. Proc. 7 th Intern. Speleol. Congress, Sheffield, pp 10-12.

BAKALOWICZ M. (1979). - Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et à la karstification. Thèse Doc. Etat. Univ. Paris VI. 269 p.

BAKALOWICZ M. (1980). - Un précieux informateur hydrologique : le système chimique CO₂-H₂O-Carbonate. Acte du coll. Cristallisation, Déformation, Dissolution des Carbonates, Bordeaux, pp. 11-23.

BAKALOWICZ M. (1982). - La genèse de l'aquifère karstique vue par un géochimiste. Actes de la Réunion monografica sobre el karst, Larra, ISABA, NAVARA, Espagne, 4-11 Novembre 1982, pp. 159-174.

BAKALOWICZ M. (1984). - Le karst en géologie et en hydrogéologie. Bilan et essai de synthèses des thèses présentées en France entre 1977 et 1983. Hydrogéologie - Géologie de l'ingénieur, 3, p. 253-257.

BAKALOWICZ M. (1986). - La karstification : processus, modèles et exemples. 9ème congresso International de Espeleologia, vol. 3, p. 59-63, 1 tabl.

BAKALOWICZ M. (1996). - Les processus de karstification et les différents types de karst associés. Mem. Soc. géo. Fr., 1996 n.s n° 169, p. 1-9.

BAKALOWICZ M., FORD M-J., MILLER T-E., PALMER A-N. & PALMER M-V. (1987). - A thermal model for the origin of caves in the Black Hills, South Dkota. Geological Society of America. Bul. v.99, p. 729-738, 8 fig., 4 tab.

BALLIF J-L. (1978). - Fluctuation et composition chimique des eaux dans un bassin versant agricole en Champagne crayeuse. Colloque Régional "hydrogéologie de la craie du bassin de Paris", Rouen, 25-26 mai 1978, p. 25-35, BRGM, Orléans.

BASSOMPIERE P. & ROUX J.C (1968). - Etude hydrogéologique des Fontaines d'Yport (Seine Maritime), données acquises à la date du 15 avril 1968. Rap. 58 Sgn 84 PNO, Sgr Normandie-Picardie, 29 p., ann. BRGM, Mont Saint Aignant.

BENKADJA R. (1987). - Hydrogéologie du massif du Gar-Cagire (Pyrénées Garonnaises). Thèse de 3 ème cycle, Univ. Paul Sabatier Toulouse, 280 p.

BLAVOUX B. & MUDRY J. (1985). - Utilisation de l'analyse en composantes principales pour l'étude du fonctionnement hydrocinématique de trois aquifères karstiques de la France. Hydrogéologie, n° 1, 1986, p. 53-59, 4 fig., 3 tabl.

BLAVOUX B. (1978). - Etude du cycle de l'eau au moyen de l'Oxygène 18 et du Tritium. Possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée. Thèse Doc. Etat. Univ. Paris VI, 333 p.

BOEGLI A. (1964). - Corrosion par mélange des eaux. Int. J. Speleol., 1, 1-2, pp. 61-70.

BONNET M., MARGAT J. & THIERY P. (1976). - Essai de représentation du comportement hydraulique d'un système karstique par un modèle déterministe. Application à la fontaine de Vaucluse. 2 ème colloque d'hydrologie en pays calcaire, Besançon, Géologie, Fasc. 25, 3 ème série, p. 79-95.

BOTTON (1984). - Etude de certaines modalités de fonctionnement de l'aquifère karstique (zone d'infiltration et zone saturée) sur deux champs de forages Nord-Montpelliérains. Thèse de 3ème cycle, Université de Montpellier, 384 p. + annexes 123 p.

BRACQ P. & HANICH L. (1990). - Recherche par traçage de l'existence possible d'une relation hydraulique souterraine entre le secteur prévu pour l'implantation d'un site d'épuration (hameau de Tappecul) et le captage communal d'alimentation en eau potable. Rapport Lab. Hydrogéol., Univ. Lille I, 18 p.

BRACQ P. (1994). - L'effet d'échelle sur le comportement hydrodynamique et hydrodispersif de l'aquifère crayeux, apport de l'analyse morphostructurale. Thèse Univ. Lille I, Pub.21 Soc. Géo. Nord, 244p

BRGM N° 70 (1969). - Données géologiques et hydrogéologiques acquises sur les feuilles de Bolbec et Pont-Audmer au 1/50000. Rap. int. n° 70-SGN-242-PNO. BRGM, serv. géo. rég. Haute Normandie.

BRGM N° 71. (1970). - Données géologiques et hydrogéologiques acquises sur les feuilles d'Etretat, Montivillier et le Havre. Rap. int. n° 71-SGN-026-PNO. BRGM, serv. géo. rég. Haute Normandie.

BURGEAP (1976). - Inventaire des risques de pollution dans le bassin des sources de la Rançon et de Saint Wandrille - R.231.E.544 - Agence de Bassin Seine-Normandie - Délégation Régionale, Rouen.

CALBA F. (1980). - Hydrogéologie du karst du Pays de Caux (France). Etude de deux bassins. Thèse 3ème cycle Paris VI.

CASTANY G. (1963). - Traité pratique des eaux souterraines. Dunond, Paris, 657 p.

CASTANY G. (1967). - Traité pratique des eaux souterraines, Dunod, Paris, 661 p.

CAULIER P. (1974). - Etude des faciès de la craie et de leurs caractéristiques hydrauliques de la région du Nord. Thèse 3ème cycle, Univ. Lille I, 156 p.

CAZABAT A. (1971). - Etude géomorphologique et tectonique de la région d'Yport-Etretat. Photo-interprétation. Service des Eaux de la Ville du Havre, mars 1971, carte au 1/25000.

CHEMI ET HOLE (1981). - Atlas hydrogéologique de Seine Maritime. BRGM, serv. géo. nat., notice et annexes. Ed. BRGM, Paris.

CHEMIN J. & HOLE J.-P. (1981). - Notice et atlas hydrogéologique de Seine-Maritime. SGN, SGR Haute Normandie, novembre 1981, 55 p., BRGM, Paris.

CHERY J.L (1983). - Etude hydrochimique d'un aquifère karstique alimenté par perte de cours d'eau (Loire) : le système des calcaires de Beauce sous le Val d'Orléans. Thèse de 3ème cycle, Univ. Orléans, 258 p.

CHOPPY J. (1987). - Roches calcaires - B. la Craie. Phénomènes karstiques, série 4.1, le facteur lithologique, 1ère partie : roches carbonatées et karstification, pp. 25-37, chez l'auteur, Paris.

COLBEAUX J-P. & SOMME J. (1985). - Signification des analyses des linéaments dans le Nord de de la France. Homme et Terres du Nord, p. 195-200.

COLBEAUX J-P. (1990). - Analyse des structures postcalédoniennes (Nord de la France, Sud de la Belgique) Thèse Doc. Etat. Univ. Lille, 358 p.

COLBEAUX. J-P. (1991). - Révision de la feuille de Devres. Document non publié.

COLLIGNON B. (1983). - Spéléogénèse hydrothermale dans les Bibans (Atlas Tellien - Nord de l'Algérie). Karstologia, n° 2, p. 45-54, 12 fig., 3 tabl., 8 photo.

COLLIGNON B. (1988). - Spéléologie, approches scientifiques, 238 p., Edisud, Aix en Provence.

CONRAD G. & DESSEVRE-DELPOULE A. (1978). - Relation entre la nappe de la craie surexploitée et les eaux superficielles dans la boucle de la Seine à Rouen. Le tritium traceur de l'apport du fleuve. Colloque Régional "hydrogéologie de la craie du bassin de Paris", Rouen, 25-26 mai 1978, p. 137-147, BRGM, Orléans.

CONRAD G. (1976). - Traçage à la fluorescéine réalisé sur le bassin de la Rançon à partir de la béttoire de Sainte-Marie-des-Champs. Rap. int. Insitut Scientifique de Haute Normandie, Univ. Rouen.

CORBEL J. (1957). - Les karsts du Nord-Ouest de l'Europe. Mem. Docum. Inst. Et. rhodaniennes Univ. Lyon, 12, 541 p.

COULIER C. (1985). - Hydrogéologie karstique de la Sainte Baume occidentale, Bouches du Rhône, Var; France. Thèse 3ème cycle, Univ. de Provence Aix-Marseille I, 400 p., 135 fig., tabl. en annexe.

COUTIL L. (1910). - Cavernes, aven et abris de la vallée de la Seine, près les Andelys (Eure). Congrès Préhistorique de France, V ème session, Beauvais. pp. 188-197, Paris.

CRAMPON N. HANICH L. MAQSOU D. BRACQ P. & DZIKOWSKI M. (1992). - Projet de décharge à Harquency. Etude par traçage des relations possibles avec les captages de Radeval et d'Harquency (Les andelys). Rapport Géométra Conseil, 20 p., 9 fig., 13 tab.

CRAMPON N. ROUX J.C & BRACQ P. (1993). - Hydrogéologie de la Craie en France. Hydrogéologie, n° 2, p. 81-123, 29 fig., 4 tabl.

DAOUD G. (1976). - Contribution à la connaissance des cavités naturelles du karst haut normand : Marnières du Buhot, Trous des deux Chiens. Ibidem, 1976, 5 p., CDS-27, Evreux.

DEBELMAS J. (1974). - Géologie de la France, tome 1 : vieux massifs et grands bassins sédimentaires, tome 2 : chaînes plissées du cycle alpin et leur avant pays, 544 p. Doin, Paris.

DEVRIESE B. (1983). - Premier bilan du suivi physico-chimique des eaux de la source de Bernay. Mémoire de stage, septembre 1983, 97 p., Maîtrise de sc. Tec. Env. Univ. Rouen, Mont-Saint- Aignant.

DOREMUS C. (1978). - Les craies du Nord de la France, corrélations entre la lithostratigraphie, la microstructure et les propriétés mécaniques. Thèse 3ème cycle, Univ. Lille I. 132 p.

DROGUE C. & BIDAUX P. (1986). - Simultaneous outflow of fresh water and inflow of sea water in coastal spring. Nature, vol. 322, n° 6077, p. 361-363, 4 fig.

DROGUE C. (1969). - Contribution à l'étude quantitative des systèmes hydrologiques karstiques d'après l'exemple de quelques karsts périméditerranéens. Thèse Doc., Univ Montpellier, 462 p.

DURAND R. (1979). - La pédogenèse en pays calcaire dans le Nord-Est de la France. Thèse Doc. Etat., Univ. L. Pasteur de Stasbourg. C.N.R.S mem. N° 55, 198 p.

DUTIL P. & DURAND R. (1974). - Acquisition des caractères chimiques de l'eau en milieu calcaire : passage du sol à la nappe de la craie en Champagne (France). Mem. X ème Congr. Ass. Int. Hydrogéol., X, p. 61-66.

EBERENTZ P. & ROUX J.C. (1978). - Implantation d'un réseau de control de qualité chimique des eaux souterraines. Application à la nappe du Caux-Vexin (Seine Maritime et

Eure). Actes du colloque régional "hydrogéologie de la craie du bassin de Paris", Rouen, 25-26 mai 1978.

ERASO A. (1985). - Metodo de prediccion de las direcciones principales de drenaje en el karst. Kobie (Serie Ciencias Naturales). Bilbao. Bizkaiko Foru Aldundia - Diputacion Foral de Vizcaya n° XV, 1985/86, 17-122 pp.

FABRE G. (1980). - Les karst du Languedoc oriental. Recherches hydrogéomorphologiques. Thèse d'Etat, mém. ass. Fr. de karstologie n° 2, 446 p., 115 fig., 51 tab., 15 photo., 8 reprod., carte noire et blanc.

FABRE J.P (1983). - Etude hydrogéologique de la partie Sud-Ouest du Causse de Martel (Quercy). Thèse de 3ème cycle, Univ. Paul Sabatier Toulouse, 342 p.

FLEYFEL M. (1979). - Etude hydrologique, hydrochimique et isotopique des modalités de minéralisation et de transfert du carbone dans la zone d'infiltration d'un système karstique : le Baget, Pyrénées ariégeoises. Thèse Docteur-Ingénieur, Univ. Paris VI, 221 p.

FOURAY M. & POMEROL B. (1985). - Les micrastrer de la limite Turonien-Sénonien dans la région stratotype du Sénonien (Sens, Yonne). Implantations stratigraphiques. Ann. Paleont. (Invert), 71, p. 137-151.

GIESEKING J-E. (1975). - Soil components. 1. Organic components. Springer-Verlag, Berlin, 534 p.

GOSSELET M.J. (1905). - Les assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et sondages du Nord de la France. Fasci. 2, région de Lille. Imprimerie Nationale Paris. 98 p.

GRÜND A. (1903). - Die karsthydrographie, studien aus Westbosnien. Geogr. Abhandl. herausgegeben v.A. Penck, VII-3, 1903, p. 103-200, Leipzig-Treubner.

GUERIN H. (1959). - Exploration de la rivière souterraine de Verzy. La spéléologie dans la Montagne de Saint Basle de Verzy, 18 octobre 1959, Bul. 42, Soc. Etud. Sci. Nat Reims-Epernay.

JENKINS G.M & WATTS D.G (1968). - Spectral analysis and its applications. Ed Holden-Day, San Francisco, Californie, 525 p.

JUIGNET P. (1970). - Modalité du contrôle de la sédimentation sur la marge armoricaine du bassin de Paris à l'Aptien-Albien-Cénomanien. Colloque sur la tectonique du bassin de Paris, Bull. BRGM, 2,3 sect. 1, p. 113-126, 4 fig., 1 tab.

JUIGNET P. (1980). - Transgression-Régression, variations eustatiques et influence tectonique de l'Aptien au Maastrichtien dans le bassin de Paris occidental et sur la bordure du Massif Armoricain. Cretaceous Research, 1, p. 341-357.

JUIGNET P. (1988). - La craie en Normandie. Prédiposition au karst. Actes du Muséum de Rouen "Karst et Quaternaire de la Basse-Seine, colloque du 14 mai 1988", p. 39-52

KUNTZ G., DE LA QUERIERE P. & VERRON G. (1974). - Notice de la carte géologique au 1/50000, Yvetot, feuille XIX-10 BRGM, Orléans.

LASNE E. & LEPILLER M. (1991). - Carte piézométrique de l'aquifère de la craie dans l'Est du département du Loiret (1/10000). Univ. Orléans.

LASNE E. (1992). - Etude de la structure et du fonctionnement hydrodynamique et hydrochimique d'un système hydrologique karstique en milieu crayeux. Conceptualisation et modélisation de ce milieu à triple porosité. Exemple du système des Trois-Fontaines, Saint-Loup-de Genois, Loiret. Thèse Univ. Orléans, 437 p.

LASNE M.H (1890). - Sur les terrains phosphatés des environs de Doullens. Etages Sénonien et terrains superposés. Bull. Soc. Géol. France., 3ème série. t XVIII, pp. 444-490.

LAUTRIDOU J-P. (1969). - Les Loess du Pays de Caux. Mem. h. sér. Soc. géol. de France, n° 5, Paris, p. 81-105.

LAUTRIDOU J-P. (1984). - Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse Doct. ès-Lettre Univ. Caen, 908 p., 4 pl. h.t.

LE COUPPEY DE LA FOREST M. (1901). - Exploration du bassin de la Nosle et des puits et cours d'eau souterrains de la Guinand. Tavaux des années 1899 et 1900 sur les eaux de l'Avre et de la Vanne, 1901, p. 375-384. Librairies Imprimeries Réunies, Paris.

LE COUPPEY DE LA FOREST M. (1902). - Etude des communications et cours d'eau souterrains de la région de la Vanne. Tavaux des années 1900 et 1901 sur les eaux des sources alimentant la ville de Paris, 1902, p. 307-344. Imprimerie Chaix, Paris.

LE COUPPEY DE LA FOREST M. (1903). - Note sur l'expérience à la fluorescéine effectuée à Cerisiers. Travaux de l'année 1902 sur les eaux d'alimentation et les eaux des égouts de la ville de Paris, 1903, p. 127-129. Imprimerie Chaix, Paris.

LEPILLER M. (1975). - Le système karstique de Villequier (Seine-Maritime). Etude hydrogéologique, Hydrochimique et Sédimentologique d'une circulation souterraine typique du Crétacé Supérieur normand. Bull. Trim. Soc. Géol. Normandie, amis Mus. Havre, vol. 62, n° 2, pp. 51-85.

LEPILLER M. (1993). - Réflexion sur l'hydrogéologie karstique de la craie du bassin de Paris à partir d'exemple régionaux (Normandie, Gâtinais). Hydrogéologie, n° 2, p. 151-161, 5 fig.

LERICHE M. (1909). - Observations hydrographiques dans haute vallée de l'Escaut et dans les vallées affluentes. Ann. Soc. Géo. Nord. 38, p. 79-85.

MANGIN A. (1971). - Etude des débits classés d'exutoires karstiques portant sur un cycle hydrologique. Ann. Spéléol., t. 26, fasc. 2, pp. 283-329.

MANGIN A. (1975). - Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse Doct. Sci. Nat., in Ann. Spéléol., 29, 3, p. 283-332; 4, p. 495-601; 30, 1, 21-124.

MANGIN A. (1976). - Les systèmes karstiques et leur méthodologie d'investigation. 2ème colloque d'Hydrogéologie en Pays Calcaire, fasc. 25, 3ème série, 1975, p. 263-273.

MANGIN A. (1978). - Le karst entité physique, abordé par l'étude du système karstique. Réunion AGSO, Tarbes, octobre 1978, Ed. Sepmast, Toulouse, p. 21-37.

MANGIN A. (1980). - Probabilités et statistiques : leur emploi en géologie. Cours de D.E.A., Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 141 p.

MANGIN A. (1981 A). - Utilisation des analyses corrélatrices et spectrales dans l'approche des systèmes hydrologiques. C.R. Acad. Sc., Paris, t. 293, série II, pp. 401-404.

MANGIN A. (1981 B). - Apports des analyses corrélatrices et spectrales croisées dans la connaissance des systèmes hydrologiques. C.R. Acad. Sc., Paris, t. 293, série II, pp. 1011-1014.

MANGIN A. (1982 A). - Mise en évidence de l'originalité et de la diversité des aquifères karstiques. 3ème Coll. d'Hydrologie en Pays calcaires, 7-10 Octobre 1982, Neuchâtel. Ann. Sci. Univ. Besançon, Mémoire n° 1, pp. 159-172.

MANGIN A. (1982 B). - L'approche systémique du karst, conséquences conceptuelles et méthodologiques. Réunion monografica sobre el karst. LARRA-ISABA-NAVARRA, 4 au 11 Novembrre 1982, pp. 141-147.

MANGIN A. (1984). - Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatrices à partir des analyses corrélatrices et spectrales. Journal of Hydrology, 67 (1984), pp. 25-43.

MANGIN A. (1988). - Réflexion sur les mécanismes de l'infiltration dans les karsts à partir de l'exemple de Niaux (Ariège, France). Bull. Centre Hydrogéol. Neuchâtel, n° 8, pp. 3-25.

MANGIN A., MOLINARI J. & PALOC H. (1976). - Les traceurs en hydrogéologie karstique. Leur rapport à la connaissance des réservoirs aquifères calcaires. Houille Blanche, n° 3-4, p. 261-267, 5 fig., 3 tabl.

MAQSOU D A. (1991). - Etudes Géomorphologique et Hydrologique du bassin supérieur de la Lys. Mem. D.E.A. Univ. Lille I, 70 p.

MAQSOU D A., BRACQ P., CRAMPON N. & COLBEAUX J-P. (1996). - La craie du bassin Artois-Picardie peut elle être karstifiée? Ann. Soc. Géo. Nord, t. 4 (2 ème série), p. 99-109, juillet 1996.

MARCHET P. (1991). - Approche de la structure et de l'évolution des systèmes aquifères karstiques par l'analyse de leur fonctionnement : application au Nord-Ouest du Causse de Martel (Quercy- France). Thèse Univ Paul Sabatier de Toulouse.

MARTEL E-A (1902). - Sur la rivière souterraine de Trépail (Marne). C.R.A.S, t. 134, p. 1455-1457, Académie des Sciences de Paris.

MARTEL E-A. (1921). - Les eaux souterraines de la craie. Nouveau Traité des eaux souterraines. 1921, chap. X-XI, p. 334-373, Doin, Paris.

MARTEL E-A. (1930). - Le Nord de la France. La France ignorée, 1930, t. 2, chap. I, p. 7-24, Delagrave, Paris.

MARTIN A. & THIERRY H. (1903). - Compte-rendu du Service de surveillance locale et médicale des sources captées pour l'alimentation en eaux potable de la ville de Paris. Imprimerie Chaix, Paris.

MARTIN P. (1991). - Hydromorphologie des Géosystèmes karstiques des versants Nord et Ouest de la Sainte Baume. (B. du Rh., Var; France). Etude Hydrologique, Hydrochimique et de Vulnérabilité à la pollution. Thèse Univ. d'Aix Marseille II, 326 p.

MASSON M. (1973). - Péetrophysique de la craie. Bulletin de liaison des Ponts et Chaussées. "La craie", C.R des journées d'étude organisées les 3 et 4 novembre 1971 à Rouen, Spécial V, pp. 23-47.

MATHERON G. (1965). - Les variables régionalisées et leur estimation. Masson. Paris, 305 p.

MAX J. (1980). - Méthodes et techniques du traitement du signal et applications aux mesures physiques. Masson, Paris, 379 p.

MEGNIEN C. (1957). - Recherche d'eau dans les vallées sèches. Problème typique du Sacy (Yonne). Bull. Soc. géol., Fr., (6), 7, p 929-934.

MEGNIEN C. (1959). - Le karst et la nappe dans la craie turonienne et sénonienne du bassin de la Vanne (Yonne). Bull. Soc. géol., Fr., (7), 1, p 456-460.

MEGNIEN C. (1960). - Observations hydrogéologiques sur le Sud-Est du Bassin de Paris. Les circulations aquifères dans le Jurassique et le Crétacé de l'Yonne. Thèse 3ème cycle, Univ. Paris.

MEGNIEN C. (1979). - Hydrogéologie du centre de Bassin de Paris, contribution à l'étude de quelques aquifères principaux. Thèse Doc. Etat, Univ. Paris VI. (1978) et mém. B.R.G.M n° 98. 532 p.

MEGNIEN C. (1980). - Synthèse géologique du Bassin de Paris. Mem, B.R.G.M n° 101. 102. 103.

MONDAIN P.H. (1991). - Hydrogéologie des systèmes karstiques de l'unité Délphino-Helvétique inférieure entre les vallées du Fier et du Borne (Massif des Bornes, Haute-Savoie, France). Thèse Univ. Orléans in Géosciences, Mémoire n° 5, 1991. pp. 591.

MORIN E. (1977). - La méthode. I la Nature de la Nature. Collection Points Anthropologie Sciences humaines, éditions du Seuil, Paris, 399 p.

MORTIMORE R-N. & POMEROL B. (1987). - Correlation of the Upper Cretaceous White Chalk in the the Anglo-Paris Bassin. Proc. Geol. Ass.,98 (2), p. 97-143.

MUDRY J. (1987). - Apport du traçage physico-chimiques naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés. Thèse d'état Univ. de Besançon.

MUET P. (1985). - Structure, fonctionnement et évolution de deux systèmes aquifères karstiques du Nord du Causse de Martel (Corrèze). Thèse 3ème cycle, Univ. Orléans, 386 p. + annexes.

ORANGE A. (1985). - Contribution Etude de deux systèmes aquifères contrastés en terrains carbonatés du Nord-Est de la Nièvre. Aspects hydrodynamiques et hydrochimiques. Thèse 3ème cycle, Univ. Orléans, 268 p.

PALOC H. (1967). - Carte hydrogéologique de la France. Région Karstique nord-montpellieraine. Notice explicative. Mem. BRGM n° 50, Orléans, 229 p., 17 planches, IX planche photo., 1 carte cou.

PANEL R. (1978). - Qualité des eaux de la nappe de la craie en Pays de Caux, son évolution dans le temps. Actes du colloque régional "Hydrogéologie de la Craie du Bassin de Paris, Rouen, 25-26 mai 1978, p. 455-461, BRGM, Orléans.

POMEROL B. (1989). - Tectonique et sédimentation. Exemples dans le sud du bassin de Paris. Géologie de la France, n° 3, p. 63-69.

PREFECTURE DE LA SEINE (1901). - Travaux des années 1899 et 1900 sur les eaux de l'Avre et de la Vanne. 1901, 397 p. Librairies-Imprimerie Réunies, Paris.

PREFECTURE DE LA SEINE (1902). - Travaux des années 1900 et 1901 sur les eaux de sources alimentant la ville de Paris. 1902, 615 p. Librairies-Imprimeries Chaix, Paris.

PREFECTURE DE LA SEINE (1903). - Travaux de l'années 1902 sur les eaux d'alimentation et les eaux d'égouts de la ville de Paris. 1903, 420 p. Imprimeries Chaix, Paris.

REMENIERAS G. (1976). - L'hydrogéologie de l'ingénieur. Collection de la dir. des études et rech. d'électricité de France. éd. Eyrolles, 456 p.

RICO G. (1990). - Hydrogéologie de la craie : le système aquifère karstique de l'Aubette (Seine-Maritime). Circulations rapides et caractérisation de la Turbidité des eaux souterraines. Thèse Univ. Rouen, 252 p. + annexes.

RODET J. & SAYARET D. (1987). - Le karst crayeux des falaises littorales du Vimeu (Picardie, Somme, France). Le-Puits-Merveilleux, 5, mai 1987, 55 p., GS-MJC, Evreux.

RODET J. (1981). - Contribution à l'étude du karst de la craie : exemple normand et quelques comparaisons. Thèse 3ème cycle, Géographie Physique. Univ. Paris I. 2 volumes, 427 p.

RODET J. (1983). - Karst et littoral du Bec de Caux (Seine Maritime, Normandie). Karstologia, 2, 2ème trimestre 1983, pp. 23-32, FFS & AFK, Paris.

RODET J. (1985). - Les grandes cavités de la craie en Seine Maritime. Etat au 01.12.1984. CDS-76-infos, 22, mars 1985, 3 p., CDS-76, Notre Dame de Gravenchon.

RODET J. (1987). - Quelques aspects du karst crayeux du littoral normand de la Manche. Simposium de Geologia Applicada e do Ambiente, IV "Sistemas Carsicos do Littoral Atlantico", Tomar, 7-12 março 1987, p. 104-114, Departamento de Geologia de Faculdade de Cencias de Lisboa, Portugal.

RODET J. (1992). - La craie et ses karsts. Thèse Etat, Univ. Aix Marseille II. 560 p.

RODIER J. (1975). - L'analyse de l'eau 1975, 2 volumes, 994 p., Dunod Techniques, Paris.

ROQUES H. (1969). - Problèmes de transfert de masse posés par l'évolution des eaux souterraines. Ann. Spéléol., 24, 3, pp. 455-494.

ROQUES H. (1972). - Sur une nouvelle méthode graphique d'étude des eaux naturelles. Ann. Spéléol., 27 (1), p. 72-92.

ROUX J-C. & TREMENBERT J. (1978). - Le réseau de contrôle de piézométrie de la nappe de la craie en Haute Normandie. Colloque Régional "hydrogéologie de la craie du bassin de Paris", Rouen, 25-26 mai 1978, p. 593-610, BRGM, Orléans.

ROUX J-C. (1978). - Rapport général du thème I : réservoir et ressources. Colloque Régional "hydrogéologie de la craie du bassin de Paris", Rouen, 25-26 mai 1978, p. 11-40, BRGM, Orléans.

ROUX J-C., ARTIS H. & TREMENBERT J. (1977). - Carte hydrogéologique du département de la Seine-Maritime, 1977, BRGM.

SANARENS J. (1921). - Contribution à l'étude de l'étiologie de la fièvre typhoïde au Havre.; Etude hydrologique sur les eaux potables du Havre. Thèse de Doc. d'état, Paris, 105 p. Service des eaux de la ville de Paris 1967

SHAO J.F. (1987). - Etude du comportement d'une craie blanche très poreuse et modélisation. Thèse 3ème cycle, Univ. Lille I, 138 p.

SOMME J. (1975). - Les plaines du Nord de la France et leur bordures, étude géomorphologique. Thèse de Doc. état Univ. Paris, 810 p.

TRICART J. (1952). - La partie orientale du bassin de Paris. Etude morphologique. Thèse d'état, 1952, SEDES, Paris.

TRON L., MARCE A., OLIVE PH., SARROT-REYNAULD J. & JAMIER D. (1975). - Apport des analyses isotopiques à l'étude d'un bassin versant expérimental : le bassin de Saint-Genis (Hautes-Alpes). C.R. 100 ème congrès National des Soc. Savantes, fasc. 1, p. 113-124.

VERNET R., VERNET M. & PASCAUD P. (1962). - Le ruisseau des carrières souterraines de Caumont. Spelunca, 1962, p.12, Comité National de Spéléologie, Paris.

WAZI N. (1988). - Le crétacé Roumois (vallée de l'Oison) et de le Tertiaire-Quaternaire des régions voisines de la basse vallée de la Seine. Stratigraphie et tectonique. Thèse Univ. Rouen, 532 p. + annexes et cartes.

WAZI N., LEBOULANGER T., TOMAT A. & SAIGNES G. (1988). - Relations structurales entre fracturation et karstification : un exemple de collaboration entre géologues et spéléologues. "Karst & Quaternaire de la Basse-Seine", colloque, Mont Saint Aignan, 14 mai 1988, p. 53-60, Rouen.

WOLLAST R. & MARIJUS A. (1980). - Mécanisme de dissolution des calcites magnésiennes naturelles. Actes du colloque "Carbonates", 17-18 Novembre 1980, Bordeaux, p. 477-486.

SOMMAIRE

SOMMAIRE

PARTIE I :

I - CRAIE ROCHE CARBONATEE.....	p. 1
I.1 - REPARTITION GEOGRAPHIQUE.....	P. 1
I.2 - STRUCTURE PETROGRAPHIQUE DE LA CRAIE.....	p. 1
I.3. - FACIES DE LA CRAIE.....	p. 4
I.4. - ORGANISATION SEDIMENTAIRE.....	p. 5
I.4.1. - Les "Hards Grounds" ou bancs limites.....	p. 5
I.4.2. - Les bancs siliceux.....	p. 6
I.4.3. - Les interfaces stratigraphiques.....	p. 6
I.5. - LES FORMATIONS DE RECOUVREMENT.....	p. 7
I.5.1. - Les argiles à silex.....	p. 7
I.5.2. - Les loess et sables éoliens.....	p. 8
I.5.3. - Les sédiments tertiaires.....	p. 9
I.5.3.1. - Les formations meubles.....	p. 9
I.5.3.2. - Les tables calcaires.....	p. 10
I.5.4. - Les colluvions et les alluvions.....	p. 10
I.6 - POROSITE DE LA CRAIE.....	p. 11
I.7. - FRACTURATIONS.....	p. 14
I.8. - CONCLUSION.....	p. 15

II - PROPRIETES ET QUALITES DE L'AQUIFERE.....	p. 16
II.1. - HYDRODYNAMIQUE.....	p. 16
II.1.1. - Surface piézométrique.....	p. 17
II.1.2. - Les fluctuations de la surface piézométrique.....	p. 19
II.1.3. - Les caractéristiques hydrodynamiques.....	p. 21
II.1.3.1. - La transmissivité.....	p. 21
II.1.3.2. - Coefficient d'emmagasinement.....	p. 22
II.2. - QUALITE CHIMIQUE.....	p. 22
II.2.1. - Qualité moyenne des eaux de la craie.....	p. 23
II.2.1.1. - Le titre alcalimétrique complet.....	p. 24
II.2.1.2. - Les chlorures.....	p. 25
II.2.1.3. - Les nitrates.....	p. 25
II.2.2. - Composition isotopique.....	p. 26
II.2.2.1. - Les isotopes stables.....	p. 26
II.2.2.2. - Tritium, Isotope radioactif.....	p. 26
II.2.3. - Qualité bactériologique.....	p. 28
II.3. - LES CIRCULATIONS KARSTIQUES.....	p. 28
II.4. - CONCLUSION.....	p. 30

PARTIE II :

I - LES GRANDS TYPES KARSTIQUES.....	p. 31
I.1. - LE KARST DE LA COTE D'ALBATRE.....	p. 31
I.1.1. - Les Grottes.....	p. 32
I.1.1.1. - Rôle de la tectonique.....	p. 32
I.1.1.2. - Remarque.....	p. 36
I.1.2. - Les porches.....	p. 36
I.1.3. - Les émergences.....	p. 37
I.2. - LES SYSTEMES KARSTIQUES DE LA BASSE-SEINE.....	p. 37
I.2.1. - Les paléokarsts de la Basse-Seine.....	p. 37
I.2.2. - Le système karstique deCaumont-les-Varras.....	p. 40
I.3. - LES KARTS DE CUESTA CRAYEUSE.....	p. 41
I.3.1. - Le karst du Pays d'Othe.....	p. 41
I.3.2 - Le karst de la montagne de Reims.....	p. 43
I.4. - LE RESTE DES REGIONS CRAYEUSES.....	p. 47
II - MORPHOLOGIE DU KARST.....	p. 47
II.1. - L'EXOKARST.....	p. 47
II.1.1. - Les étendues crayeuses.....	p. 47
I.1.1.1. - Les étendues crayeuses unies.....	p. 48
I.1.1.2. - Les étendues crayeuses couvertes.....	p. 48
II.1.2. - Phénomènes de Surface et le karst d'introduction.....	p. 48
II.1.2.1. - Les formes d'introduction sur les plateaux.....	p. 49
II.1.2.1.1. - Les pertes de la couverture tertiaire.....	p. 49
II.1.2.1.2. - Les entonnoirs de la dissolution de la	
surface de la craie.....	p. 49
II.1.2.2. - Les formes d'introduction dans les vallées.....	p. 50
II.1.2.2.1. - Les pertes stratigraphiques de contact....	p. 51
II.1.2.2.2. - Les pertes de contact par faille.....	p. 51
II.1.2.2.3. - Les pertes de bombement tectonique.....	p. 51
II.1.2.2.4. - Les pertes de recoupement de méandres.....	p. 52
II.1.3. - Karst de restitution.....	p. 52
II.1.3.1. - Les sources de dépression.....	p. 53
II.1.3.2. - Les sources de déversement.....	p. 53
II.1.3.3. - Les sources de trop plein.....	p. 53
II.1.4. - Conclusion.....	p. 54
II.2. - LA ZONE D'INFILTRATION.....	p. 54
II.2.1. - Les cheminées.....	p. 55
II.2.2. - Les puits.....	p. 55
II.3. - ENDOKARST.....	p. 56
II.3.1. - Les conduits souterrains.....	p. 56
II.3.1.1. - Les galeries.....	p. 56
II.3.1.2. - Les salles.....	p. 57
II.3.2. - Organisation du drainage.....	p. 58
II.3.2.1. - Les cavités monodirectionnelles.....	p. 58
II.3.2.2. - Les cavités pluridirectionnelles.....	p. 59
II.3.2.2.1. - Les systèmes pluridirectionnnels à	

mono-conduits.....	p. 59
II.3.2.2.2. - Les systèmes pluridirectionnels arborescents.....	p. 60
II.3.2.2.3. - Réseaux à collecteur dédoublé.....	p. 61
II.3.2.2.4. - Réseaux complexes.....	p. 62
II.3.3. - Conclusion.....	p. 62
III - CONCLUSION DE LA PRESENTE PARTIE.....	p. 63
 PARTIE III :	
I. - APPROCHE HYDROLOGIQUE.....	p. 65
I.1. - ETUDE DES DEBITS CLASSES.....	p. 65
I.2. - ANALYSE DES COURBES DE RECESSION.....	p. 67
I.2.1. - Présentation de la méthode.....	p. 68
I.2.1.1. - Etude de tarissement.....	p. 70
I.2.1.2. - Courbe de décrue.....	p. 71
I.2.2. - Classification des systèmes Karstiques.....	p. 72
I.2.3. - Problèmes rencontrés.....	p. 73
I.3. - ANALYSES CORRELATOIRES ET SPECTRALES.....	p. 75
I.3.1. - Présentation de la méthode.....	p. 75
I.3.1.1. - Analyse simple.....	p. 76
I.3.1.1.1. - Corrélagramme simple.....	p. 76
I.3.1.1.2. - Spectre simple.....	p. 76
I.3.1.2. - Analysé croisée.....	p. 77
I.3.1.2.1. - Corrélagramme croisé.....	p. 77
I.3.1.2.2. - Spectre croisé.....	p. 78
I.3.1.2.3. - Fonctionnement de cohérence.....	p. 79
I.3.1.2.4. - Fonctionnement de gain.....	p. 79
I.3.1.3. - Fenêtre d'observation.....	p. 80
I.3.1.4. - Influence de la longueur des chroniques.....	p. 80
I.3.2. - Classification des systèmes karstiques.....	p. 80
I.3.2.1. - Effet mémoire.....	p. 82
I.3.2.2. - Bande spectrale.....	p. 82
I.3.2.3. - Temps de régulation.....	p. 83
I.3.2.4. - Réponse impulsionnelle.....	p. 83
II - APPROCHE HYDROCHIMIQUE.....	p. 84
II.1. - GENERALITES.....	p. 84
II.1.1. - L'eau créatrice d'informations.....	p. 84
II.1.2. - L'eau vecteur d'informations.....	p. 84
II.1.3. - Minéralisation des eaux.....	p. 85
II.1.3.1. - Les éléments fondamentaux : Equilibre calco-carbonique.....	p. 85
II.1.3.2. - Les éléments caractéristiques de l'Aquifère.....	p. 89
II.1.3.2.1. - L'ion magnésium.....	p. 89
II.1.3.2.2. - L'ion sulfate.....	p. 89
II.1.3.2.3. - Le sodium et le potassium.....	p. 90
II.1.3.2.4. - La silice.....	p. 90
II.1.3.2.5. - Les nitrates, nitrites, phosphates et	

III.1.2.2.2. - Fluctuations piézométriques.....	p. 181
III.2. - Etude hydrodynamique.....	p. 182
III.2.1. - Surface du Bassin.....	p. 182
III.2.2. - Etude des débits classés.....	p. 183
III.2.3. - Etude des courbes de récession.....	p. 184
III.2.4. - Analyse corrélatoires et spectrales.....	p. 184
III.2.4.1. - Analyse simple.....	p. 184
III.2.4.2. - Analyse croisée.....	p. 189
III.2.4.3. - Analyse des différents cycles.....	p. 190
III.2.4.3.1. - Les corrélogrammes simples.....	p. 190
III.2.4.3.2. - Les corrélogrammes croisés.....	p. 193
III.3. - Etude hydrochimique.....	p. 196
III.3.1. - Distribution des fréquences de conductivité.....	p. 196
III.3.2. - Analyse en composantes principales.....	p. 197
IV - TROIS FONTAINES.....	p. 202
IV.1. - CADRE GENERAL DE L'ETUDE.....	p. 202
IV.1.1. - Géomorphologie.....	p. 202
IV.1.2. - Cadre géologique.....	p. 204
IV.1.2.1. - Lithostratigraphie.....	p. 204
IV.1.2.1.1. - Cénomanién inférieur.....	p. 204
IV.1.2.1.2. - Cénomanién moyen et supérieur.....	p. 204
IV.1.2.1.3. - Turonien.....	p. 204
IV.1.2.1.4. - Sénonien.....	p. 205
IV.1.2.1.5. - Les formations de recouvrement.....	p. 205
IV.1.2.2. - Fracturations.....	p. 205
IV.1.2.2.1. - Les données pétrolières.....	p. 205
IV.1.2.2.2. - Analyse à l'échelle de l'affleurement....	p. 207
IV.1.3. - Hydrogéologie.....	p. 207
IV.2. - ETUDE HYDRODYNAMIQUE.....	p. 208
IV.2.1. - Etude des débits classés.....	p. 208
IV.2.2. - Etude des courbes de récession.....	p. 209
IV.2.2.1. - Etude de la crue du mois de Juin 1991.....	p. 209
IV.2.2.2. - Position dans la classification de Mangin.....	p. 211
IV.2.3. - Analyse corrélatoires et spectrales.....	p. 211
IV.2.3.1. - Analyse simple de l'ensemble de la chronique..	p. 211
IV.2.3.2. - Analyse simple à l'échelle du cycle.....	p. 214
IV.2.3.2.1. - Cycle 89-90.....	p. 214
IV.2.3.2.2. - Cycle 90-91.....	p. 215
IV.2.3.3. - Corrélogramme croisé.....	p. 216
IV.2.3.4. - Classification du système des Trois Fontaines..	p. 218
IV.3. - ETUDE HYDROCHIMIQUE.....	p. 218
IV.3.1. - Description des chroniques.....	p. 218
IV.3.1.1. - Les ions de l'équilibre calco-carbonique.....	p. 218
IV.3.1.2. - Les nitrates, chlorures et sulfates.....	p. 220
IV.3.1.3. - Le sodium et le potassium.....	p. 220
IV.3.1.4. - Le magnésium.....	p. 220
IV.3.1.5. - La conductivité.....	p. 221
IV.3.2. - Distribution des fréquences de conductivité.....	p. 221

V.2.4.2.2. - Analyse croisée entre la pression atmosphérique et le débit.....	p. 276
V.2.4.3. - Classification des sources de la Lys.....	p. 277
V. - CONCLUSION.....	p. 280
PARTIE V : SYNTHÈSE SUR LE KARST.....	p.285
PARTIE VI : CONCLUSIONS GENERALES.....	p. 290
LISTE BIBLIOGRAPHIQUE.....	p. 295
SOMMAIRE.....	p. 309
LISTES DES FIGURES ET DES TABEAUX.....	p. 317

LISTE DES FIGURES

LISTE DES FIGURES

PARTIE I :

Fig. 1.-	Carte de localisation des grandes régions crayeuses (in Crampon <i>et al.</i> , 1993).....	p. 4
Fig. 2.-	Coupe schématique dans les formations meubles du Pays de Caux.....	p. 8
Fig. 3.-	Carte de la région parisienne montrant la succession des plates-formes structurales emboîtées du nord vers le sud.....	p. 11
Fig. 4.-	Carte structurale du bassin de Paris.....	p. 15
Fig. 5.-	Carte piézométrique générale du bassin de Paris.....	p. 18
Fig. 6.-	Trois types différents d'évolution piézométrique dans la craie de Normandie.....	p. 21

PARTIE II :

Fig. 1.-	Localisation des phénomènes karstiques de la côte d'Albâtre.....	p. 33
Fig. 2.-	Orientation des conduits pour l'ensemble de la côte d'Albâtre.....	p. 35
Fig. 3.-	Histogrammes des directions de fractures dans le Vimeu.....	p. 35
Fig. 4.-	Répartition des failles dans le Vimeu.....	p. 35
Fig. 5.-	Histogramme des azimuts relevés dans les cavités du littoral du Vimeu.....	p. 35
Fig. 7.-	Localisation des phénomènes karstiques dans la Basse Seine.....	p. 38
Fig. 8.-	Les phénomènes karstiques de la Montagne de Reims.....	p. 45
Fig. 9.-	Topographie de la grotte aux Pigeons.....	p. 58
Fig. 10.-	Plan de la rivière souterraine du Heurt.....	p. 59
Fig. 11.-	Topographie de la grotte de Rouffignac.....	p. 61

PARTIE III :

Fig. 1.-	Illustration de la modélisation d'une courbe de récession.....	p. 69
Fig. 2.-	Essai de classification des systèmes karstiques.....	p. 94
Fig. 3.-	Effet de la longueur d'une chronique sur le calcul du corrélogramme et du spectre.....	p. 81
Fig. 4.-	Effet de la longueur d'une chronique sur la largeur d'un pic en analyse fréquentielle.....	p. 82
Fig. 5.-	Cinétique des réactions de l'équilibre calco-carbonique.....	p. 88
Fig. 6.-	Catalogue de distribution des fréquences de la conductivité.....	p. 94

PARTIE IV :

Chapitre I : Le système de la Rançon :

Fig. I.1.-	Localisation du bassin de la Rançon.....	p. 99
Fig. I.2.-	Localisation des bétouirs.....	p. 103
Fig. I.3.-	Carte piézométrique du bassin de la Rançon.....	p. 105
Fig. I.4.-	Variation du niveau d'eau dans le puits de la roche sèche.....	p. 107
Fig. I.5.-	Variation du niveau d'eau dans le puits de Blacqueville.....	p. 107
Fig. I.6.-	Variation du niveau d'eau dans le puits Baous-le-Compte.....	p. 108
Fig. I.7.-	Variation du niveau d'eau dans le puits de Motteville.....	p. 108
Fig. I.8.-	Débit classé des sources de la Rançon.....	p. 110
Fig. I.9.-	Corrélogramme simple des pluies de Sainte-Marie-des-Champs...	p. 112
Fig. I.10.-	Spectre simple des pluies de Sainte-Marie-des-Champs (cycle moyen).....	p. 112
Fig. I.11.-	Corrélogramme simple des débits des sources de la Rançon (cycle moyen).....	p. 113

Fig. I.12.-	Corrélogramme croisé pluie-débit (pluies de Sainte-Marie-des-Champs et débits des sources de la Rançon).....	p. 114
Fig.I.13.-	Corrélogramme simple des débits des sources de la Rançon (cycle 77-78).....	p. 115
Fig. I.14.-	Corrélogramme croisé pluie-débit relatif au cycle 77-78.....	p. 115
Fig. I.15.-	Corrélogramme simpld des débits des sources de la Rançon (cycle 78-79).....	p. 117
Fig. I.16.-	Corrélogramme croisé pluie-débit relatif au cycle 78-79 (pluies de Sainte-Marie-des-Champs et débits des sources de la Rançon).....	p. 117
Fig. I.17.-	Fonction d'amplitude croisée (cycle moyen : pluies de Sante-Marie-des-Champs et débit de la Rançon).....	p. 118
Fig. I.18.-	Fonction de cohérence (cycle moyen, pluie de Sainte-Marie-des-Champs et débits de la Rançon).....	p. 118
Fig.I-19.-	Fonction de gain (cycle moyen : pluie de Sainte-Marie-des-Champs et débits de la Rançon).....	p. 119
Fig. I.20.-	A.C.P. chimisme des sources de la Rançon au cours des cycles 77-78 et 78-79 - Espace des variables, plan F1-F2.....	p. 123
Fig. I.21.-	A.C.P. chimisme des sources de la Rançon au cours des cycles 77-78 t 78-79 - Espace des échantillons , plan F1-F2.....	p. 124
Fig. I.22.-	A.C.P. chimisme des sources de la Rançon au cours des cycles 77-78 et 78-79 - Espace des variables, plan F1-F3.....	p. 125

Chapitre II : Bec de Caux :

Fig. II.1.-	Localisation des bassins des sources de Radicatel, Saint-Laurent et Rouelles.....	p. 128
Fig. II.2.-	Carte piézométrique du Bec de Caux.....	p. 135
Fig. II.3.-	Variation du niveau d'eau dans les forages de Gerville, Manéglise et Heuqueville.....	p. 138
Fig. II.4.-	Variation du niveau d'eau pour les familles 1.....	p. 139
Fig. II.5.-	Variation du niveau d'eau pour les familles 2 et 3.....	p. 140
Fig. II.6.-	Variation du niveau d'eau pour les familles 1.....	p.
Fig. II.7.-	Débits classés des sources de Radicatel.....	p. 143
Fig. II.8.-	Débits classés des sources de Rouelles.....	p. 143
Fig. II.9.-	Courbe de récessiondes débits de Radicatel.....	p. 144
Fig. II.10.-	Corrélogramme simple à long terme des pluies de Tancarville.....	p. 146
Fig. II.11.-	Corrélogramme simple à court terme des pluies de Tancarville.....	p. 146
Fig. II.12.-	Spectre de densité de variance à court terme des pluies de Tancarville.....	p. 147
Fig. II.13.-	Corrélogramme simple à long terme des débits des sources de Rouelles..	p. 147
Fig. II.14.-	Spectre de densité de variance à long terme des débits des sources de Rouelles.....	p. 149
Fig. II.15.-	Corrélogramme simple à court terme des débits des sources de Rouelles..	p. 149
Fig. II.16.-	Corrélogramme croisé pluie-débit (pluies de Tancarville et débits de Rouelles.....	p. 150
Fig. II.17.-	Corrélogramme simple à long terme des débits des sources de Saint-Laurent.....	p. 151
Fig. II.18.-	Spectre de densité de variance à long terme des débits des sources de Saint-Laurent.....	p. 151
Fig. II.19.-	Corrélogramme simple à court terme des débits des sources de Saint-Laurent.....	p. 152
Fig. II.20.-	Spectre de densité de variance à court terme des débits des sources de Saint-Laurent.....	p. 153
Fig. II.21.-	Corrélogramme croisé pluie-débit (pluies de Tancarvilles et débits de Saint-Laurent.....	p. 154
Fig. II.22.-	Corrélogramme croisé pluie-débit relatif au cycle 90-91 pluies de Tancarville et débits des sources de Saint-Laurent).....	p. 154

Fig. II.23.-	Corrélogramme croisé pluie-débit relatif au cycle 91-92 (pluies de Tancarville et débits des sources de Saint-Laurent).....	p. 155
Fig. II.24.-	Corrélogramme simple à court terme des débits des sources de Radicatel.....	p. 156
Fig. II.25.-	Spectre de densité de variance à court terme des débits des sources de Radicatel.....	p. 157
Fig. II.26.-	Corrélogramme croisé pluie-débit (pluies de Tancarville et débits des sources de Radicatel).....	p. 157
Fig. II.27.-	Distribution de fréquence de conductivité des sources de Rouelles.....	p. 159
Fig. II.28.-	A.C.P. chimisme des sources de Rouelles - Espace des variables, plan F1-F2.....	p. 162
Fig. II.29.-	A.C.P. chimisme des sources de Rouelles - Espace des échantillons, plan F1-F2.....	p. 162
Fig. II.30.-	A.C.P. chimisme des sources de Rouelles - Espace des variables, plan F1-F3.....	p. 163
Fig. II. 31.-	Evolution de la chimie des eaux de Saint-Laurent.....	p. 164
Fig. II.32.-	Distribution de fréquence de conductivité des eaux de Saint-Laurent.....	p. 165
Fig. II.33.-	Evolution de chimisme des eaux de Radicatel.....	p. 167
Fig. II.34.-	Distribution de fréquence du titre alcalimétrique complet de Radicatel....	p. 168
Fig. II.35.-	A.C.P. chimisme des sources de Radicatel - Espace des variables, plan F1-F2, série 87-88.....	p. 170
Fig. II. 36.-	A.C.P. chimisme des sources de Radicatel - Espace des échantillons F1-F2, série 87-88.....	p. 171
Fig. II.37.-	A.C.P. chimisme des sources de Radicatel - Espace des variables, plan F1-F2, série 91-93.....	p. 174
Fig. II.38.-	A.C.P. chimisme des sources de Radicatel - Espace des échantillons, plan F1-F2, série 91-93.....	p. 174
Fig. II.39.-	A.C.P. chimisme de Radicatel - Espace des variables, plan F1-F3, série 91-93.....	p. 175

Chapitre III : Fontaines-sous-Préaux :

Fig. III.1.-	Localisation du bassin des Fontaines-sous-Préaux.....	p. 177
Fig. III.2.-	Carte piézométrique et liaisons karstiques du bassin des Fontaines-sous-Préaux.....	p. 182
Fig. III.3.-	Débits classés des Fontaines-sous-Préaux.....	p. 183
Fig. III.4.-	Corrélogramme simple à long terme des pluies à la station de Boos.....	p. 184
Fig. III.5.-	Spectre de densité de variance à long terme des pluies à la station de Boos.....	p. 185
Fig. III.6.-	Corrélogramme simple à court terme des pluies à la station de Boos.....	p. 186
Fig. III.7.-	Spectre de densité à variance à court terme des pluies à la station de Boos.....	p. 186
Fig. III.8.-	Corrélogramme simple à long terme des débits de Fontaines-sous-Préaux	p. 187
Fig. III.9.-	Spectre de densité de variance à long terme des débits de Fontaines-sous-Préaux.....	p. 188
Fig. III.10.-	Corrélogramme simple à court terme des débits de F.S.P.....	p. 188
Fig. III.11.-	Spectre de densité de variance à court terme des débits de Fontaines-sous-Préaux.....	p. 189
Fig. III.12.-	Corrélogramme croisé pluie-débit (pluies de Boos et débits des Fontaines-sous-Préaux).....	p. 190
Fig. III.13.-	Corrélogramme simple des débits de Fontaines-sous-Préaux relatif au cycle 84-85.....	p. 191
Fig. III.14.-	Corrélogramme simple des débits de Fontaines-sous-Préaux relatif au cycle 87-88.....	p. 192
Fig. III.15.-	Corrélogramme simple des débits de Fontaines-sous-Préaux relatif au cycle 87-88.....	p. 192

Fig. III.16.-	Corrélogramme simple des débits de Fontaines-sous-Préaux relatif au cycle 86-87.....	p. 193
Fig. III.17.-	Corrélogramme croisé pluies de Boos et débits des Fontaines-sous-Préaux relatif au cycle 91-92.....	p. 194
Fig. III.18.-	Corrélogramme croisé pluies de Boos et débits des Fontaines-sous-Préaux relatif au cycle 90-91.....	p. 194
Fig. III.19.-	Corrélogramme croisé pluies de Boos et débits des Fontaines-sous-Préaux relatif au cycle 90-91.....	p. 195
Fig. III.20.-	Distribution de fréquence de la conductivité des eaux des Fontaines-sous-Préaux.....	p. 196
Fig. III.21.-	A.C.P. chimisme des Fontaines-sous-Préaux - Espace des variables, plan F1-F2.....	p. 199
Fig. III.22.-	A.C.P. chimisme des Fontaines-sous-Préaux - Espace des échantillons, plan F1-F2.....	p. 199
Fig. III.23.-	A.C.P. chimisme des Fontaines-sous-Préaux - Espace des variables, plan F1-F3.....	p. 200
Fig. III.24.-	A.C.P. chimisme des Fontaines-sous-Préaux - Espace des échantillons, plan F1-F3.....	p. 200

Chapitre IV : Trois Fontaines :

Fig IV.1.-	Localisation du bassin des Trois Fontaines.....	p. 202
Fig. IV.2.-	Carte géomorphologique du bassin des Trois Fontaines.....	p. 202
Fig. IV.3.-	Carte structurale de l'Est du Loiret.....	p. 206
Fig. IV.4.-	Carte piézométrique et liaisons karstiques du bassin des Trois Fontaines.....	p. 208
Fig. IV.5.-	Débits classés des Trois Fontaines.....	p. 209
Fig. IV.6.-	Graphe $y = [f(t)]$ représentant la forme de décrue des Trois Fontaines.....	p. 211
Fig. IV. 7.-	Corrélogramme simple des pluies à la station Plets (cycle moyen).....	p. 212
fig. IV.8.-	Spectre de densité de variance des pluies à la station Plets (cycle moyen)	p. 213
Fig. IV.9.-	Corrélogramme simple des débits des Trois Fontaines (cycle moyen).....	p. 213
Fig. IV.10.-	Corrélogramme croisé pluies-débits (pluies de Plets et débits des Trois Fontaines.....	p. 213
Fig. IV.11.-	Corrélogramme simple des débits des Trois Fontaines relatif au cycle 89-90.....	p. 214
Fig. IV.12.-	Spectre de densité de variance des pluies à la station Plets relatif au cycle 89-90.....	p. 215
Fig. IV.13.-	Corrélogramme simple des débits des Trois Fontaines relatif au cycle 90-91.....	p. 216
Fig. IV.14.-	Corrélogramme croisé pluie-débit relatif au cycle 89-90 (pluies de Plets et débits des Trois Fontaines).....	p. 217
Fig. IV.15.-	Corrélogramme croisé pluie-débit relatif au cycle 90-91 (pluies de Plets et débits des Trois Fontaines).....	p. 217
Fig. IV.16.-	Evolution de la chimie des eaux des Trois Fontaines.....	p. 219
Fig. IV.17.-	Distribution de fréquence de la conductivité des eaux des Trois Fontaines.....	p. 221
Fig. IV.18.-	A.C.P. chimisme des Trois Fontaines - Espace des échantillons, plan F1-F2.....	p. 223
Fig. IV.19.-	A.C.P. chimisme des Trois Fontaines - Espace des variables, plan F1-F2.....	p. 225
Fig. IV.20.-	A.C.P. chimisme des Trois Fontaines - Espace des variables, plan F1-F3.....	p. 225

Chapitre V - Sources de la Lys :

Fig. V.1.-	Localisation du bassin versant de la lys.....	p. 227
Fig. V.2.-	Carte structurale du bassin de la Lys.....	p. 234
Fig. V.3.-	Fluctuations piézométriques de la nappe du Turonien dans le site de Lisbourg.....	p. 238

Fig. V.4.-	Fluctuations piézométriques de la nappe du Turonien dans le site de Verchin.....	p. 238
Fig. V.5.-	Fluctuations piézométriques de la nappe du Cénomani en dans le site de Lisbourg.....	p. 239
Fig. V.6.-	Fluctuations piézométriques de la nappe du Cénomani en dans le site de Verchin.....	p. 240
Fig. V.7.-	Pourcentage des débits classés des sources de la Lys pour la période 73-90.....	p. 242
Fig. V.8.-	Pourcentage des débits classés des sources de la Lys relatif au cycle 76-77.....	p. 243
Fig. V.9.-	Pourcentage des débits classés des sources de la Lys relatif au cycle 77-78.....	p. 244
Fig. V.10.-	Pourcentage des débits classés des sources de la Lys relatif au cycle 80-81.....	p. 245
Fig. V.11.-	Pourcentage des débits classés des sources de la Lys relatif au cycle 81-82.....	p. 245
Fig. V.12.-	Pourcentage des débits classés des sources de la Lys relatif au cycle 88-89.....	p. 246
Fig. V.13.-	Hydrogramme de la décrue et du tarissement de 1989 des sources de la Lys.....	p. 249
Fig. V.14.-	Hydrogramme de la décrue de 1989 des sources de la Lys.....	p. 249
Fig. V.15.-	Fonction $\phi(t)$ correspondant à l'hydrogramme de 1989 des sources de la Lys.....	p. 250
Fig. V.16.-	Linéarisation de la fonction $\phi(t)$ correspondant à l'hydrogramme de 1989 des sources de la Lys.....	p. 250
Fig. V.17.-	Graphe [$y(\tau)$] représentant la forme des décrues des sources de la Lys.....	p. 254
Fig. V.18.-	Position de la Lys dans la classification de Mangin.....	p. 256
Fig. V.19.-	Graphe [$y \text{ et } \phi(t)$] représentant la forme des trois décrues de fin d'été des sources de la Lys.....	p. 259
Fig. V.20.-	Corrélogramme simple à long terme de la pluie à la station Fiefs.....	p. 261
Fig. V.21.-	Spectre de densité de variance à long terme de la pluie à la station Fiefs..	p. 261
Fig. V.22.-	Corrélogramme simple à court terme de la pluie à la station Fiefs.....	p. 262
Fig. V.23.-	Spectre de densité de variance à court terme de la pluie à la station de Fiefs.....	p. 262
Fig. V.24.-	Corrélogramme simple à long terme des débits des sources de la Lys.....	p. 263
Fig. V.25.-	Spectre de densité de variance à long terme des débits des sources de la Lys.....	p. 263
Fig. V.26.-	Corrélogramme simple à court terme des débits des sources de la Lys.....	p. 265
Fig. V.27.-	Spectre de densité de variance à court terme des débits des sources de la Lys.....	p. 265
Fig. V.28.-	Spectre de densité de variance de la pluie à la station Fiefs (cycle 79-80).....	p. 267
Fig. V.29.-	Spectre de densité de variance des débits des sources de la Lys (cycle 82-83).....	p. 267
Fig. V.30.-	Corrélogramme simple des débits des sources de la Lys (cycle 87-88)....	p. 268
Fig. V.31.-	Spectre de densité de variance des débits des sources de la Lys (cycle 87-88).....	p. 268
Fig. V.32.-	Corrélogramme simple des débits des sources de la Lys (cycle 80-81).....	p. 269
Fig. V.33.-	Corrélogramme simple des débits des sources de la Lys (cycle 89-90).....	p. 269
Fig. V.34.-	Tendance interannuelle de la pluie à la station Fiefs.....	p. 270
Fig. V.35.-	Corrélogramme simple des débits des sources de la Lys (cycle 75-76).....	p. 271
Fig. V.36.-	Corrélogramme croisé pluies-débits durant toute la période d'étude (pluies à Fiefs et débits de la Lys).....	p. 272
Fig. V.37.-	Corrélogramme croisé pluies-débits relatif au cycle 80-81 (pluies à Fiefs et débits de la Lys).....	p. 273

Fig. V.38.-	Corrélogramme croisé pluies-débits relatif au cycle 88-89 (pluies à Fiefs et débits de la Lys).....	p. 273
Fig. V.39.-	Corrélogramme croisé pluies-débits relatif au cycle 89-90 (pluies à Fiefs et débits de la Lys).....	p. 274
Fig. V.40.-	Corrélogramme croisé pluies-débits du résidu des chroniques filtrées à l'aide d'un filtre moyen mobile 101 (pluies à Fiefs et débits de la Lys).....	p. 275
Fig. V.41.-	Corrélogramme croisé pluies-débits relatif au cycle 86-87 (pluies à Fiefs et débits de la Lys).....	p. 275
Fig. V.42.-	Spectre de densité de variance de la pression atmosphérique à la station de Lesquin (cycle 93-94).....	p. 276
Fig. V.43.-	Corrélogramme croisé pression-débit relatif au cycle 93-94 (pression atmosphérique à Lesquin et débit de la Lys).....	p. 277
Fig. V.44.-	Emplacement de la Lys dans la classification de Mangin (1984).....	p. 279

LISTE DES TABLEAUX

LISTE DES TABLEAUX

PARTIE I :

Chapitre I : Le système de la Rançon :

Tabl. 1.-	Porosité des terrains crayeux d'après Masson (1978).....	p. 12
Tabl. 2.-	Porosité des craies du Pays d'Othe.....	p. 12
Tabl. 3.-	Porosité des craies du Nord de la France.....	p. 12
Tabl. 4.-	Porosités efficaces des différentes craies du Pays d'Othe.....	p. 13
Tabl. 5.-	Dosage des éléments chimiques majeurs en mg/l.....	p. 23
Tabl. 6.-	Teneurs en Tritium (en UT) des sources de la Rançon.....	p. 27
Tabl. 7.-	Répartition des vitesses d'écoulement souterrain déterminées par traçages artificiels en Normandie.....	p. 29

PARTIE III :

Tabl. 1.-	Résumé des équilibres constituant le système CO ₂ -H ₂ O-Carbonates. Les termes entre parenthèses représentent les activités des ions.....	p. 87

PARTIE IV :

Chapitre : I : Le système de la Rançon :

Tabl. I.1.-	Moyennes mensuelles interannuelles des débits des sources de la Rançon	p. 109
Tabl. I.2.-	Résultat des A.C.S. des sources de la Rançon.....	p. 121
Tabl. I.3.-	Matrice des corrélations entre les variables.....	p. 122
Tabl. I.4.-	La première colonne correspond aux corrélations entre les variables et les axes et la seconde correspond aux corrélations au carré.....	p. 122

Chapitre II : Bec de Caux :

Tabl. II.1.-	Caractéristiques des bassins affluents de la Lézarde.....	p. 132
Tabl. II.2.-	Caractéristiques des vallées sèches du Bec de Caux.....	p. 133
Tabl. II.3.-	Gradients hydrauliques de la nappe de la craie.....	p. 136
Tabl. II.4.-	Matrice des corrélations entre les variables (chimisme de Rouelles).....	p. 136
Tabl. II.5.-	La première colonne correspond aux corrélations entre les variables et les axes et la seconde aux corrélations au carré.....	p. 160
Tabl. II.6.-	Matrice des corrélations entre les variables (chimisme de Radicatel).....	p. 169
Tabl. II.7.-	La première colonne correspond aux corrélations entre les variables et les axes, la seconde correspond aux corrélations au carré.....	p. 169
Tabl. II.8.-	Matrice des corrélations entre les variables (chimisme de Radicatel).....	p. 172
Tabl. II.9.-	Corrélation entre les variables et les axes.....	p. 172

Chapitre III : Fontaines-sous-Préaux :

Tabl. III.1.-	Matrice des corrélations des variables (chimisme des Fontaines-sous-Préaux).....	p. 199
Tabl. III.2.-	La première colonne correspond aux corrélations entre les variables et les axes et la seconde correspond aux corrélations au carré.....	p. 198

Chapitre IV : Trois Fontaines :

Tabl. IV.1.-	Paramètres calculés à partir de l'étude de la décrue et du tarissement des sources des Trois Fontaines.....	p. 209
Tabl. IV.2.-	Pourcentage de diminution du débit en fonction du temps.....	p. 210
Tabl. IV.3.-	Résultat des ACS des Trois Fontaines.....	p. 218
Tabl. IV.4.-	Corrélation entre les variables et les axes.....	p. 222
Tabl. IV.5.-	Corrélation entre les variables.....	p. 222

Chapitre V : Sources de la Lys :

Tabl. V.1.-	Résumé des résultats de l'étude des courbes de récession des sources de la Lys.....	p. 251
Tabl. V.2.-	Pourcentage de diminution du débit en fonction du temps.....	p. 255
Tabl. V.3.-	Caractéristiques de récession d'étiage des sources de la Lys.....	p. 258
Tabl. V.4.-	Les paramètres calculés à partir des A.C.S. appliqués aux sources de la Lys.....	p. 278

