Hydrogéologie des systèmes karstiques de l'unité delphino-helvétique inferieures entre les vallees du Fier et du Borne (massif des Bornes, Haute-Savoie, france)

Paul Henri Mondain

▶ **To cite this version:**

Paul Henri Mondain. Hydrogéologie des systèmes karstiques de l'unité delphino-helvétique inferieures entre les vallees du Fier et du Borne (massif des Bornes, Haute-Savoie, france). Géologie appliquée. Université d'Orléans, 1989. Français. NNT : . tel-00784936

HAL Id: tel-00784936

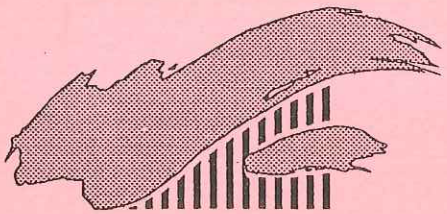
https://theses.hal.science/tel-00784936

Submitted on 5 Feb 2013

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

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

Académie d'Orléans-Tours



UNIVERSITE D'ORLEANS

HYDROGEOLOGIE DES SYSTEMES KARSTIQUES DE L'UNITE DELPHINO-HELVETIQUE INFERIEURE ENTRE LES VALLEES DU FIER ET DU BORNE (MASSIF DES BORNES, HAUTE-SAVOIE, FRANCE)

THESE

présentée à l'Université d'Orléans le 8 décembre 1989
en vue d'obtenir le grade de
Docteur de l'Université d'Orléans
Discipline : Sciences de la Terre; Spécialité : Hydrogéologie

par

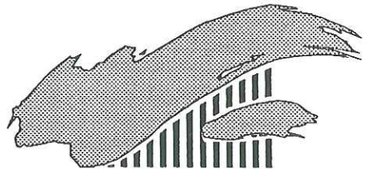
Paul-Henri MONDAIN

devant le jury composé de M.M. :

F. LELONG, Professeur à l'Université de Bourgogne.....**Président**
A. MANGIN, Directeur de Recherches au C.N.R.S. (Moulis).....**Rapporteur**
M. TARDY, Professeur à l'Université de Savoie.....**Rapporteur**
M. ALBINET, Ingénieur à l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse.....**Examinateur**
F. BERTHIER, Hydrogéologue du Département de la Haute-Savoie.....**Examinateur**
M. LEPILLER, Assistant à l'Université d'Orléans.....**Examinateur**

ORLEANS
GEOSCIENCES
Mémoire n° 05, 1991, tome 1

Académie d'Orléans-Tours



UNIVERSITE D'ORLEANS

HYDROGEOLOGIE DES SYSTEMES KARSTIQUES DE L'UNITE DELPHINO-HELVETIQUE INFERIEURE ENTRE LES VALLEES DU FIER ET DU BORNE (MASSIF DES BORNES, HAUTE-SAVOIE, FRANCE)

THESE

présentée à l'Université d'Orléans le 8 décembre 1989
en vue d'obtenir le grade de
Docteur de l'Université d'Orléans
Discipline : Sciences de la Terre; Spécialité : Hydrogéologie

par

Paul-Henri MONDAIN

devant le jury composé de M.M. :

F. LELONG, Professeur à l'Université de Bourgogne.....**Président**
A. MANGIN, Directeur de Recherches au C.N.R.S. (Moulis).....**Rapporteur**
M. TARDY, Professeur à l'Université de Savoie.....**Rapporteur**
M. ALBINET, Ingénieur à l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse.....**Examinateur**
F. BERTHIER, Hydrogéologue du Département de la Haute-Savoie.....**Examinateur**
M. LEPILLER, Assistant à l'Université d'Orléans.....**Examinateur**

ORLEANS
GEOSCIENCES
Mémoire n° 05, 1991, tome 1

AVANT-PROPOS

Au terme de ce travail qui porta sur une période de huit années, je tiens à remercier toutes les personnes qui apportèrent, chacune à leur manière, leur pierre à la construction de cette thèse. Il m'est ici impossible de toutes les nommer. Cependant, que toutes ces personnes veuillent bien se reconnaître à travers ces quelques lignes. Ce manuscrit n'est en somme que la transcription du fruit de toute une collaboration.

Tout d'abord au sein de l'Université d'Orléans, je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance à :

- Monsieur le professeur F. LELONG qui m'a acceuilli dans son laboratoire et a accepté de diriger ce travail ;

- M. LEPILLER, assistant au laboratoire d'hydrogéologie, qui proposa le sujet de cette thèse et m'accompagna tout au long de celle-ci. Il m'a initié à l'hydrogéologie karstique et m'a fait bénéficier de toute son expérience. La proximité de nos terrains de thèse et la similarité de nos recherches ont suscité des échanges permanents qui permirent, au gré des résultats acquis par l'un ou l'autre, d'enrichir sans cesse notre réflexion sur la connaissance des sytèmes karstiques subalpins ;

- G. DROUET, technicien au laboratoire d'hydrogéologie, pour l'aide qu'il m'a apportée dans l'acquisition des données hydrochimiques ;

- le personnel du laboratoire de géologie qui a toujours répondu positivement à chaque fois que je sollicitais ses services et grâce auquel un climat assez chaleureux régnait ; je pense notamment à S. CASSEAULT, D. PANIS, B. COQUANT, J. MARIE et G. COUDRAT ;

- Mesdames G. HUE et J. FERRAND qui ont bien voulu accepter de frapper ce manuscrit en supplément des charges habituelles du secrétariat du Département des Sciences de la Terre qui leur incombent ;

- enfin, tous mes camarades de 3ème cycle du laboratoire d'hydrogéologie, les anciens : N. MOREAU, J.L. CHERY, B. WEDRAOGO-DUMAZET et P. VERMOREL, les contemporains : P. MUET, E. LIVROZET, A. ORANGE, R. GONZALEZ et P. CARDIN (mon correspondant local de Haute-Savoie), et les jeunes : F. GUERIN, E. LASNE et N. BELAYACHI. Au cours des huit années passées dans ce laboratoire nous avons toujours su préserver une ambiance sympathique de travail. Je tiens plus

particulièrement à remercier R. GONZALEZ avec lequel j'ai le plus longtemps partagé la condition de thésard. En maintes occasions il est venu me prêter main forte et tout spécialement en informatique.

J'exprime mes remerciements aux membres du Jury ainsi qu'aux autres personnes qui ont bien voulu me consacrer du temps pour me faire partager leurs connaissances scientifiques et formuler des remarques constructives sur ce travail :

- MM. A. MANGIN, directeur de recherche, et BAKALOWICZ, maître de recherche, du laboratoire souterrain du C.N.R.S. de Moulis qui m'ont toujours bien accueilli en Arriège et m'ont largement fait bénéficier de leur expérience en matière d'hydrogéologie karstique ;

- M. M. TARDY, professeur à l'Université de Savoie, à Chambéry, dont les recherches en géologie structurale ont permis de préciser les modalités de mise en place des massifs subalpins savoyards ;

- M. J.J. CHAROLLAIS, professeur à l'Université de Genève, qui m'a ouvert les portes de son laboratoire pour me familiariser avec la stratigraphie des massifs subalpins des Bornes et des Aravis ;

- MM. M. ALBINET, hydrogéologue à l'Agence de Bassin Rhône-Méditerranée-Corse et F. BERTHIER, hydrogéologue au Conseil Général de Haute-Savoie, qui, en acceptant de juger ce travail, apportèrent leur regard de praticien ;

- M. R. MAIRE, chargé de recherche C.N.R.S. à l'Université d'Aix-en-Provence, qui m'a fait part de ses connaissances sur les spécificités géomorphologiques des karsts de Haute-Montagne.

Je n'oublierai jamais l'aide précieuse que m'apportèrent sur le terrain les habitants du massif des Bornes. Sans leur contribution, il m'eut été impossible de recueillir une aussi importante quantité de données compte tenu de l'éloignement du terrain de thèse par rapport au laboratoire de l'Université d'Orléans :

- la famille BARRACHIN de la scierie de Morette qui était toujours prête à me faciliter la tâche sur le terrain en mettant tous les outils de son atelier à ma disposition et à qui je dois les prélèvements et les observations quotidiennes effectués sur l'émergence de Morette ;

- A. PAHUD et C. LOUMONT dont la curiosité scientifique et le talent d'astucieux bricoleurs m'ont été très précieux pour ce travail. C'est entre autre grâce à eux qu'il m'a été possible d'installer un limnigraphe dans la grotte de la Diau. Durant toute cette étude, ils ont assuré la maintenance de cet appareil et de celui placé dans la grotte de Morette ;

- les personnes de la S.D.E.I. : MM. CLAMARON, DEMOLIS, SONNERAT et SICLET qui réalisèrent les nombreux prélèvements effectués sur les sources de Bunant, de Mouillettaz et du Pont de Pierre ;

- MM. DURET et GOMEZ du service hydraulique de la D.D.A.F. de Haute-Savoie qui apportèrent leur collaboration pour acquérir des données limnigraphiques sur la haute vallée de la Fillière ainsi que des données climatologiques sur l'ensemble du massif, et plus spécifiquement sur les stations d'altitude du Parmelan et des Glières ;

- la famille BIDAULT qui bien consciencieusement accepta de réaliser des relevés climatologiques journaliers au Sapey ;

- M. GINESTET, responsable du site archéologique de la Balme de Thuy, qui me fit bénéficier de ses connaissances sur l'évolution paléoclimatique du secteur et me permit d'effectuer une datation au C^{14} sur un plancher stalagmitique de la grotte de Morette ;

- les nombreux spéléologues, individuels ou membres des clubs annéciens ou de la région, travaillant sur le massif des Bornes qui me faisaient part de leurs explorations et étaient toujours disponibles pour me prêter main forte lorsqu'il s'agissait de réaliser des traçages. L'approche différente que nous avions du karst fut source d'enrichissants échanges conduisant à une meilleure préception du karst des Bornes.

Je tiens à remercier également la Mairie de Thônes et tout spécialement le personnel de ses services techniques qui a toujours su trouver une solution pour m'offrir un hébergement durant mes séjours plus ou moins longs en Haute-Savoie. J'exprime aussi ma plus grande sympathie à tous les amis orléanais qui me prêtèrent leur toit à l'occasion de mes passages épisodiques à Orléans lorsque je rédigeais cette thèse : D. PANIS et ses collègues, H. VEDRINE, E. et K. ZAFARENTESSAB, ainsi que les familles DAGUENET, LEPILLER, GAUTHIER et GONZALEZ.

Ce travail n'aurait jamais vu le jour sans le concours de la D.G.R.S.T. qui assura un soutien financier durant les deux premières années de thèse. Le Syndicat Intercommunal des Eaux de la vallée de la Fillière apporta également une contribution financière qui couvrit une partie de mes frais sur le terrain. Je suis reconnaissant envers J. GAUDAN, professeur de paléontologie à l'Université de Paris VI, et D. DECROUEZ, conservateur au Muséum d'Histoire Naturelle de Genève qui, en m'associant à leurs recherches sur la faune de Poissons des schistes à Foraminifères des chaînes subalpines, me firent bénéficier de vacations.

Enfin, si ce travail de longue haleine a pu aboutir, je le dois pour une large part à Régine mon épouse, qui assura, plusieurs années durant la subsistance de la famille. Ses encouragements et le climat studieux qu'elle sut préserver autour de moi me furent d'un précieux secours. Ce manuscrit est l'aboutissement des nombreux sacrifices qu'elle me concèda.

INTRODUCTION

La présente étude est née à la fois des préoccupations du laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université d'Orléans pour lequel la connaissance du fonctionnement des systèmes karstiques constitue un de ses principaux axes de recherche, et d'un souci pour certaines collectivtés locales du massif des Bornes de s'interroger sur les moyens de répondre à l'augmentation sans cesse croissante de la demande en eau. Cette étude rejoint aussi les préoccupations de l'Agence Financière de Bassin Rhône-Méditerranée-Corse visant à exploiter les réserves des synclinaux perchés pour soutenir le débit d'étiage de cours d'eau (ALBINET, 1984).

L'alimentation en eau potable des communes du massif des Bornes a longtemps été assurée par le captage gravitaire de quelques émergences karstiques, mais surtout de nombreuses petites sources de versant dont les débits s'avèrent aujourd'hui insuffisants pour satisfaire les besoins à court ou moyen terme. En raison notamment du développement touristique de cette région de montagne, il se trouve que la demande en eau est précisément la plus forte aux époques où les débits des sources sont les plus faibles (basses eaux estivales et hivernales). Le captage de nouvelles ressources plus abondantes devient donc nécessaire. A cet effet, deux catégories d'aquifères peuvent être sollicités : les alluvions graveleuses participant au remplissage des bassins de surcreusement glaciaire dans les vallées dont les potentialités aquifères ont été évaluées par le Conseil Général de Haute-Savoie (1982), et les systèmes karstiques que renferment les structures géologiques perchées du massif des Bornes. Ces derniers présentent généralement l'avantage de permettre une distribution gravitaire de l'eau alors que l'exploitation des ressources alluviales par forage nécessite un pompage préalable pour refouler l'eau dans les réservoirs en altitude, ce qui augmente notablement le coût d'exploitation d'un réseau d'alimentation en eau potable. De plus, les systèmes karstiques, bien que très vulnérables aux pollutions, sont beaucoup moins exposés à de tels risques que les nappes alluviales, les implantations urbaines et industrielles de la région étant localisées dans les vallées. Il apparaissait donc intéressant d'étudier les aquifères karstiques des Bornes qui n'avaient fait l'objet d'aucune étude hydrogéologique.

Le présent travail vise donc :

- à recenser les ressources en eau disponibles dans les formations carbonatées de la partie Ouest du massif des Bornes comprises entre les vallées du Fier et du Borne (fig. 1) ;
- à préciser les conditions de renouvellement de ces ressources ;
- à évaluer les contraintes nécessaires à respecter pour préserver la qualité de ces ressources.

Pour atteindre cet objectif, il est nécessaire dans un premier temps de chercher à établir, à partir de la connaissance des structures géologiques et des informations fournies par les traçages, la délimitation des systèmes hydrologiques dont les émergences karstiques constituent les exutoires. Les données hydrométriques et hydrochimiques recueillies permettront ensuite de préciser les modalités de fonctionnement des systèmes étudiés.

A cet aspect directement appliqué à l'étude, s'ajoute un aspect plus fondamental cherchant à parvenir à une meilleure compréhension des modalités de circulation des eaux à l'intérieur des aquifères karstiques étudiés et à mieux connaître les phénomènes participant au processus de karstification. La détermination des quantités de matières dissoutes exportées permettra de préciser l'intensité actuelle de cette dernière. L'adéquation ou l'inadéquation entre le fonctionnement actuel de ces systèmes karstiques et ce que l'on connaît de leur structure à partir de l'approche géomorphologique apporteront des éléments pour comprendre l'histoire de la mise en place du karst des Bornes.

Ce travail s'inscrit dans le programme des recherches menées par le Laboratoire d'Hydrogéologie d'Orléans dans le domaine du karst sur les massifs subalpins septentrionaux (LEPILLER, MONDAIN, CARDIN, 1988). Il fait suite aux travaux effectués (thèse de 3ème cycle, 1980) et poursuivis (thèse d'Etat en cours) par M. LEPILLER plus au Sud sur les aquifères karstiques des Bauges, et sera complété par l'étude que réalise plus au Nord P. CARDIN (thèse en cours) sur les formations calcaires des Bornes comprises à l'Ouest du synclinal de Thônes entre les vallées du Borne et de l'Arve. La synthèse de ces trois études qui s'adressent à des aquifères karstiques présentant pour la plupart les mêmes caractéristiques lithologiques et soumis à un même climat régional, devrait permettre à l'avenir de mieux cerner le rôle des différents facteurs influant sur la karstification et de dégager ainsi des règles générales qui régissent la structure et la fonctionnement des aquifères karstiques subalpins.

A l'issue de ce travail des propositions pour exploiter les

ressources disponibles du karst sont faites. Elles apporteront ainsi des solutions possibles au Syndicat Intercommunal des Eaux de la Fillière, à la municipalité de Thônes dans la vallée du Fier ou bien encore aux habitants du plateau des Glières qui risquent d'être confrontés dans un avenir plus ou moins proche à des problèmes d'alimentation en eau. Sur la base des résultats obtenus, des enseignements d'ordre méthodologique sont également suggérés afin d'optimiser de futures études hydrogéologiques sur les systèmes karstiques des chaînes subalpines.

CHAPITRE I

PRESENTATION GENERALE

CHAPITRE I

PRESENTATION GENERALE

1. LE CONTEXTE GEOGRAPHIQUE

1.1. Le massif des Bornes
1.2. Le secteur étudié

2. LE CONTEXTE GEOLOGIQUE

2.1. La zone externe et les chaînes subalpines septentrionales
2.2. L'évolution paléogéographique des chaînes subalpines septentrionales

3. LE CONTEXTE BOTANIQUE ET PEDOLOGIQUE

4. LES ACTIVITES HUMAINES

5. LA METHODOLOGIE D'ETUDE

5.1. Les différentes approches du milieu karstique
5.1.1. L'approche spéléologique
5.1.2. L'approche géographique
5.1.3. L'approche hydrogéologique
5.1.3.1. La répartition régulière des vides
5.1.3.2. La répartition hiérarchisée des vides
5.2. La méthode utilisée

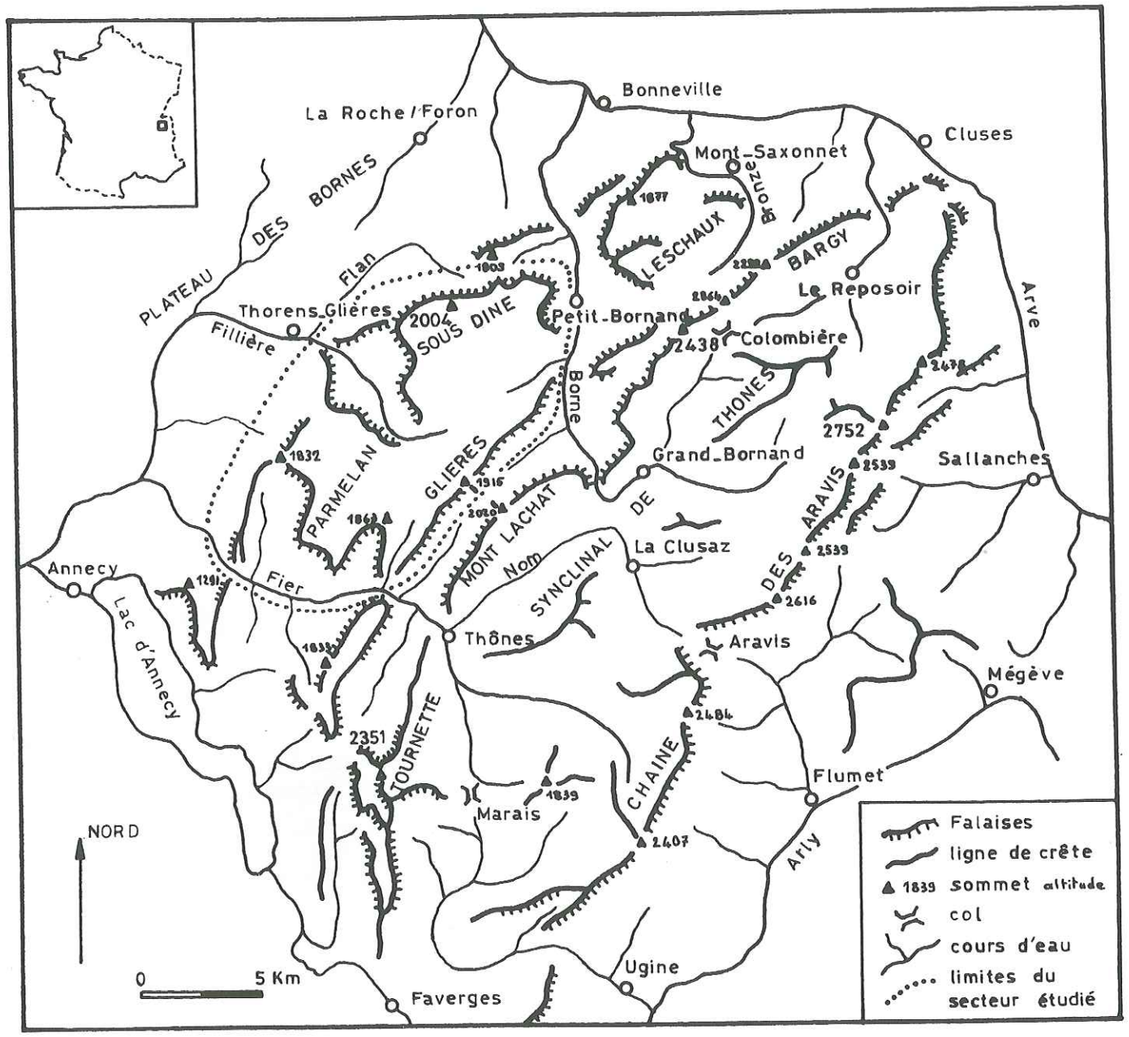


Fig. I-1 : Esquisse cartographique du massif des Bornes.

1. CONTEXTE GEOGRAPHIQUE

1.1. Le massif des Bornes (fig. I-1)

Le massif des Bornes appartient aux chaînes subalpines septentrionales. Il est séparé des massifs du Chablais et de Platé au Nord par la cluse de l'Arve et du massif des Bauges au Sud par la cluse d'Annecy-Ugine. Au sens où l'entendent les géographes, la chaîne des Aravis fait partie intégrante du massif des Bornes. C'est donc le val d'Arly qui constitue la limite orientale du massif. La retombée occidentale du massif, disposée en arc de cercle entre Annecy et Cluses domine de près de 1000 m le plateau des Bornes.

L'armature du relief est constituée par une puissante barre calcaire (l'Urgonien) qui surmonte une série essentiellement marneuse dans laquelle sont creusées les principales vallées. Cet ensemble calcaire forme une série de plis dont la direction axiale varie graduellement du Sud-Ouest vers le Nord-Est entre NO° (Tournette) et N70° (Bargy). Cette arcature s'atténue vers le Sud-Est où la chaîne des Aravis présente une direction générale moyenne de N35°.

Le massif est constitué par trois unités distinctes :

1) la chaîne des Aravis : c'est la partie la plus élevée du massif. Elle constitue une ligne de crête rectiligne qui culmine à 2752 m à la Pointe Percée. Son flanc est plonge brutalement vers les vallées de l'Arve et de l'Arly alors que son flanc ouest, entaillé par de nombreux vallons cataclinaux appelés improprement "combes", possède une inclinaison moins marquée. Au-dessus de La Clusaz, le col des Aravis (1486 m) est la seule voie de communication qui permet de franchir la chaîne.

2) Le synclinal de Thônes : c'est une vaste dépression qui est bordée de part et d'autre par des crêtes calcaires : les Aravis au Sud-Est, la Tournette, le Mont Lachat et le Bargy au Nord-Ouest. Au coeur du synclinal sont préservés des lambeaux de nappes préalpines. Ce sont les klippes des Annes et de Sulens.

3) Le massif des Bornes sensu-stricto : il est caractérisé par une succession de plis plus ou moins amples, les synclinaux constituant des vallées suspendues et les anticlinaux des croupes arrondies lorsque leur ossature calcaire n'a pas été érodée. La bordure occidentale du massif atteint 2004 m à

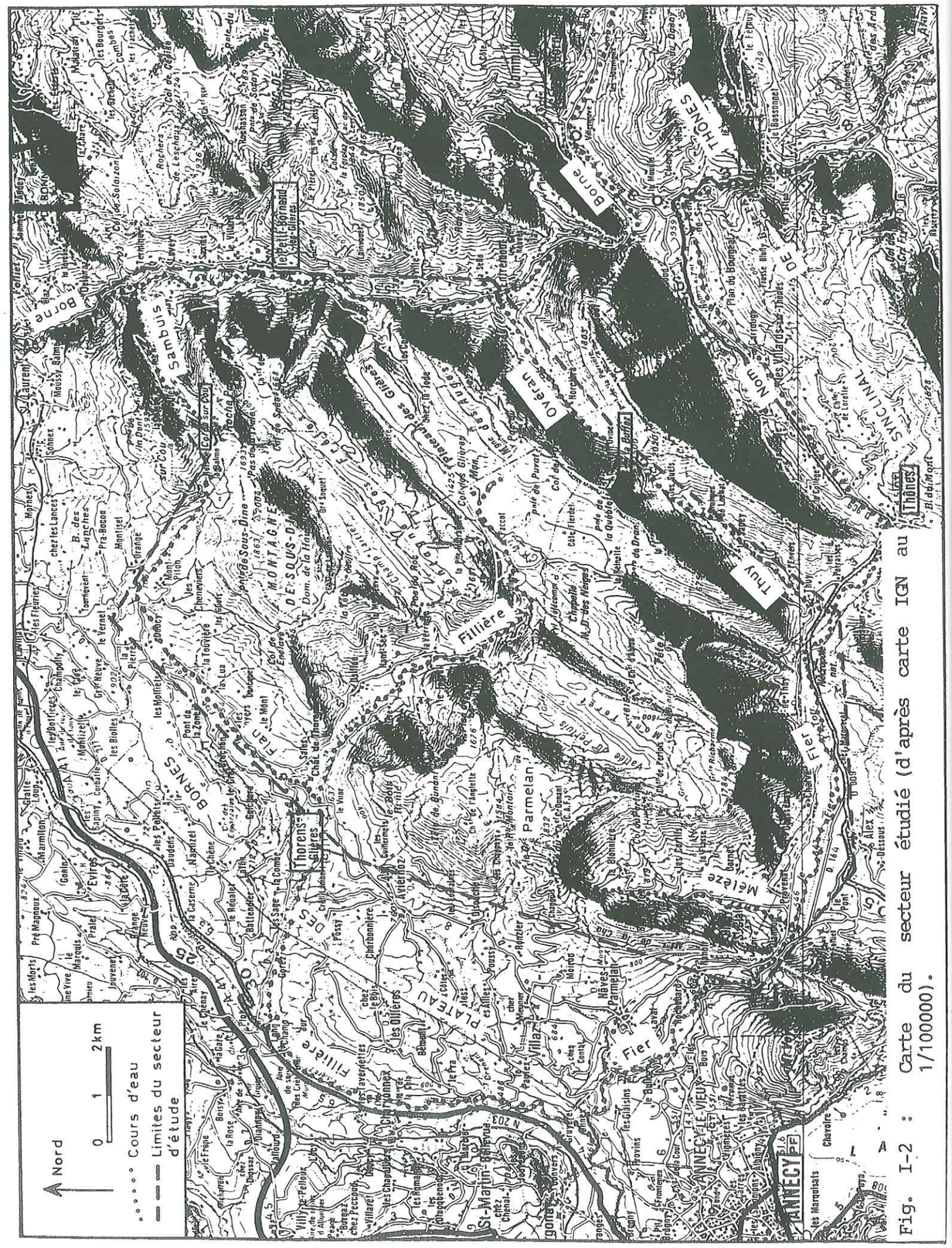


Fig. I-2 : Carte du secteur étudié (d'après carte IGN au 1/100000).

Sous-Dine, mais c'est au voisinage du synclinal de Thônes que sont situés les sommets les plus élevés du secteur. Ce sont au Nord la Pointe Blanche (2438 m) dans la chaîne du Bargy et au Sud la Tournette (2351 m).

De profondes vallées recoupent transversalement ces structures et sont autant de voies de pénétration à l'intérieur du massif. Seules les vallées du Fier et du Borne pénètrent jusqu'au coeur du synclinal de Thônes, celles de la Fillière et du Bronze n'étant pas parvenu à franchir la dernière crête anticlinale. Dans la partie septentrionale du synclinal de Thônes est installée la vallée du Foron du Reposoir qui recoupe au Nord la chaîne du Bargy. Le col de la Colombière (1613 m) assure la communication entre cette vallée et la partie méridionale du synclinal.

1.2. Le secteur étudié

La région qui fait l'objet de cette étude ne porte que sur la partie occidentale du massif des Bornes (fig. I-1). Elle est limitée au Sud par la vallée du Fier et à l'Est par celle du Borne. Le plateau des Bornes constitue la limite Ouest-Nord Ouest jusqu'au village de Mont-Piton où la limite Nord est matérialisée par le ruisseau du Flan, passe par le col de Sur-Cou, puis regagne la vallée du Borne en suivant le ravin des Sambuis (fig. I-2). Au Sud-Est le secteur d'étude est délimité par le Nant de Thuy, le col de la Buffaz et le ruisseau de l'Ovéran.

La vallée de la Fillière qui a puissamment entaillé les structures permet d'accéder au centre de la zone étudiée. Elle prend naissance sur le plateau des Glières, vaste dépression perchée entre les vallées du Borne et du Fier. A l'Ouest de ce plateau, la Fillière divise le secteur en deux ensembles distincts. Par rapport à celle-ci, une certaine symétrie existe dans la disposition des structures : à l'ensemble montagne de Sous-Dine, vallée de Champlaitier, montagne des Frêtes au Nord, correspond vers le Sud l'ensemble massif du Parmelan, vallée du Pertuis, Mont Téret. Viennent ensuite la vallée étroite d'Ablon et la montagne de Tête Noire-Tête Ronde dont il ne semble pas, de prime abord, exister d'équivalent morphologique au Nord (ce point sera élucidé au chapitre II).

Les zones élevées du massif sont constituées de calcaires et présentent une morphologie karstique caractéristique. Les lapiés du Parmelan et de Sous-Dine en sont la meilleure illustration. Cependant cette carapace calcaire a été largement décapée par l'érosion en certains points. C'est

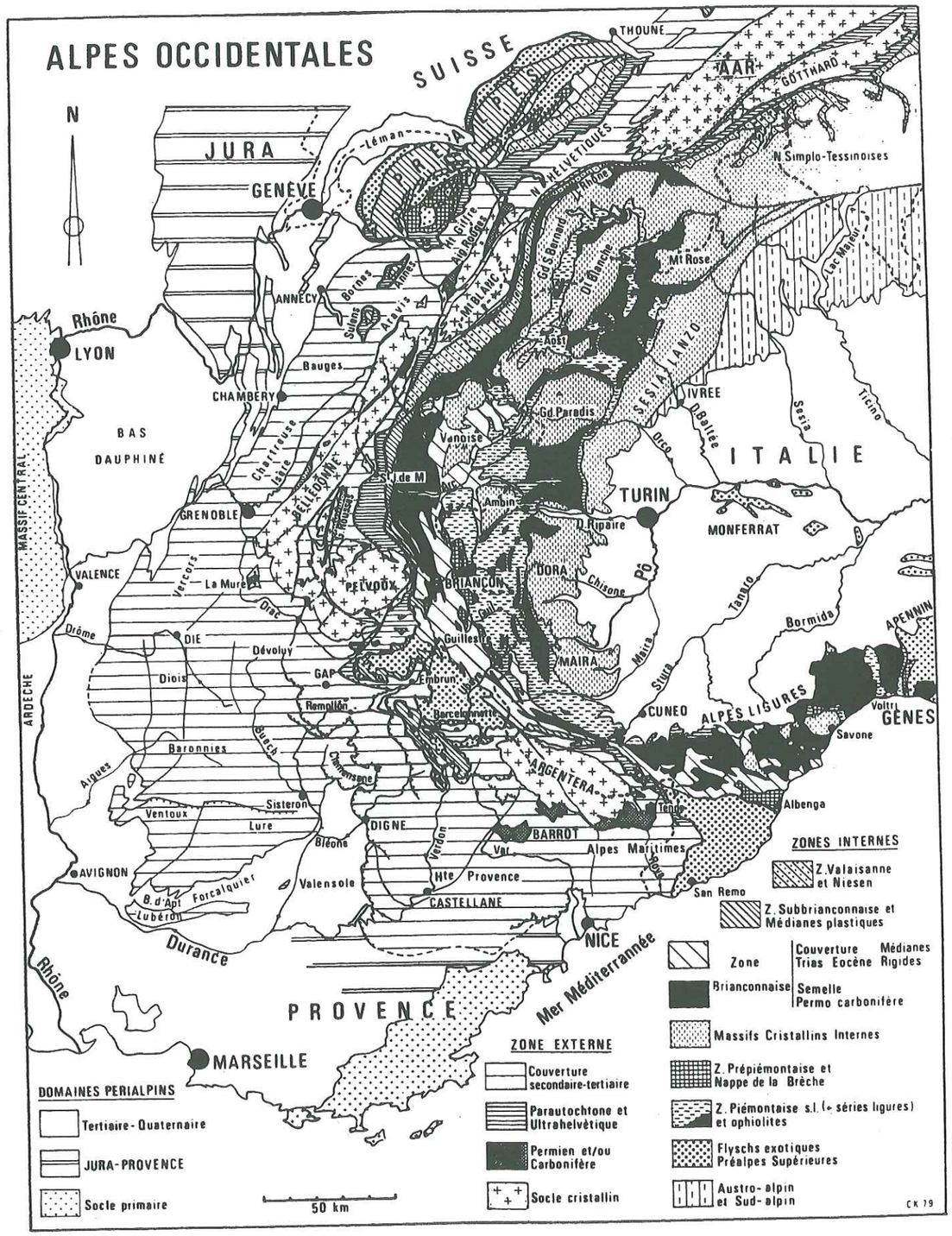


Fig. I-3 : Carte structurale des Alpes occidentales (d'après DEBELMAS, KERCKHOVE, 1980).

notamment le cas à l'extrêmité Sud du Parmelan où se développe la vallée du Mélèze, affluent du Fier d'une part, et à l'extrêmité Nord de Sous-Dine où sont établies les vallées du Flan et des Sambuis, d'autre part.

2. LE CONTEXTE GEOLOGIQUE

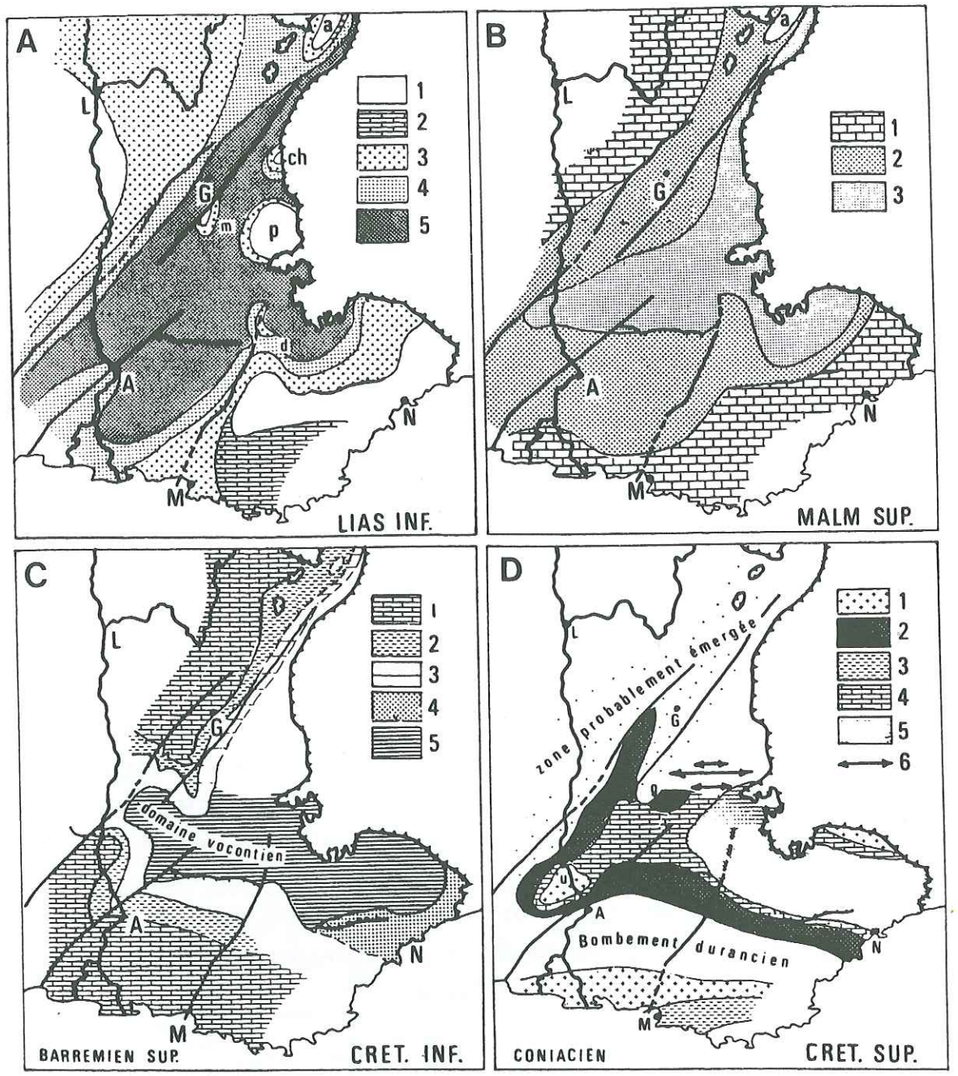
L'étude géologique spécifique du massif des Bornes sera abordée dans le chapitre II. Le but de ce paragraphe est avant tout de replacer l'histoire géologique du massif des Bornes dans un contexte géodynamique plus global qui est celui de l'orogenèse alpine.

2.1. La zone externe et les chaînes subalpines septentrionales

Les Alpes occidentales sont classiquement divisées en zones qui ont été définies sur la base de la structure actuelle de la chaîne (fig. I-3). Ces différentes zones possèdent en général une série sédimentaire et un style tectonique propres ; les zones structurales ainsi définies coïncident chacune, du moins dans une première approche, avec un domaine paléogéographique antérieur (DEBELMAS, KERCKHOVE, 1980).

Le massif des Bornes appartient à la zone la plus externe ou zone delphino-helvétique. A l'intérieur de cette zone on distingue un socle anté-triasique qui affleure dans les massifs cristallins externes (Mont Blanc et Aiguilles Rouges, Belledonne et Grandes Rousses, Pelvoux, Argentera) et une couverture sédimentaire mésozoïque et cénozoïque située de part et d'autre des massifs cristallins externes. A l'Ouest de ces massifs, les affleurements de la couverture constituent les chaînes subalpines.

Le massif des Bornes forme avec les massifs du Haut Giffre, des Bauges, de la Chartreuse et du Vercors, les chaînes subalpines septentrionales que de profondes vallées d'origine structurale séparent entre elles. Deux puissants bancs calcaires commandent le relief de ces chaînes. Il s'agit des calcaires tithoniques à faciès pélagique du Jurassique supérieur d'une part, puis des calcaires urgoniens à faciès de plate-forme du Crétacé inférieur d'autre part. Les massifs subalpins du Nord sont formés par une succession de plis d'âge néogène déversés vers le Nord-Ouest et dont l'allongement est légèrement oblique par rapport à celui des massifs cristallins externes mis en place plus tardivement. En l'absence d'affleurement du Trias, la forme de ces plis conduit à admettre le décollement de la couverture post-triasique au niveau des marnes et évaporites du Keuper. Ce niveau de décollement est par contre bien



A : Avignon, G : Grenoble, L : Lyon, M : Marseille, N : Nice.

Lias inférieur : 1. Zones émergées; 2. Dolomies intertidales à supratidales; 3. Faciès zoogènes peu épais; 4. Faciès calcaréo-marneux à Céphalopodes et Gryphées (Digne); épaisseur moyenne à faible; 5. Faciès calcaréo-marneux à Céphalopodes; épaisseur forte.

Malm supérieur : 1. Portlandien récifal, souvent dolomitisé; 2. Tithonique pélagique; 3. Id. mais faciès plus profond.

Crétacé inférieur (Barrémien supérieur) : 1, 2. Faciès urgonien (1. Calcaires à Rudistes; 2. Calcaires à débris); 3. marnes et calcaires à spicules de Spongiaires; 4. séries minces : calcaires micritiques à Céphalopodes, glauconie, galets phosphatés et niveaux de condensation; 5. Calcaires et marnes à ammonites (faciès vocontien s.str.).

Crétacé supérieur (Coniacien) : 1. Calcaires à Rudistes (u. Uchaux); 2. Sables glauconieux souvent rubéfiés, et conglomérats (g : congl. des Gâs, près Châtillon-en-Diois); 3. marnes gréseuses à brèches sédimentaires du sillon provençal; 4. Calcaires gréseux; 5. Calcaires pélagiques à Foraminifères, Céphalopodes et Inocérames; 6. Plis (Diois, Dévoluy).

Le Lias d'après R. Mouterde; le Malm d'après Baudrimont et Dubois; le Crétacé inférieur d'après H. Arnaud; le Crétacé supérieur d'après H. Arnaud, J. Philip et B. Porthault.

Fig. I-4 : Evolution paléogéographique du domaine subalpin au a) Lias inférieur , b) Malm supérieur , c) Crétacé inférieur , d) Crétacé supérieur (d'aprés DEBELMAS, KERCKHOVE, 1980).

visible dans les chaînes subalpines méridionales : arcs de Digne, Castellane et Nice. Le chevauchement frontal vers le Nord-Ouest des chaînes subalpines septentrionales sur les bassins molassiques néogènes de Savoie et du Dauphiné s'atténue quand on se déplace vers le Sud, soit du Haut Giffre qui représente le prolongement de la nappe helvétique de Morcles, au Vercors (DEBELMAS, KERCKHOVE, 1980).

Un profond sillon d'érosion appelé sillon subalpin sépare les chaînes subalpines septentrionales des massifs cristallins externes. Les relations entre ces deux ensembles ne sont pas clairement élucidées, mais il semble que le chevauchement des chaînes subalpines sur les massifs cristallins externes, bien reconnu pour les massifs du Haut Giffre et de Platé sur les Aiguilles Rouges (PAIRIS, 1975), se poursuive pour le massif des Bornes où il est observable à Flumet, puis disparaisse totalement plus au Sud où aucun contact anormal n'est visible entre la Chartreuse et le massif de Belledonne (ELTCHANINOFF-LANCELOT et al., 1982 ; DOUDOUX et al., 1982).

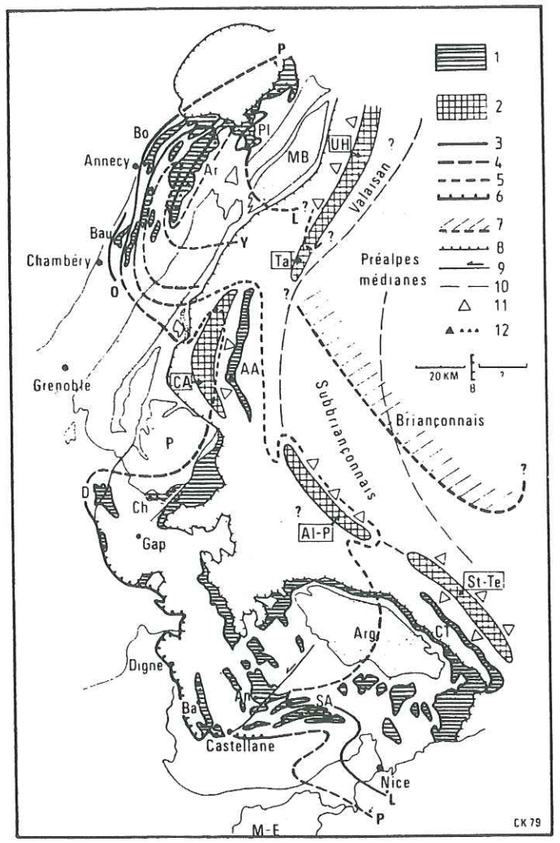
2.2. L'évolution paléogéographique des chaînes subalpines septentrionales

L'évolution paléogéographique des chaînes subalpines est directement liée à l'orogenèse alpine, celle-ci résultant de la fermeture à partir du Crétacé moyen de l'Océan Téthysien développé au cours du Mésozoïque, et de la collision entre les marges continentales européenne et italo-africaine (DEBELMAS, KERCKHOVE, 1980 ; de GRACIANSKY, LEMOINE, 1980 ; DEBELMAS, 1983).

Au Trias une mer peu profonde recouvre le domaine subalpin. Un Trias peu épais à faciès germanique (grès de base, dolomies et cargneules, évaporites) se dépose. La sédimentation est alors guidée par les paléoreliefs hercyniens puis, à partir du Trias moyen, par des escarpements de failles normales déterminant une morphologie en horsts et grabbens caractérisant l'amorce du phénomène de rifting qui conduira à l'ouverture de la Téthys.

Au Lias un bassin subsident d'orientation NE-SW s'individualise dans le domaine subalpin qui est alors le siège d'une sédimentation calcaréo-marneuse (Fig. I-4 a). Au Jurassique moyen et supérieur, le bassin s'approfondit et une sédimentatiuon nettement pélagique s'installe. Les calcaires tithoniques s'y déposent tandis que ses bordures jurassienne et provençale sont le siège d'une sédimentation carbonatée de plate-forme (fig. I-4 b).

La profondeur du bassin diminue au Crétacé inférieur. Après une sédimentation terrigène au Néocomien, des faciès carbonatés néritiques se



1 : Principaux affleurements dans la zone externe (sauf l'Ultrahélvétique).
2 : Cordillère et paléochaîne, du Nord au Sud : UH : c. ultrahévétique, Ta : c. tarine, CA : paléochaîne arvinche, Al-P : c. du Lac d'Allos-Pelat, St-Te : c. de la Stura et c. tendasque.
3 à 6 : Limites de la transgression nummulitique (étapes : Y à l'Yprésien, L au Lutétien, P au Priabonien s.l., O à l'Oligocène inférieur);
3 : Probable, 4 : Hypothétique, 5 : Très hypothétique, 6 : Transposée par un accident tectonique;
7 : Bordure SW hypothétique de la mer alpine permanente du Crétacé supérieur à l'Éocène moyen-supérieur dans le domaine briançonnais.
8 : Chevauchement de nappe.
9 : Contact anormal à antécédents nummulitiques.
10 : Limites hypothétiques des futures zones subbriançonnaise et briançonnaise.
11 : Apports détritiques grossiers lors de la transgression.
12 : Indice de volcanisme (Écoène supérieur).
AA : Série du flysch des Aiguilles d'Arves; An : Annot; Ar : Aravis; Arg : Argentera; Ba : Barrême; Bau : Bauges; Bo : Bornes; Ch : Champsaur; CT : série de l'unité du col de Tende; D : Dévoluy; MB : Mont Blanc; P : Pelvoux; Pl : Platé; ST : Saint-Antonin.

Fig. I-5 : Evolution du domaine marin au Paléogène dans les Alpes occidentales (d'après DEBELMAS, KERCKHOVE, 1980).

déposent : ce sont les calcaires urgoniens (fig. I-4 c). Au Crétacé moyen (Albien-Cénomanien), le début de la fermeture de l'Océan Téthysien se traduit dans la zone externe par l'apparitions brutale d'une sédimentation détritique gréseuse. Au Crétacé supérieur (Cénomanien-Turonien) une phase de non dépôt et d'érosion sous-marine affecte le domaine subalpin septentrional tout au moins dans les Bornes et le Haut-Giffre (DELAMETTE, 1981). Puis le bassin s'approfondit et les calcaires sublithographiques du Crétacé supérieur se déposent (fig. I-4 d). A la fin du Crétacé tout le domaine subalpin est émergé par contre-coup de la collision des marges continentales. Durant cette émersion, les formations carbonatées des chaînes subalpines sont l'objet d'une intense dissolution superficielle. Les poches de dissolution ainsi créées sont ensuite colmatées par des dépôts sidérolithiques : dépôts résiduels gréso-sableux ou argileux (GUENDON, 1984) attribués généralement à l'Eocène.

C'est au Nummulitique moyen qu'une dernière transgression envahit le domaine subalpin (fig. I-5) où se déposent successivement des sédiments calcaires puis marneux et enfin gréseux. A la fin de l'Oligocène le domaine subalpin est définitivement exondé, la mer ne subsistant qu'à la périphérie externe des massifs où se déposent les molasses miocènes marines.

Le plissement des chaînes subalpines se produit principalement à la fin du Miocène alors que la surrection des massifs cristallins externes se déroule surtout au Pliocène et se manifeste par l'apparition de galets de socle ancien dans les molasses des bassins périalpins.

3. LE CONTEXTE BOTANIQUE ET PEDOLOGIQUE

La finalité de ce volet n'étant pas d'énumérer les différentes espèces botaniques rencontrées dans la région, nous nous contenterons de définir les principales caractéristiques de la végétation arbustive. En ce qui concerne la végétation herbacée associée, il suffira de se reporter aux travaux de L. RICHARD (1973 a et b) dont ce paragraphe s'inspire largement.

Dans le secteur étudié, l'étage colinéen est représenté par le fond des vallées. L'aulne blanc auquel vient s'associer ultérieurement le frêne colonise le lit majeur des torrents (ilôts et berges de la vallée du Fier) alors que sur les terrasses alluviales voisines pousse le chêne. Toutefois ces zones fertiles sont bien souvent déboisées et laissent la place à des terres à usage agricole. Les chênaies-charmaies se développent à la base des versants où le sous-sol devient plus argileux (moraines ou colluvions). Sur ces pentes sont également établies des prairies de fauche.

Les hêtraies-sapinières colonisées peu à peu par l'épicéa, occupent les versants marno-calcaires qui ceinturent le massif. Elles caractérisent l'étage montagnard. Les sapins poussent préférentiellement sur les ubacs alors que le hêtre se développe surtout sur des sols caillouteux à exposition autre que Nord. Le châtaigner et le tremble sont souvent associés au hêtre. Dans les endroits plus secs tels que sur les éboulis stabilisés, le chêne et parfois même le pin sylvestre se mêlent à des hêtres rabougris. Les zones les plus humides sont révélées par la présence d'Erables.

Vers 1400 m, l'Epicéa fait son apparition. Il constitue les forêts subalpines qui tapissent les flancs essentiellement calcaires des anticlinaux. Les synclinaux perchés sont occupés par la pelouse subalpine (Glières, Champlaitier, Ablon) à laquelle se substituent des tourbières sur les replats à substratum imperméable (marnes et flyschs oligocènes, argiles glaciaires). L'aulne vert se développe dans les combes Nord froides et humides où la neige persiste longtemps. Sous les pessières d'épicéas il est fréquent de rencontrer des myrtilles. Elles sont d'autant plus abondantes que le caractère carbonaté du sol s'estompe. Vers 1600-1700 m, la forêt d'épicéas s'éclaircit et laisse apparaître la lande subalpine à rhododendrons et genèvriers nains. Les surfaces lapiazées du Parmelan et de Sous-Dine sont occupées de façon lacunaire par des Pins à crochets, véritables colonisateurs de ce milieu minéral.

L'étage alpin où la végétation n'est présente qu'au niveau de la strate herbacée, n'est pas représenté dans le secteur étudié, mais on le rencontre dans le massif des Bornes sur les parties sommitales des Aravis et de la Tournette.

La plupart des sols rencontrés dans les étages collinéen et montagnard possèdent des profils moyennement évolués à horizon d'altération réduit. Ce sont des sols bruns dont la nature de l'horizon humifère varie notablement avec l'altitude : on part ainsi d'un horizon humifère de type mull

où la matière organique est rapidement minéralisée dans les forêts de charmes et chênes des vallées, pour parvenir à des sols bruns très acides (pH = 5) à mor-moder sous les forêts de résineux du sommet de l'étage montagnard, en passant par les sols bruns à mull-moder des hêtraies-sapinières où la matière organique n'est que partiellement dégradée. La décomposition modérée de la matière organique est la conséquence à la fois de la nature acide de l'humus issu des résineux et des conditions climatiques qui limitent l'activité biologique. Ce phénomène est encore plus marqué dans l'étage subalpin où un horizon épais d'humus brut surmonte directement la roche mère, calcaire le plus souvent. On rencontre alors des sols lithocalciques à mor sous les pessières d'épicéas ou bien à humus brut très acide (pH $<$ 4) sous les pinèdes de pins à crochets. Sous les pelouses subalpines se développent des sols bruns acides (pH $\simeq$ 5) qui passent à des tourbes acides dans les zones hydromorphes.

4. LES ACTIVITES HUMAINES

L'occupation humaine de cette contrée est très ancienne puisque le site archéologique de la Balme de Thuy dans la vallée du Fier a fourni des vestiges de la civilisation azilienne, les datations ayant donné des âges de 10.220 BP et 9.160 BP (J.P. GINESTET, 1984). Les fouilles n'étant pas terminées, les archéologues ont de bons espoirs de trouver des restes de la civilisation encore plus ancienne du Magdalénien. L'étude de ce site révèle en outre que l'occupation humaine des lieux a été quasi continue depuis cette époque jusqu'à nos jours.

L'habitat permanent est principalement établi le long des vallées et dans le synclinal de Thônes où les villages ne dépassent guère l'altitude de 1000 m. L'agriculture et l'exploitation forestière sont les activités traditionnelles de la région.

L'agriculture est essentiellement tournée vers l'élevage. La pratique de l'alpage permet d'utiliser au mieux les herbages du massif. Les prairies des vallées et des basses pentes sont réservées au foin et au regain tandis qu'en juin les troupeaux montent à plus de 1200 m paître dans les alpages et n'en redescendent qu'en Octobre, avant les premières neiges. Le lait produit est transformé en fromages, notamment en Reblochon, spécialité du Pays de Thônes.

Le nombre important de chalets d'alpage abandonnés et bien souvent en ruines, témoigne de l'activité intense qui a pu régner dans ces vallons perchés avant la dernière guerre. Il traduit également la réalité de l'exode

rural qui frappe plus particulièrement les régions de montagne et dont les effets se répercutent dans le paysage montagnard : de plus en plus de prairies de fauche sont abandonnées tant sur les versants que dans les vallées et la forêt reprend peu à peu ses droits sur ces espaces. Les verdoyantes vallées à paysage ouvert vont-elles se transformer en vastes sous-bois ?

La forêt qui recouvre de vastes étendues dans les étages montagnards et subalpins constitue la deuxième activité économique de la région. Son exploitation assure une production de 5 à 7 m^3/ha/an (L. RICHARD, 1973) et contribue à étendre l'implantation des résineux par rapport aux feuillus : le reboisement se fait essentiellement en épicéas, y compris dans des zones où cette essence n'existe pas à l'état naturel. Des expériences de reboisement en mélèze dont l'aire naturelle se situe plus à l'Est dans les massifs du Mont-Blanc, des Aiguilles Rouges et du Beaufortain, ont été tentées ça et là. De nombreuses scieries assurent la transformation du bois utilisé pour la construction ou bien la fabrication de meubles. C'est la seule activité industrielle du secteur, les principales industries de la région étant implantées dans les grosses villes de la périphérie du massif des Bornes : Annecy, Ugine et Bonneville.

Le tourisme représente une source de revenus et d'emplois non négligeable pour les communes. La haute montagne qui n'était occupée que l'été a tendance maintenant a le devenir de plus en plus l'hiver en raison de l'essor que connaît le tourisme hivernal depuis ces dernières décennies. Les pentes du versant occidental des Aravis ainsi que celles du Mont La Chat de Châtillon sont mises à profit pour le ski alpin aux stations de La Clusaz et du Grand-Bornand. De plus, les "plateaux" tels celui des Glières ou de Beauregard se prêtent très bien à la pratique du ski de fond. L'été, la proximité du lac d'Annecy, le calme et la beauté des paysages de moyenne montagne attirent un tourisme familial. De nombreuses promenades à la découverte de la faune et de la flore du massif sont possibles grâce à la multitude de sentiers qui le sillonnent.

5. METHODOLOGIE D'ETUDE

5.1. Les différentes approches du milieu karstique

Le karst est défini comme étant "une région constituée par des roches carbonatées, compactes et solubles, dans lesquelles apparaissent des formes superficielles et souterraines caractéristiques" (B. GEZE, 1973). Ces formes sont le résultat de l'action de l'eau chargée en CO_2 qui dissout la roche

suivant un processus physico-chimique complexe appelé karstification. Il est possible de définir schématiquement trois façons d'aborder l'étude du karst (MANGIN, 1985):

5.1.1. L'approche spéléologique

Dans cette optique, le karst se définit uniquement à partir des observations qu'il est possible de faire dans les cavités souterraines. Or, ces cavités pénétrables par l'homme ne représentent qu'une infime partie du volume des vides d'un massif karstique. Cette approche ne peut donc prétendre à elle seule expliquer en totalité le milieu karstique.

5.1.2. L'approche géographique

Cette approche est avant tout morphologique et consiste à décrire les formes caractéristiques du karst tant superficielles (exokarst) que souterraines (endokarst) sans qu'il soit pour autant possible d'établir une relation entre ces deux catégories. Elle conduit à des classifications climatique ou lithologique des différents karsts.

5.1.3. L'approche hydrogéologique

En raison du rôle primordial joué par l'eau comme agent de corrosion chimique et d'érosion mécanique dans la genèse des formes karstiques, il paraît naturel de transposer le concept d'aquifère au karst. Toutefois, le karst est un aquifère bien particulier qui se distingue nettement des aquifères poreux par le fait que les circulations d'eau produisent des modifications profondes et durables du milieu qui conduisent à la mise en place de structures de drainage. Les lois d'écoulement établies pour les milieux poreux sont alors difficilement transposables au karst (MANGIN, 1975, 1984). La répartition des vides créés par la dissolution de la roche carbonatée le long de discontinuités diverses ne fait pas l'unanimité des hydrogéologues qui travaillent sur le karst. Deux conceptions assorties chacunes de leur méthodologie propre d'étude du karst peuvent être distinguées.

5.1.3.1. La répartition régulière des vides

Les fractures étant les discontinuités empruntées le plus fréquemment par les écoulements souterrains en milieu karstique, les méthodes d'étude des milieux fissurés ont été transposées au karst : l'aquifère est alors

représenté comme constitué par un réseau de fractures très karstifiées, uniformément réparties dans l'espace et déterminant des zones à perméabilité très élevée découpant des blocs à perméabilité beaucoup plus faible. Les lois d'écoulement en milieu poreux peuvent alors être utilisées pour déterminer la perméabilité du milieu qui s'exprime sous la forme d'un tenseur (KIRALY, 1978) puisque le milieu peut être considéré comme continu et équiprobable : les vides étant répartis de façon régulière, le milieu devient homogène à petite échelle. Il suffit alors d'étudier le champ de fractures en surface pour avoir une idée de la structure de l'aquifère karstique (DROGUE, 1980). L'intérêt de cette approche réside dans le fait qu'elle permet d'établir des modèles simulant le comportement de l'aquifère karstique. Elle apporte de cette façon des éléments de réponse aux problèmes rencontrés couramment en hydrogéologie appliquée. Toutefois les hypothèses simplificatrices qu'il est nécessaire de faire pour construire de tels modèles, conduisent bien souvent lors du calage de ces modèles à introduire des paramètres très éloignés de ceux observés dans la réalité et montrent ainsi les limites de cette méthode approximative (MANGIN, 1984 b).

5.1.3.2. La répartition hiérarchisée des vides

Dans cette approche, le karst demeure un milieu hétérogène quelle que soit l'échelle d'observation. Les vides sont organisés et présentent une hiérarchisation d'amont vers l'aval qui fait toute la particularité de l'aquifère karstique (MANGIN, 1975 ; BAKALOWICZ, MANGIN, 1980) : en raison du rôle qu'exerce l'eau dans la karstification, l'organisation des vides à l'intérieur d'un massif calcaire est sous l'étroite dépendance des écoulements souterrains qui constituent un véritable système de drainage conduisant les eaux météoriques infiltrées vers un nombre réduit d'exutoires, à la manière de l'organisation du drainage des bassins versants de surface mais dans un espace à trois dimensions. Si les écoulements souterrains peuvent être localement guidés par la fracturation, l'organisation générale du drainage est avant tout déterminée par la position du niveau de base de l'aquifère karstique. Sur ces bases, il est alors possible de définir une échelle de travail à partir de laquelle la structure de l'aquifère karstique peut être décrite. Il s'agit de la notion de système karstique définie comme étant "l'ensemble au niveau duquel les écoulements souterrains de type karstique s'organisent pour constituer une unité de drainage" (MANGIN, 1975 ; 1976). Cette notion de système karstique présente l'avantage de permettre le recours à l'analyse systémique et à ses outils pour décrire la structure et le fonctionnement de l'aquifère karstique puisque celui-ci est le siège de processus dynamiques multiples. Les techniques ainsi

utilisées dérivent de celles du traitement du signal et reposent sur l'étude des fonctions d'entrée et de sortie du système, représentées ici par la pluie et les débits. Ces méthodes se contentent au moyen de divers outils statistiques de décrire les séries chronologiques observées aux exutoires des systèmes karstiques et permettent, par la connaissance du fonctionnement de ces systèmes, de mieux comprendre leur structure (MANGIN, 1982 c ; 1984 a).

5.2. La méthodologie utilisée

La méthodologie d'étude du karst qui sera utilisée dans le présent travail fait appel à l'approche systémique et repose donc sur la notion de système karstique. Une telle approche globale du karst est en accord avec les observations qui peuvent être faites par ailleurs sur ce dernier : données spéléologiques, résultats de traçages. Elle vise à mieux caractériser la structure et le fonctionnement des aquifères karstiques et apparaît comme l'étape préliminaire par laquelle il faut passer avant de vouloir prétendre tenter de modéliser leur écoulement.

Dans une première phase, les bassins versants des différentes sources karstiques seront déterminés en s'appuyant sur les données fournies par l'étude géologique préalable du secteur étudié et les résultats d'expériences de traçage. Elle conduira à l'élaboration d'une cartographie des divers systèmes karstiques.

Puis, afin de décrypter les informations portant sur la structure et le fonctionnement de tels aquifères, les données acquises aux exutoires des systèmes karstiques seront traitées par différentes méthodes statistiques :

- analyse des courbes de pourcentages cumulés des débits classés ;
- analyse des courbes de récession ;
- analyse de la distribution des temps de séjour de traceur ;
- analyse corrélatoire et spectrale simple et croisée ;
- analyse des courbes de distribution de fréquence de la conductivité ;
- analyse en composantes principales.

Cependant, seuls certains systèmes feront l'objet d'une telle étude détaillée. Il sera ensuite recherché dans quelle mesure les caractéristiques générales ainsi dégagées pourront être transposées aux systèmes dont l'auscultation sera plus restreinte.

CHAPITRE II

GEOLOGIE ET GEOMORPHOLOGIE

CHAPITRE II

GEOLOGIE ET GEOMORPHOLOGIE

1. LES DIFFERENTS ENSEMBLES LITHOLOGIQUES

1.1. Les ensembles lithologiques de la série crétacée
  1.1.1. Les formations du Berriasien
  1.1.2. Les formations du Valanginien
  1.1.3. Les formations de l'Hauterivien
  1.1.4. Les formations urgoniennes
  1.1.5. Les formations du Gault
  1.1.6. Les formations du Crétacé supérieur
1.2. Les ensembles lithologiques de la série paléogène
  1.2.1. Les formations du Lutétien
  1.2.2. Les formations du Priabonien
    1.2.2.1. Les couches des Diablerets
    1.2.2.2. Les calcaires à petites nummulites
    1.2.2.3. Les grès éocènes
  1.2.3. Les formations oligocènes
    1.2.3.1. Les marnes à foraminifères
    1.2.3.2. Les schistes à Meletta
    1.2.3.3. Le flysch marno-micacé
1.3. Les ensembles lithologiques quaternaires
  1.3.1. Les formations glaciaires
    1.3.1.1. Le glaciaire alpin
    1.3.1.2. Le glaciaire local
  1.3.2. Les formations fluvio-glaciaires
  1.3.3. Les éboulis
  1.3.4. Les tourbières
1.4. Le rôle hydrogéologique des différents ensembles lithologiques

2. GEOLOGIE STRUCTURALE

2.1. Les déformations souples
  2.1.1. La retombée occidentale du massif des Bornes
  2.1.2. L'anticlinal Parmelan-Sous Dine
  2.1.3. Les synclinaux du Pertuis et de Champlaitier
  2.1.4. Les anticlinaux du Mont Teret et de la Montagne des Frêtes
  2.1.5. Le synclinal d'Ablon
  2.1.6. L'anticlinal de Tête Ronde-Tête Noire
  2.1.7. Le synclinal complexe des Glières
  2.1.8. L'anticlinal de Ballanfat et le synclinal des Auges
  2.1.9. L'anticlinal de la Buffaz
2.2. Les déformations tangentielles
2.3. Les déformations cassantes
2.4. Conclusions sur la géologie structurale

3. ELEMENTS DE GEOMORPHOLOGIE

3.1. Les formes liées à l'érosion fluviatile
3.1.1. Les vallées anciennes
3.1.2. Les vallées actuelles
3.2. Les formes liées à l'érosion glaciaire
3.2.1. Les vestiges de l'érosion glaciaire en altitude
3.2.2. Les traces de l'érosion glaciaire dans les vallées
3.3. Les formes liées à l'érosion karstique
3.3.1. Les formes karstiques de surface ou exokarstiques
3.1.1.1. Les lapiaz
3.1.1.2. Les dolines
3.1.1.3. Les dépressions fermées
3.3.2. Les formes karstiques de profondeur ou endokarstiques
3.3.2.1. Les formes de subsurface
3.3.2.2. Les gouffres de grande profondeur
3.3.2.3. Les grottes
3.3.2.4. Les grands réseaux spéléologiques
3.3.3. Conclusion sur les données morphologiques du karst

4. CONCLUSION : LA MISE EN PLACE DU KARST DANS LES BORNES

4.1. Les karstifications antérieures au Miocène supérieur
4.1.1. Les traces d'une phase de dissolution anté-albienne
4.1.2. La karstification Eocène
4.1.3. L'évolution karstique entre l'Eocène supérieur et le Miocène moyen
4.2. La karstification du Miocène supérieur à l'actuel
4.2.1. Les traces d'une karstification très ancienne
4.2.2. Les traces d'une karstification moins ancienne
4.2.3. Les marques d'une karstification plus récente
4.3. Conclusion : les différentes karstifications et leur rôle hydrogéologique actuel

La finalité de ce travail est avant tout à caractère hydrogéologique, aussi dans ce chapitre, le lecteur ne trouvera pas une étude stratigraphique, sédimentologique et structurale détaillée du secteur étudié. Nous nous contenterons de fournir les données relatives au contexte stratigraphique et structural de l'étude à partir des observations personnelles faites sur le terrain et de la synthèse des nombreux travaux géologiques portant sur la région. En effet, la recherche et la protection des eaux souterraines nécessitent comme préalable :

- la connaissance des différents ensembles lithologiques afin de préciser quels sont ceux qui peuvent être susceptibles de contenir de l'eau (formations aquifères) ;
- la connaissance des déformations souples et cassantes affectant les différents ensembles lithologiques dans le but de préciser la géométrie des réservoirs aquifères et les relations hydrauliques pouvant exister entre eux ;
- la connaissance, au moyen d'une étude géomorphologique, de la paléohydrologie régionale, dans la mesure où elle peut avoir des répercussions sur les caractéristiques intrinsèques des aquifères actuels (colmatage, décolmatage, karstification...).

Les documents cartographiques utilisés pour cette étude sont :

- la carte géologique d'Annecy-Bonneville au 1/50 000, n° 678, BRGM, 1986 ;
- la carte géologique d'Annecy au 1/80 000, n° 160 b, BRGM, 1969 ;
- la carte topographique Annecy NE-Thorens Glières au 1/25 000, n° 3430 Ouest, IGN ;
- la carte topographique Bonneville-La Clusaz au 1/25 000, n° 3430 Est, IGN.

I. LES DIFFERENTS ENSEMBLES LITHOLOGIQUES

La stratigraphie de la région (Fig. II-1) est essentiellement constituée par une puissante série crétacée (900 m), que surmonte une mince série paléogène (70 m environ), préservée dans le coeur des synclinaux. Les formations quaternaires, d'origine principalement glaciaire, tapissent le fond des vallées.

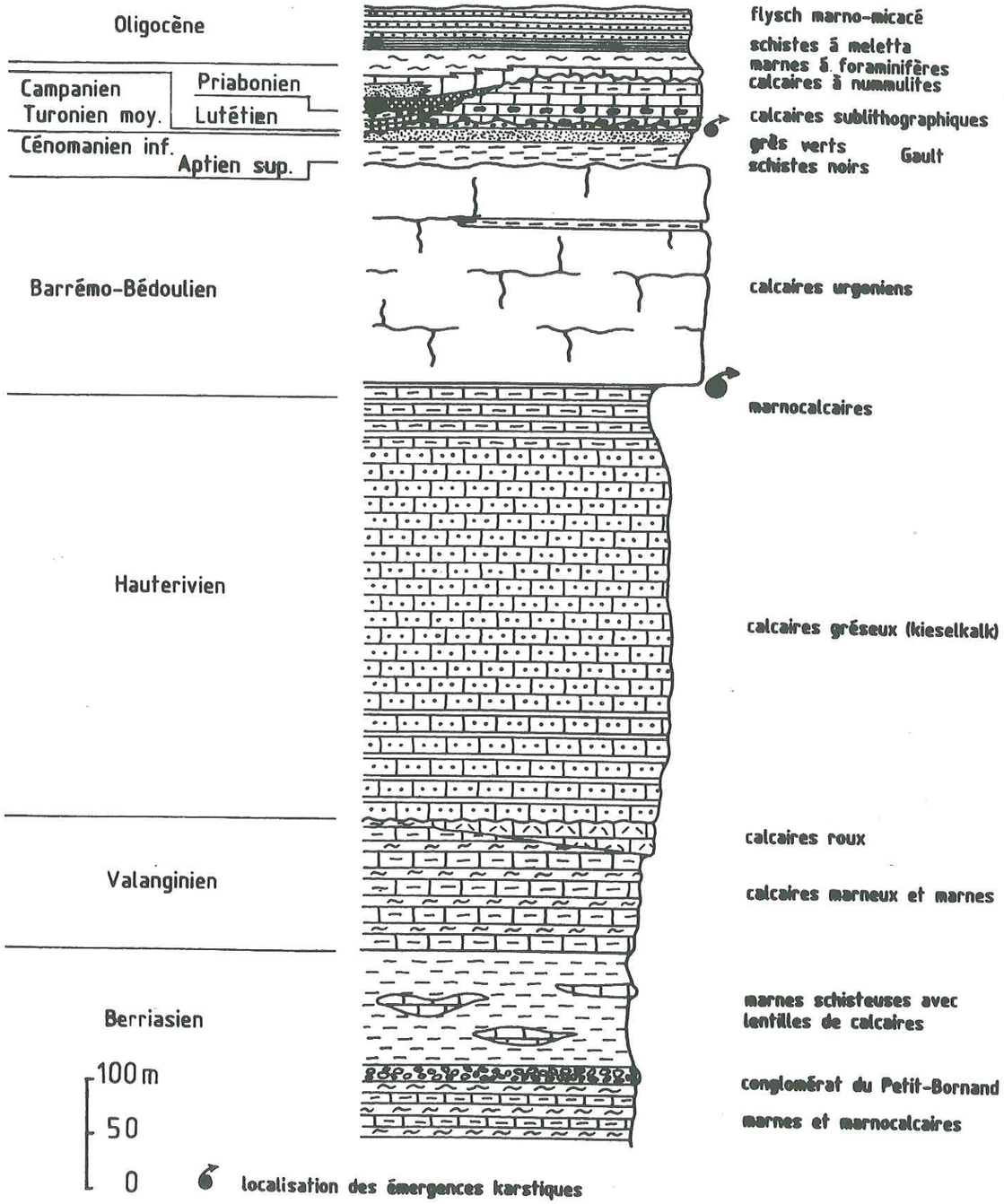


Fig. II-1 : Série stratigraphique de l'Ouest du massif des Bornes entre les vallées du Fier et du Borne.

1.1. Les ensembles lithologiques de la série crétacée

1.1.1. Les formations du Berriasien (n1a)

Ce sont des dépôts essentiellement liés à des slumps. Ils affleurent dans le coeur des anticlinaux. C'est dans la vallée du Borne que la série est la plus complète. CHAROLLAIS (1963) y a reconnu trois ensemble distincts :

- à la base, des alternances de marnes et de calcaires marneux constituant le Berriasien inférieur (60 m) ;
- un niveau conglomératique de 11,5 m d'épaisseur baptisé "conglomérat du Petit-Bornand" et daté du Berriasien supérieur ;
- puis au sommet, une alternance de calcaires et de marnes plus ou moins schisteuses sur environ 35 m appartenant au Berriasien supérieur (CHAROLLAIS et al., 1988).

1.1.2. Les formations du Valanginien

Il débutent par une puissante série de marnes schistoïdes (150 à 250 m) renfermant localement des lentilles de calcaires marneux fins et attribuée au Valanginien inférieur (n1b). Cette série passe ensuite graduellement à une alternance de calcaires fins et de marnes schisteuses, épaisse de 50 à 80 m (n2-3a) dont le sommet appartient au Valanginien supérieur - Hauterivien basal.

Un niveau pluridécamétrique de calcaires spathiques bioclastiques à patine rousse et désigné sous le nom de "calcaires roux" (et noté n2b-3a), surmonte ces formations. Il appartient au Valanginien supérieur, mais son sommet est probablement à rattacher à l'Hauterivien basal. Ces calcaires, bien développés plus au Sud dans la partie occidentale du massif des Bauges, disparaissent totalement dans la partie Est du massif des Bornes : au Sud-Est du Petit-Bornand, dans la vallée du Borne, et à l'Est de la Balme de Thuy dans la vallée du Fier, on ne rencontre plus d'affleurements de calcaires roux.

1.1.3. Les formations de l'Hauterivien (n3c)

En l'absence des calcaires roux, le passage du Valanginien à l'Hauterivien se fait graduellement. Par contre, la limite est matérialisée par une surface de rubéfaction résultant de l'altération d'un niveau glauconieux fossilifère peu épais lorsque l'Hauterivien surmonte les calcaires roux (MORET, 1922 ; CHAROLLAIS, 1963).

La série hauterivienne est assez monotone : elle est constituée par 400 à 650 m de calcaires légèrement marneux de couleur gris-bleu sombre. C'est le kieselkalk des auteurs germaniques. L'Hauterivien constitue l'essentiel des versants boisés du massif. Dans sa partie inférieure, des interlits marneux séparent des bancs pluridécimétriques de calcaires gréseux. Plus haut, ces niveaux font place à des calcaires gréseux assez massifs présentant un débit caractéristique en miches. L'altération confère parfois un aspect vacuolaire à la roche : les parties gréseuses à patine brun-jaunâtre apparaissent en relief par rapport aux zones gris-bleu plus calcaires qui sont le siège d'une dissolution préférentielle.

Le passage à la formation susjacente est progressif. Il se caractérise toutefois par l'existence de niveaux plus marneux, très riches en Toxaster avec des passées glauconieuses. Les éboulis masquent le plus souvent le contact entre l'Hauterivien et l'Urgonien, mais un banc de calcaire jaunâtre, très riche en silex, de 1 à 2 m de puissance, semble le matérialiser (MORET, 1922 ; CHAROLLAIS, 1963). Ce niveau s'observe très bien au col de l'Enclave au-dessus d'Usillon ou bien dans la rivière souterraine de La Diau.

1.1.4. Les formations urgoniennes (n4-5)

Les calcaires urgoniens soulignent l'architecture du massif des Bornes en formant de hautes falaises au-dessus des pentes néocomiennes. Ce sont des calcaires blancs massifs à Milioles et Rudistes (biomicrites le plus souvent) caractéristiques d'un faciès de plate-forme. Leur épaisseur augmente lorsque l'on se dirige vers l'Est (SCHROEDER, CHAROLLAIS et CONRAD, 1968). Elle varie entre 200 et 250 m. Des passées, plus marneuses, riches en Orbitolines viennent troubler à diverses reprises la sédimentation carbonatée. Ce phénomène est particulièrement marqué dans la partie supérieure de la formation où le niveau plus marneux est souligné dans la falaise urgonienne par une vire caractéristique. Des épisodes dolomitiques peuvent également apparaître au sein de ces calcaires : CHAROLLAIS (1963) en décrit à la partie inférieure de l'Urgonien du flanc Nord de l'anticlinal de la pointe d'Andey et MORET en signale plus au Sud, à la Rosière, dans le synclinal de Morette (MORET, 1922), puis sur le masif de la Tournette (MORET, 1933).

A sa partie sommitale, l'Urgonien comporte des grès azoïques blanchâtres. Contrairement aux observations faites par CHAROLLAIS (1963), ces grès ne constituent pas toujours le sommet de l'Urgonien. Un dernier banc calcaire où pullulent de petits Rudistes les surmonte au moins en certains

lieux. Ce banc est bien visible notamment à l'Est de la vallée du Borne sur le versant Sud des Combes (LEPILLER et CARDIN, communication orale). CONRAD et DUCLOZ (1977) signalent également l'existence de ce banc dans l'Urgonien du Salève.

Toujours au sommet de l'Urgonien on trouve aussi des grès plus ou moins brunâtres qui semblent avoir, sinon une origine, du moins une évolution différente. Ils paraissent en effet remplir des fissures développées à la surface des ultimes bancs d'Urgonien. Ces fentes seraient-elles les vestiges d'une dissolution superficielle ayant affecté l'Urgonien terminal et fossilisée par les dépôts gréseux ? Ces grès donnent naissance par altération à des sables que l'on peut observer sur la montagne des Frêtes ou bien encore au début du chemin conduisant de Dran à Ablon.

La base des calcaires urgoniens est hétérochrone : sur la bordure externe du massif, elle appartient à l'Hauterivien supérieur tandis que dans les Bornes internes, elle se place à la limite Hauterivien-Barrémien (CHAROLLAIS et al., 1988). Dans leur ensemble, les calcaires urgoniens sont cependant d'âge barrémo-bédoulien. La coupe de la partie supérieure de l'Urgonien visible sur le chemin reliant Traversy à Dran, sur le plateau des Glières, a été datée du Bédoulien (ARNAUD, CHAROLLAIS, MACSOTAY, STRASSER, 1981).

1.1.5. Les formations du Gault (n7-C1)

Le Gault désigne des terrains essentiellement albiens caractérisés par une sédimentation détritique gréso-glauconieuse. Ces terrains sont transgressifs sur l'Urgonien dont le toit est perforé par des organismes lithophages (RIGASSI, 1977 ; CARON et al., 1970 ; CHAROLLAIS, 1963 et 1966). De ce fait, l'épaisseur du Gault est très variable (entre 0 et 40 m) et ses faciès sont diversifiés. Toutefois les auteurs s'accordent pour reconnaître, entre les vallées du Fier et de l'Arve, trois niveaux distincts, soit de bas en haut :

1) des marnes noires schisteuses, gréseuses et glauconieuses. L'âge de ces marnes ne fait pas l'unanimité des auteurs : longtemps attribuées à l'Albien inférieur (BUTLER et JAYET, 1926), les récents travaux de DELAMETTE (1984) basés sur les ammonites, leur confèrent un âge Aptien supérieur. Il semble que le dépôt de cette formation ait débuté, selon les endroits, au Clansayésien (CHAROLLAIS, 1963) et qu'il se soit poursuivi à l'Albien inférieur comme l'indiquent les foraminifères et ostracodes rencontrés (CHAROLLAIS et al., 1971).

2) des grès verts glauconieux à ciment calcaire pouvant contenir des nodules calcaires peu glauconieux mais fossilifères. Ces grès présentent à l'affleurement souvent un aspect vacuolaire du fait d'une dissolution préférentielle des nodules calcaires. Ils donnent naissance par altération à des sables jaunâtres assez caractéristiques. DELAMETTE (1984) date ces grès du Clansayésien alors que CHAROLLAIS et al. (1978) les attribuent à l'Albien inférieur.

3) un conglomérat gréso-calcaire à nodules et nombreux fossiles phosphatés peu épais (1 m), appelé "béton phosphaté". DELAMETTE (1981) définit ce niveau comme "un niveau de condensation phosphatisé et durci durant l'Albien et le Cénomanien inférieur et désorganisé durant la phase de non dépôt et d'érosion sous-marine du Cénomanien moyen-supérieur". Ce niveau remanie des macrofossiles allant du Clansayésien au Vraconien alors que le ciment contient une microfaune caractérisant généralement soit le Vraconien, soit le Cénomanien inférieur (DELAMETTE, 1981) si ce niveau a été remanié.

Il ressort que le dépôt des différents faciès du Gault ne se fait pas à la même époque en tout point du massif des Bornes. Toutefois une lacune de sédimentation au Gargasien, tout au moins inférieur, sépare les marnes noires des calcaires urgoniens.

1.1.6. Les formations du Crétacé supérieur (Cs)

Les calcaires sublithographiques qui surmontent le béton phosphaté sont datés à leur base, suivant les endroits, du Turonien moyen ou supérieur ou bien encore du Coniacien (CARON et al., 1970 ; CHAROLLAIS et al., 1978). Une lacune de sédimentation allant du Cénomanien moyen au Turonien inférieur sépare le Gault, caractérisé par une sédimentation détritique gréso-glauconieuse, des calcaires pélagiques du Crétacé supérieur. Durant cette période, de violents courants sous-marins sont à l'origine de remaniements affectant les dépôts du Gault. Ces derniers s'observent particulièrement bien dans le synclinal du Lindion au Sud du Fier (CARON et al., 1970) ainsi que dans le synclinal de Thônes (DONDEY, 1961 ; DELAMETTE, 1981).

Dans le détail, les calcaires sublithographiques du Crétacé supérieur dont la puissance ne dépasse pas 40 m, présentent une couleur gris-beige et contiennent de nombreux silex dans leur partie inférieure. Puis

les silex disparaissent et les calcaires prennent une teinte verdâtre. Dans leur partie supérieure, ils ont tendance à devenir plus argileux et l'on observe alors de véritables calcschistes. Ce phénomène est très net au Sud du massif, dans la gorge d'Ablon et le synclinal du Lindion. Toutefois la partie sommitale de la formation redevient plus calcaire. Des faciès de couleur rouge, particulièrement riches en Rosalines, déjà signalés par MORET (1922), s'observent vers le sommet des calcaires du Crétacé supérieur au-dessus de la cascade de Morette et plus généralement dans la région de Thônes. Ces faciès sont également connus plus au Nord, au Roc de Monteschet (CHAROLLAIS, 1963) ou bien encore dans les Aravis (ROSSET, 1956).

Le sommet des calcaires crétacés supérieurs appartient généralement au Santonien, mais localement ils peuvent appartenir au Campanien (CHAROLLAIS, 1963).

1.2. Les ensembles lithologiques de la série paléogène

Dans la série stratigraphique, le Maestrichien et tout le Paléocène sont absents. Cette période coïncide avec une émersion du massif des Bornes pendant laquelle la série crétacée est soumise à l'érosion continentale. Des microcodiums dont la liaison avec des paléosols a été établie par BODERGAT (1974) sont signalés au sommet des calcaires du Crétacé supérieur (ROSSET, 1956 ; MORET, 1953 ; PAIRIS, 1975). A cette époque la série crétacée est faillée et affectée par des plissements à large rayon de courbure. C'est donc sur un relief bien marqué que s'effectue la transgression nummulitique. Elle se fait en plusieurs étapes, séparées à chaque fois par de courtes périodes régressives. La répartition des différents faciès de la série nummulitique est étroitement liée à la paléotopographie ainsi qu'a pu le démontrer plus au Nord PAIRIS (1975) sur le massif de Platé.

1.2.1. Les formations du Lutétien (e5-6)

Ils débutent par des calcaires gréseux à grandes nummulites et alvéolines, à faciès néritique. Ces calcaires contiennent également une microfaune remaniée d'âge cuisien (CHAROLLAIS, 1963), seul témoin de la première transgression tertiaire qui s'est déroulée à l'Yprésien et que l'on connaît mieux plus au Sud dans le massif des Bauges (MARTINI, 1968). Le sommet du Lutétien est caractérisé par des marnes ou des passées siliceuses présentant un faciès laguno-lacustre.

Le Lutétien, généralement peu épais, ne subsiste qu'à l'état de lambeaux. Il n'est pas connu à l'affleurement dans le secteur étudié. Cependant, il a été décrit en quelques points au Nord, au Sud et à l'Est de ce secteur (CHAROLLAIS, 1963 ; MORET, 1934 ; ROSSET, 1956 ; CAULIEZ, 1983) et on le retrouve en galets dans le conglomérat marquant la base du Priabonien.

1.2.2. Les formations du Priabonien (e5-6)

1.2.2.1. Les couches des Diablerets

Il s'agit d'un ensemble de grès charbonneux et de calcaires marneux et schisteux, riches en débris végétaux, datés du Priabonien inférieur. Ces dépôts constituent de petits bassins houillers de type paralique qui ont été exploités entre autre au Petit-Bornand (gisement du Chouet). Sur notre terrain d'étude, ces niveaux à faciès saumâtres ne sont connus qu'aux cols du Freux et de l'Ebat dans le synclinal de Champlaitier (MARTINI, 1970).

Latéralement, les couches des Diablerets peuvent passer à des calcaires à polypiers (SEGONZAC et CHAROLLAIS, 1974).

1.2.2.2. Les calcaires à petites nummulites

A l'Eocène supérieur la mer envahit tout le massif des Bornes à l'exception de quelques rares ilôts : île du ruisseau de l'Ebat dans le synclinal de Champlaitier (MARTINI, 1970), île de Prêle à l'Est du Borne (CHAROLLAIS, 1963). Il se dépose alors des calcaires biodétritiques, plus ou moins gréseux, dont l'épaisseur est très variable. Dans le secteur étudié, la puissance des calcaires priaboniens reste toujours inférieure à 10 m. Trois unités lithologiques peuvent être distinguées à l'intérieur de ces calaires (CHAROLLAIS, 1963) :

- un conglomérat marque en général la base de la formation. Il contient surtout des galets de calcaires du Crétacé supérieur et de silex, mais peut également renfermer des galets d'Hauterivien, d'Urgonien, de Gault ou de Lutétien ;
- des calcaires biodétritiques gréseux, de couleur brune, très riches en petites nummulites et algues corallinacées ;
- vers le haut, les calcaires deviennent plus argileux et les nummulites disparaissent au profit de grands foraminifères arénacés.

Localement, les calcaires à petites nummulites apparaissent nettement discordants sur les calcaires du Crétacé supérieur. La discordance s'observe particulièrement dans le synclinal de Thônes où le contact entre les

deux formations affleure bien (DONDEY, 1961 ; BIENVENU, 1983 ; ROSSET, 1956).

1.2.2.3. Les grès éocènes

Sur la bordure Ouest du massif, entre Annecy et Thorens-Glières, le Priabonien se présente sous la forme de grès grossiers détritiques à rares nummulites (MORET, 1922). Ils affleurent notamment dans un repli synclinal affectant les calcaires urgoniens de la montagne de Lachat au-dessus de Naves-Parmelan. Ils sont parfois surmontés par une faible épaisseur de calcaires à petites nummulites.

1.2.3. Les formations oligocènes

1.2.3.1. Les marnes à foraminifères : (g1)

Les calcaires priaboniens passent graduellement à des marno-calcaires peu gréseux de couleur gris-bleu et présentent une patine rouille. Ils sont riches en foraminifères planctoniques et plus particulièrement en globigérines. Ils reposent parfois directement sur le substratum mésozoïque. Leur épaisseur est variable et peut atteindre jusqu'à une quarantaine de mètres. Ils sont datés de l'Oligocène inférieur (CHAROLLAIS et al., 1980).

1.2.3.2. Les schistes à Meletta : (g2)

Ils se distinguent de la précédente formation par l'apparition d'un débit en plaquettes au sein des marno-calcaires et la présence de nombreuses écailles de poissons attribuées de manière trop restrictive au genre Meletta. Cette formation appartient également à l'Oligocène inférieur. Au cours de cette étude, le squelette d'un Palaeorynchus et les débris de squelettes d'autres espèces de poissons ont été découverts ainsi que quelques restes de végétaux. L'étude en cours de cette ichtyofaune par J. GAUDANT devrait permettre de préciser la paléoécologie du bassin de sédimentation.

1.2.3.3. Le flysch marno-micacé : (g2)

Les schistes à Meletta se chargent progressivement en éléments micacés et passent à un flysch marno-micacé brun caractérisé par une alternance de lits marneux et de lits gréseux. Il est daté de l'Oligocène moyen. Il constitue le coeur des synclinaux et représente le terme ultime de la série stratigraphique relative au secteur étudié. Signalons que ce flysch est surmonté

par des formations gréseuses qui sont bien visibles à la périphérie de la zone d'étude. A la fin de l'Oligocène, le domaine subalpin est définitvement exondé.

1.3. Les ensembles lithologiques quaternaires

1.3.1. Les formations glaciaires

Les grandes glaciations qui ont affecté la région sont à l'origine des différents ensembles lithologiques quaternaires. P. DELEAU (1969) a pu mettre en évidence plusieurs phases de glaciation dans la région d'Annecy. Notre objectif n'étant pas d'établir une chronologie des différents dépôts, nous nous contenterons ici de décrire globalement les formations glaciaires.

Elles sont essentiellement représentées par des moraines de fond qui tapissent la base des vallées et recouvrent une grande partie du plateau des Bornes. Elles sont constituées par des blocs hétérométriques de nature diverse, emballés dans une matrice à prédominance argileuse. La composition lithologique des blocs et galets qu'elles contiennent permet de distinguer un glaciaire alpin et un glaciaire local.

1.3.1.1. Le glacaire alpin

Caractérisé par la présence de matériel cristallin issu du massif du Mont Blanc (granite, gneiss, protogine) il est réduit au plateau des Bornes ainsi qu'à la partie en aval de la vallée du Borne au fond de laquelle des blocs erratiques de cristallin sont encore visibles dans l'ombilic situé juste à l'amont des gorges (CHAROLLAIS, 1982 ; DORTHE-MONACHON, 1986). On retrouve ce glaciaire sur les flancs Nord-Ouest des rochers de l'Enclave et de la montagne du Parmelan à des altitudes voisines de 800-850 m (DELEAU, 1964 et 1969). Ce sont là les vestiges du glacier de l'Arve qui s'écoulait en direction d'Annecy et émettait une branche vers la vallée du Borne, laquelle atteignait le secteur du Petit-Bornand soit en remontant la vallée du Borne (CHAROLLAIS, 1982), soit en débordant par-dessus le col de Solaizon (CHAROLLAIS et al., 1988).

1.3.1.2. Le glaciaire local

Il ne contient que des éléments en provenance du Massif des Bornes. Les moraines de la vallée du Fier et du Borne contiennent de nombreux galets de grès de Taveyannaz qui n'affleurent que dans le synclinal de Thônes. Un glacier issu des Aravis s'écoulait vers Thônes puis empruntait la vallée du Fier avant

de confluer avec le glacier de l'Arve au-delà de Naves-Parmelan (DELEAU, 1969). Une diffluence du Glacier des Aravis au niveau de St Jean de Sixt envoyait une langue glaciaire qui franchissait la Cluse des Etroits et envahissait la vallée du Borne (DORTHE-MONACHON, 1986). Un autre glacier empruntait la vallée de la Fillière. Ses moraines sont principalement constituées par des éléments calcaires.

Dans les synclinaux de Champlaitier, d'Ablon et des Glières, des placages morainiques subsistent. Une belle moraine latérale est encore visible au Nord du Plateau des Glières dans la cuvette synclinale reliant la Mandrolière aux Frêchets. Son extrêmité Nord est marquée par une accumulation de gros blocs d'Urgonien qui reposent sur les calcaires du Crétacé supérieur. Dans cette moraine, ainsi que dans les vestiges d'une seconde mise à jour au niveau de "Chez la Jode" à l'occasion de travaux de terrassement, des galets de grès tertiaires ont été trouvés. Or, à ce jour, aucun affleurement de grès tertiaires n'est connu sur les Glières. De plus, un apport de ces grès par la branche diffluente du glacier des Aravis empruntant la vallée du Borne peut difficilement être invoqué en raison de l'altitude de ces moraines (1400 m) et de leur relative fraîcheur. Les conditions d'affleurements n'étant pas excellentes sur le plateau des Glières, les dépôts glaciaires ou la couverture végétale ne masqueraient-ils pas d'éventuels affleurements de grès tertiaires qui sont par ailleurs bien connus de l'autre côté de la vallée du Borne, dans le synclinal de Cenise ?

Des blocs erratiques de calcaires urgoniens ou bien de grès verts albiens se rencontrent sur le plateau des Glières et plus particulièrement au Sud de la plaine de Dran.

1.3.2. Les formations fluvio-glaciaires

Les glaciers sont à l'origine d'un surcreusement glaciaire à l'amont de chaque verrou. Les bassins ainsi créés ont été ultérieurement comblés par des alluvions fluvioglaciaires. Elles se disposent en une succession de terrasses étagées qui bordent le lit du Fier, de la Fillière et du Borne. Latéralement des cônes de déjection s'emboitent dans les terrasses les plus anciennes.

Ces alluvions sont formées de galets et graviers de taille et nature variées, associés à une matrice sablo-limoneuse. La stratification est souvent oblique ou entrecroisée. Il est fréquent de rencontrer des niveaux franchement sableux s'intercalant entre des passées plus graveleuses.

Des argiles varvées révèlant l'existence d'un ancien lac pro-glaciaire en amont du défilé de Dingy sont observables sous les terrasses de la vallée du Fier.

1.3.3. Les éboulis

Ils sont établis sur les versants à la base de la falaise urgonienne. Ce sont le plus souvent de véritables grèzes litées, formes périglaciaires caractéristiques provenant de la fracturation des calcaires sous l'action du gel. De telles formations se rencontrent également au pied d'escarpements sur les lapiaz urgoniens des sommets du massif. Les éboulis bordant vers l'Ouest le synclinal du Pertuis ou bien encore ceux qui sont établis sur le flanc Sud-Est de l'anticlinal de la montagne des Frêtes, à l'aplomb du Crépon de Montoulivert, en sont des illustrations.

Contrairement aux grèzes litées possédant une granulométrie relativement homogène, certains éboulis de pente sont formés de blocs de toutes tailles. Il s'agit là de matériel provenant de l'éboulement de la falaise. Ce phénomène se produit encore de temps en temps l'hiver : au fond de la vallée d'Usillon, l'éboulement de la falaise du flanc Est du Mont Téret au lieu dit "La Moussière" s'est produit en 1973.

1.3.4. Les tourbières

Sur les formations imperméables du fond des synclinaux de Champlaitier et des Glières, des tourbières se sont développées : 50 cm à 1,50 m de tourbe surmontent les formations oligocènes ou quaternaires.

1.4. Rôle hydrogéologique des différents ensembles lithologiques

La série néocomienne caractérisée par une sédimentation marneuse est réputée imperméable. Si cette réputation est tout à fait justifiée pour les niveaux du Berriasien et de l'Hauterivien supérieur-Barrémien inférieur, elle demande à être nuancée pour les calcaires marneux du Valanginien et les calcaires gréseux de l'Hauterivien. En effet, ces derniers lorsqu'ils sont fracturés peuvent constituer de petits aquifères donnant naissance à des sources de versant à faible débit. Ces sources sont bien souvent captées pour l'alimentation en eau des communes et villages établis au pied des versants. De telles sources sont également mises à profit pour abreuver les troupeaux des alpages au Landron, à Spée ou bien encore à Sur Cou. Les calcaires roux du

sommet du Valanginien sont peu épais et n'affleurent pas beaucoup. Pour ces raisons ils ne possèdent pas les propriétés aquifères qu'on leur connaît plus au Sud dans le massif des Bauges (LEPILLER, 1980 a).

Au contraire, les calcaires urgoniens épais de 200 m affleurent sur de larges surfaces. Ils sont le siège d'une intense karstification : aucun réseau de drainage superficiel n'est observable sur les étendues urgoniennes, les eaux météoriques qu'elles reçoivent sont drainées souterrainement et ressortent au niveau d'émergences karstiques. Ces calcaires contiennent des ressources en eau non négligeables. L'aquifère qu'ils déterminent a pour mur les formations marneuses du Barrémien inférieur et pour toît les schistes noirs du Gault.

Les formations marneuses et gréseuses du Gault se comportent comme des formations imperméables à l'échelle régionale. Toutefois localement, elles peuvent donner naissance à des sources à débit très faible mais parfois suffisant pour alimenter un chalet ou quelques têtes de bétail (Pertuis, extrêmité Nord des Glières).

Les calcaires du Crétacé supérieur sont également karstifiés. Cependant les quantités d'eau qu'ils sont susceptibles de contenir sont réduites en raison de leur faible puissance (30 à 40 m maximum). De plus, comme nous le verrons par la suite (chapitre III), les eaux collectées au sein de ces calcaires contribuent parfois à alimenter le karst urgonien sous-jacent. Dans les synclinaux d'Ablon et de la Louvatière, des petites émergences karstiques établies dans les calcaires du Crétacé supérieur sont connues. Les grès du Gault constituent alors le mur imperméable de l'aquifère karstique.

Les calcaires à petites nummulites du Priabonien sont l'objet d'une dissolution bien visible en surface, mais ils sont très peu représentés dans le secteur étudié. De ce fait, leur rôle hydrogéologique est très limité. Signalons quand même l'existence d'une petite émergence karstique dans la vallée d'Ablon drainant à la fois les calcaires priaboniens et le sommet des calcaires du Crétacé supérieur.

Les marnes et flyschs oligocènes sont imperméables. Les réseaux de drainage superficiel qui peuvent exister dans les synclinaux prennent naissance et s'écoulent sur de telles formations. Ces écoulements peuvent ensuite se perdre totalement ou partiellement au contact des calcaires crétacés supérieurs ou urgoniens. La schistosité et les fissures qui affectent les marnes peuvent localement favoriser la constitution de petites nappes superficielles. Elles

sont alors exploitées par des puits ou le captage des sources à très faible débit qui assurent leur drainage. Ce sont par exemple les seules ressources en eaux souterraines dont dispose l'alpage de la montagne des Auges.

Les alluvions fluvioglaciaires du Quaternaire peuvent stocker d'importantes quantités d'eau lorsqu'elles possèdent une granulométrie grossière (galets et graviers) (BACONNAIS et al., 1981). Elles contiennent des nappes facilement exploitables par forage dont le débit de pompage peut dépasser plusieurs centaines de m^3/h (Conseil Général, 1982). De plus, cet aquifère est bien souvent encadré par des formations argileuses imperméables qui lui assurent une protection contre d'éventuelles pollutions. Cet aquifère localisé au fond des vallées est largement exploité pour l'alimentation en eau des villes et communes de la bordure externe du massif.

Dans la suite de ce travail nous ne nous intéresserons qu'aux ressources en eau contenues dans les formations calcaires et plus particulièrement dans les calcaires urgoniens.

2. GEOLOGIE STRUCTURALE

Une carte géologique simplifiée (fig. II-2) et différentes coupes transversales (fig. II-3, a,b,c,d,e) illustrent l'agencement structural du secteur étudié. Deux cartes géologiques détaillées réalisées au 1/10000 (fig. III-10 et 13) ont permis de préciser la structure plus complexe du synclinorium des Glières.

2.1. Les déformations souples

La structure de la zone d'étude, en apparence assez simple, se lit dans le paysage par la seule observation de la falaise urgonienne qui décrit une série de plis. C'est à partir de la géométrie de cette barre calcaire que nous décrirons la structure plissée du massif.

La forme, la direction et le nombre de ces plis varient du Sud-Ouest vers le Nord-Est, soit de la vallée du Fier à celle du Borne. Il est cependant possible de retrouver sinon une continuité, du moins une certaine correspondance d'une vallée à l'autre entre les structures.

Notons que la direction générale des plis passe de N30° à N50° de part et d'autre de la vallée de la Fillière. En-dehors du plateau des Glières à

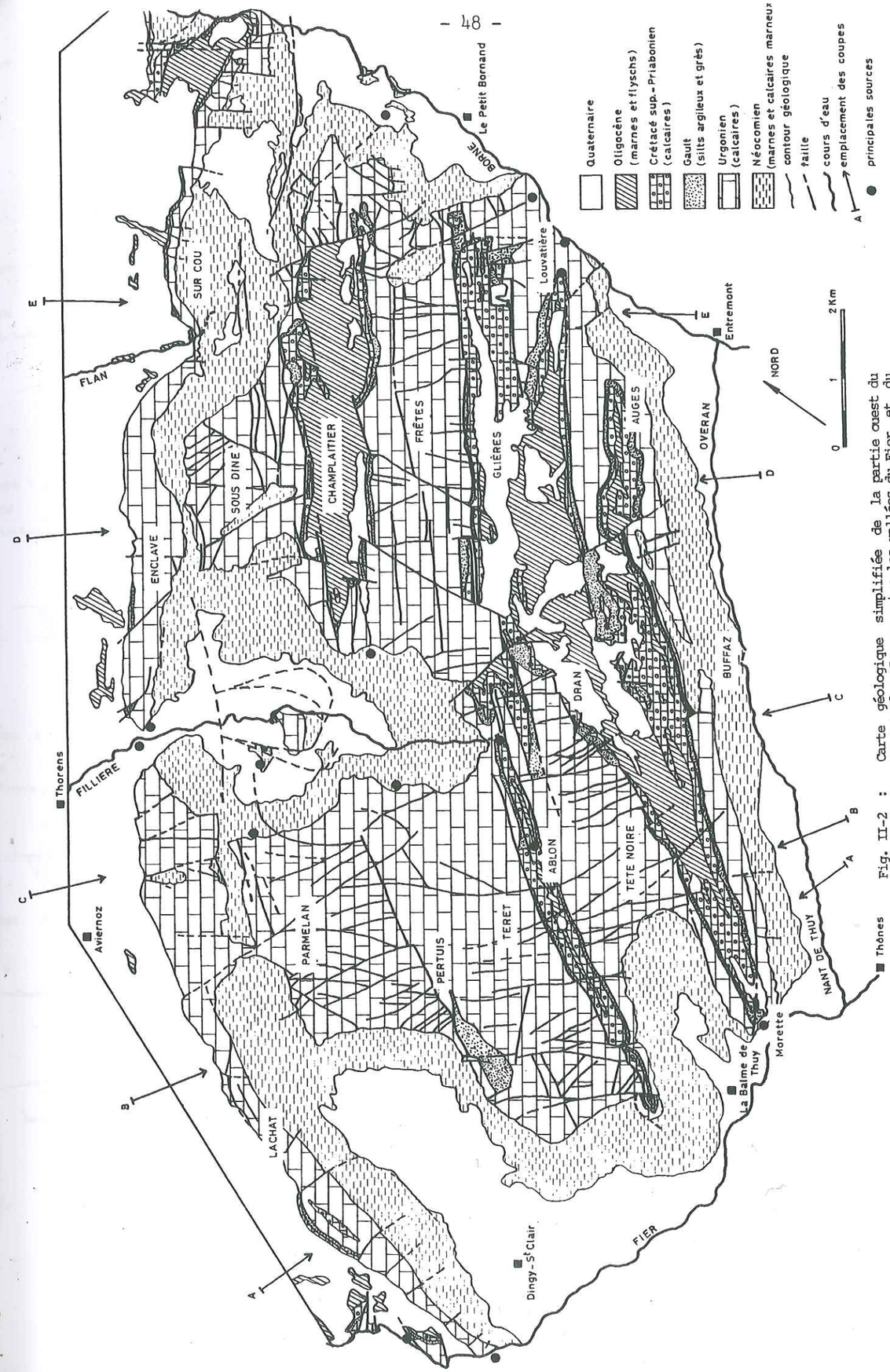


Fig. II-2 : Carte géologique simplifiée de la partie ouest du massif des Bornes entre les vallées du Fier et du Borne (d'après la carte géologique Annecy-Bonneville au 1/50000).

structure plus complexe, l'inclinaison axiale des anticlinaux et synclinaux se fait en direction de la vallée de la Fillière.

Les structures seront décrites dans l'ordre où on les rencontre lorsqu'on se déplace du Nord-Ouest vers le Sud-Est. A l'intérieur de chaque ensemble, nous étudierons comment sa structure évolue du Sud-Ouest (vallée du Fier) au Nord-Est (vallée du Borne).

2.1.1. La retombée occidentale du massif des Bornes

Au niveau de la montagne de Lachat, elle se limite à un flanc déversé puis très redressé de direction N10° (fig. II-3 a et b). Au-dessus d'Aviernoz, l'Urgonien constitue une dalle monoclinale de direction N30° avec un pendage d'environ 50° vers l'Ouest (fig. II-3 c). Elle se poursuit au-delà de la vallée de la Fillière en prenant une direction N50° (fig. II-3 d), puis disparaît au voisinage de la vallée du Flan où l'Urgonien devient vertical, voire déversé (fig. II-3 e).

Localement cet ensemble peut présenter des écaillages : ruisseau des Combafoux (fig. II-3 b), chevauchement de Pierre Taillée (CHAROLLAIS, 1982).

2.1.2. L'anticlinal du Parmelan-Sous Dine

Une frange de calcaires marneux hauteriviens apparaissant en boutonnière sépare les anticlinaux urgoniens du Parmelan et de Sous-Dine de la structure monoclinale précédemment décrite. Une faille borde vers l'Ouest le plus souvent cet anticlinal. Elle remonte le compartiment Ouest et met ainsi en contact l'Hauterivien contre l'Urgonien à la Tête du Parmelan (fig. II-3 b) ou bien encore au Col de l'Enclave.

L'anticlinal du Parmelan présente une structure presque tabulaire en raison des faibles pendages qui l'affectent. Il est en fait composé d'un synclinal à peine marqué suivi d'une légère ondulation anticlinale culminant au Plan de l'Aigle (fig. II-3 c). Vers le Sud l'érosion des calcaires urgoniens a fait disparaître la structure synclinale et le Parmelan ne forme plus qu'un anticlinal très ample (fig. II-3 b).

Au Nord de la Fillière, l'anticlinal de Sous-Dine est par contre très bien marqué (fig. II-3 d). Sa charnière anticlinale est érodée au niveau des accidents transverses à rejet vertical du Landron et de Vélaz, laissant ainsi apparaître les formations hauteriviennes.

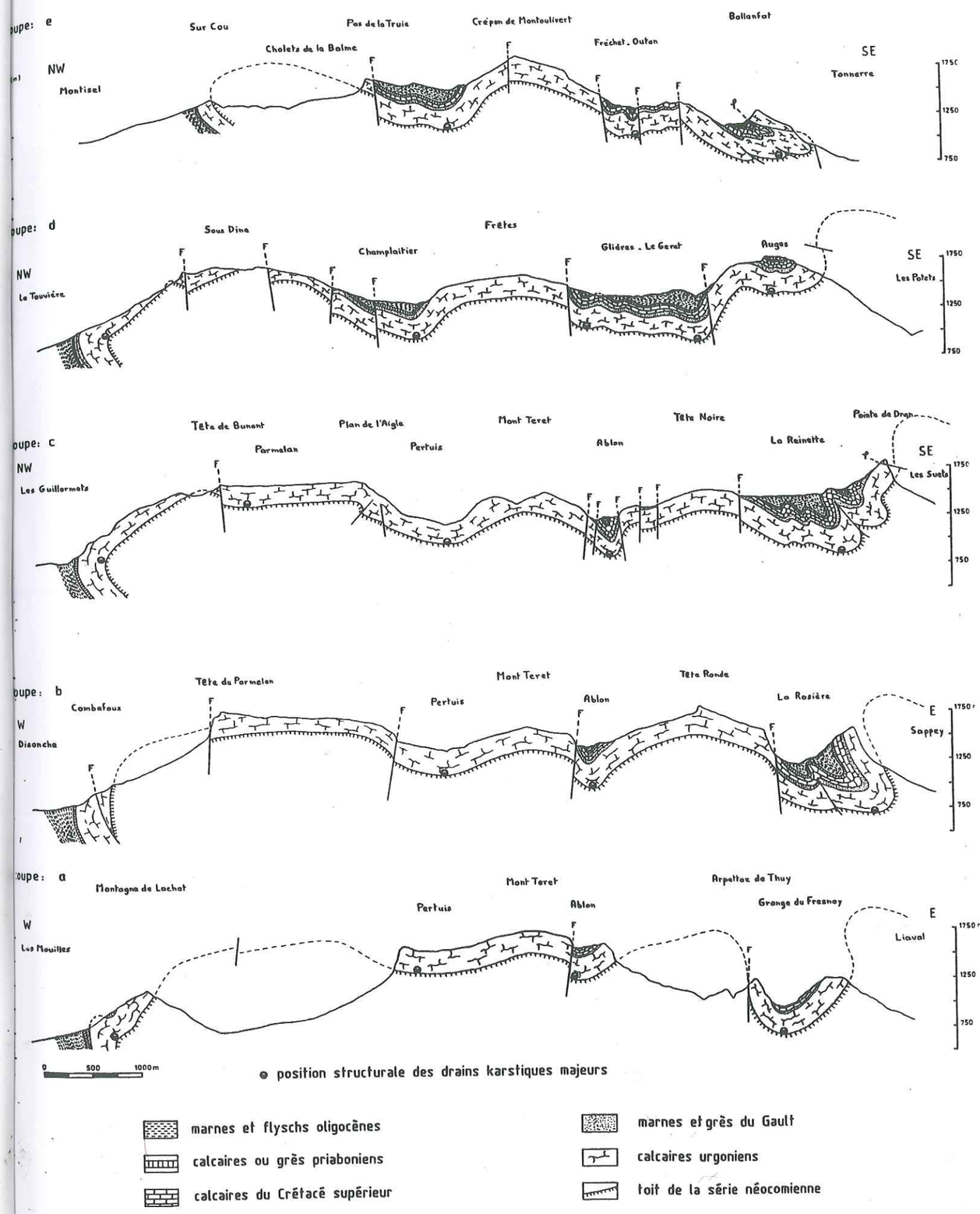


Fig. II-3 : Coupes stratigraphiques à travers la partie ouest du massif des Bornes.

2.1.3. Les synclinaux du Pertuis et de Champlaitier

La retombée orientale du Parmelan est très brutale. Une grande faille inverse bordant le flanc Ouest du synclinal du Pertuis accentue le phénomène. Le flanc Est de ce synclinal est plus régulier et s'abaisse avec des pendages de 20 à 30° (fig. II-3 b). A son extrêmité Sud-Ouest, un lambeau de terrains du Gault est préservé au fond du synclinal.

Ce synclinal se prolonge au-delà de la vallée de la Fillière par le synclinal de Champlaitier à structure plus complexe et possédant un important remplissage de formations tertiaires (fig. II-3 d,c). Son flanc Ouest est découpé par de nombreuses failles longitudinales isolant des compartiments affaissés séparés par des compartiments soulevés qui font réapparaître les calcaires urgoniens. Ce synclinal qui comporte plusieurs ondulations est nettement dissymétrique. Sur son flanc Est plus redressé, la série allant du Gault aux marnes à foraminifères ne constitue qu'un mince liseré. Les calcaires priaboniens sont directement transgressifs sur le Gault de la partie Sud-Ouest du synclinal alors que les calcaires sublithographiques du Crétacé supérieur s'intercalent entre ces deux formations dans la partie Nord-Est. Dans sa partie septentrionale, un important accident transverse (N130°) passant par le col du Freu et les chalets de Tinnaz met en contact les formations tertiaires avec les calcaires urgoniens.

2.1.4. Les anticlinaux du Mont Teret et de la montagne des Frêtes

Le Mont Téret forme un bel anticlinal dont le flanc oriental est faillé. A son extrêmité Sud, cette faille inverse, associée à un décrochement dextre, donne l'impression que l'anticlinal du Mont Teret chevauche le synclinal perché de la Tête à Turpin. Aux abords de la vallée de la Fillière, le sommet de l'anticlinal est érodé, formant ainsi une combe bien échancrée (fig. II-3 c).

L'anticlinal de la montagne des Frêtes qui lui fait suite culmine au Crépon de Montoulivert (fig. II-3 d). Son flanc Est est également limité par une faille. Dans sa partie Sud, à la Commanderie, un petit compartiment abaissé laisse affleurer une bande de terrains du Gault et du Crétacé supérieur. A son extrêmité Nord, le flanc oriental est totalement érodé et les formations hauteriviennes affleurent dans le Creux des Sarrazins. Cette dépression est établie sur une faille de direction N140°, bien visible au Col de Spée, qui abaisse le compartiment Nord.

2.1.5. Le synclinal d'Ablon

Il s'agit d'un synclinal très pincé, limité à l'Ouest par des failles. Son flanc oriental est sinon faillé, du moins très redressé (fig. II-3c). Cette structure se termine au Nord-Est sur un décrochement dextre de direction N110°, appelé décrochement des Collets (fig. III-9).

2.1.6. L'anticlinal de Tête Ronde-Tête Noire

Cet anticlinal est bien individualisé au niveau de la vallée du Fier qu'il domine de plus de 1000 m (fig. II-3 b). Il plonge ensuite très rapidement vers le Nord-Est et vient buter contre le décrochement des Collets. Il est limité par des failles longitudinales à l'Est ainsi qu'à son extrêmité Nord-Ouest. De plus, un jeu de failles a isolé sur son flanc Ouest un compartiment affaissé où le Gault et le Crétacé supérieur sont préservés (fig. II-3 c).

2.1.7. Le synclinal complexe des Glières

Lorsqu'on l'observe à partir de la vallée du Fier, il se limite à une belle gouttière synclinale dont l'inclinaison axiale, contrairement aux autres structures, est orientée vers le Sud-Ouest (fig. II-3 a). Il forme le synclinal de Morette qui, en se dirigeant vers le Nord-Est, comporte plusieurs ondulations et devient franchement déversé vers le Nord-Ouest (fig. II-3 b). Dans la partie méridionale du plateau des Glières constituée par la plaine de Dran, il est possible de distinguer un petit anticlinal où l'Urgonien affleure en boutonnière dans le bois des Lanches. Il sépare alors deux structures synclinales à replis multiples : l'une à l'Ouest où prédominent les terrains oligocènes et l'autre à l'Est où affleurent abondamment les calcaires crétacés supérieurs et nummulitiques (fig. II-3 c). L'anticlinal et le synclinal oriental sont interrompus par un décrochement dextre baptisé décrochement du Pas du Loup. Cet accident orienté N110° pourrait bien constituer le prolongement du décrochement des Collets bien que celui-ci soit légèrement décalé par rapport à ce dernier. Le synclinal occidental paraît passer en continuité au Nord de cet accident décrochant.

Dans le secteur du Col des Glières, les structures ne sont pas toujours aisées à déceler en raison du placage glaciaire et de la végétation. Toutefois il est possible de mettre en évidence la présence d'un bombement anticlinal caractérisé par des affleurements de calcaires du Crétacé supérieur.

De petits pointements de Gault sont même visibles au Nord-Est du chalet de Paccot (Fig. III-9). Au Nord du col, les pertes du ruisseau s'écoulant à l'Ouest du chalet de Gérat et les nombreuses dolines trahissent le caractère sub-affleurant des calcaires du Crétacé supérieur (Fig. II-3d). Cet anticlinal divise le plateau des Glières en deux synclinaux présentant chacun plusieurs replis. La nature de leur remplissage permet de les dissocier : dans le synclinal situé à l'Ouest, la série stratigraphique s'arrête aux schistes à Meletta alors qu'elle se poursuit par les schistes marno-micacées dans le synclinal oriental.

Ce dispositif structural s'observe beaucoup plus nettement vers le Nord-Est du plateau des Glières où l'anticlinal Crétacé supérieur prend toute son ampleur aux chalets des Hauts-Cris et des Cros (Fig. II-3e). Une importante faille borde à l'Est cet anticlinal. Elle met en contact les calcaires urgoniens avec les calcaires du Crétacé supérieur. A ce niveau le synclinal à coeur de schistes marno-micacés ou synclinal de la Louvatière plonge vers le Nord-Est en direction de la vallée du Borne. L'autre synclinal ou synclinal d'Outan reste perché. Il finit de même que l'anticlinal médian par disparaître à la faveur d'un jeu de failles qui donnent naissance à une dalle monoclinale d'Urgonien (Fig. III-12). De ce fait, la structure complexe du synclinal des Glières se résume au niveau de la vallée du Borne à une simple gouttière synclinale.

Si l'on cherche à établir des correspondances entre les structures, il faut voir dans l'anticlinal médian des Hauts-Cris/Cros, la continuité de l'anticlinal ennoyé de Tête Noire/Tête Ronde et dans le synclinal bordant à l'Est la montagne des Frêtes, le prolongement du synclinal d'Ablon.

2.1.8. L'anticlinal de Ballanfat et le synclinal des Auges

Au Nord du décrochement du Pas du Loup, le plateau des Glières est bordé par une importante muraille de calcaires urgoniens qui forme l'anticlinal de Ballanfat. Cet anticlinal abrite dans un repli le synclinal des Auges perché 400 m au-dessus du plateau. Au Nord-Est sa terminaison périclinale débouche 1000 m au-dessus de la vallée du Borne. L'anticlinal de Ballanfat est faillé sur son flanc Ouest. Cette faille qui ne figure pas sur la carte géologique d'Annecy-Bonneville, est subverticale à son extrémité Sud-Ouest, puis tend à s'incliner de plus en plus quand on se dirige vers le Nord-Est au point de constituer un plan de chevauchement (Fig. II-3e).

En considérant que l'accident décrochant du Pas du Loup possède également un rejet à composante verticale, l'anticlinal de Ballanfat se raccorde au Sud-Ouest à celui du bois des Lanches et le synclinal des Auges au synclinal situé à l'Est de ce même anticlinal.

2.1.9. L'anticlinal de la Buffaz

Cet anticlinal est complètement érodé. Il représente la limite Sud-Est de la zone d'étude. Sa couverture de calcaires urgoniens est réduite sur son flanc Nord-Ouest à une mince bande bordant les synclinaux des Glières et des Auges où les pendages sont inverses ou subverticaux. Ce pli déjeté vers le Nord-Ouest évolue en pli-faille au niveau du col de la Buffaz (Fig. II-3c). Cette disposition s'observe très bien à la pointe de Queblette où les marno-calcaires gréseux hautériviens surmontent les calcaires urgoniens.

2.2. Les déformations tangentielles

Le caractère chevauchant vers le Nord-Ouest des massifs subalpins savoyards sur la dépression molassique est clairement établi : si le chavauchement du front subalpin sur les molasses rouges oligocènes n'est pas directement observable au niveau du massif des Bornes, il a pu être mis en évidence par la géophysique (ESSO-REP, 1969). Il est par contre bien visible plus au Sud au front des Bauges (DOUDOUX, 1982). Ce contact anormal est en réalité constitué par une famille de cisaillements plats qui se suivent en relais. Deux d'entre eux peuvent se distinguer dans la partie Sud-Ouest du secteur d'étude (Fig. II-4). Le premier s'observe sur le versant Sud du Mont Veyrier, en bordure du lac d'Annecy. Il s'agit du flanc inverse laminé du pli couché du Mont Veyrier qui chevauche la série normale du Roc de Chère (RAMPNOUX et al. 1978). La nappe de premier genre ainsi constituée par le Mont Veyrier s'ennoie vers le Nord-Est où elle est à son tour chevauchée par le rouleau anticlinal du Parmelan (CHAROLAIS et al., 1977). Les preuves de l'existence de ce deuxième contact cisaillant sont observables dans la vallée de la Fillière où une série allant de l'Hauterivien à l'Oligocène surmontée par les formations néocomiennes apparaît en fenêtre (CHAROLLAIS et al., 1967) (Fig. II-5). La flèche du chevauchement est de l'ordre de 5 km dans le premier cas et de 2,5 km dans le second. Ce dispositif structural se poursuit vers le Nord-Est, mais les formations glaciaires masquent le front du chevauchement.

Sur ces bases, le massif des Bornes tout comme les autres massifs subalpins savoyards a longtemps été considéré comme parautochtone, le caractère

très progressif des variations de faciès observées dans la série mésozoïque venant conforter cette hypothèse. Cependant, depuis quelques années, de plus en plus d'arguments viennent étayer une interprétation en faveur de l'allochtonie, à l'image de ce qui est connu en Suisse avec les nappes helvétiques de Morcles, des Diablerets et du Wildhorn (DOUDOUX et al., 1982). Cette interprétation repose essentiellement sur l'analogie qui est faite entre les différents grès des flyschs oligocènes rencontrés à la fois dans les nappes helvétiques et les massifs subalpins savoyards. Trois types de grès ont été définis par SAWATSKI (1975). Ils caractérisent chacun une nappe helvétique et se retrouvent réunis dans les massifs subalpins des Bornes et des Bauges où le passage progressif d'un faciès gréseux à l'autre n'a jamais pu être observé (Fig. II-6, a). On distingue :

- les grès du Val d'Illiez présents dans la nappe de Morcles que l'on retrouve dans la partie occidentale des Bornes et des Bauges ;
- les grès de Taveyannaz se différenciant des précédents par l'abondance des éléments volcaniques andésitiques. Ils caractérisent la nappe des Diablerets et la partie orientale des Bornes et des Bauges ;
- les "grès intermédiaires" (entre les grès ultra-helvétiques et ceux de Taveyannaz) de la nappe du Wildhorn qui se rencontrent aussi dans le massif du Charvin au Sud-Est des Bornes et celui de la Dent de Cons au Nord-Est des Bauges.

Les différentes unités qu'ils définissent au sein des massifs des Bauges et des Bornes sont toujours séparées par un accident. Il s'agit soit d'un chevauchement, soit d'une faille à rejet important qui décale le plan de chevauchement en profondeur (Fig. II-6,b). Le chevauchement de l'unité portant les grès de Taveyannaz sur l'unité à grès de Val d'Illiez a été décrit en plusieurs points dans le synclinal de Thônes-Le Reposoir : à son extrémité Nord-Est dans le ravin des Oua-Rapas, en contrebas de Romme (BIENVENU, 1983 ; CAULIEZ, 1983) et sur le flanc Ouest de la montagne de Cotagne dominant Thônes (TARDY et al., 1984). Le chevauchement de l'unité à grès intermédiaires sur celle à grès de Taveyannaz s'observe au Nord du Mont Charvin (RIVANO-GARCIA, 1978).

Ainsi, les Bornes et les Bauges sont en fait constitués par l'empilement de trois nappes appelées delphino-helvétiques : l'une dite inférieure, à grès de Val d'Illiez, la seconde dite médiane à grès de Taveyannaz et la trosième dite supérieure à grès intermédiaires. Elles sont le prolongement vers le Sud-Ouest respectivement des nappes de Morcles, des Diablerets et du Wildhorn. Le secteur intéressé par la présente étude appartient en totalité à la nappe délphino-helvétique inférieure.

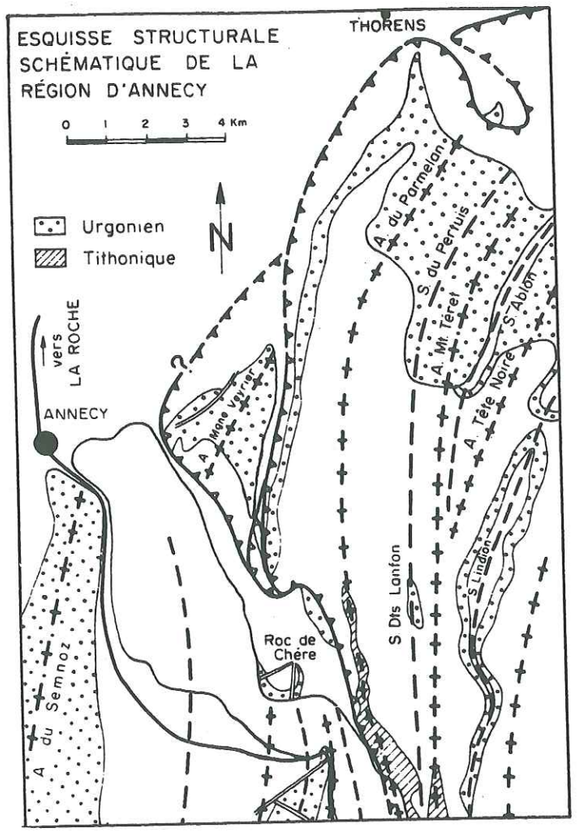


Fig. II-4 : Esquisse structurale schématique de la région d'Annecy (d'après CHAROLLAIS et al., 1977).

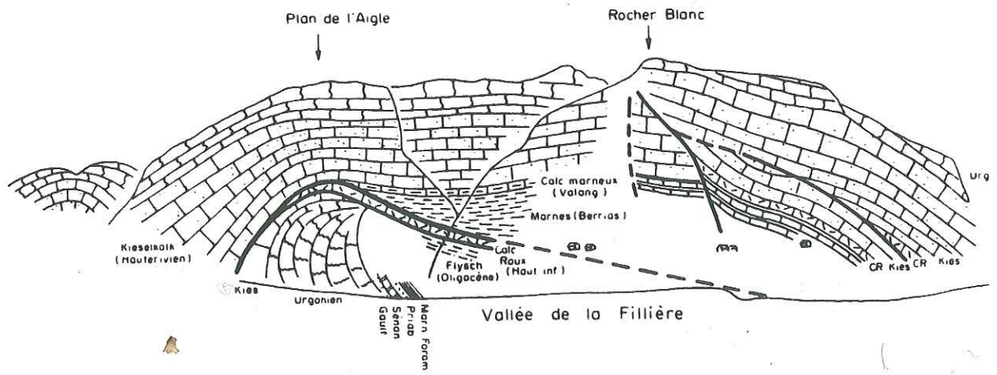
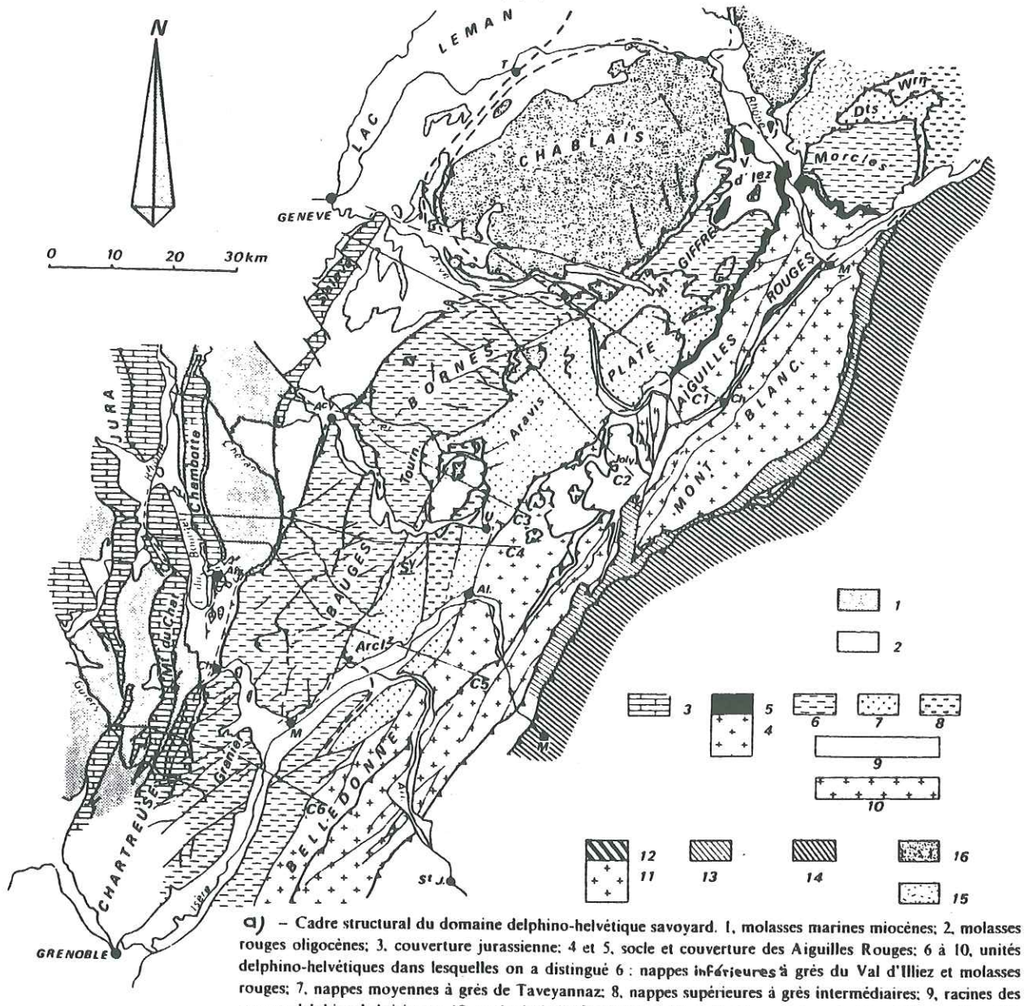
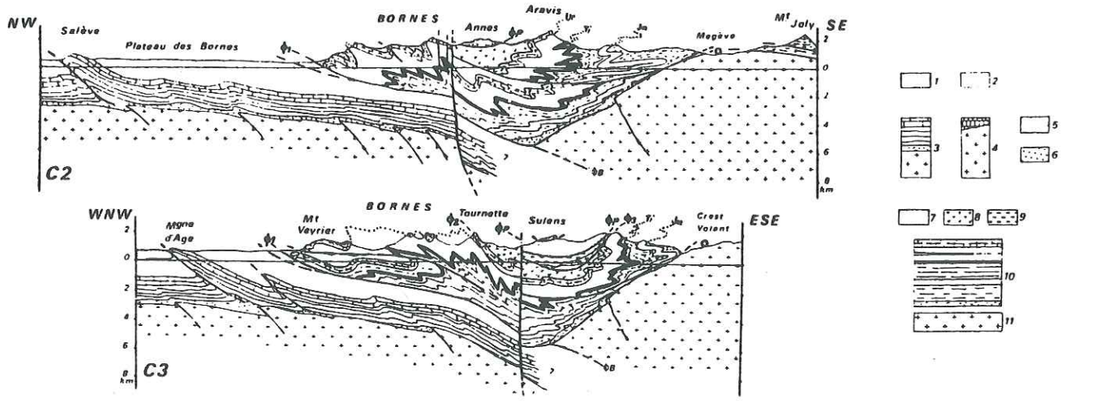


Fig. II-5 : Interprétation géologique de la rive gauche de la vallée de la Fillière mettant en évidence la fenêtre de la Fillière (d'après CHAROLLAIS et al., 1977).



a) – Cadre structural du domaine delphino-helvétique savoyard. 1, molasses marines miocènes; 2, molasses rouges oligocènes; 3, couverture jurassienne; 4 et 5, socle et couverture des Aiguilles Rouges; 6 à 10, unités delphino-helvétiques dans lesquelles on a distingué 6 : nappes inférieures à grès du Val d'Illiez et molasses rouges; 7, nappes moyennes à grès de Taveyannaz; 8, nappes supérieures à grès intermédiaires; 9, racines des nappes delphino-helvétiques; 10, socle de Belledonne; 11 et 12, socle et couverture du Mont Blanc; 13, unités ultra-helvétiques; 14, zone des brèches de Tarentaise; 15 et 16, klippes préalpines. C_1 à C_6, emplacements des coupes de la figure 2.



b) – Coupes interprétatives au travers des massifs subalpins savoyards. 1, molasses marines miocènes; 2, molasses rouges oligocènes; 3, socle et couverture jurassiens; 4, socle et couverture des Aiguilles Rouges; 5 et 6, klippes préalpines; 7 à 11, unités delphino-helvétiques comprenant des séries post-urgoniennes à 7, grès du Val d'Illiez et molasses rouges; 8, grès de Taveyannaz et 9, grès intermédiaires; 10, couverture anté Crétacé moyen; 11, socle de Belledonne. Φ_1, chevauchement des nappes inférieures; Φ_2, chevauchement des nappes moyennes; Φ_3, chevauchement de la nappe supérieure; Φ_P, contact basal des klippes préalpines; Φ_B, chevauchement de socle de Belledonne.

Fig. II-6 : Cadre structural du domaine delphino-helvétique savoyard : a) cadre géologique , b) coupes transversales interprétatives (d'après DOUDOUX et al., 1982).

La mise en place de ces nappes ne peut être envisagée avant la fin de l'Oligocène puisque l'unité inférieure chevauche la molasse rouge datée du Rupélien supérieur-Chattien. La tectonique fini-miocène n'aurait eu pour rôle que de déformer les contacts tangentiels antérieurs. Elle correspond à la phase majeure de plissement des massifs subalpins. Une tectonique plus récente et principalement cassante, encore active de nos jours, aurait provoqué la formation des grands accidents responsables de l'enfouissement des plans de chavauchement (DOUDOUX et al., 1982).

2.3. Les déformations cassantes

Les régions du Parmelan et du Mont Téret qui comportent un couvert végétal assez aéré, se prêtent particulièrement bien à l'étude de la fracturation à partir des photos aériennes. Plusieurs cartes de la fracturation de ce secteur ont déjà été publiées (LEPILLER, TALOUR, 1980 ; LISMONDE, 1983 ; MASSON, 1983). Nous ne retiendrons ici que la plus récente et détaillée, établie par MASSON (1985) sur laquelle on peut remarquer que les calcaires urgoniens sont intensément fracturés (fig. II-7). Les divers traitements réalisés par cet auteur et portant sur la répartition relative des longueurs cumulées de fractures par classe d'orientation de 10°, font apparaître deux populations majeures de fractures : les fractures d'orientations comprises entre N110° et N150° puis celles orientées de N30° à N50°. Ces résultats sont assez proches de ceux acquis à partir de mesures de terrain par BIENVENU (1983) et CAULIEZ (1983) dans la partie septentrionale du synclinale de Thônes et portant respectivement sur 293 et 194 fractures (fig. II-8). Néanmoins le pic à N170°-N10° qu'ils observent ne se retrouve pas au Parmelan-Téret. Bien que la nautre des données de départ ne soit pas rigoureusement identique, la comparaison de ces résultats se justifie en raison des conditions particulières qui font que sur le secteur Parmalan-Téret la fracturation s'exprime bien en photo aérienne : roche presqu'exclusivement calcaire, compétante et soumise à l'érosion karstique, couvert végétal peu dense. La similitude de ces résultats conduit à penser que :

- les résultats acquis sur le secteur Parmelan-Téret peuvent être étendus à toute la région étudiée. L'examen des cartes géologiques présentées (fig. II-2, III-10 et III-13) ne fait d'ailleurs pas apparaître de différence notable entre les divers secteurs de la zone d'étude au niveau des fractures principales ;
- les déformations cassantes doivent être en grande partie d'âge postérieur à la mise en place des nappes delphino-helvétiques puisque les études citées ci-dessus portent tantôt sur l'unité inférieure, tantôt sur l'unité médiane de ces nappes.

La population de fractures de direction N30° à N50° sont des fractures subparallèles à la direction des plis. La plupart de ces failles sont donc associées à la phase de plissement. Toutefois certaines auraient une origine plus ancienne. Plusieurs auteurs signalent des failles anté-priaboniennes de direction N50° : MARTINI (1970) au Roc de Chère, CHAROLLAIS (1963) à l'Est de la vallée du Borne et PAIRIS (1975) sur le massif de Platé. Ici aucun argument ne nous permet de distinguer si certaines de ces failles longitudinales sont anté-priaboniennes. Ces failles s'observent notamment sur les flancs Nord-Ouest des synclinaux. Elles isolent aussi de petits compartiments effondrés sur les flancs des anticlinaux de la montagne des Frêtes ou de Tête Noire. Pour les synclinaux de Morette et de la Louvatière, un rejeu de ces failles longitudinales bordières peut expliquer l'inversion de leur inclinaison axiale par rapport aux autres structures contigües.

Un second groupe est composé de fractures plus dispersées en direction de N110° à N160° et regroupe des failles de nature diverse. LISMONDE (1983) et MASSON (1983 et 1985) ont tenté par analogie avec une étude faite en Chartreuse (ROBERT, 1976) de reconnaître des fractures associées à des couloirs de décrochemet de direction N160°. En l'absence de mesures précises de terrain portant sur la nature et la cinématique des accidents décelés sur les photos aériennes, nous nous garderons bien de faire une telle transposition et ceci d'autant plus qu'une bonne partie de la fracturation peut s'expliquer par le seul plissement des calcaires urgoniens, roche particulièrement compétante. Ces failles ont bien souvent un rejet global comportant à la fois une composante horizontale et une composante verticale. Les conditions d'affleurement favorisent l'expression cartographique de l'une ou l'autre de ces composantes. Notons que certains de ces accidents décalent la falaise urgonienne qui borde les synclinaux et matérialise le miroir de failles longitudinales. Ces accidents seraient donc postérieurs à la mise en place de ces dernières.

C'est dans cette population de fractures que se placent quelques accidents majeurs tels que le décrochement des Collets (N100°) semblant se poursuivre par celui du Pas du Loup (N110°) ou bien encore l'accident transverse du Col du Freu-Chalets de Tinnaz (N130°). D'autres accidents de direction N120 à N150° ont guidé localement l'érosion et permis le décapage de la carapace urgonienne à la bordure occidentale du massif (Nant de l'Aup, les Tannes, le Creux du Loup), sur l'anticlinal de Sous-Dine (Landron, Vélaz) ou bien celui des Frêtes (Creux des Sarrazins).

Deux accidents subméridiens sont également à signaler. Ils recoupent

Fig. II-7 : Carte de la fracturation du Parmelan établie à partir des photos aériennes (d'après MASSON, 1985).

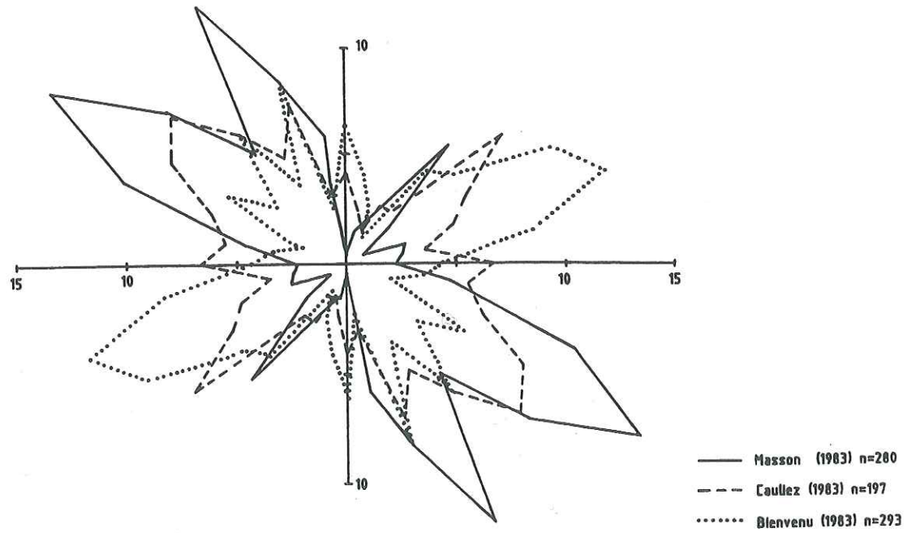


Fig. II-8 : Histogrammes de la fréquence des fractures observées sur le terrain ou par photo-interprétation en fonction de leur direction.

entièrement l'anticlinal de la montagne des Frêtes et semblent être à l'origine d'un raccourcissement de cette structure : de part et d'autre de l'accident situé le plus à l'Ouest, le rayon de courbure de l'anticlinal change. La faille bordant au Nord-Est le Creux des Sarrazins semble avoir joué un rôle analogue. Ces failles seraient ainsi antérieures au plissement.

Notons enfin que le décrochement des Collets délimite un coin rentrant avec la faille N170° qui recoupe la montagne des Frêtes. Ces deux accidents pourraient bien être conjugués.

2.4. Conclusions sur la géologie structurale

Le massif des Bornes possède une structure plus complexe qu'il n'y paraît au premier abord. Il résulte en fait de l'empilement de trois unités delphino-helvétiques. La région étudiée appartient à l'unité inférieure, homologue de la nappe de Morcles. Il s'agit d'une nappe de premier genre : l'anticlinal du Parmelan-Sous Dine est assimilable à un pli couché à flanc inverse très laminé chevauchant la molasse rouge oligocène. Sa mise en place serait fini-oligocène alors que les plissements majeurs qui l'affectent résulteraient de la tectonique compressive de la fin du Miocène. La plupart des accidents longitudinaux (N30° à N50°) seraient liés à cette phase tectonique. Puis, en relation avec la surrexion des massifs cristallins externes, une phase tectonique cassante plus récente serait responsable de la fracturation N110° à N150° bien visible dans les calcaires urgoniens.

Dans le secteur étudié, les vestiges d'une phase tectonique anté-priabonienne sont difficilement décelables. CHAROLLAIS (1963) est parvenu à discerner à l'Est de la vallée du Borne "quelques directions Est-Ouest, obliques aux structures actuelles" attribuées à une phase de plissement anté-priabonienne dont les manifestations sont mieux connues dans les chaînes subalpines méridionales (Dévoluy, par exemple). Dans le Crétacé supérieur du synclinal de Thônes, DONDEY (1961) a observé des plis Est-Ouest qui ont été érodés avant le dépôt des calcaires priaboniens. PAIRIS (1975) a également mis en évidence des bombements anté-priaboniens d'axe N110° sur le massif de Platé. Cette phase ancienne de plissement semble donc présenter un caractère régional. La superposition de la phase majeure de plissement à la fin du Miocène à cette phase anté-priabonienne de faible ampleur, pourrait alors expliquer les ondulations que décrivent les charnières synclinales et anticlinales et qui se traduisent entre autre par l'abaissement axial des structures vers la vallée de la Fillière.

Nous retiendrons de cette étude structurale que les calcaires urgoniens sont déformés par deux phases de plissement et qu'ils possèdent une densité de fracturation élevée. La position externe du secteur étudié dans la zone delphino-helvétique et la localisation des affleurements urgoniens sur des anticlinaux, contribuent à la détente de ces calcaires qui est propice à l'ouverture des fractures. Ces éléments sont alors autant de facteurs favorables à la pénétration en profondeur des eaux météoriques et donc à la karstification. Signalons enfin que certains accidents possèdent des rejets importants qui permettent la juxtaposition d'horizons géologiques différents. De ce fait ces accidents pourront jouer un rôle hydrogéologique non négligeable dans l'agencement des circulations d'eau souterraines.

3. ELEMENTS DE GEOMORPHOLOGIE

Sur le secteur étudié, les différents éléments constitutifs du relief actuel indiquent que celui-ci a été façonné par divers processus d'érosion. Les principales formes créées par ces processus seront décrites dans un premier temps. Par la suite, l'étude de leurs interrelations permettra d'esquisser l'évolution géomorphologique du massif qui apportera un éclairage sur la genèse et l'évolution qu'ont subies les réservoirs karstiques que nous étudions.

3.1. Les formes liées à l'érosion fluviatile

3.1.1. Les vallées anciennes

Dans les parties élevées du massif, un certain nombre de tronçons de vallées sont aujourd'hui suspendus et bien souvent déconnectés de toute organisation fonctionnelle de drainage. Les vallées du Landron et du Creux des Sarrazins entaillant respectivement les anticlinaux de Sous-Dine et de la Montagne des Frêtes en sont les plus belles illustrations. Les faibles écoulements temporaires dont elles sont le siège actuellement sont sans commune mesure avec le réseau de drainage superficiel qui fut à l'origine de leur creusement. L'échancrure en V qui affecte la crête de l'anticlinal du Mont Teret est également une structure fluviatile ancienne. Elle débouche sur la vallée de la Fillière à 500 m au-dessus de son cours actuel et possède la particularité d'avoir une orienation SW-NE perpendiculaire aux structures fluviatiles précédemment décrites.

L'origine de certains talwegs sur le flanc d'un anticlinal et dépourvus d'un écoulement pérenne paraît également ancienne. Ces derniers sont installés sur les calcaires urgoniens qu'ils entaillent parfois en canon. Ils font généralement suite à une étendue de terrains imperméables sur lesquels un ruissellement superficiel a pu prendre naissance. Il s'agit des talwegs du Nant de l'Aup et de Foulir sur la retombée occidentale du Parmelan et de celui qui recoupe l'anticlinal des Hauts-Cris au Sud d'Outan. Ces talwegs peu ou pas du tout fonctionnels se raccordent néanmoins aux vallées actuelles.

3.1.2. Les vallées actuelles

Les grandes vallées qui découpent le massif, à savoir celles du Fier, de la Fillière et du Borne, se calquent très probablement sur des vallées fluviatiles anciennes qui ont été recreusées et élargies par l'érosion lors des glaciations quaternaires. Si l'on ne dispose pas de preuves irréfutables pour affirmer cette hypothèse, quelques arguments viennent cependant l'étayer :

- les glaciers ne s'écoulent pas au hasard, leur cheminement emprunte des discontinuités préexistantes du relief qui peuvent en l'occurence être d'anciennes vallées fluviatiles ;
- la vallée du Borne à l'aval des Etroits est située dans le prolongement de la haute vallée du Nom. Cet alignement témoigne de la désorganisation assez récente d'une vallée ancienne qui s'étendait jusqu'au Col des Aravis. Certains auteurs envisagent même son extension vers le S-SE au-delà de ce col (MORET, 1934).

L'érosion fluviatile a repris ses droits à la fin de la dernière glaciation et se poursuit actuellement, les vallées n'ayant pas encore atteint leur profil d'équilibre. Plusieurs niveaux de terrasses fluvio-glaciaires associées le plus souvent à des cônes de déjections torrentielles comblent le fond de ces grandes vallées en arrière d'anciens verrous glaciaires. MONJUVENT (1986) dénombre ainsi 4 terrasses en amont du défilé de Dingy sur la vallée du Fier. Des terrasses fluvio-glaciaires et cônes de déjections emboités sont également visibles dans la vallée de la Fillière au niveau d'Usillon ou bien encore dans la région du Petit-Bornand dans la vallée du Borne. L'érosion de chacune de ces terrasses est la conséquence de l'abaissement successif du niveau de base. Cet enfoncement progressif se répercute avec une particulière intensité dans les parties en amont des torrents qui sont encaissés au fond de ravins creusés dans les formations imperméables tertiaires (Plateau des Glières, synclinal de Champlaitier) ou néocomiennes (versants des grandes vallées). C'est cette dynamique érosive du ruissellement, active depuis la fin de la dernière glaciation, qui a façonné les vallées telles que nous les voyons actuellement,

en atténuant la plupart des formes morphologiques héritées des périodes glaciaires.

3.2. Les formes liées à l'érosion glaciaire

3.2.1. Les vestiges de l'érosion glaciaire en altitude

Les traces morphologiques de l'action des glaciers sont assez discrètes tout au moins pour ce qui est de la reconnaissance de formes majeures. En effet, on ne décèle pas la présence de grands cirques glaciaires tels qu'ils existent plus au Nord du côté du Bargy ou bien encore à l'Est dans les Aravis. Tout au plus peut-on percevoir dans les deux dépressions installées au Sud-Ouest des sommets de Tête Ronde et Tête Noire, les vestiges de petits appareils glaciaires qui sont probablement à l'origine des lambeaux de moraines que l'on retrouve plus bas à proximité du chalet d'Ablon.

Il faut avouer que les conditions rencontrées en altitude ne sont pas particulièrement propices à l'expression d'une morphologie glaciaire typique :

- Les zones hautes du massif sont formées soit par des plateaux légèrement ondulés (Parmelan), soit par de larges bombements anticlinaux (Montagne des Frêtes, Mont Téret, Sous-Dine). Un tel relief peu accidenté n'est pas favorable à l'individualisation de différentes langues glaciaires.
- Les régions élevées du massif sont constituées presqu'exclusivement de calcaires urgoniens. Or, de l'avis des géomorphologues travaillant sur les chaînes subalpines, "d'une façon générale, la montagne calcaire se prête mal au façonnement des reliefs glaciaires. Les massifs de calcaires ont souvent des formes glaciaires mal dégauchies. Celles-ci ne prennent une certaine ampleur que lorsque des contrastes lithologiques et structuraux ont permis des surcreusements localisés" (CHARDON, 1984). C'est particulièrement le cas au niveau des vallées anciennes décrites au § 3.1.1. où, à l'amont de verrous constitués par des affleurements d'Urgonien s'est creusée une dépression dans les formations plus tendres de l'Hauterivien. Ce sont les ombilics du Landron, de Spée, de l'Anglettaz et de Foulir.

Les glaciers sont quand même à l'origine d'un modelé particulier que l'on peut observer en divers endroits et notamment au Parmelan. Il s'agit du "karst à banquettes structurales" (MAIRE, 1976, 1984) pour lequel l'action érosive des glaces sur un calcaire massif se présentant en bancs assez épais avec un certain pendage, conduit à la formation d'un empilement de gradins

successifs caractéristique. Des blocs erratiques peuvent même subsister sur le revers de ces banquettes structurales.

A des altitudes plus basses, on trouve quelques dépressions semi-circulaires à fond plat qui pourraient résulter d'une évolution nivo- ou glacio-karstique. Elles possèdent, tout comme les petits cirques glaciaires, une orientation Nord/Nord-Ouest et sont associées à des dépôts morainiques. On observe ces formes sous la pointe de Puvat dans le prolongement de la montagne des Auges ou bien encore sous le Pas de la Truie au niveau des chalets de la Balme.

Les cordons morainiques qui ont pu exister dans les synclinaux sont aujourd'hui en grande partie démantelés par l'érosion due au ruissellement. Le matériel morainique est conservé tantôt sous forme de minces placages argileux dans le fond des synclinaux (moraines de fond) tantôt sous forme de lambeaux plus épais sur leurs flancs (moraines latérales). Le dépôt morainique le plus important se trouve à 1500 m d'altitude sur le replat des Mouilles au Sud du Col des Glières. La seule moraine latérale que l'on peut encore observer distinctement dans la topographie borde le flanc Sud-Est du synclinal d'Outan entre la Mandrolière et Fréchet (Fig. III-13).

Enfin, on dénote l'existence de deux replats bien marqués aux environs de 1200 m dans les synclinaux de Morette et de la Louvatière qui prolongent respectivement au Sud-Ouest et au Nord-Est le plateau des Glières. L'aval de ces replats est constitué par un amoncellement de blocs de toutes tailles qui font penser à une ancienne moraine frontale. De plus, l'emplacement de ces replats coïncide avec un changement de pente très net dans le profil en long des torrents du Nant-Debout et du Talavé qui drainent ces synclinaux (Fig. II-9). Tous ces éléments nous amènent à considérer que ces replats résultent d'un comblement par des matériaux fluvio-glaciaires accumulés en arrière de la moraine. Ils sont les témoins d'une phase de retrait du glacier qui était installé sur le plateau des Glières et qui émettait une langue glaciaire à la fois vers les vallées du Fier et du Borne.

3.2.2. Les traces de l'érosion glaciaire dans les vallées

Le matériel glaciaire déposé dans les vallées du Fier, de la Fillière et du Borne a été profondément remanié par les eaux de ruissellement depuis la fin de la glaciation Würmienne. C'est ainsi que la morphologie glaciaire s'est estompée pour céder la place à une morphologie fluvio-glaciaire représentée par une succession de terrasses. Les traces des glaciers peuvent

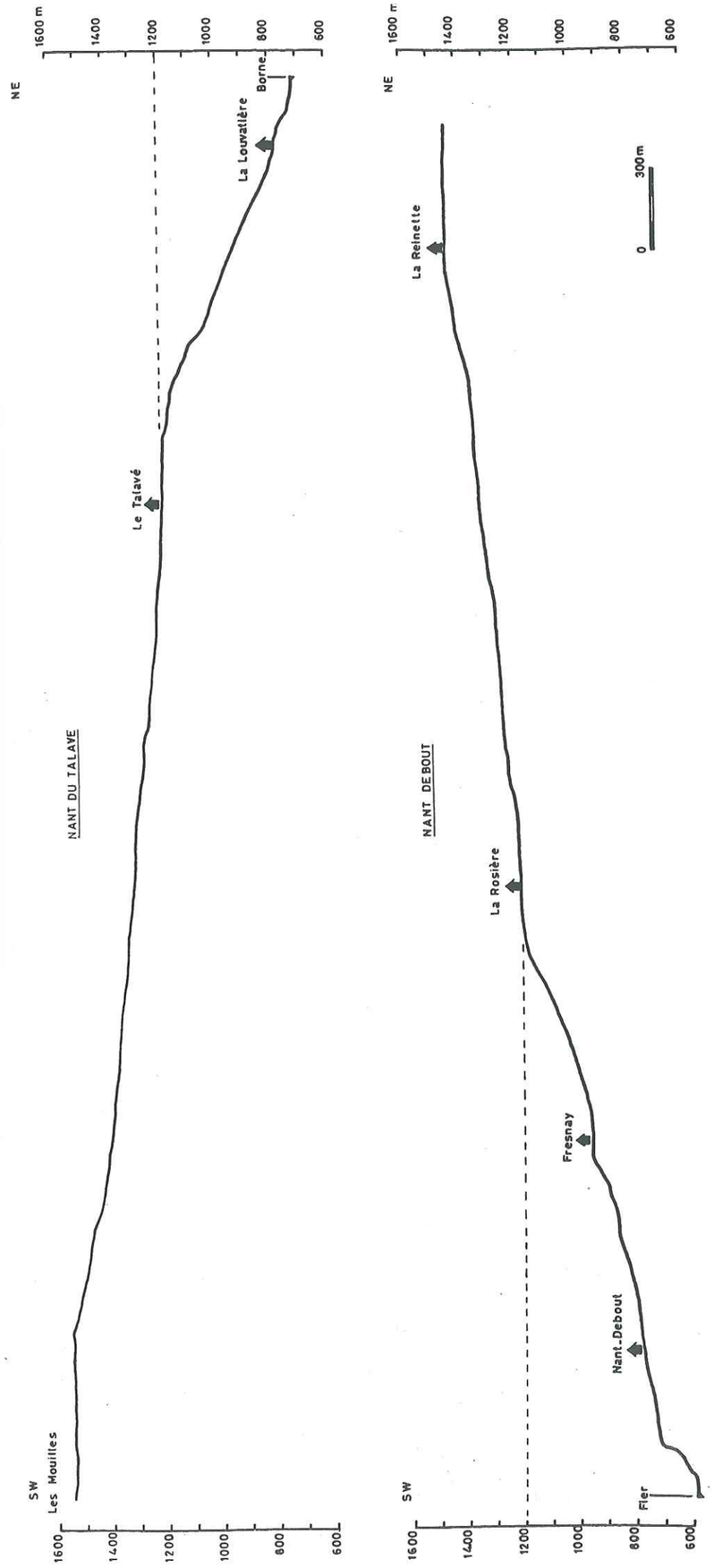


Fig. II-9 : Profils en long des talwegs du Nant-Debout et du Nant du Talavé.

néanmoins s'observer au niveau de verrous établis dans les calcaires urgoniens : défilé de Dingy sur le Fier où DELEAU (1969) a reconnu 2 profils transversaux en U relatifs à deux phases de glaciation distinctes, verrou de Roche-Taillée en amont de Thorens-Glières sur la Fillière et entrée des Gorges du Borne en aval du Petit Bornand.

Les glaciers quaternaires ont contribué à creuser ces vallées, notamment en amont des verrous. Ce creusement a entraîné un abaissement du niveau de base à une cote qui reste bien souvent inférieure à celle du niveau de base actuel, plus élevé par suite du comblement ultérieur des bassins de surcreusement glaciaire.

3.3. Les formes liées à l'érosion karstique

3.3.1. Les formes karstiques de surface ou exokarstiques

Les manifestations de la dissolution en surface des roches carbonatées par les eaux météoriques se traduisent de diverses manières selon la nature lithologique de ces roches (calcaires purs, calcaires gréseux, marno-calcaires...), leurs conditions structurales d'affleurement, l'environnement bioclimatique auquel elles sont soumises et le degré d'organisation d'un drainage souterrain sous-jacent. Tous ces facteurs sont à l'origine d'une grande variété des formes exokarstiques qui peuvent être observées dans le détail sur le terrain. Ces nombreuses formes karstiques se regroupent globalement en 3 catégories principales : les lapiaz, les dolines et les dépressions fermées.

3.3.1.1. Les lapiaz

C'est certainement la forme exokarstique la plus répandue sur le secteur étudié. Elle intéresse la presque totalité des affleurements de calcaires urgoniens. Des lapiaz se développent également sur les calcaires du Crétacé supérieur lorsqu'ils renferment peu d'éléments insolubles. Par contre, bien que ceux-ci présentent des traces manifestes de dissolution, les calcaires priaboniens ne forment pas de lapiaz en raison de leur faible surface d'affleurement.

Sur les flancs des anticlinaux et dans les synclinaux, ces lapiaz présentent des formes arrondies en raison de leur évolution sous un couvert forestier qui a déterminé la formation d'un sol. Dans les parties élevées,

au-delà de la limite de la forêt, on observe des lapiés nus qui se présentent sous divers aspects. Selon que les dalles calcaires soumises à la dissolution sont peu ou très inclinées, on observe tantôt des lapiés à méandres, tantôt des lapiés à rigoles et cannelures. Ces formes de corrosion post-glaciaire ont ainsi totalement fait disparaître l'aspect poli et strié qui résultait de l'abrasion antérieure dues aux glaciers. Cependant ce type de lapié que l'on observe le plus communément est un lapié à diaclases : l'intense fracturation qui affecte les calcaires urgoniens est soulignée par la dissolution qui s'exerce sur les lèvres des fractures drainant les eaux en profondeur. A l'intersection de ces fractures, des dolines-puits peuvent s'agencer et de véritables couloirs de dissolution préférentielle appelés Bogaz se superposent aux fractures les plus importantes.

3.3.1.2. Les dolines

Ces dépressions à section arrondie résultent du soutirage des formations qui surmontent les calcaires au droit de voies de drainage karstique constituant des lieux d'infiltration préférentielle des eaux météoriques. Elles sont fréquemment localisées sur des fractures ou mieux encore à l'intersection de plusieurs fractures. Leur taille est métrique à pluridécamétrique. On distingue deux principaux types de dolines sur le massif :

- Les dolines-puits à neige qui perforent le lapié à diaclases du karst en altitude où la végétation est très clairsemée. Ces dolines ont une forme plutôt cylindrique, leur profondeur atteint plusieurs mètres et peut parfois dépasser 10 m. Leur fond est constamment occupé par un névé. Ces formes sont bien visibles sur le Parmelan aux environs du refuge Camille Dunant ainsi que sur la Montagne de Sous-Dine.
- Les dolines en entonnoir rencontrées à des altitudes plus basses alors que la végétation recouvre le karst. Ces formes karstiques se développent dans les formations détritiques ou marneuses qui recouvrent des calcaires karstifiés sous-jacents. Ces derniers assurent le soutirage des eaux ruisselées dans la doline au fond de laquelle un ponor est fréquemment installé. On observe des champs de dolines dans les marnocalcaires du sommet du Crétacé supérieur d'Ablon et dans les marnes à foraminifères du Plateau des Glières, de Tinnaz ou bien encore des Auges. Des dolines en entonnoir se forment également dans les terrains marneux du Gault en divers endroits. La perte du trou de l'Enfer au Nord de la plaine de Dran en est un exemple.

3.3.1.3. Les dépressions fermées

Elles se distinguent des grandes dolines par leur extension encore plus vaste et leur origine généralement mixte : glaciaire et karstique ; c'est pourquoi on les qualifie de dépressions glacio-karstiques. Elles ont en effet pour origine le surcreusement exercé par les glaciers au niveau des ensembles lithologiques les moins résistants. Un soutirage karstique des eaux de la dépression s'est ensuite mis en place au droit des calcaires qui barrent généralement vers l'aval la dépression. Les ombilics cités au § 3.2.1. résultent d'une évolution de ce genre. Les dépressions fermées les plus importantes sont localisées dans le synclinorium des Glières. Elles occupent la plaine de Dran et le secteur situé immédiatement au Nord-Est du Col des Glières.

3.3.2. Les formes karstiques de profondeur ou endokarstiques

A l'opposé des formes exokarstiques facilement observables, nous ne disposons que d'une vision partielle des formes endokarstiques. En effet, les vides karstiques accessibles à l'observation humaine ne représentent qu'un faible pourcentage de la totalité des vides répartis au sein d'un ensemble calcaire karstifié. De plus, toutes les cavités du massif pénétrables par les spéléologues n'ont pas été encore visitées et de belles découvertes restent à faire. Cependant les descriptions des cavités inventoriées par les nombreux spéléologues ayant sillonné le massif des Bornes constituent une première approche de l'endokarst qui permet de préciser un certain nombre d'éléments relatifs à sa structure et son évolution.

Sur le massif, la quasi totalité des cavités explorées se développe dans les calcaires urgoniens. Seulement quelques cavités de petites dimensions qui correspondent le plus souvent à des pertes ont été décrites dans les calcaires du Crétacé supérieur. Les calcaires priaboniens ne contiennent à notre connaissance aucune cavité pénétrable. Aussi les descriptions faites dans les paragraphes qui suivent ne concernent-elles que les cavités installées dans l'Urgonien.

3.3.2.1. Les formes de subsurface

Ce sont des cavités qui ont un faible développement et qui intéressent une épaisseur de calcaire inférieure à 100 m, parmi lesquelles on peut distinguer 2 catégories :

- Les réseaux de fente et les puits à neige qui ont un développement

essentiellement vertical. Ce sont les formes de subsurface les plus répandues. Elles s'ouvrent en altitude à la faveur de fractures profondes. Ces cavités appelées aussi névières (MAIRE, 1977) sont en général obstruées en profondeur par des névés ou des éboulis dus à la cryoclastie. Selon la profondeur et l'expostion des cavités, les névés sont temporaires ou permanents. Dans ce dernier cas, l'accumulation de neige et sa compaction sont à l'origine de véritables petits glaciers souterrains dont l'exemple le plus connu est la Grande Glacière qui s'ouvre sur le plateau du Parmelan (x = 903,96 ; y = 114,67 ; z = 1600).

Remarque : Ces glacières alimentées par un névé permanent à l'entrée de la cavité sont appelées glacières dynamiques (MAIRE, 1977) par opposition aux glacières statodynamiques indépendantes de toute accumulation neigeuse et uniquement formées par de la glace à l'aspect vitreux issue du regel en profondeur des eaux de fonte s'écoulant par les fissures. La Glacière du Haut d'Aviernoz qui débouche en pied de falaise non loin du Petit Montoir (x = 902,77 ; y = 113,64 ; z = 1572) et constitue l'un des accès au réseau des Vers Luisants, se rattache à ce second type de glacière.

- Les réseaux subhorizontaux dont peu d'exemples sont signalés dans la littérature spéléologique, probablement en raison de leur faible intérêt pour le spéléologue amateur de grands gouffres. Il s'agit généralement de réseaux qui courent suivant les joints de stratification parallèlement à la surface topographique entre 1 et 5 m de profondeur. Une telle cavité a été décrite sur les lapiaz de Tête Noire, c'est le T53 qui totalise 92 m de galerie (MASSON, 1987). Le réseau du Sérail installé sur le Parmelan de part et d'autre du chemin menant à la Grande Glacière forme un réseau subhorizontal d'une autre nature. Il regroupe 3 cavités voisines : les gouffres du Papillon et du Sérail et la Tanne à Léon dans sa partie supérieure (GARCIA, 1987). Elles ont la particularité de présenter entre la surface et -30m des tronçons de galeries à section elliptique ou des salles de grandes dimensions. L'existence de ces paléodrains à proximité de la surface et la présence d'une immense concrétion de calcite dans le gouffre du Sérail alors que généralement les cavités du massif en sont dépourvues, incitent à penser que ces 3 cavités ont une origine ancienne.

3.3.2.2. Les gouffres de grande profondeur

A ce jour, il a été découvert pas moins d'une soixantaine de gouffres dépassant une profondeur de 100 m. Les principaux ont été reportés dans le tableau II-1.

N.B. : Une partie des cavités de faible profondeur peut correspondre à des grands gouffres dont la continuité en profondeur est entravée par une glacière ou un cône d'éboulis.

L'organisation de ces gouffres est assez constante. Ils sont formés d'une succession de puits recoupés par des méandres plus ou moins développés qui assurent la liaison entre les différents puits. La fracturation joue un rôle important dans l'agencement de ces cavités. Lorsque les gouffres dépassent 200 m de profondeur, ils atteignent généralement les assises plus marneuses du Barrémien inférieur puis de l'Hauterivien qui forment le substratum imperméable. A ce niveau beaucoup de cavités deviennent impénétrables, certaines par contre permettent d'accéder au réseau de drainage du karst noyé qui par endroits peut s'enfoncer de plusieurs dizaines de mètres dans le substratum. L'exploration de ces cavités se termine alors le plus souvent sur des tronçons de galeries noyées.

En règle générale les puits ont de vastes sections, les méandres sont profonds et de petits filets d'eau parcourent à divers niveaux les cavités et maintiennent ainsi une corrosion active. Bien que les descriptions faites par les spéléologues s'attachent très peu à décrire les remplissages des cavités, il semble néanmoins que ceux-ci soient peu communs dans les gouffres à l'exception bien sûr de la neige et de la glace qui obstruent leurs entrées ainsi que des éboulis qui résultent soit de la cryoclastie, soit d'éboulements souterrains. Aucun dépôt morainique piégé dans une cavité souterraine n'a été à ce jour signalé sur le massif et la présence de concrétions n'est pas coutumière. Les seules galeries anciennes partiellement comblées par du matériel argilo-sableux qui ont été décrites se trouvent au fond des cavités, suspendues au-dessus des drains actuels.

Le gouffre de la Tanne à la Graille fait exception par son origine manifestement très ancienne. Il s'ouvre à l'aval de la vallée perchée du Landron et comporte de vastes galeries entièrement colmatées par de l'argile. Le méandre de sa partie inférieure qui atteint la côte -305 m est obstrué par des coulées stalagmitiques (PAPET, Scialet n° 3). Ce gouffre est probablement une ancienne perte qui drainait les écoulements superficiels de la vallée du Landron.

Quelques indices permettent aussi d'accorder une origine ancienne à 2 gouffres s'ouvrant dans le secteur du Pas de la Truie à l'Est de Sous-Dine, le JP2 et le J.P.P.D.V. qui s'enfoncent sous le synclinal de Champlaitier respectivement à -407 m et -212 m (VON ALLMEN, Spéléalpes n° 4, 5 et 7). Ces deux gouffres sont localement obstrués par des coulées stalagmitiques et le

Tab. II-1 : Les principaux gouffres de la partie occidentale du massif des Bornes comprise entre les vallées du Borne et du Fier.

nom du gouffre	localisation	Coordonnées X	Y	Z	Profondeur (m)	Développement (m)	Observations
Tanne du Tordu	Parmelan	903,89	2113,30	-1658	- 698	-17460	gouffre d'accès au réseau de la Diau
Tanne des Météores	Parmelan			-1623	- 663	"	idem
Tanne du Bel Espoir	Parmelan	904,35	2113,14	-1575	- 615	"	idem
BBS 48	Parmelan	903,55	2111,80	-1740	- 485	-1100	jonction probable avec la Diau
La Charbonnière	Pertuis	903,74	2109,35	-1685	- 425	5000	réseau à l'amont de la Diau
JP 2	Champlaitier	910,39	2119,52	-1700	- 407	-1920	
La Voie Lactée	Parmelan	902,85	2113,18	-1692	- 362	23435	gouffre d'accès au réseau de Bunant
Le Trou Noir	Parmelan	902,91	2113,21	-1682	- 352	"	idem
La Tanne aux Vieux	Parmelan	903,01	2113,28	-1679	- 349	"	idem
Judas Iscariote	Parmelan	904,04	2113,95	-1640	- 310	"	idem
Le Ramoneur	Parmelan	903,20	2113,97	-1610	- 280	"	idem
Le Téléphone	Parmelan	903,25	2113,97	-1610	- 280	"	idem
La Merveilleuse	Parmelan	903,62	2114,36	-1605	- 275	"	idem
Tanne à la Graille	Champlaitier	907,80	2117,40	-1528	- 305	-1200	
Le Clarisse	Mont Teret	904,50	2110,10	-1690	- 271		
Les 3 Souches	Champlaitier	907,39	2115,88	-1360	- 265		jonction probable avec le Pont de Pierre
Le Toutou Cocu	Frêtes	910,76	2117,07	-1660	- 265	430	
Jean-Claude	Frêtes	909,35	2116,10	-1600	- 232	301	
J.P. 1	Champlaitier				- 230		
Tanne des Neiges	Parmelan			-1762	- 225		
Grotte Bayet	Ablon	905,41	2110,70	-1470	-203/+7	900	
Tanne des Optimistes	Parmelan			-1695	- 205		
Tanne de la Solitude	Parmelan			-1765	- 205		
Antre du Bouc Noir	Parmelan	903,47	2113,92	-1643	- 195	515	
Tanne au Lapin	Parmelan	903,68	2112,94	-1695	- 193		
Caverne d'Ali Baba	Parmelan	903,54	2114,26	-1605	- 191	360	
Le Beau Nuxe	Mont Teret	904,10	2109,50	-1750	- 185		
Tanne des Pingouins	Parmelan			-1817	- 180	500	
La Chausse Trappe	Parmelan			-1762	- 178		
Gouffre Duchamp	Parmelan			-1580	- 176		
Trou Glacé	Mont Teret	904,27	2110,38	-1620	- 175	250	
Tanne du Z	Mont Teret			-1820	- 169		
Les Etoiles Filantes	Parmelan			-1615	- 162		
Puits du Cairn	Mont Teret	905,42	2111,10	-1555	- 159		
La Meringue	Parmelan			-1740	- 157		
Tanne à Alice	Parmelan	903,83	2114,44	-1600	- 155		
Tanne à Méhari	Parmelan	903,29	2114,16	-1600	- 153	-1000	
La Voironnaise	Parmelan	903,47	2114,08	-1620	- 151		
Les Hauts Savoyards	Ablon	905,55	2111,10	-1435	- 145		
J.P.P.D.V.	Champlaitier	910,37	2119,42	-1698	- 212	905	

Tab. II-2 : Les principales grottes de la partie occidentale du massif des Bornes comprise entre les vallées du Borne et du Fier.

nom de la grotte	localisation	Coordonnées X	Y	Z	Profondeur (m)	Développement (m)	Observations
Grotte du Vertige	Parmelan	903,95	2115,20	-1330	+362	23435	exutoire temporaire du système de Bunant
Grotte du Mirador	Parmelan			-1360	+332/-30	"	paléo-exutoire de Bunant
Les Vers Luisants	Parmelan	902,54	2113,33	-1525	- 195	"	
Glacière du Haut d'Aviernoz	Parmelan	902,77	2113,64	-1572	- 242	"	
Grotte de l'Enfer	Parmelan	903,70	2113,66	-1676	- 27	-130	cavité de subsurface
Grotte de la Blonnière	Parmelan			-1680	± 97	890	
Grotte à Potin	Pertuis			-1380	- 20	240	
La Diau	Pertuis	905,80	2114,10	960	+698	-17440	exutoire temporaire du système de la Diau
Trou Dufour	Pertuis	905,80	2114,10	-1005	+653/-45	"	paléo-exutoire de La Diau
Morette	Morette	906,77	2107,56	610	+239	3590	exutoire temporaire du système de Morette
Grotte de la Louvatière	Louvatière	913,57	2117,16	750	+18/-4,5	270	paléo-exutoire de Déroberts
Grotte de l'Entonnoir	Pont de Pierre	907,16	2115,68	-1120	+124/-41	>-1150	
Grotte du Pas du Roc	Pont de Pierre	907,10	2115,76	-1150	+8	350	
Grotte de Mont Piton	Sous Dine				-130	900	
Grotte de la Cordelette	Sous Dine						
Le Patricia	Sous Dine				-62	430	
Le Victoria	Sous Dine				-230	-1000	
Baume du Sentier des Gardes	Montagne de Cou	912,98	2122,45	925	+96	421	paléo-exutoire

bassin versant actuel qu'ils drainent est négligeable devant celui qui a pu donner naissance à des cavités aussi développées.

3.3.2.3. Les grottes

Elles se distinguent des cavités précédentes par leur développement essentiellement horizontal. Elles comportent en général des tronçons de galeries aux formes arrondies et peuvent être en partie comblées par des remplissages. Les grottes s'ouvrent en général dans la falaise urgonienne qui limite le massif karstique, le plus souvent dans sa partie basale à proximité du contact entre les calcaires et le substratum imperméable. Les principales grottes sont regroupées dans le tableau II-2.

Deux types de grottes peuvent être discernés :

- Les grottes qui constituent les exutoires actuels ou anciens des systèmes karstiques, les paléo-exutoires étant systématiquement perchés quelques dizaines de mètres au-dessus des exutoires pérennes ou temporaires actuels. Ce sont des drains ou des paléodrains qui permettent parfois d'avoir un regard sur le karst noyé. C'est le cas de la grotte de la Diau qui a permis de reconnaître la rivière souterraine sur plus de 5 km (PAHUD, 1985), celui de la grotte de Morette ou encore la grotte du Vertige à Bunant. Toutes ces cavités possèdent de grandes dimensions qui permettent l'évacuation de débits beaucoup plus importants que ceux que l'on observe actuellement.
- A l'opposé, certaines grottes s'ouvrent en pied de falaise dans la partie amont des systèmes karstiques. Leur inclinaison générale indique que les écoulements ayant donné naissance à ces cavités étaient dirigés vers l'intérieur du massif karstique. Des indices morphologiques et sédimentologiques amènent à considérer que ces cavités sont des portions d'anciens drains qui collectaient les eaux d'un bassin versant amont aujourd'hui disparu. Ainsi les grottes de la Blonnière et à Potins d'une part et les cavités des Vers Luisants et de la glacière du Haut d'Aviernoz d'autre part, sont les témoins que le massif karstique du Parmelan s'étendait jadis plus vers le Sud/Sud-Ouest et vers l'Ouest. De même les 4 "grottes-gouffres" s'ouvrant dans la falaise de Sous-Dine au-dessus des Chalets de la Balme sont les témoins de l'extension ancienne vers le Nord du massif karstique de Sous-Dine. Ce sont les grottes de Mont Piton, de la Cordelette, du Patricia et du Victoria (VON ALLMEN, 1984, 1987).

3.3.2.4. Les grands réseaux spéléologiques

Les gouffres et les grottes ne sont pas répartis au hasard, leur agencement les uns par rapport aux autres résulte d'une hiérarchisation des vides créés par les écoulements souterrains qui est à l'origine de la notion de système karstique (MANGIN, 1975). Les explorations spéléologiques ont ainsi permis de mettre en évidence des liaisons existant entre les gouffres s'ouvrant à la partie supérieure de la masse calcaire et les grottes débouchant à sa base et servant d'exutoire au système karstique. Ces liaisons gouffres-grottes sont à l'origine de vastes réseaux spéléologiques dont les plus importants sont à l'heure actuelle ceux de Bunant et de la Diau (Fig. II-10) qui totalisent respectivement 24 et 17,5 km de galeries (GARCIA et PAHUD, 1985).

Le réseau de Bunant est formé de 4 maillons reliés entre eux par des tronçons de galeries noyées que les spéléologues plongeurs ont visitées. Ce sont d'amont en aval les réseaux des Vers Luisants, du Ramoneur, de la Merveilleuse et du Vertige. Ce réseau qui présente l'aspect d'un labyrinthe, divague au fond d'une ondulation synclinale à peine marquée où la fracturation exerce un rôle important dans le contrôle de la karstification (MASSON, 1983, 1985). Au fond du réseau un paléodrain se superpose en divers points au drain actuel qui est lui-même bien souvent recreusé. Il s'agit de la galerie inactive des cheminées de fées aux Vers Luisants ou bien encore de la galerie du Délire à la Merveilleuse (GARCIA, LALOU, 1982). La grotte du Mirador est le débouché de galeries délaissées par les écoulements actuels reliant les réseaux du Vertige et de la Merveilleuse et disposées parallèlement au drain actuel. Elle a probablement constitué, à une époque, l'exutoire du système de Bunant.

Le réseau de la Diau est surtout connu à partir de l'exploration de son drain majeur installé dans la gouttière synclinale sous la vallée du Pertuis. La rivière souterraine qui le parcourt s'est progressivement enfoncée dans les assises du Barrémien inférieur à tel point que la voûte est perchée à une trentaine de mètres au-dessus de celle-ci. Les galeries occupées par la rivière sont spacieuses et les galeries, qui sont noyées lorsque l'écoulement est en charge, le sont également. On observe des tronçons de galeries à section ellipsoïdale aujourd'hui suspendues au-dessus de la rivière actuelle. Celles-ci débouchent d'ailleurs sur d'anciens exutoires dont le plus vieux, le trou Dufour, est situé 45 km au-dessus de l'entrée principale. Une petite zone noyée se développe juste derrière l'exutoire. Des conduits à fortes pertes de charge, creusés dans l'Hauterivien probablement à la faveur de fissures ouvertes par la décompression, acheminent alors les eaux vers l'exutoire pérenne, 70 m

en-dessous de la grotte principale. Le drain majeur reçoit plusieurs affluents, ceux issus du versant du Mont Teret (rive droite) demeurent impénétrables alors que ceux provenant du Parmelan (rive gauche) ont pu être explorés. Certains jonctionnent avec des gouffres ouverts sur le Parmelan : l'affluent des Grenoblois a été relié avec les gouffres du Tordu et du Bel Espoir, et celui des Météores avec le gouffre du même nom. Par contre, la jonction entre le BBS48 (Spéléalpes n° 8) et le grand affluent, ultime affluent reconnu en rive droite, n'a pas encore été établie. Un hiatus d'environ 1 km subsiste entre le terminus actuel des explorations dans le drain majeur et le gouffre de la Charbonnière qui n'est rien d'autre que l'amont du réseau.

Dans les synclinaux de Champlaitier, d'Ablon ou des Glières, aucune cavité n'a pu permettre d'atteindre le drain majeur drainant ces structures pour l'instant. Les explorations au gouffre des Trois Souches situé à l'aval du synclinal de Champlaitier sont néanmoins sur le point d'aboutir.

Dans le synclinal de Morette un réseau de 3590 m de développement a pu être exploré récemment grâce aux plongées de 3 spéléologues des sections spéléologiques suisses de Genève et de Nyon (PAHUD, LOUMONT et DONZE) à partir de l'émergence de Morette. Derrière les tronçons de galeries en charge qui apparaissent à 150 m de l'entrée de la grotte, des galeries spacieuses totalement ou partiellement délaissées par les écoulements actuels se développent dans le flanc Est du synclinal. Plusieurs conduits annexes en relation avec la galerie principale offrent un regard sur une zone noyée qui semble se développer au fond de la gouttière synclinale (Fig. II-11).

3.3.3. Conclusion sur les données morphologiques du karst

La dissolution de surface, résultat de l'action corrosive des eaux météoriques, intéresse tous les affleurements calcaires. Elle remanie un modelé ancien hérité des glaciations quaternaires et qualifié de glacio-karstique (dépressions glacio-karstiques, karst à banquettes structurales, lapiès de diaclases). Elle est à l'origine de formes diverses en fonction de la nature lithologique et de l'environnement bioclimatique (dépendant de l'altitude) : dolines en entonnoirs dans les calcaires marneux, puits à neige sur les lapiès nus d'altitude, lapiés aux formes arrondies sous couvert forestier... Ces formes exokarstiques sont la conséquence du soutirage des eaux météoriques par le réseau de drainage établi au sein de la masse calcaire.

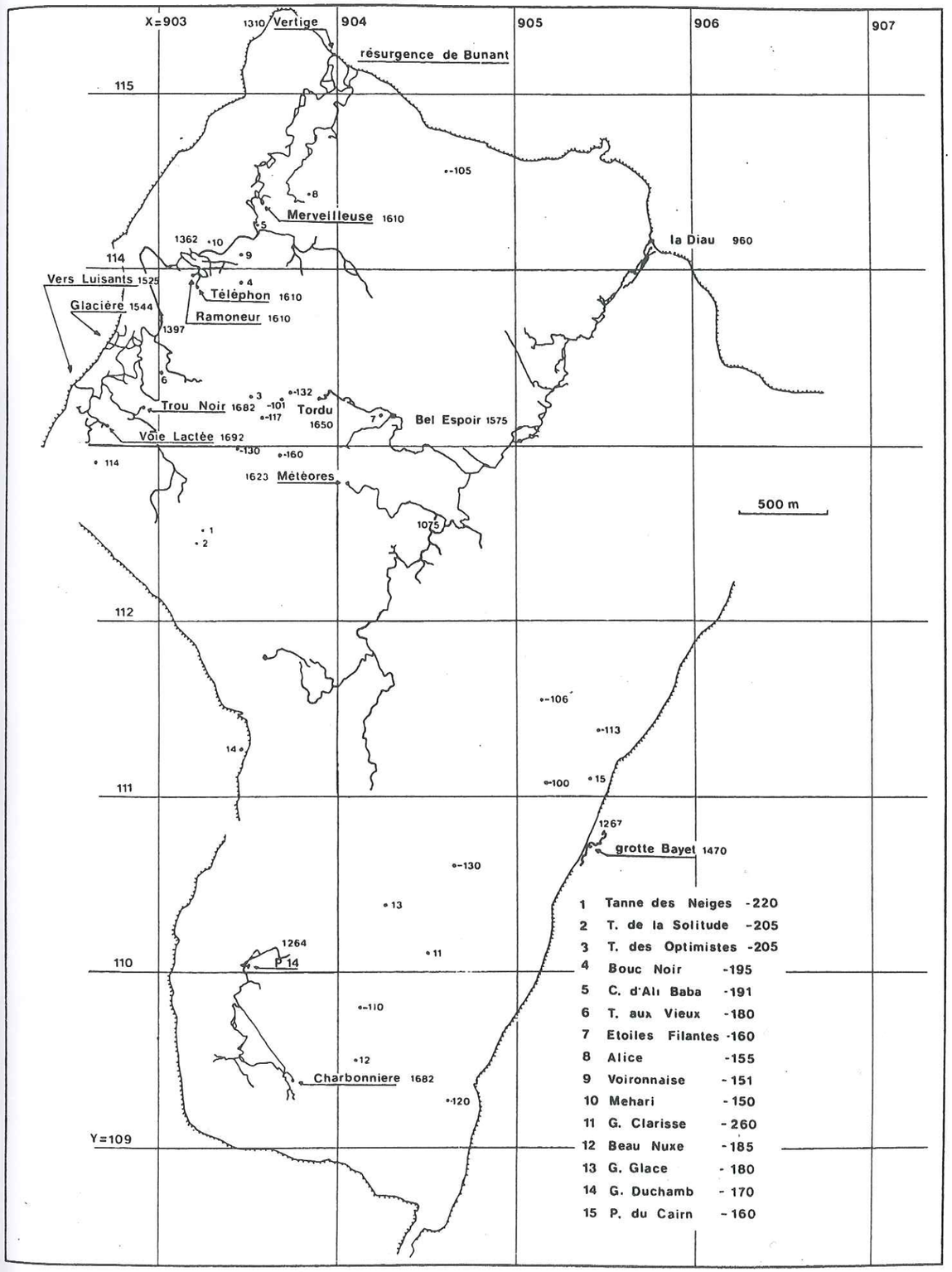


Fig. II-10 : Carte des réseaux spéléologiques de Bunant et de la Diau (d'après LISMONDE, 1983; complètée).

La karstification souterraine paraît très développée au niveau des calcaires urgoniens. De nombreux gouffres exploitant un réseau de fractures assez dense traversent la masse urgonienne en une succession de puits et méandres. Ces conduits sont en relation avec un réseau de drainage constitué par de vastes galeries disproportionnées par rapport aux écoulements qui les parcourent actuellement. A ce niveau il est fréquent d'observer plusieurs générations de drains superposés et reliés à des paleo-exutoires. Ce polyphasage de la karstification est le résultat de l'adaptation du réseau de drainage souterrain à l'abaissement progressif du niveau de base provoqué par le creusement des vallées.

4. CONCLUSION : LA MISE EN PLACE DU KARST DANS LES BORNES

De nombreux éléments géologiques et géomorphologiques permettent de dire que le massif des Bornes, à l'image du Jura et des autres chaînes subalpines, a été soumis à plusieurs phases de karstification depuis la fin du Crétacé. L'objet de ce paragraphe est de tenter de décrire ces différentes étapes de la karstification du massif à partir des observations faites en Bornes et des travaux réalisés sur les autres massifs calcaires subalpins et dans le Jura méridional. L'incidence de ces diverses phases de mise en place des vides karstiques sur le fonctionnement actuel du karst sera abordée. De ce point de vue, il est d'ores et déjà possible de faire la part entre les karstifications antérieures au Miocène supérieur et celles qui se sont développées après la phase majeure de plissement des chaînes subalpines qui a débuté au Pontien.

4.1. Les karstifications antérieures au Miocène supérieur

Les karsts auxquels elles ont donné naissance sont aujourd'hui totalement fossilisés et ne présentent aucune relation avec les circulations karstiques actuelles. Ces karsts ne sont connus et différenciés que par les types de remplissages qui les fossilisent et dont les indices sont éparpillés sur toute la zone externe des Alpes occidentales. Aussi, pour étudier ces karstifications anciennes est-il nécessaire de faire appel aux observations faites par de nombreux auteurs à l'échelle de l'ensemble des chaînes subalpines, du Jura méridional et de la Provence.

4.1.1. Les traces d'une phase de dissolution anté-albienne

Dans un article sur les karstifications anté-pliocènes MUGNIER (1979) rapporte les observations faites par GIDON en Chartreuse selon lesquelles

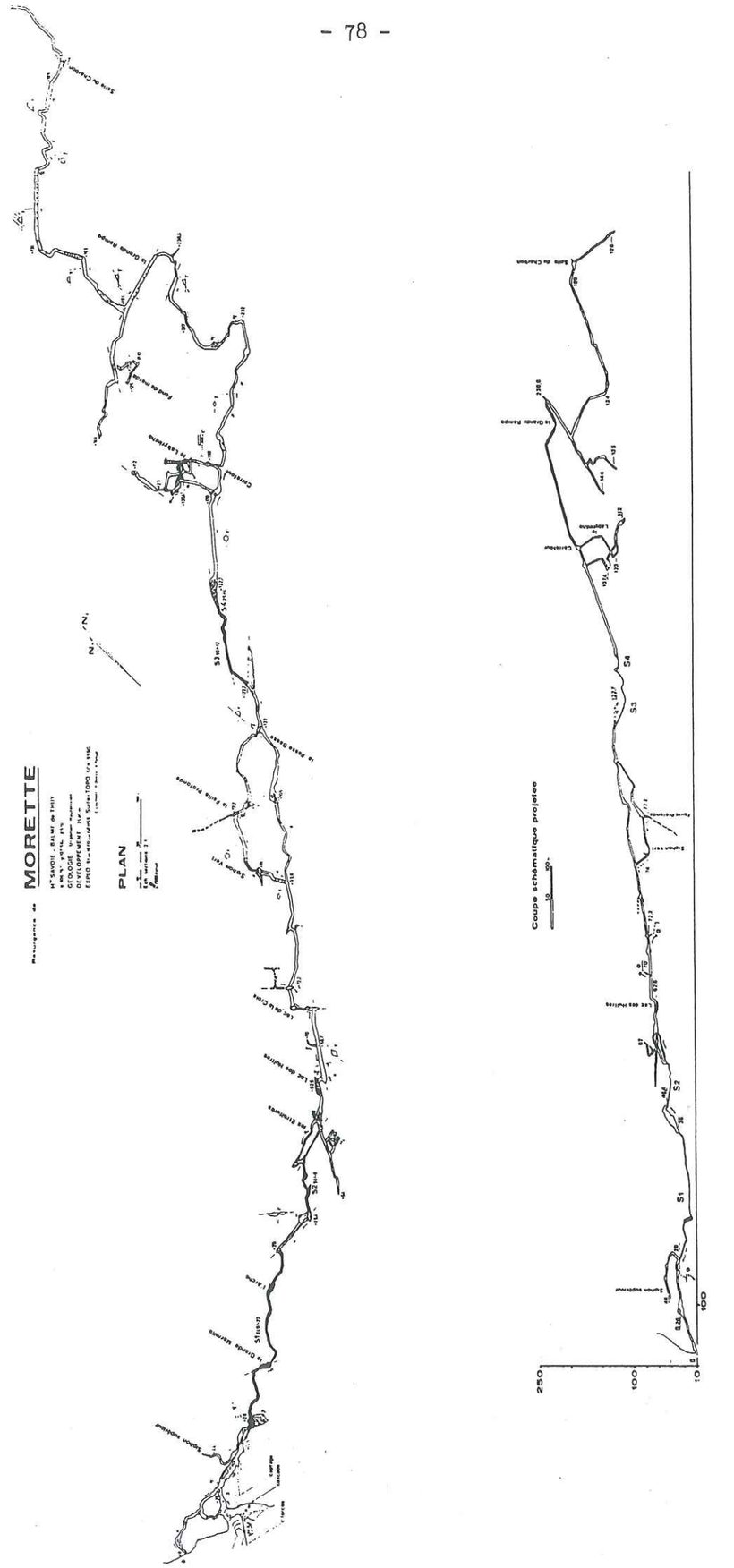


Fig. II-11 : Topographie des galeries de l'émergence de Morette (d'après LOUMONT, DONZE, PAHUD, 1986).

"l'Albien et la Crétacé supérieur semblent reposer sur un Urgonien karstifié", mettant ainsi l'accent sur l'éventualité d'une karstification anté-albienne. CHAROLLAIS (1963) évoque également dans sa thèse une "karstification albienne" sur la base des observations faites à l'Est du Borne.

Pour notre part, nous avons pu observer à diverses reprises sur le terrain les traces d'une phase de dissolution superficielle ayant affecté le sommet des calcaires urgoniens probablement avant le dépôt des formations du Gault. En effet, des fentes de dissolution d'une largeur moyenne centimétrique se développent sur une épaisseur de plusieurs dizaines de centimètres à la surface de certaines dalles urgoniennes affleurant en position structurale. Un matériel gréseux brunâtre remplit ces fentes et scelle en quelque sorte cette surface de dissolution.

Il paraît difficile de voir ici les signes d'une véritable karstification qui s'accompagne de la mise en place d'un réseau de drainage souterrain. Aucune cavité de type réellement karstique colmatée par des dépôts datés de l'Albien n'a à notre connaissance été décrite. Il faut sans doute voir dans cette surface de corrosion le résultat d'une dissolution sous-marine à la surface du hard-ground que formait le sommet des calcaires urgoniens avant que les sédiments du Gault à caractère nettement transgressif ne se déposent. Cette explication paraît d'autant plus plausible que des modelés résultant d'une dissolution superficielle peuvent se développer sous l'Océan par plusieurs milliers de mètres de fond. La preuve en a été apportée par de récentes plongées effectuées au Nord-Ouest de la péninsule ibérique par le submersible CYANA (VANNEY et al., 1985).

4.1.2. La karstification éocène

Suite à l'émersion généralisée du domaine subalpin à partir de la fin du Crétacé, la couverture mésozoïque a été puissamment érodée et une karstification a pu se développer. Elle concerne surtout les calcaires urgoniens mais a aussi intéressé en certains lieux les calcaires valanginiens (MUGNIER, 1979) et même tithoniques (MARTINI, 1967). De nombreuses formes karstiques ont été décrites. Les plus répandues sont des poches isolées correspondant tantôt à des avens colmatés et ultérieurement mis à jour par l'érosion, tantôt à des dépressions exokarstiques ayant évolué ou non sous couverture (GUENDON, 1984). On rencontre également des grottes entièrement comblées. Ce karst est daté par les dépôts sidérolithiques comportant fréquemment des indices de remaniement. Ils comblent les cavités ou recouvrent l'exokarst. Ces dépôts ont livré en

Suisse une faune à mollusques et mammifères de l'Eocène moyen à supérieur et aux Echelles (Chartreuse) des restes de Lophiodon larteti datés de l'Eocène supérieur (KILIAN, 1896-97). On a alors tendance à attribuer par analogie un âge identique à tous les remplissages sidérolithiques azoïques. Or ces dépôts qui se présentent sous des faciès variés sont le résultat d'une altération supergène sous climat tropical des formations mésozoïques qui aujourd'hui sont plus ou moins absentes sous le sidérolithique (FLEURY in GUENDON, 1984). Ces altérites ont ensuite été érodées et mélangées à des apports détritiques en provenance du Massif Central et de sa bordure orientale (CONRAD, DUCLOZ, 1977). Puis ces sédiments ont été déposés là où nous les observons actuellement. Les formations sidérolithiques sont donc avant tout liées à la durée de l'émersion qui est à l'origine des processus continentaux d'altération et d'érosion. Il paraît alors difficile d'attribuer une valeur stratigraphique au sidérolithique dans la mesure où selon les lieux l'émersion a pu débuter avant le Crétacé terminal et se poursuivre jusqu'au Miocène.

Dans le massif des Bornes, le Sidérolithique présente un faciès tantôt gréseux blanc ou verdâtre, tantôt argileux. Il est piégé dans des fissures, des poches ou des grottes rencontrées uniquement dans la partie externe du massif : Montagne du Veyrier et Parmelan au Sud, anticlinaux de Dessy et d'Andey au Nord (MARTINI, 1967 ; CHAROLAIS, 1963 et 1982). Dans sa partie interne, l'érosion éocène ne semble pas avoir été suffisante pour atteindre l'Urgonien et permettre le développement d'un karst. Bien souvent ces remplissages karstiques renferment des argiles de teinte verte associées à de la pyrite qui témoignent d'une réduction postérieure à leur dépôt. Celle-ci est probablement la conséquence de l'enfouissement du karst éocène sous les sédiments tertiaires qui se sont déposés par la suite. Dans les Bornes, le karst éocène s'est développé essentiellement au Paléocène, l'émersion de cette région ayant débuté au Maestrichien et s'achevant vraisemblablement dès le Cuisien.

4.1.3. Evolution karstique entre l'Eocène supérieur et le Miocène moyen

On trouve dans la littérature de nombreux exemples de formes karstiques fossilisées par les molasses marines du Miocène. Ceci a conduit plusieurs auteurs à évoquer l'existence d'un karst miocène (JULIAN et NICOD, 1984 ; ROUSSET, 1973). La datation de ce karst repose sur celle des sédiments remplissant les cavités ou celle des accidents tectoniques les recoupant. Ces marqueurs chronologiques donnent un âge par défaut de la phase de karstification. En effet, le comblement d'une galerie est généralement postérieur à la phase de karstification qui a permis son creusement. De plus,

dans une même galerie peuvent se succéder, au gré des fluctuations climatiques ou tectoniques, plusieurs épisodes de comblement séparés par des périodes de déblaiement faisant disparaître tout ou partie du remplissage antérieur (SORRIAUX, 1982). Le karst comblé par des sédiments miocènes peut s'être développé dès le Crétacé terminal-Paléocène, les régions où on l'observe étant émergées depuis cette époque. Au Miocène, l'invasion de la mer de la molasse sur le domaine alpin occidental entraîne une remontée du niveau de base et par voie de conséquence le démantèlement et la fossilisation du karst préexistant. Tout au plus "des réseaux karstiques peu enfoncés, subhorizontaux, se mettent en place" (JULIAN, 1984) dans les zones qui demeurent émergées. Mais la période Oligo-Miocène semble avant tout caractérisée par la réalisation de vastes surfaces d'aplanissement (NICOD et JULIAN, 1984). Au cours de cette période les paysages évoluent vers la pénéplanation des reliefs préexistants.

La partie occidentale du massif des Bornes n'a pas connu cette évolution à l'Oligo-Miocène. Cette région était immergée depuis l'Eocène inférieur. La mer ne s'est retirée qu'après le dépôt des flyschs qui terminent la série stratigraphique des Bornes, soit pas avant la fin de l'Oligocène, époque à laquelle les différentes unités delphino-helvétiques se seraient mises en place. Au Miocène inférieur et moyen, l'érosion de la série nummulithique n'était probablement pas assez poussée pour permettre le développement d'un karst dans les calcaires mésozoïques. Il faut attendre le plissement majeur du massif qui a lieu au Miocène supérieur pour qu'à nouveau se présentent des conditions favorables à la karstification. La mise en place de reliefs accentués entraîne alors la reprise active de l'érosion et le creusement des vallées qui entaillent les formations calcaires, créant ainsi un gradient hydraulique suffisant pour favoriser le drainage souterrain des eaux météoriques au sein des ensembles calcaires.

4.2. La karstification du Miocène supérieur à l'actuel

Le karst actif que l'on observe actuellement a commencé à se mettre en place dès la fin du Miocène supérieur-début Pliocène. C'est sans soute à cette époque que se sont ébauchées les principales vallées recoupant les chaînes subalpines. Celles-ci se sont encaissées au fur et à mesure de la surrection des massifs. C'est le long de ces vallées que sont situés les exutoires anciens ou actuels des circulations karstiques qui se sont alors développées.

Depuis le Pliocène le niveau de base a été sujet à de nombreuses fluctuations (surrection des massifs, creusement glaciaire puis remblaiement

partiel des vallées). Il s'en suit que le karst connu actuellement est donc l'héritage de toutes ces adaptations qui d'une manière générale se traduisent dans les chaines subalpines septentrionales par un enfoncement progressif du réseau de drainage au sein de la formation calcaire.

Dans le massif des Bornes ce polyphasage peut être partiellement décomposé sur la base des descriptions spéléologiques des cavités qui ont été explorées. Malheureusement ces descriptions sont assez discrètes sur la présence et la nature des remplissages qui peuvent partiellement combler les cavités. Néanmoins à partir de quelques observations faites sur les remplissages et de la position des cavités les unes par rapport aux autres, trois principales étapes dans la karstification du massif peuvent être distinguées.

4.2.1. Les traces d'une karstification très ancienne

Les vestiges d'une phase très ancienne de karstification sont représentés par des tronçons de galeries à section elliptique et comblées en partie par des remplissages détritiques divers : argiles, limons, sables ou graviers peuvent constituer localement de véritables terrasses perchées. Ces dépôts sont parfois scellés par des planchers stalagmitiques dont la puissance peut dépasser la vingtaine de centimètres. Des concrétions anciennes plus ou moins érodées et parfois brisées ornent fréquemment ces cavités.

De telles galeries ont la particularité de se développer à une altitude assez élevée (de l'ordre de 1900-2000 m et plus) ce qui explique qu'on les rencontre essentiellement dans les Aravis ou à la Tournette. Elles sont totalement déconnectées des circulations karstiques actuelles. La majorité d'entre elles se trouvent recoupées par la topographie actuelle. Il s'agit entre autre des grottes AR5, AR42, AR43 et du gouffre des Quatre Têtes dans les Aravis, de la grotte de la Bajulaz (TO76) (GUILLAUMIN, 1987), de la glacière de la Bajulaz (TO73) et de l'ensemble Tanne du Delta (TO60)-Trou du Chapelet (TO19) (CARDIN, 1983) dans la partie sommitale du massif de la Tournette. Certains de ces anciens tronçons de drain ont été mis à jour par l'érosion glaciaire, notamment dans les Aravis où ils débouchent sur des flancs d'auges glaciaires (BOCQUET, 1983). Citons à titre d'exemple la grotte de l'Eglise aux Fées dans la combe de Borderan, celle des Tignahustes (AR6) colmatées rapidement par du matériel glaciaire et la partie supérieure de la Tanne G'la à proximité de la pointe de la Rouelletaz. De telles galeries anciennes sont également retrouvées de façon assez systématique dans des cavités manifestement plus récentes

(réseaux à puits et méandres étroits) qui les recoupent. C'est notamment le cas sur les Aravis dans les gouffres AR4, AR15 et AR42.

Dans le secteur étudié le réseau du Sérail que forment sur le Parmelan la Tanne à Léon avec les gouffres du Sérail et du Papillon (GARCIA, 1987) présente des similitudes avec les cavités précédemment décrites sur les Aravis et la Tournette. Ces 3 cavités possèdent des tronçons de galeries à section elliptique qui ne sont qu'à 20 ou 30 m sous la surface du plateau du Parmelan, soit environ 200 m au-dessus de la position actuelle du réseau de drainage de Bunant. De plus, une vieille concrétion de calcite aux dimensions assez exceptionnelles pour la région (10 m x 1,5 m) et cassée en 3 morceaux est décrite à la base d'un puits dans le gouffre du Sérail. MARTINI (1967) signale également "certaines grottes complètement obstruées par des dépôts rouge-vif" et rencontrées "à une certaine altitude" sur le Mont Veyrier, le Parmelan et Sous-Dine.

Pour expliquer la situation perchée en altitude de tous ces tronçons d'anciens drains, il nous faut admettre que ceux-ci se sont mis en place à une époque où le niveau de base était beaucoup plus haut que l'actuel. Dans cette perspective, il est permis de voir dans les tronçons de vallées perchées au-dessus des vallées actuelles tels que ceux du Landron, du Creux des Sarrazins ou bien l'échancrure de l'anticlinal du Mont Teret, les vestiges ultérieurement recreusés du réseau hydrographique superficiel qui devait exister à cette époque. Le niveau de base karstique étant alors assez élevé, seules les parties hautes du massif des Bornes étaient soumises à la karstification.

4.2.2. Les traces d'une karstification moins ancienne

L'existence de cette phase est révélée par la présence d'anciens drains plus ou moins colmatés et délaissés par les écoulements actuels qui se développent à la partie inférieure de la masse urgonienne. Ils sont représentés par deux genres de cavités, les unes s'ouvrant à l'amont des systèmes karstiques actuels et les autres à l'aval :

- Les grottes qui débouchent en falaise à l'amont des systèmes karstiques actuels sont dépourvues du bassin versant qui leur a donné naissance, celui-ci ayant été érodé depuis. Il s'agit des grottes à Potin et de la Blonnière dans la falaise du Parmelan ou bien des grottes de Mont Piton, de la Cordelette, du Patricia et du Victoria qui se développent dans la falaise de Sous-Dine. Citons également la Tanne des Praz Dzeures sur le massif de la Tournette (CARDIN et HERBEPIN, 1987).

- Les grottes rencontrées à l'aval des systèmes karstiques et perchées plusieurs dizaines de mètres au-dessus des exutoires actuels, représentent le débouché d'anciens drains qui se sont mis en place à une époque où le niveau de base se situait au-dessus du niveau de base actuel. La Baume du Sentier des Gardes (VON ALLMEN, 1985) dominant de 375 m l'entrée des gorges du Borne, le Trou Dufour à la Diau et la grotte du Mirador à Bunant sont les exemples les plus spectaculaires. Les grottes du Charvin perchées à 1760 m semblent également avoir servi d'exutoire aux circulations karstiques drainant la partie supérieure du flanc oriental de la Tournette (CARDIN, 1984). La grotte de la Chapelle qui s'ouvre à 1490 m sur le flanc Ouest de la Dent du Cruet n'est rien d'autre qu'un vaste paléodrain mis à jour par le recul de la falaise (MASSON, 1985).

A l'intérieur d'un certain nombre de gouffres dépassant une profondeur de 200 m, il n'est pas rare de rencontrer des tronçons de paléodrains recoupés par des méandres plus ou moins actifs d'origine plus récente. C'est par exemple le cas de la galerie de Broadway dans le réseau de la Merveilleuse à Bunant. On rencontre de tels paléodrains dans le gouffre de Chombas sur les Aravis, à la Tournette dans la Tanne des Tétras ou la Bourne de Senlis. La grotte du Maquis sur le massif de la Dent du Cruet offre un regard sur un magnifique paléodrain.

La phase de karstification ayant donné naissance à ces galeries s'est donc produite à une période où le niveau de base s'était considérablement abaissé par rapport à la position qu'il occupait lors de la phase de karstification précédente. Le massif karstique du Parmelan et de Sous-Dine était alors plus étendu vers le Sud et l'Ouest. C'est probablement à cette époque que la Tanne à la Graille qui s'ouvre à l'aval de la vallée du Landron s'est mise en place. Cette vaste cavité a en effet vraisemblablement fonctionné comme perte des écoulements superficiels ou sous-glaciaires drainés par la vallée du Landron, l'abaissement du niveau de base ayant permis la capture des écoulements de surface au profit des écoulements souterrains.

4.2.3. Les marques d'une karstification plus récente

C'est au cours de cette phase que se sont établis les drains qui sont actuellement fonctionnels. Ces vastes galeries que l'on peut voir à la Diau, à Bunant ou à Morette sont aujourd'hui totalement disproportionnées par rapport aux écoulements qui les parcourent. Elles étaient par contre adaptées pour permettre l'évacuation d'importants flux hydriques. Depuis leur creusement,

ces vastes galeries ont connu une évolution variable dans leur partie en aval selon leur position par rapport au niveau de base actuel :

- Les drains perchés au-dessus des vallées ont tendance à s'enfoncer. Cet enfoncement est limité par les assises plus marneuses (donc moins karstifiables) du Barrémien inférieur sur lesquelles sont établis les drains. Néanmoins la tendance est à l'abandon de ces structures au profit de circulations inférieures. Ceci se traduit par le développement d'une petite zone noyée juste derrière l'exutoire, l'eau empruntant probablement les fractures ouvertes dues à la décompression en bordure de falaise. C'est ce que l'on observe par exemple à la Diau ou à Bunant.

- Parmi les drains qui débouchent au fond des vallées, certains ont été totalement recouverts par les alluvions fluvioglaciaires lors du retrait des glaciers. Les eaux qui les parcourent alimentent alors directement la nappe alluviale et donnent naissance à une multitude de sources pérennes ou temporaires qui sortent des alluvions. Les émergences de la Carrière et de Déroberts en sont des illustrations. D'autres drains, comme celui de Morette, montrent qu'ils ont été à une certaine époque remblayés puis qu'ils ont été par la suite déblayés. On rencontre en effet en divers endroits de la grotte de Morette, et notamment à 150 m de l'entrée juste avant que la galerie principale s'ennoie, les restes d'un remplissage allochtone constitué par des galets de toutes tailles emballés dans une matrice sablo-limoneuse. La nature même de ce remplissage lui confère une origine fluvioglaciaire et la présence de galets de grès de Taveyannaz indique un apport par les glaciers à partir de la vallée du Fier. L'âge de ce remplissage est pour l'instant indéterminé. Tout au plus pouvons-nous dire à partir de la datation au ^{14}C d'un plancher stalagmitique scellant un lambeau de remplissage qu'il est antérieur à 15.000 $\pm$ 200 B.P., c'est-à-dire à l'interstade Würm III-Würm IV. Le déblaiement ultérieur de la galerie est sans doute à mettre en relation avec une époque de fort alluvionnement torrentiel qui est à l'origine des importants cônes de déjection que l'on rencontre dans la vallée du Fier à Dingy, Alex, Charvex ou la Balme de Thuy. En mettant en relation les différentes terrasses de la vallée du Fier et leurs cônes de déjection associés avec les datations faites sur le site archéologique de la Balme de Thuy, MONJUVENT (1986) propose un âge tardiglaciaire final pour cette époque.

4.3. Conclusion : les différentes karstifications et leur rôle hydrogéologique actuel

A diverses reprises au cours de son évolution paléogéographique, le massif des Bornes a été soumis à la karstification. La datation des différentes structures karstiques rencontrées étant approchée à partir de l'étude des remplissages qui les fossilisent, deux grandes périodes de karstification qui comportent chacune plusieurs phases peuvent être distinguées. L'une est relative aux karsts développés avant le dépôt des sédiments molassiques miocènes, la seconde est postérieure à ces dépôts. La "karstification anté-albienne" qui a été évoquée par certains auteurs, n'est probablement en fait que le résultat d'une dissolution sous-marine de la surface des calcaires urgoniens.

La première période de karstification s'est étendue sur une durée variable suivant les régions dans les chaînes subalpines et sur leur bordure (Jura, Provence). Dans les Bornes elle semble avoir débuté au Maestrichien et s'être achevée au Cuisien. Ce karst est entièrement colmaté et n'a intéressé que la partie la plus occidentale du massif. Il ne joue donc aucun rôle dans l'hydrogéologie actuelle du massif.

Au cours de la seconde période, il a été possible de distinguer à partir des données fournies par les explorations spéléologiques plusieurs étapes dans la mise en place du réseau karstique des Bornes. Cette distinction a été principalement établie sur la base de la position altitudinale des tronçons d'anciens drains reconnus par rapport à celle des drains actuellement empruntés par les écoulements. En l'absence d'une étude détaillée des remplissages contenus dans ces anciens drains et de datations réalisées sur les planchers stalagmitiques qu'ils peuvent renfermer, nous nous garderons bien d'associer un âge à chacune des 3 principales phases de karstification mises en évidence. Pour ces mêmes raisons il paraît difficile d'apprécier le rôle exact joué par les glaciations quaternaires dans la mise en place du karst des Bornes.

Nous pouvons simplement dire qu'une phase de karstification très ancienne a intéressé les parties les plus élevées du massif des Bornes à une époque où le niveau de base était encore assez haut. Les paléodrains qui témoignent de cette phase sont plus ou moins colmatés et sans rapport avec les circulations karstiques actuelles. Une karstification moins ancienne a ensuite permis l'établissement de réseaux de drainage dans la partie inférieure de l'Urgonien, mais à une cote supérieure à celle des drains actuellement fonctionnels. Les vallées n'étaient pas aussi profondes qu'elles ne le sont

aujourd'hui et les massifs karstiques étaient alors plus étendus, notamment vers le Sud et l'Ouest. Une phase de karstification plus récente est responsable de la mise en place du drainage karstique actuel. A cette époque les écoulements souterrains étaient plus importants qu'aujourd'hui. Depuis la formation de ces drains, l'évolution du niveau de base a entraîné une modification du drainage en aval des systèmes karstiques. Pour les drains perchés, les écoulements tendent à s'enfoncer dans les assises du Barrémien inférieur en empruntant des voies à fortes pertes de charge aptes à évacuer uniquement les faibles débits ; le débouché des vastes drains ne constitue alors plus qu'un exutoire de trop-plein. Par contre les drains qui sont installés au fond des vallées se trouvent actuellement en partie ennoyés en raison du remblayage partiel des vallées par des alluvions fluvioglaciaires.

L'étude géomorphologique montre que nous sommes en présence de systèmes karstiques qui possèdent une structure très karstifiée. L'étude hydrodynamique et hydrochimique des eaux des émergences karstiques des Bornes devrait nous apprendre si le fonctionnement des systèmes karstiques est bien en accord avec ce que nous connaissons de leur structure.

CHAPITRE III

INDIVIDUALISATION DES DIFFERENTS SYSTEMES KARSTIQUES

CHAPITRE III

INDIVIDUALISATION DES DIFFERENTS SYSTEMES KARSTIQUES

1. RAPPELS SUR L'ORGANISATION DES ECOULEMENTS SOUTERRAINS

2. LES EMERGENCES KARSTIQUES DU SECTEUR ETUDIE

2.1. Les émergences karstiques drainées par la vallée du Fier
  2.1.1. L'émergence de Morette
  2.1.2. La source de Fontaine Bullier
2.2. Les émergences karstiques drainées par la vallée de la Fillière
  2.2.1. L'émergence de la Carrière
  2.2.2. L'émergence de la Source Bleue
  2.2.3. L'émergence de Bunant
  2.2.4. L'émergence de la Diau
  2.2.5. L'émergence du Pont de Pierre
  2.2.6. L'émergence supérieure d'Ablon
  2.2.7. L'émergence inférieure d'Ablon
2.3. Les émergences karstiques drainées par la vallée du Borne
  2.3.1. L'émergence de la Louvatière
  2.3.2. L'émergence de l'Essert
  2.3.3. L'émergence de Déroberts
2.4. Les autres sources importantes
  2.4.1. La source de Mouillettaz
  2.4.2. La source des Fringles

3. LES TRACAGES

3.1. Généralités
3.2. Les traçages ayant donné lieu à une restitution
  3.2.1. Le traçage de la perte du chalet de l'Anglettaz
  3.2.2. Le traçage des pertes des chalets de Tinnaz
  3.2.3. Le traçage de la perte de Spée
  3.2.4. Le traçage du gouffre du Toutou Cocu
  3.2.5. Le traçage d'une doline au Nord-Est du Col des Glières
  3.2.6. Le traçage de la perte de Dran
  3.2.7. Les traçages réalisés dans la Gorge d'Ablon
    3.2.7.1. Les traçages dans les calcaires du Crétacé supérieur
    3.2.7.2. Le traçage dans les calcaires urgoniens
    3.2.7.3. Le traçage dans les calcaires priaboniens
3.3. Les traçages infructueux
  3.3.1. Le traçage de la perte du Cañon
  3.3.2. Le traçage d'une doline dans le synclinal d'Outan
  3.3.4. Le traçage des Auges
  3.3.5. Le traçage d'une perte dans le synclinal du flanc Nord-Ouest de l'anticlinal de Tête Noire
  3.3.6. Le traçage de la perte de la Rosière
3.4. Conclusion sur les traçages
  3.4.1. Quand réaliser un traçage ?

3.4.2. Quelle quantité injecter ?
3.4.3. Quel traceur utiliser ?
3.4.4. Les bilans de restitution
3.4.5. Le rôle du Gault dans l'organisation des écoulements souterrains
3.4.6. La relation entre les écoulements superficiels et souterrains

4. EXTENSION ET CARACTERISTIQUES PHYSIQUES DES DIFFERENTS SYSTEMES KARSTIQUES

4.1. Limites des différents systèmes karstiques
4.1.1. Les limites du système de la Carrière
4.1.2. Les limites du système de la Source Bleue
4.1.3. Les limites du système du Pont de Pierre
4.1.3.1. Les limites nord-ouest du système
4.1.3.2. Les limites nord-est du système
4.1.3.3. Le ruissellement superficiel
4.1.4. Les limites du sytème de Bunant
4.1.5. Les limites du système de la Diau
4.1.6. Les limites des systèmes établis dans le synclinal d'Ablon
4.1.6.1. Le système supérieur d'Ablon
4.1.6.2. Le système inférieur d'Ablon
4.1.7. Les limites du système de Morette
4.1.7.1. L'extension vers le Nord-Ouest du système de Morette
4.1.7.2. L'extenion vers le Nord-Est du système de Morette
4.1.7.3. Le ruissellement superficiel
4.1.7.4. Récapitulatif
4.1.8. Les systèmes karstiques drainés vers la vallée Borne
4.1.8.1. Le système de la Louvatière
4.1.8.2. Le système de l'Essert
4.1.8.3. Le système de Déroberts
4.2. Les problèmes non résolus
4.2.1. Les surfaces calcaires non drainées vers un exutoire connu
4.2.1.1. Le cas de la Montagne de Lachat
4.2.1.2. Le cas de la Montagne de Cou
4.2.2. Le cas de la Fontaine Bullier dépourvue de bassin versant
4.3. Les caractéristiques physiques des systèmes karstiques étudiés
4.3.1. Les altitudes des systèmes karstiques
4.3.2. La surface et la forme des systèmes karstiques
4.3.3. Les terrains non karstiques
4.3.4. Le couvert végétal
4.3.5. Conclusion

1. RAPPELS SUR L'ORGANISATION DES ECOULEMENTS SOUTERRAINS

La genèse et l'organisation des écoulements de type karstique supposent comme préalable que les eaux météoriques aient la possibilité de s'infiltrer dans les calcaires et de pouvoir circuler à l'intérieur. Ces conditions sont réunies au sein du massif karstique étudié.

- les calcaires sont particulièrement bien fracturés (§ II.2.3.) ;
- le creusement des vallées du Fier, de la Fillière et du Borne qui entaillent profondément les structures plissées, est à l'origine de la création d'un fort potentiel hydraulique au sein des formations calcaires. Celui-ci constitue le moteur des circulations souterraines.

Le niveau de base des écoulements superficiels joue un rôle capital dans la mise en place des écoulements souterrains : il impose la borne inférieure du potenteiel hydraulique responsable de la mise en mouvement des eaux souterraines. Cette notion de potentiel ne préjuge en rien du trajet parcouru par les écoulements à l'intérieur d'un système karstique. Celui-ci sera avant tout fonction des différentes résistances à l'écoulement rencontrées au sein du système.

Les observations spéléologiques faites sur les systèmes karstiques étudiés ici montrent que la principale résistance rencontrée par les écoulements à l'échelle de ces systèmes est représentée par le substratum imperméable puisqu'il se développe à une cote supérieure à celle du niveau de base des écoulements superficiels pour une bonne part sinon la totalité des surfaces de ces systèmes. Ainsi, comme l'illustre la figure III-1, les eaux transitant à travers les systèmes karstiques des Bornes, traversent rapidement l'épaisseur des calcaires urgoniens puis cheminent à leur base au contact du substratum imperméable. Il s'en suit que l'organisation du réseau de drainage des systèmes karstiques étudiés dépend d'une manière générale à la fois de la géométrie du toit du substratum imperméable des calcaires et de la position du niveau de base du réseau hydrographique superficiel. Des exceptions à cette règle peuvent exister lorsqu'entre autre, des failles importantes affectent le substratum imperméable.

Le niveau de base karstique qui est défini "comme la limite au-delà de laquelle l'énergie potentielle a été totalement transformée" (MANGIN, 1975), est donc contrôlé :

- soit par le niveau de base local, si le contact calcaires-substratum est recoupé par ce dernier. L'émergence est alors localisée au voisinage du point

le plus bas d'affleurement des calcaires ;

- soit au voisinage du point le plus bas d'affleurement du contact calcaires-substratum imperméable si celui-ci n'est pas recoupé par le niveau de base local. L'émergence karstique est alors perchée au-dessus de la vallée.

La position précise de l'exutoire est fonction des résistances locales rencontrées.

A l'échelle du massif, la surface du toit du substratum imperméable est plissée. Les eaux d'infiltration vont, après avoir traversé les calcaires, s' écouler suivant le pendage du substratum imperméable pour gagner le fond de la gouttière synclinale où est établi un drain. Les eaux se dirigent alors suivant l'inclinaison axiale de la charnière synclinale pour aboutir à l'émergence karstique. La limite entre deux systèmes karstiques contigus appartenant à des synclinaux adjacents sera donc assimilée à la charnière anticlinale des calcaires puisque celle du substratum imperméable n'est pas directement observable sur le terrain. Dans le cas de deux systèmes intéressant la même formation calcaire, établis dans la même structure synclinale et drainés dans les directions opposées, c'est la culmination axiale du synclinal qui constituera la limite. Cette limite est bien souvent difficile à déceler sur le terrain, aussi aurons-nous parfois recours aux opérations de traçages pour parvenir à la déterminer.

2. LES EMERGENCES KARSTIQUES DU SECTEUR ETUDIE

L'emplacement de ces émergences est indiqué sur la carte des différents systèmes karstiques étudiés (fig. III-16) ainsi que sur celle relative aux traçages (fig. III-2).

2.1. Les émergences karstiques drainées par la vallée du Fier

2.1.1. L'émergence de Morette : n°11 :(x = 906,56 ; y = 2107,77 ; z = 610)

La source karstique de Morette est localisée en rive droite du Fier, juste derrière la scierie de Morette. Elle est située à l'endroit où les calcaires urgoniens de la gouttière synclinale de Morette issue du synclinorium des Glières sont recoupés par le Fier. L'émergence pérenne principale, légèrement perchée au-dessus du Fier, sort à 610 m d'altitude à la faveur d'une diaclase. Au droit de celle-ci, une galerie artificielle de 25 m environ a été

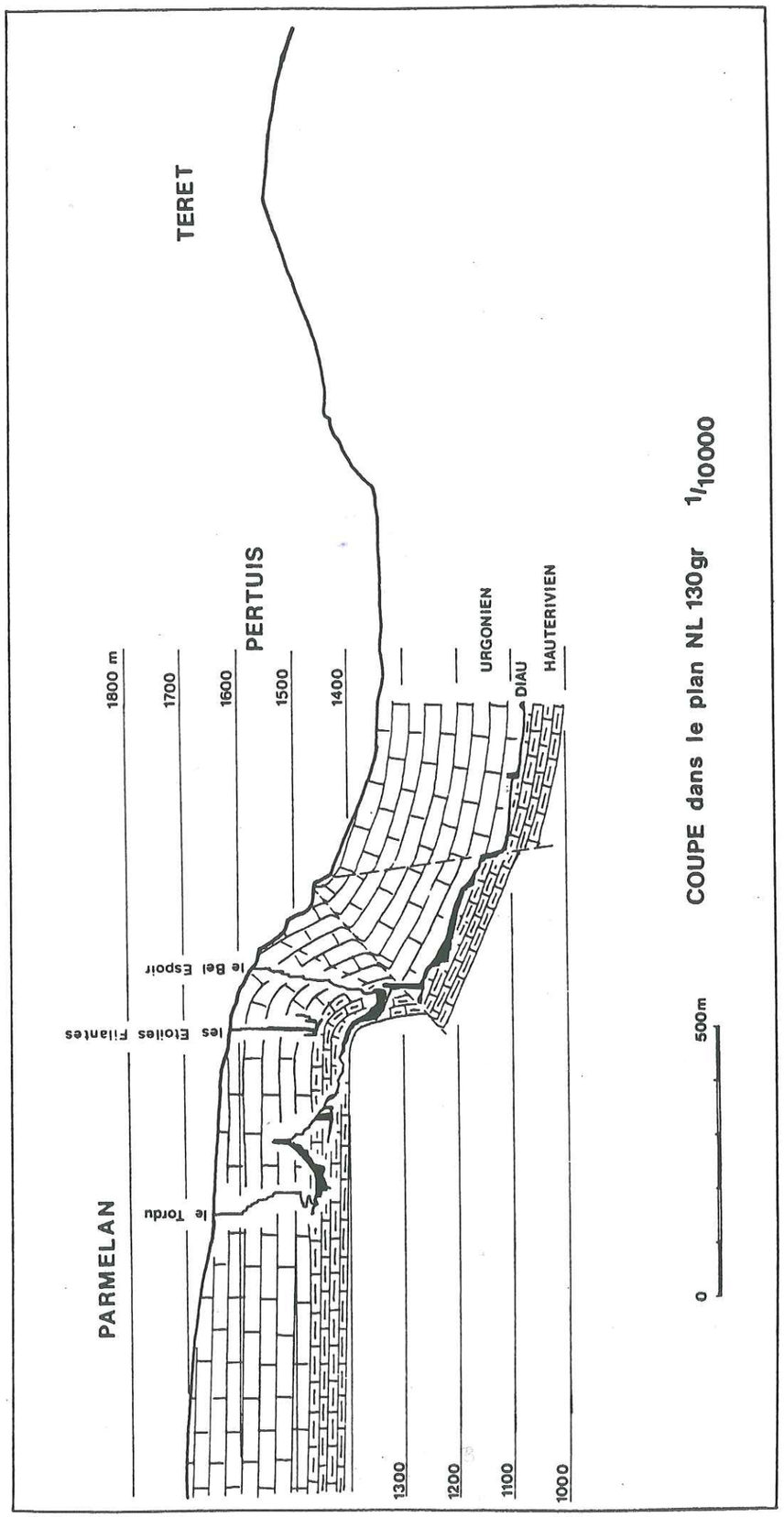


Fig. III-1 : Coupe de l'affluent des Grenoblois - Système de la Diau (d'après LISMONDE, 1983).

aménagée pour canaliser les eaux vers une conduite forcée destinée à alimenter les turbines de la scierie (fig. V-1). Cette emergence comporte aussi de petites sources pérennes ou temporaires qui sortent en bordure du lit mineur du Fier.

Trois exutoires de trop-plein accompagnent cette source. Le premier jaillit à travers des éboulis sous un mur au niveau d'un petit parking situé en face de l'entrée de la scierie. Il ne tarit que lors de l'étiage et ne permet pas l'évacuation de gros débits. Le second sort juste en bordure de la route à gauche de l'émergence pérenne principale et une quinzaine de mètres plus bas. Il s'agit en fait d'une grotte constituant le débouché d'une galerie que l'on peut parcourir sur 150 m environ et qui donne accès au karst noyé dont la surface d'écoulement libre se trouve 28 m plus haut que l'entrée de la galerie. En crue, les eaux du drain empruntent cette galerie qui permet d'évacuer des débits de 4 à 5 m^3/s. Lors de très grosses crues, la partie aval de la galerie, de dimensions plus faibles, se met en charge et les eaux remontent un petit puits pour sortir par le vaste porche de la grotte de Morette proprement dite qui débouche dans la falaise urgonienne légèrement à gauche et une dizaine de mètres au-dessus de l'émergence principale. Ce troisième trop-plein permet l'évacuation des débits très élevés. Il n'entre en fonctionnement qu'une quinzaine de fois dans l'année.

2.1.2. La source de Fontaine Bullier : n° 13 (x = 899,67 ; y = 2108,87 ; z = 518)

A l'aval du défilé de Dingy, non loin du hameau de St Clair, la source de Fontaine Bullier sort au pied d'un miroir de faille subvertical mettant en contact les calcaires urgoniens et les formations fluvioglaciaires de la basse terrasse du Fier. En crue, de nombreux griffons jaillissent à proximité du miroir de faille.

Ses eaux sont captées pour l'alimentation en eau du village de Nanoir. Son débit d'étiage est de plusieurs litres par seconde et ne dépasse pas quelques centaines de litres par seconde en hautes eaux.

2.2. Les émergences karstiques drainées par la vallée de la Fillière

2.2.1. L'émergence de la Carrière : n° 1 (x = 904,02 ; y = 2117,47 ; z = 648)

Deux cent cinquante mètres après chez Ballansat, sur la route longeant la rive gauche de la Fillière et reliant le village du Vuaz au hameau de la Louvatière, une source est établie sur le rebord de la terrasse, un mètre

au-dessus du lit mineur de la Fillière. Il s'écoule au travers des alluvions, un débit de quelques litres par seconde en période de basses eaux. En hautes eaux, de nombreux griffons apparaissent dans la prairie bordant la Fillière et les eaux s'échappent également d'un petit entonnoir d'effondrement bien visible de l'autre côté de la route dans une ancienne prairie récemment enrésinée.

Cette émergence est située à l'aplomb d'une carrière exploitant les grèzes de pente et dans l'axe de la retombée occidentale des calcaires urgoniens de l'anticlinal du Parmelan, précisément à l'endroit où la vallée de la Fillière recoupe cette structure.

2.2.2. L'émergence de la Source Bleue : n° 2 (x = 904,37 ; y = 2117,42 ; z = 660)

Sur l'autre rive de la Fillière on retrouve un dispositif analogue. La source est installée sur une fracture et forme une petite vasque qui s'écoule au pied des rochers de Pierre Taillée, en contrebas de la route d'Usillon. Elle draine les rochers de l'Enclave qui forment la retombée occidentale de l'anticlinal de Sous-Dine. Des trop pleins entrent en fonctionnement quelques mètres au-dessus de la vasque lors des fortes crues.

Cette source alimente une pisciculture. Les débits estimés varient entre 3 et 500 l/s. Par ailleurs, les eaux d'un puits, situé au pied d'un cône d'éboulis à une trentaine de mètres en côté de l'émergence, présentent des caractéristiques chimiques identiques à celles de la source. Il est donc probable que la source bleue ne représente qu'une partie des eaux de l'émergence karstique et que parallèlement des venues d'eau occultes alimentent directement les alluvions de la vallée de la Fillière.

2.2.3. L'émergence de Bunant : n° 3 (x = 904,02 ; y = 2115,25 ; z = 1280)

Perchée à 1280 m d'altitude, cette émergence jaillit au pied de la falaise urgonienne qui limite vers le NE le plateau du Parmelan. Elle est localisée au niveau d'une légère ondulation synclinale qui affecte le plateau. Une galerie longue de 200 m, creusée dans les marno-calcaires du Barrémien inférieur, permet le captage de cette source avant sa sortie au rocher pour l'alimentation en eau potable des communes du Syndicat Intercommunal des eaux de la Vallée de la Fillière.

L'émergence pérenne est établie sur une fracture impénétrable. Par contre, plusieurs porches débouchent en pleine falaise et donnent accès aux

galeries du réseau spéléologique du Vertige (GARCIA, 1984) qui permettent d'avoir un regard sur le drain du système du Bunant. Lors des fortes crues, les galeries inférieures reprennent de l'activité et les eaux jaillissent en falaise par le porche de la grotte du Vertige, 50 m au-dessus de l'émergence pérenne.

2.2.4. L'émergence de la Diau : nº 5 (x = 905,80 ; y = 2114,12 ; z = 962)

Elle constitue à 960 m d'altitude le débouché d'une rivière souterraine que l'on peut suivre sur plus de 4500 m sous la vallée du Pertuis. Cette émergence karstique localisée dans la charnière synclinale du Pertuis, s'écoule au fond d'un cirque dominé par l'imposante falaise urgonienne et dont la base est formée par un amoncellement de blocs de toutes tailles. Plusieurs porches s'ouvrent au pied de la falaise. Le plus vaste d'entre eux sert d'exutoire de trop plein dès qu'une crue se produit. L'émergence pérenne sort 70 m plus bas au sein des formations hauteriviennes à la faveur de fissures ouvertes par la décompression.

2.2.5. L'émergence du Pont de Pierre nº 4 : (x = 907,05 ; y = 2115,47 ; z = 970)

En face du cirque de la Diau, de l'autre côté de la vallée de la Fillière, l'émergence du Pont de Pierre sort à la cote 970 m, d'un vaste éboulis qui tapisse le pied de la falaise urgonienne, masquant ainsi la sortie de la rivière souterraine établie au fond du synclinal de Champlaitier.

L'émergence perenne est captée et vient s'ajouter à la ressource issue de Bunant pour l'alimentation en eau des communes du Syndicat Intercommunal des Eaux de la Fillière. Lors des crues, d'importantes mises en charge se font derrière les éboulis et de nombreux trop pleins étagés sur une hauteur de l'ordre de 40 à 50 m entrent en fonctionnement. Ces trop pleins apparaissent le plus souvent dans les éboulis, mais lors des fortes crues les eaux sortent également au niveau des marno-calcaires du Barrémien inférieur, sur les flancs du synclinal de part et d'autre de la zone d'éboulis. Deux grottes non fonctionnelles s'ouvrent en pied de falaise : les grottes de l'Entonnoir et du Pas du Roc. Cependant, elles ne permettent pas d'accéder au drain principal.

2.2.6. L'émergence supérieure d'Ablon nº 7 : (x = 906,34 ; z = 2112,05 ; z = 1290)

Le ruisseau des eaux noires issu de la gorge d'Ablon prend naissance

au niveau d'une petite émergence karstique établie dans les bancs calcaires qui surmontent la formation des calcschistes du Crétacé supérieur. Son débit oscille entre 1 et 250 l/s. En crue, les eaux sortent quelques mètres au-dessus de l'émergence pérenne, dans les calcaires priaboniens qui décrivent une charnière synclinale.

2.2.7. L'émergence inférieure d'Ablon : nº 6 (x = 907,33 ; y = 2133,25 ; z = 1220)

Une autre émergence aux débits plus faibles que la précédente est installée à l'extrémité Nord de la gorge d'Ablon. Elle jaillit au niveau d'une charnière synclinale, au contact des calcaires à silex du Crétacé supérieur et des formations imperméables du Gault.

2.3. <u>Les émergences karstiques drainées par la vallée du Borne</u>

Ces émergences sont portées sur la figure III-13.

2.3.1. L'émergence de la Louvalière : nº 9 (x = 913,25 , y = 2116,97 ; z = 900)

En rive droite du Nant de Talavé, une centaine de mètres au-dessus du chalet de la Louvatière, une émergence s'écoule des calcaires à silex du Crétacé supérieur. Les eaux sortent là aussi au creux d'une gouttière synclinale au contact avec le béton phosphaté du Gault. Ses débits varient entre 1 et 200 l/s.

Les eaux franchissent en cascade les formations du Gault puis se perdent ensuite dans les calcaires urgoniens sous-jacents, avant de résurger quelques dizaines de mètres plus loin en bordure du Nant du Talavé et dans la falaise que forment à cet endroit les calcaires urgoniens.

2.3.2. L'émergence de l'Essert : nº 8 (x = 913,77 ; y = 2117,90 ; z = 800)

Elle est située juste au-dessus des dernières maisons du village de l'Essert et légèrement en contrebas de la route menant aux Glières. Elle almimente d'ailleurs plusieurs chalets. L'existence de cette source n'est sans doute pas étrangère à la localisation du village à cet endroit.

L'émergence pérenne sort des calcaires urgoniens par une étroite fracture. En crue, les eaux sortent également à travers un éboulis. Un trop plein siuté sur une fracture, quelques mètres au-dessus de la route des Glières peut aussi entrer en fonctionnement lors des fortes crues.

Les débits de cette émergence restent assez faibles. Ils oscillent approximativement entre 0,1 et 200 l/s.

2.3.3. L'émergence de Déroberts : n° 10 (x = 913,67 ; y = 2117,10 ; z = 740)

Légèrement en amont de la confluence du Nant du Talavé et du Borne et quelques mètres au-dessus de ce dernier, s'écoule la source de Déroberts. ELle sort à travers les alluvions à proximité de l'Urgonien du flanc Est du synclinal de la Louvatière issu des Glières. Une partie des eaux alimente directement les alluvions et lors des crues de nombreux griffons peuvent être observés dans la forêt bordant la confluence du Borne et du Nant du Talavé. Une grotte pénétrable sur une centaine de mètres et perchée 30 m environ au-dessus de l'exutoire pérenne sert de trop plein occasionnel.

2.4. Les autres sources importantes

Il convient de signaler l'existence de deux autres sources possédant des débits non négligeables mais dont la relation avec des ensembles karstifiés n'est pas clairement établie. Nous aurons l'occasion de revenir sur cet aspect au cours de ce travail.

2.4.1. La source de la Mouillettaz : n° 14 (x = 904,82 ; y = 2115,70 ; z = 869)

Elle est située en rive droite du ruisseau de Bunant vers 869 m d'altitude. Les eaux sortent parmi des blocs de tailles diverses et partiellement enrobés d'argiles. Ces dépôts d'origine glaciaire sont plaqués contre les marnes schisteuses du Berriasien qui affleurent un peu plus haut dans le lit du torrent. Cette source est captée et ses débits sont très variables. En crue, de nombreux griffons apparaissent en amont du captage. En étiage, son débit n'excède pas 1 l/s.

2.4.2. La source des Fringles : n° 15 (x = 913,42 ; y = 2120,30 ; z = 810)

Elle est établie à 810 m d'altitude dans le ravin des Fringles, à l'extrémité Nord-Est du synclinal de Champlaitier. Elle sort au travers d'un éboulis reposant sur les marnes berriasiennes. Une trentaine de mètres plus haut que la source, affleure le Valanginien qui présente un faciès essentiellement carbonaté. A ce niveau, on entend l'eau couler sous les éboulis du fond du thalweg, mais plus à l'amont le lit du ravin des Fringles est dépourvu de tout écoulement pérenne.

Cette source possède la particularité d'avoir un débit d'étiage soutenu de l'ordre d'une dizaine de litres par seconde et des débits de crue n'excèdant pas la centaine de litres par seconde.

3. LES TRACAGES

3.1. Généralités

La technique du traçage artificiel est couramment utilisée en hydrogéologie karstique. Elle fournit des informations variées sur le système karstique étudié (LEPILLER, MONDAIN, 1986) :
- précisions sur les limites du bassin versant d'une émergence karstique,
- structure de la portion de système karstique visitée par le traceur,
- étude du transit d'un éventuel polluant déversé dans le karst qui serait simulable par le traceur.

Dans ce chapitre, consacré à l'individualisation des différents systèmes karstiques, seul le premier aspect des informations acquises par les traçages retiendra notre attention. Il consiste à mettre en évidence les relations qui existent entre une perte ou une cavité parcourue par du ruissellement souterrain et une ou plusieurs émergences karstiques du massif.

La réponse attendue est de type "tout ou rien". Si le traceur réapparaît à une émergence, la relation perte-émergence est alors prouvée. Par contre, si le traceur n'est détecté sur aucun des exutoires surveillés, il n'est pas toujours possible de conclure à l'absence de relation entre le point d'injection et le (ou les) exutoires(s) échantillonné(s). Bien souvent, il convient de rééditer le traçage après avoir pris soin d'analyser toutes les causes possibles d'échec pour pouvoir enfin conclure sur l'existence ou non de la relation perte-émergence recherchée.

Dans la mesure du possible, le bilan de restitution du traceur est calculé. Ce paramètre permet de porter un regard critique sur les traçages réalisés. Il permet d'apprécier le comportement d'un traceur ou, lorsque ce dernier est conservatif, de soupçonner l'existence d'autres exutoires au système étudié.

Parmi la liste importante des traceurs utilisables en hydrogéologie

karstique (MOLINARI, 1976 b), nous avons utilisé de préférence les traceurs fluorescents xanthéniques (uranine, rhodamine Wt, rhodamine B) qui présentent de nombreux avantages : seuil de détection par spectrofluorimétrie très bas (CHARRIERE, 1974), coût modéré, absence de toxicité aux faibles concentrations (MOLINARI, ROCHAT, 1978). Cependant des traceurs salins ont également été utilisés lors de la réalisation de multitraçages. Il s'agit du nitrite de sodium, du sulfate de manganèse ou bien encore du carbonate de lithium. Les ions NO_2^-, Li^+ ou Mn^{++} présents naturellement à l'état de traces dans les eaux des émergences karstiques étudiées, étaient alors recherchés dans les échantillons prélevés aux exutoires. Les méthodes analytiques employées pour doser les traceurs sont présentées dans l'annexe .

La surveillance des exutoires est faite par des prélèvements d'échantillons d'eau suivant un pas de temps modulable en fonction des conditions hydrodynamiques régnant au moment du traçage (tableau III-1). L'utilisation de préleveurs automatiques a permis dans bien des cas de réduire cette charge de surveillance tout en gardant la possibilité d'effectuer un échantillonnage à un pas de temps très serré (1 h). En raison de leur médiocre fiabilité, les fluocapteurs au charbon actif n'ont été utilisés qu'à titre indicatif lors des traçages réalisés à l'Uranine afin d'acquérir une information qualitative éventuelle en cas de panne d'un préleveur automatique ou pour assurer la surveillance d'un exutoire dont l'accès difficile ne permettrait pas d'effectuer des échantillonnages fréquents. Dans le cas où les résultats d'un traçage ne reposaient que sur les informations fournies par des fluocapteurs. Le traçage était réédité en effectuant des prélèvements afin de vérifier ces résultats.

3.2. Les traçages ayant donné lieu à une restitution

Les principaux résultats sont regroupés dans le tableau III-2 et reportés sur la figure III-2.

3.2.1. Le traçage de la perte du chalet de l'Anglettaz

Le ruissellement superficiel développé sur les marno-calcaires hauteriviens de la dépression de l'Anglettaz se perd au contact de la base de la barre urgonienne formant la retombée occidentale de l'anticlinal du Parmelan. Un traçage réalisé en période de tarissement a établi la relation entre cette perte pérenne et la résurgence de la Carrière. Aucune trace d'uranine n'a été décelée durant cette expérience dans le ruisseau des Combafoux pas plus qu'aux diverses

Tab. III-1 : Eléments indicatifs pour servir au plan d'échantillonnage lors d'un traçage (d'après LEPILLER, MONDAIN, 1986).

Système alimenté de manière prépondérante et discontinue par les précipitations

Injection en période de moyennes à basses eaux, éventuellement suivie d'un tarissement

Distance voisine de 1 km

- □ Transit* assez rapide (quelques jours)
- ■ Restitution plus ou moins rapide
- ◇ Fréquence d'échantillonnage de 2 à 6h
- ● Exemple : Encanaux (Coulier C., 1985).

Distance supérieure à 1 km

- □ Transit* long (quelques jours à quelques semaines)
- ■ Restitution longue
- ◇ Fréquence d'échantillonnage de 6 à 12h
- ● Exemples : Pont-de-Pierre (présent travail), Bange-Eau-Morte (Lepiller M., 1976 et 1980), Saint-Pons (Coulier C., 1985), Doria (Nicoud G., Lami M., 1982).

Injection en période de hautes à moyennes eaux (décrue si possible)

- □ Transit* rapide (quelques heures à quelques jours) dépendant du débit et du volume d'eau contenu dans les drains.
- ■ Restitution plus ou moins étalée, dépendant des pertes de charges et du débit.
- ◇ Fréquence d'échantillonnage : 1 à 4 h au niveau du pic de restitution, inférieure ensuite.
- ● Exemples : Bourneau, Prérouge (Lepiller M., 1976 et présent travail), Morette (Mondain P.H. 1983), Pont-de-Pierre (présent travail), Doria (Nicoud G., Lami M., 1982).

Système alimenté de manière continue, plus ou moins importante, par perte de cours d'eau

- □ Transit* et restitution assez rapides (quelques heures à quelques jours), dépendant :
  - de la distance
  - du débit.
- ◇ Fréquence d'échantillonnage : 1 à 6 h
- ● Exemples : Val d'Orléans (Chéry J.L., 1983), Trou Bleu (Petitfils B., 1981), Blagour de Chasteaux (Muet P., 1985).

La fréquence d'échantillonnage pourra être augmentée (jusqu'à 1 h) en cas de menace de crue.

* Temps de transit des particules les plus rapides.

petites sources établies dans les formations glaciaires qui tapissent le pied du versant dominant Aviernoz.

L'émergence de la Carrière contribue à alimenter la nappe des alluvions de la Fillière. Ceci pourrait en partie expliquer le faible taux de restitution obtenu : entre 28 et 56 % pour des débits à l'émergence estimés entre 5 et 10 l/s. Des phénomènes d'adsorption du traceur peuvent également être invoqués pour expliquer ce mauvais bilan.

3.2.2. Le traçage des pertes des chalets de Tinnaz

Le ruisseau de Fontaine Froide s'écoule au Nord-Est du col de l'Ebat dans le coeur du synclinal de Champlaitier puis disparaît totalement au niveau des chalets de Tinnaz dans des pertes établies dans les calcaires du Crétacé supérieur. Ces pertes sont drainées vers la résurgence du Pont de Pierre au Sud-Ouest. Le traçage a fourni un bilan de restitution de 100 % en hautes eaux et de 40 % uniquement en basses eaux.

Lors du traçage réalisé en étiage, la source des Fringles dans la vallée du Borne a également été surveillée. La recherche d'uranine sur les prélèvements faits durant une semaine ainsi que sur les fluocapteurs placés ensuite s'est révélée négative.

3.2.3. Le traçage de la perte de Spée

A l'extrêmité Nord-Est de l'anticlinal des Frêtes, le ruissellement superficiel établi sur les formations hauteriviennes du Creux des Sarrazins se perd le plus souvent de manière diffuse au voisinage des calcaires urgoniens, à proximité du chalet de Spée. Une perte temporaire bien visible au sein des calcaires urgoniens existe aussi à l'aval de cette dépression. A la faveur de la fonte nivale, cette perte a pu être tracée et sa relation avec l'émergence karstique de l'Essert mise en évidence.

3.2.4. Le traçage du gouffre du Toutou Cocu

Ce grouffre s'ouvre sur le flanc Sud-Est de la Montagne des Frêtes, au-dessus de la Mandrolière. Deux traçages ont été réalisés en fonte nivale à partir d'un écoulement souterrain dont le débit atteint quelques litres par seconde vers la cote -80 m. Ces traçages ont donné lieu à une restitution de 87 et 75 % à l'émergence de Morette. Aucune restitution n'a été observée sur les exsurgences de la vallée du Borne.

Fig. III-2 : Carte des traçages effectués dans la partie ouest du massif des Bornes entre les vallées du Fier et du Borne.

Tab. III-2 : Caractéristique des traçages ayant donné lieu à une restitution.

Injection			(1)	Traceur		Restitution					Remarques
lieu (X,Y,Z)	débit	géologie	indice	nature	quantité	lieu	n°(1)	géologie	distance	bilan	
Perte Anglettaz (902,67; 2114,70; 1475)	< 0,5 l/s	barrémien inférieur	a	Uranine	500 g / 7 l d'eau	Carrière	1	Urgonien	3250 m	entre 28 et 56%	basses eaux 5 ≤ Q ≤ 10 l/s
Perte Tinnaz (911,72; 2119,42; 1568)	> 5 l/s	Crétacé sup.	b	Uranine	773 g / 7,5 l d'eau	Pont de Pierre	4	Urgonien	6250 m	40%	étiage
	> 20 l/s	Crétacé sup.	b	Uranine	1016 g / 10 l d'eau	Pont de Pierre	4	Urgonien	6250 m	100%	hautes eaux
Perte de Spée (912,41; 2118,42; 1460)	16 l/mn	Urgonien	c	Uranine	507 g / 7 l d'eau	Essert	8	Urgonien	1500 m	67,5%	fonte nivale, bilan très approximatif
Gouffre du Tourou Cocu (910,66; 2117,07; 1660)	2 à 3 l/s	Urgonien	d	Rhodamine Wt	5 l (Solution à 20%)	Morette	11	Urgonien	10250 m	100%	fonte nivale
	2 à 5 l/s	Urgonien	d	Uranine	1008 g / 5 l d'eau	Morette	11	Urgonien	10250 m	70,2%	fonte nivale
Doline Glières (910,55; 2115,90; 1395)	1 à 2 l/mn	marnes à Globigérines	e	Uranine	1927 g / 5 l d'eau	Morette	11	Urgonien	9000 m	65,6%	fonte nivale
Perte de Dran (908,47; 2113,12; 1395)	1 l/s	marnes à Globigérines	f	Rhodamine Wt	2,5 (solution à 20%)	Morette	11	Urgonien	6250 m	?	étiage suivi d'une grosse crue
	> 50 l/s	marnes à Globigérines	f	Rhodamine B	770 g / 5 l d'eau	Morette	11	Urgonien	6250 m	22,7%	fonte nivale
	65 l/s	marnes à Globigérines	f	Uranine	1604 g / 5 l d'eau	Morette	11	Urgonien	6250 m	51,3%	fonte nivale
Grotte Buyet (905,41; 2110,70; 1470)	1 l/s	Urgonien	g	Uranine	2099 g / 7 l d'eau	Morette	11	Urgonien	12000 m	66%	hautes eaux d'automne
Perte dans le Crétacé sup. d'Ablon (905,47; 2110,69; 1458)	0,5 l/s	Crétacé sup.	h	Uranine	2006 g / 4 l d'eau	Fillière					fonte nivale restitution en 2 lieux
						Morette	11	Urgonien	12000 m	7,9%	
	< 0,5 l/s	Crétacé sup.	h	Uranine	2109 g / 10 l d'eau	Source sup d'Ablon	7	Priabonien Crétacé sup.	1675 m	100%	hautes eaux restitution en 2 lieux
						Morette	11	Urgonien	12000 m	23%	
Perte dans le Priabonien d'Ablon (905,64; 2110,85; 1628)	1 l/s	Priabonien	i	Rhodamine Wt	1 l (Solution à 20%)	Source supérieure d'Ablon	7	Priabonien Crétacé sup.	1375 m	100%	hautes eaux d'automne

3.2.5. Le traçage d'une doline au Nord-Est du col des Glières

De nombreuses dolines sont visibles sur le plateau des Glières, dans sa partie Nord-Est. Elles se développent dans les marnes à globigérines, non loin des calcaires du Crétacé supérieur sous-jacents. Le caractère le plus souvent temporaire et diffus des pertes qu'elles constituent rend plus délicate la réalisation de traçages.

L'une d'elles, située à proximité de la jonction du chemin provenant du chalet de Gérat avec celui issu du col des Glières, a cependant pu être tracée dans des conditions acceptables durant la fonte nivale. L'uranine injectée est uniquement réapparue à l'émergence de Morette où 65,5 % de la quantité initiale ont été retrouvés.

3.2.6. Le traçage de la perte de Dran

La plaine de Dran qui forme la partie Sud-Ouest du Plateau des Glières est le siège d'un ruissellement superficiel sur les formations imperméables tertiaires. Cet écoulement est drainé souterrainement, au niveau des calcaires du Crétacé supérieur. La relation entre cette perte pérenne et l'émergence de Morette était supposée en raison de l'absence d'un exutoire connu drainant les calcaires du Crétacé supérieur du synclinal de Morette. Plusieurs traçages réalisés dans des conditions hydrodynamiques variées ont prouvé la réalité de cette relation.

3.2.7. Les traçages réalisés dans la Gorge d'Ablon

Le drainage des formations carbonatées de ce synclinal penté vers la vallée de la Fillière n'était pas sans poser quelques problèmes. En effet, aucun exutoire karstique susceptible de drainer les calcaires urgoniens d'Ablon n'était connu dans cette vallée. Le creusement de celle-ci n'a pas été suffisant pour parvenir à recouper la charnière synclinale urgonienne au fond de laquelle se développe le drain d'Ablon. L'hypothèse d'un drainage de ce synclinal par l'exutoire de Morette fut alors émise et la réalisation de traçages s'avèra nécessaire.

3.2.7.1. Les traçages dans les calcaires du Crétacé supérieur

Pour des raisons de commodité, un premier traçage a été réalisé en

surface à partir d'une perte temporaire alimentée par la fonte de quelques névés et localisée dans les calcaires du Crétacé supérieur. Cette perte est située à mi-distance entre le chalet et le Freu d'Ablon tout près de la faille qui borde le flanc Nord-Ouest du synclinal et met en contact les calcaires du Crétacé supérieur avec ceux de l'Urgonien. (fig. III-3). La restitution surveillée à la fois à Morette et sur la Fillière en aval du synclinal d'Ablon montre qu'un faible pourcentage d'uranine (8 %) est parvenu à l'exutoire de Morette alors qu'une importante partie du traceur s'est déversée dans la Fillière (MONDAIN, 1983).

Ce premier traçage ne permettait pas de préciser selon quelles modalités le traceur passe des circulations karstiques établies dans le Crétacé supérieur à celles siégeant dans l'Urgonien. Plusieurs éventualités étaient possibles :

- plusieurs failles transverses recoupent le synclinal d'Ablon. Leur rejet horizontal bien visible en surface peut permettre la communication entre les 2 aquifères karstiques (fig. II-2) ;
- la perte diffuse et partielle au voisinage des calcaires urgoniens du ruissellement superficiel faisant suite aux émergences karstiques d'Ablon peut également être invoquée (fig. III-2).

Pour lever cette indétermination, le traçage a été réédité durant une période pluvieuse assez intense pour permettre l'alimentation de la perte. La réapparition du traceur a été surveillée à Morette ainsi qu'aux deux émergences karstiques d'Ablon. La résurgence inférieure n'a pas été colorée alors que la résurgence supérieure d'Ablon a restitué la totalité du traceur injecté. 23 % de la quantité initiale de traceur sont également parvenus à l'exutoire de Morette. Ces résultats conduisent à rejeter l'hypothèse de communications directes entre les circulations karstiques des deux ensembles calcaires. Le traceur a transité intégralement par le système karstique supérieur d'Ablon puis, après sa réapparition à l'exutoire du système, une fraction de traceur a regagné les circulations urgoniennes à partir de pertes dans le lit du ruisseau des Eaux Noires qui prend naissance à la résurgence supérieure d'Ablon et se jette dans la fillière. Sur le terrain, ces pertes n'ont pu être observées précisément en raison de leur caractère diffus. Elles semblent cependant se produire sur une distance assez courte (10 m environ), au niveau où les calcaires urgoniens commencent à affleurer dans le lit du ruisseau. En effet, LEPILLER (communication orale) a pu observer qu'en fin d'étiage le lit du ruisseau des Eaux Noires s'asséchait complètement à cet endroit. En outre, plus en aval, le franchissement en cascades de la barre urgonienne est peu propice à l'établissement de pertes à ce niveau.

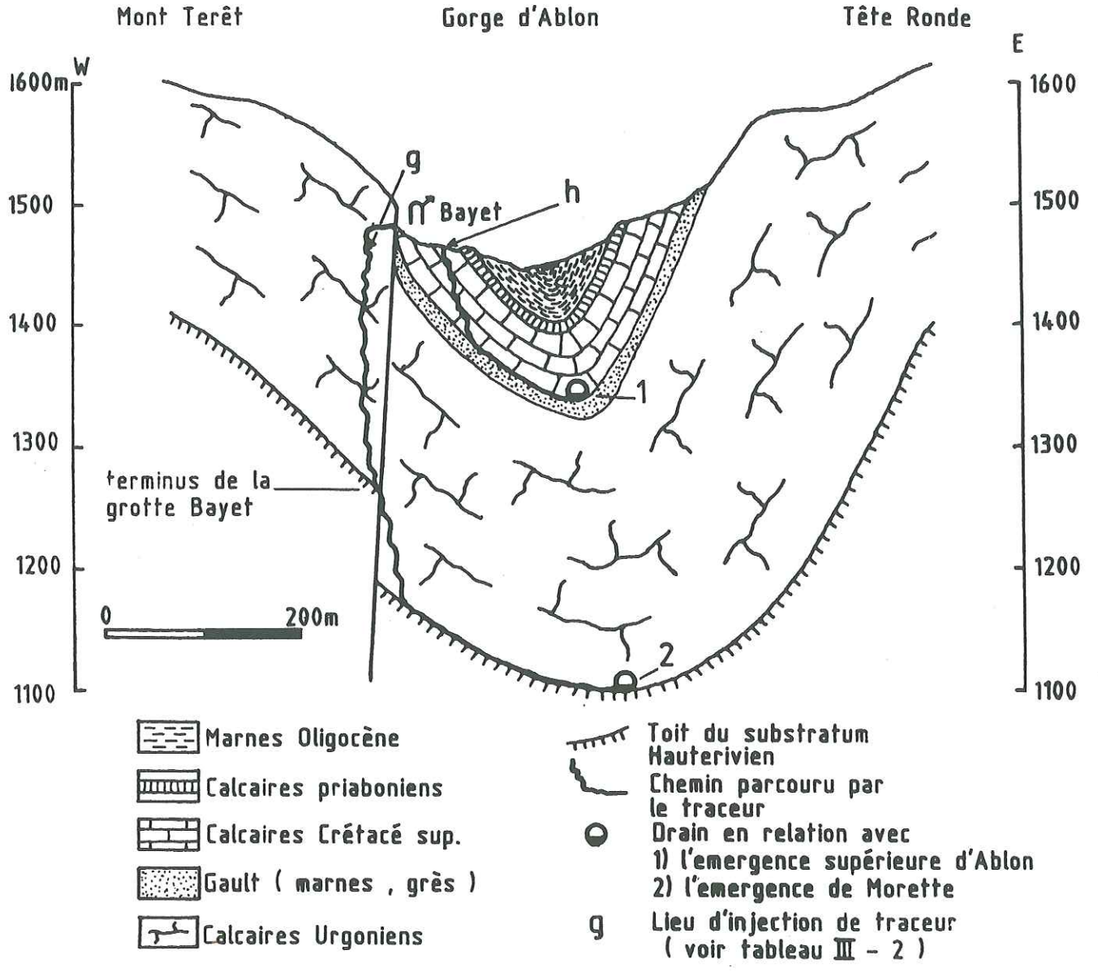


Fig. III-3 : Coupe transversale dans la vallée d'Ablon. Représentation des circulations souterraines empruntées par les traceurs.

3.2.7.2. Le traçage dans les calcaires urgoniens

La grotte Bayet s'ouvre sur le miroir de la faille qui borde le flanc Nord-Ouest du synclinal d'Ablon (fig. III-3) à une cinquantaine de mètres de la perte temporaire tracée précédemment. Elle se développe dans les calcaires urgoniens et recoupe un écoulement souterrain pérenne qui rend possible l'injection d'un traceur. Cette cavité a été tracée durant les hautes eaux d'automne. Aucune restitution n'a été observée dans la vallée de la Fillière et 66 % de la masse initiale de traceur sont réapparus à l'émergence de Morette. Ce traçage vient confirmer le résultat des traçages précédents : les calcaires urgoniens du synclinal d'Ablon sont drainés par l'émergence karstique de Morette.

3.2.7.3. Le traçage dans les calcaires priaboniens

A l'occasion d'une période pluvieuse, une perte temporaire dans les calcaires priaboniens a pu être tracée. Elle se trouve au bord du chemin parcourant la vallée d'Ablon, 500 m environ après le chalet. Cette perte est en relation avec la résurgence supérieure d'Ablon où la totalité du traceur injecté a été restituée.

3.3. Les traçages infructueux

Sont regroupés dans ce paragraphe, les traçages réalisés dont le résultat ne permet pas de conclure avec certitude pour les raisons suivantes :

- soit la restitution n'a pas été décelée aux exutoires ayant fait l'objet d'une surveillance,
- soit le signal observé à l'exutoire est ambigu et ne permet pas d'affirmer qu'il s'agit effectivement d'une restitution.

Ces traçages ont également été indiqués sur la figure III.2 et reportés dans le tableau III-3.

3.3.1. Le traçage de la perte du Cañon

Au Nord des Glières, entre les chalets de Fréchet et d'Outan, un talweg bien marqué recoupe transversalement les structures. Il forme un véritable cañon dans les calcaires urgoniens du flanc Nord-Ouest du synclinal de la Louvatière. Ce cañon est parcouru dans sa partie en amont par du

Tab. III-3 : Caractéristiques des traçages infructueux.

Injection				Traceur		Cause d'échec	lieu probable de restitution
lieu (X,Y,Z)	débit	geologie	(1) indice	nature	quantité		
Perte du Cañon (1312,80; 2117,15; 1090)	1à2l/mn	Urgonien	j	Rhodamine B	500g/8l d'eau	l'ecoulement tracé ne parait pas en relation avec des circulations karstiques	Nant du Talavé?
Doline du synclinal d'Outan (911,08; 2116,59; 1385)	2à3l/s	marnes à Globigérines	k	Nitrite de Sodium (NO_2^-)	255Tg/5l d'eau (1705g NO_2^-)	des signaux parasites en nitrites empêchent toute interprétation	Morette ?
Perte diffuse du Plateau des Glières (910,67; 2116,05; 1393)	<0,5l/s	marnes à Globigérines	l	Uranine	4058g/5l d'eau	restitution durant une forte crue faisant suite à l'etiage - forte dilution?	Morette
Perte des Auges (911,75; 2116,67; 1757)	2à3l/s	marnes à Globigérines	m	Sulfate de Mn (Mn^{2+})	2 kg/10l d'eau (650g Mn^{2+})	quantité insuffisante de traceur	Morette?
Perte du synclinal du flanc N-W de Tête Noire (907,25; 2112,70; 1348)	>0,5l/s	Urgonien	n	Sulfate de Mn (Mn^{2+})	2999g/10l d'eau (975g Mn^{2+})	quantité insuffisante de traceur	Morette
Perte de la Rosière (907,65; 2109,77; 1205)	10l/mn	alluvions grossières	o	Carbonate de Li (Li^+)	1 kg/10l d'eau (188g Li^+)	quantité insuffisante de traceur et pas de relation avec des circulations karstiques	Nant Debout ?

(1) reference à la figure III-2.

ruissellement temporaire. Cet écoulement se perd dans les calcaires urgoniens à la faveur de fines fissures 200 m au-dessus de l'endroit où la route des Glières recoupe le cañon. Aucune restitution de traceur n'a été décelée aux exutoires karstiques de l'Essert, de Déroberts ou bien encore de la Louvatière lors du traçage de cette perte. La rhodamine B injectée a seulement été observée une centaine de mètres en contrebas de la route des Glières au niveau d'une petite source qui sort des éboulis tapissant le fond du talweg. Le traceur disparaissait à nouveau 20 m plus bas dans les éboulis. Cette observation donne à penser que le traceur a suivi un cheminement superficiel à travers les éboulis du fond du cañon et rejoint ainsi directement le Nant du Talavé. L'absence de prélèvement des eaux du Nant du Talavé durant le traçage ne permet pas de confirmer ou d'infirmer cette hypothèse probable. A défaut de cette information, l'éventualité d'une restitution à l'une des émergences karstiques surveillées ne peut être exclue. Dans ce cas le traceur serait sorti à des concentrations inférieures au seuil de détection qui pourraient s'expliquer par la relative facilité qu'a la rhodamine B à s'adsorber.

3.3.2. Le traçage d'une doline dans le synclinal d'Outan

Entre les chalets de la Mandrolière et de la Combe, sur le bord du chemin conduisant à Outan, une doline absorbe un petit écoulement de surface particulièrement bien alimenté en période de fonte nivale. Cette doline a fait l'objet d'un traçage au nitrite de sodium. La recherche des ions nitrites dans les échantillons d'eau de l'exutoire de Morette conservés avec ajout de $HgCl_2$, révèle la présence d'un signal en dents de scie 79 h après l'injection (fig. III-4). Des pics isolés de nitrites apparaissent encore à Morette 7 jours après l'injection. Ces différents pics ne peuvent être interprétés comme une restitution du traceur. En effet, un calcul du bilan réalisé à partir de ces valeurs conduirait à la restitution d'une masse de traceur bien supérieure à celle du traceur injecté. Ces pics parasites conduisent à rejeter toute tentative d'interprétation du traçage. En dépit des précautions prises lors de la préparation des flacons de prélèvement et lors de la manipulation des échantillons, une pollution survenue au cours de ces opérations pourrait expliquer la présence de ces pics. Un autre élément appuie cette explication : ce dosage des nitrites effectué sur des prélèvements concommitants des premiers mais ne comportant pas d'ajout de $HgCl_2$, indique également l'existence de pics parasites ; mais ces pics n'interviennent pas au même moment (fig. III-4).

3.3.3. Le traçage d'une perte diffuse sur le plateau des Glières

Une perte diffuse au fond d'une doline située entre les ruines de la Prise et la Mandrolière a été tracée durant l'étiage sévère d'Octobre-Novembre 1983. Cette perte est alimentée en permanence par un mince ruisselet formé par la réunion des fossés creusés pour assurer le drainage des tourbières voisines.

Malgré une surveillance de plusieurs mois à l'exutoire de Morette, aucune trace d'uranine n'a été décelée à l'émergence de Morette qui draine ce secteur du plateau des Glières (cf. § 3.2.5.). En fait, le traceur est très probablement ressorti un mois après l'injection, durant la forte crue de fin de cycle qui a mis fin à l'étiage qui régnait depuis le début du traçage. L'échantillonnage journalier effectué à cette époque sur l'émergence n'était pas adapté pour mettre en évidence la restitution. Il aurait fallu réduire le pas de temps de prélèvement à 1 heure, et peut-être moins encore, pour parvenir à déceler le pic de restitution durant la crue.

3.3.4. Le traçage des Auges

Au niveau d'un petit affaissement de terrain situé entre les chalets des Auges, une perte temporaire a pu être tracée en période de fonte nivale. Deux kilogrammes de sulfate de manganèse ont été utilisés pour cela, soit 650 g de Mn, l'élément traceur.

Les échantillons prélevés à Morette ainsi que ceux prélevés à l'auberge des Glières en provenance du captage situé sous la Pointe de Puvat, n'ont donné aucun résultat. Il semble ici que la quantité de traceur utilisée ait été insuffisante pour permettre l'observation d'un pic de restitution à Morette en raison de la dilution à laquelle est soumise le traceur au cours de son transit dans le karst. Compte tenu des débits importants à l'exutoire durant la fonte nivale et de la distance que doit parcourir le traceur avant d'atteindre l'exutoire présumé de Morette, la dilution peut être suffisante pour masquer la restitution.

3.3.5. Le traçage d'une perte dans le synclinal du flanc Nord-Ouest de l'anticlinal de Tête Noire

A l'occasion d'un multitraçage réalisé en période de fonte nivale, 3 kg de sulfate de manganèse ont été déversés dans une perte temporaire établie dans le synclinal faillé du flanc nord-ouest de l'anticlinal de Tête Noire. Ce

secteur étant drainé vers l'exutoire de Morette, la restitution recherchée à cette émergence n'a pu être observée de façon certaine en raison, là encore, d'une trop faible quantité de traceur injectée (soit 975 g de Mn^{++}). Sans pouvoir l'affirmer indubitablement, un pic très ténu supporté par trois échantillons peut cependant rendre compte d'une restitution (fig. III-5) : il culmine à 0,055 mg/l alors que le bruit de fond de l'émergence est de l'ordre de 0.03 $\pm$ 0,005 mg/l.

3.3.6. Le traçage de la perte de la Rosière

Sur le replat de la Rosière dans le synclinal de Morette, une dépression en forme d'entonnoir joue le rôle de perte lorsque le ruisseau du Nant Debout déborde. Cette perte a été alimentée artificiellement par un tuyau prélevant les eaux du Nant Debout pour permettre la réalisation d'un traçage au lithium injecté sous forme de carbonate de lithium. Aucune trace de lithium n'a été détectée à l'émergence de Morette.

Le kilogramme de carbonate de lithium injecté ne représente en réalité que 188 g de traceur (Li^+). Une quantité si minime de traceur utilisée rend illusoire la possibilité de déceler une restitution tant à Morette que dans le ruisseau du Nant Debout. De plus le faible débit mis en jeu pour pousser le traceur n'a peut-être pas été suffisant pour permettre au traceur de regagner une zone saturée.

Finalement, l'étude de l'environnement géologique dans lequel est située cette perte conduit à rejeter la possibilité d'une communication avec le karst urgonien. La perte est établie sur un replat d'origine glaciaire juste en arrière d'un énorme amoncellement de blocs de toutes tailles qui constitue les vestiges d'une moraine. Il est donc fort probable que le soutirage de cette perte se fasse au travers des blocs de la moraine. Les eaux infiltrées ressortiraient alors à la base de la moraine dans le lit du Nant Debout. Les observations faites en basses eaux dans le lit de ce torrent viennent appuyer cette hypothèse : l'écoulement du torrent disparaît totalement en amont du Chalet de la Rosière puis l'on retrouve à nouveau un écoulement dans le lit du torrent en contrebas du replat.

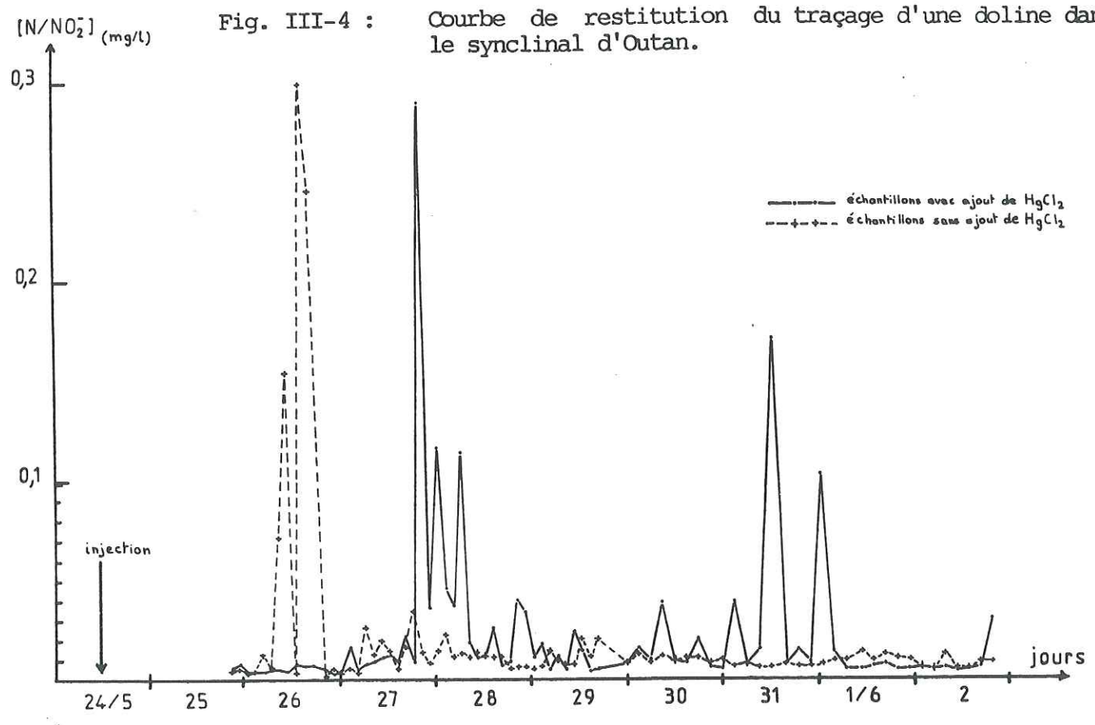


Fig. III-4 : Courbe de restitution du traçage d'une doline dans le synclinal d'Outan.

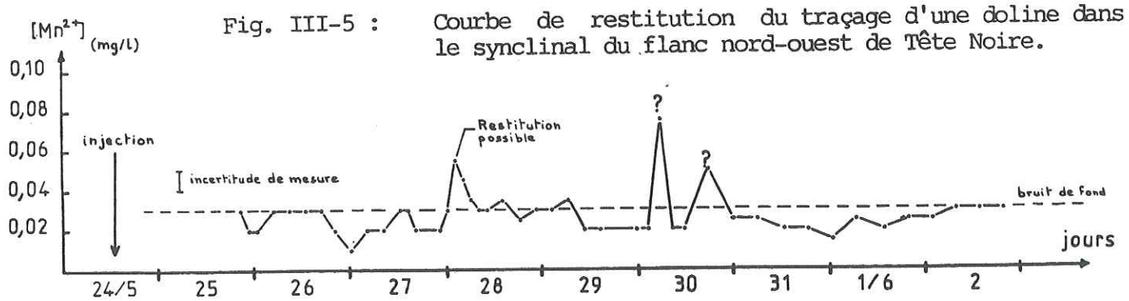


Fig. III-5 : Courbe de restitution du traçage d'une doline dans le synclinal du flanc nord-ouest de Tête Noire.

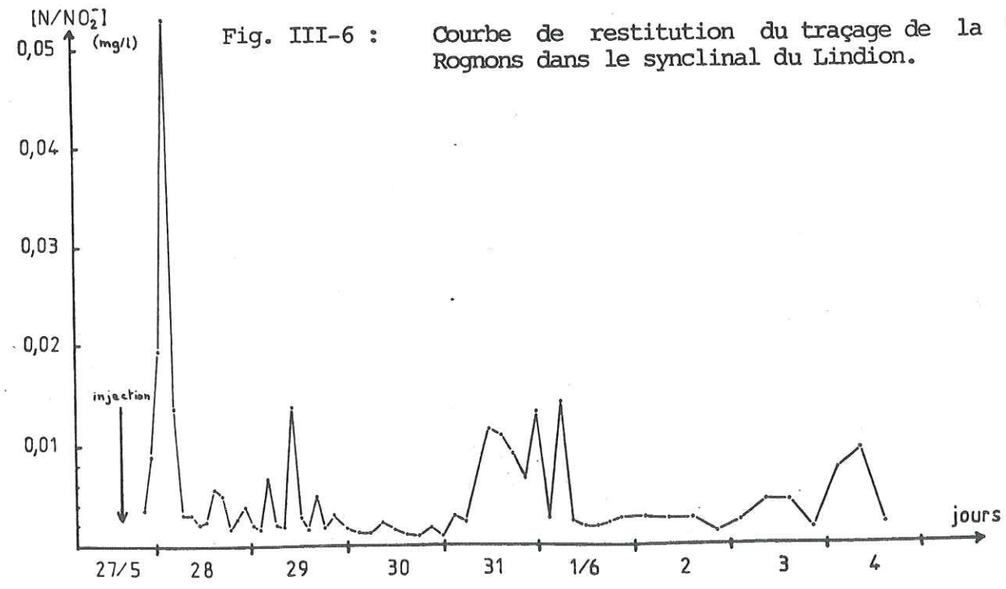


Fig. III-6 : Courbe de restitution du traçage de la Tanne aux Rognons dans le synclinal du Lindion.

3.4. Conclusions sur les traçages

Les résultats de tous ces traçages nécessitent quelques commentaires et permettent de tirer un certain nombre de conclusions relatives à leur mise en oeuvre et à l'organisation des écoulements souterrains. Il faut rappeler que ces conclusions ne concernent que l'utilisation des traçages réalisés dans le seul but de mettre en évidence une relation perte-émergence. De plus, elles ne peuvent être transposables directement qu'aux systèmes karstiques présentant des caracaractéristiques de fonctionnement analogues et placés dans des conditions climatologiques et structurales voisines, à savoir ceux des massifs subalpins septentrionaux.

3.4.1. Quand réaliser un traçage ?

Les périodes de hautes eaux comme la fonte nivale en Mai-Juin ou bien encore les périodes pluvieuses d'automne (Septembre-Octobre) sont les plus pratiques pour réaliser des traçages. A ces époques, la plupart des pertes temporaires sont suffisamment alimentées pour pouvoir injecter un traceur et, lorsque le traçage est réalisé à partir d'une cavité, il n'est pas nécessaire d'atteindre le fond de celle-ci pour recouper un écoulement souterrain. De plus, l'important flux hydrique qui transite à travers le karst favorise la rapidité des restitutions et diminue d'autant le temps de surveillance des exutoires.

On veillera cependant à éviter de travailler en régime transitoire car dans ce cas on peut difficilement interpréter les courbes de restitution. Il est donc conseillé de réaliser les injections :

- soit au cours de la période de pleine fonte nivale pendant laquelle le débit aux exutoires reste soutenu. On peut alors considérer que le régime est pseudo-permanent.
- soit au cours d'une décrue bien individualisée à la fin d'un épisode pluvieux, les débits variant alors d'une façon monotone décroissante.

Ajoutons enfin que la réalisation de traçages en basses eaux peut aussi être utile pour parvenir à mettre en évidence d'éventuelles diffluences.

3.4.2. Quelle quantité injecter ?

Il semble que les quantités de traceur nécessaires pour obtenir une bonne restitution soient de l'ordre de 1 à 2 kg pour des distances linéaires

probables parcourues par le traceur variant entre 6000 et 12000 m. Si l'injection d'une trop faible quantité de traceur est une cause principale d'échec des traçages, il n'est pas pour autant conseillé d'en injecter de grandes quantités.

3.4.3. Quel traceur utiliser ?

Le recours aux multitraçages présente l'avantage d'effectuer une seule surveillance des exutoires pour acquérir une information sur les écoulements souterrains à partir de plusieurs lieux d'injection. Cette opération impose l'utilisation de plusieurs traceurs. Cependant leur qualité de traceur est très inégale et nous avons eu l'occasion de nous en rendre compte.

En accord avec un certain nombre de travaux antérieurs (ANDRE, MOLINARI, 1976 ; MOLINARI, 1976 a et b ; ROCHAT, ALARY, FORNEAUX, 1981), l'uranine et la rhodamine Wt apparaissent comme les meilleurs traceurs tandis que la rhodamine B a un comportement médiocre. On peut toutefois obtenir des résultats satisfaisants avec ce traceur si les conditions d'injection sont bonnes (débit suffisant, perte bien individualisée) et si la distance parcourue par le traceur reste faible. Son emploi est à proscrire dès qu'il s'agit de tracer une perte diffuse.

On peut espérer des traceurs salins, tels que le sulfate de manganèse ou le carbonate de lithium, un comportement assez voisin de celui de l'uranine ou de la rhodamine Wt en raison du seuil très bas de détection des éléments Mn^{++} et Li^{+}. Malheureusement les quantités trop faibles de traceur mises en jeu n'ont pas permis de le vérifier. Signalons toutefois que le lithium a déjà été utilisé avec succès comme traceur en hydrologie de surface (ECREMENT, BURELLI, 1975).

Par contre, il paraît délicat d'utiliser les ions nitrites comme traceur. Il est d'une part très facile de polluer les échantillons prélevés et d'autre part nous ne sommes pas assurés du caractère conservatif du traceur au cours de son transit dans le karst. Si les résultats fournis par les nitrites n'ont pas été satisfaisants dans le cadre de ce travail, il convient néanmoins de signaler qu'une restitution de nitrites a pu être observée sans ambiguïté lors d'un traçage réalisé au Sud du Fier dans le synclinal du Lindion (fig. III-6).

3.4.4. Les bilans de restitution

On constate en regardant le tableau III-2. que rares sont les traçages présentant un bilan de restitution de 100 %. Les bilans de traçages réalisés par d'autres auteurs (MUET, 1985 ; FABRE, 1983 ; COULIER, 1985 ; MARCHET, 1987) restent aussi bien souvent en-dessous des 100 %. Ceci est d'autant plus manifeste que le traçage a été réalisé en période d'étiage ou que le trajet parcouru par le traceur est long.

En toute logique, l'intégralité du traceur injecté devrait être retrouvée à (ou aux) exutoire(s). MANGIN sur le système expérimental du Baget y parvient, les traçages portant sur des trajets relativement courts (MANGIN et D'HULST, 1980). Dans la pratique, cet objectif n'est atteint qu'exceptionnellement pour diverses raisons :

- les conditions d'injection ne sont pas optimales et une partie du traceur peut être adsorbée au voisinage de la perte. Ceci se vérifie fréquemment dans le cas d'une perte diffuse ;
- les incertitudes relatives à la connaissance des débits peuvent influer sur le calcul du bilan ;
- le pas de temps de prélèvement n'est pas toujours adapté pour reconstituer fidèlement les fluctuations réelles de la courbe de restitution ;
- la détermination de la fin de la restitution est bien souvent difficile à apprécier. Elle joue pour une large part dans la détermination du bilan surtout quand les débits à l'exutoire sont élevés.
- le pas de temps de prélèvement n'est pas toujours adapté pour reconstituer fidèlement les fluctuations réelles de la courbe de restitution.

3.4.5. Le rôle du Gault dans l'organisation des écoulements souterrains

Les différents traçages effectués à partir de pertes localisées dans les marnes à globigérines ou les calcaires du Crétacé supérieur montrent que les formations du Gault jouent un rôle hydrogéologique variable :

- tantôt elles constituent un substratum imperméable pour les circulations karstiques établies dans le Crétacé supérieur. Elles conduisent à l'individualisation de système karstique dans le Crétacé supérieur : émergences d'Ablon ou de la Louvatière ;
- tantôt elles ne sont plus un obstacle aux circulations d'eau puisque le passage du traceur entre les calcaires du Crétacé supérieur et ceux de l'Urgonien est assuré : traçages des chalets de Tinnaz ou bien du plateau des Glières.

D'une manière générale, les formations du Gault forment bien un écran aux circulations souterraines, mais localement des fractures créent au sein de cet ensemble des discontinuités qui sont mises à profit par les écoulements souterrains. Quelques cavités, se développant en partie dans le Gault à la faveur d'accidents, sont connues sur le massif. Citons le TN1 dans la plaine de Dran (Spéléalpes n° 7) et le fond de la grotte Bayet (Scialet n° 5). Plus au Nord, d'autres cavités se développant sur des fractures recoupent totalement les terrains du Gault. La Tanne Frède dans le massif du Bargy (Spéléalpes n° 6) en est un exemple. Ce phénomène est très classique dans les massifs du Haut-Giffre et de Platé (MAIRE, 1976 ; MAIRE, RIGALDIE, 1984).

3.4.6. La relation entre les écoulements superficiels et souterrains

Les traçages faits aux pertes des chalets de Tinnaz et sur le plateau des Glières montrent que des écoulements superficiels opposés peuvent se développer à l'aplomb d'un drainage souterrain unique.

Le cas du synclinal de Champlaitier en est l'exemple le plus manifeste avec le drainage souterrain vers l'émergence du Pont de Pierre des deux écoulements superficiels qui se développent de part et d'autre du col de l'Ebat (fig. III-7). On retrouve un dispositif identique sur le plateau des Glières où les écoulements superficiels qui se perdent de chaque côté du col des Glières sont drainés vers l'émergence de Morette.

Ces résultats mettent l'accent sur le fait que les limites des bassins versants superficiels ne peuvent pas a priori servir de guide pour déterminer la limite du bassin versant des émergences karstiques. Par voie de conséquence, les rivières du massif étant alimentées par des émergences karstiques, possèdent un bassin versant réel qui s'écarte beaucoup du bassin versant topographique qu'on leur attribue généralement.

4. EXTENSION ET CARACTERISTIQUES PHYSIQUES DES DIFFERENTS SYSTEMES KARSTIQUES

4.1. Limites des différents systèmes karstiques

Sur la base des résultats fournis par les traçages (voir § 3) et des

connaissances acquises sur l'organisation des écoulements souterrains (voir § 1), il devient possible de proposer des limites aux bassins versants drainés par les émergences karstiques du massif (voir § 2). A chaque fois que la limite d'un système sera matérialisée par la falaise des calcaires urgoniens, c'est la base de cette falaise qui sera prise comme limite effective, la rupture de pente traduisant généralement le passage des calcaires aux formations sous-jacentes plus marneuses.

4.1.1. Les limites du système de la Carrière

L'émergence de la Carrière draine les calcaires urgoniens de la dalle monoclinale formant la retombée occidentale du Parmelan ainsi que l'a montré le traçage de la perte de l'Anglettaz.

Les limites Est et Ouest Nord-Ouest du système coïncident avec les limites d'affleurement des calcaires urgoniens.

Le traçage réalisé à l'Anglettaz permet de rattacher au système de la Carrière les dépressions fermées de l'Anglettaz et de Foulire installées dans les terrains imperméables de l'Hauterivien. Il en résulte que la limite Sud-Est du système, commune à celui de Bunant, correspond au contact entre l'Hauterivien et l'Urgonien.

L'extension du système vers le Sud-Ouest n'est pas clairement établie. La limite a été positionnée sur le grand accident N110 reporté sur la carte géologique au 1/50000 qui, reliant les rochers du Béard à la Fontaine de Geai, affecte tout le Parmelan. Mais, en l'absence de résurgence connue dans le talweg du ruisseau des Combafoux, il n'est pas improbable que les calcaires urgoniens compris entre cet accident et le ruisseau des Combafoux participent aussi à l'alimentation de l'exsurgence de la Carrière. Ceci augmenterait la surface du système de la Carrière de 10 %.

4.1.2. Les limites du système de la Source Bleue

Cette source, située dans un contexte analogue à celui de la Carrière, draine en rive droite de la Fillière la dalle monoclinale formée par les rochers de Pierre Taillée et de l'Enclave. La limite d'affleurement des calcaires urgoniens constitue les frontières Nord-Ouest et Sud-Est du système.

La limite orientale a été placée sur un accident N140. Cet accident

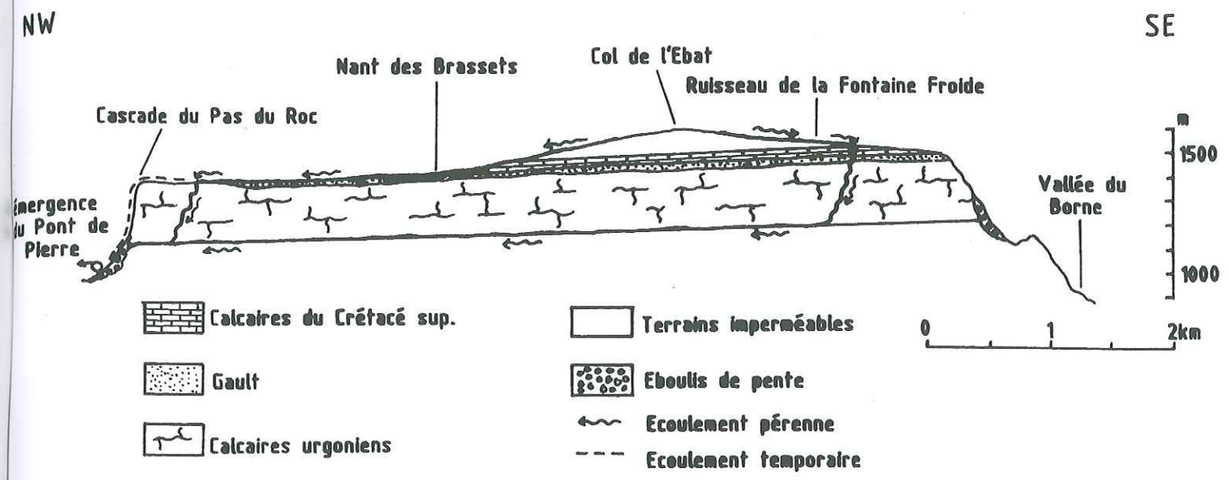


Fig. III-7 : Organisation des écoulements superficiels et souterrains dans le synclinal de Champlaitier.

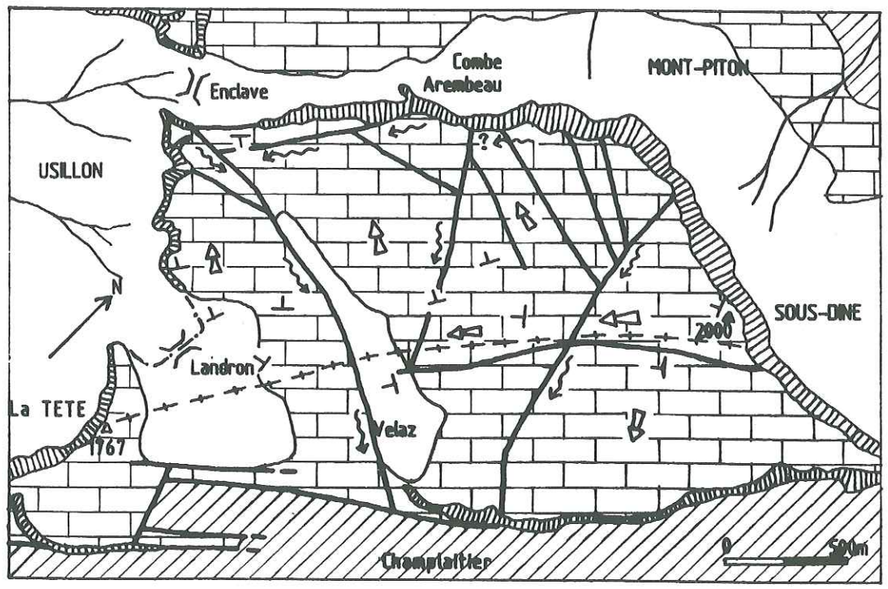


Fig. III-8 : Esquisse géologique et organisation des écoulements souterrains dans la partie nord-ouest de Sous-Dine.

qui passe au col de l'Enclave, a pour effet de surélever le compartiment Ouest. Malgré un rejet vertical assez marqué, il n'est pas absolument certain que cette faille soit un obstacle aux écoulements souterrains. Les calcaires urgoniens affleurant à l'Est de cet accident contribueraient dans ce cas à l'alimentation de la Source Bleue. Cette éventualité ne peut être exclue et un traçage serait nécessaire pour lever cette indétermination.

4.1.3. Les limites du système du Pont de Pierre

Ce système est établi dans le synclinal de Champlaitier. Il est limité à l'Ouest par la falaise urgonienne qui domine la vallée de la Fillière. Vers le Sud-Est, la crête anticlinale de la montagne des Frêtes constitue la séparation entre ce système et les systèmes de Morette et de l'Essert qui lui sont contigus. Au niveau du Creux des Sarrazins où l'érosion a entaillé la charnière anticlinale, cette limite est confondue avec la base de la falaise urgonienne. Quant aux limites Nord-Ouest et Nord-Est du système, un examen plus détaillé est nécessaire pour les établir.

4.1.3.1. Les limites Nord-Ouest du système

La Montagne de Sous-Dine est formée par un anticlinal. Il paraîtrait logique d'arrêter l'extension vers le Nord-Ouest du système du Pont de Pierre au niveau de la charnière de l'anticlinal. Ceci reviendrait à placer la limite sur la ligne de crête qui relie la pointe de la Tête (1767 m) au sommet de Sous-Dine. Dans ce cas, il convient de chercher un exutoire karstique susceptible de drainer les calcaires urgoniens du flanc Nord-Ouest de l'anticlinal. Or, à notre connaissance, cet exutoire n'existe pas. Les débits des ruisseaux installés sur les pentes en-dessous de la falaise urgonienne dominant Mont Piton au Nord ou bien Usillon à l'Ouest, sont trop faibles pour rendre compte du drainage de cette surface calcaire. Nous sommes donc conduits à inclure la totalité de la Montagne de Sous-Dine dans le système karstique du Pont de Pierre. La limite Nord-Ouest du système coïncide donc avec la falaise urgonienne.

A partir d'observations faites sur le terrain et des données de la carte géologique au 1/50000, il devient possible de formuler des hypothèses pour expliquer le drainage de l'Urgonien de la partie Nord-Ouest de Sous-Dine vers l'émergence du Pont de Pierre (fig. III-8).

La falaise urgonienne qui domine le village d'Usillon possède un pendage de 20 à 25° vers le Nord-Ouest. Les écoulements souterrains de cet ensemble doivent donc être orientés vers le Nord-Ouest également. Dans cette direction, l'ensemble urgonien est interrompu par une faille dirigée N95°, avec un pendage Sud de 65°. Cette faille provoque la remontée du compartiment Nord et a pour effet de mettre l'Urgonien en contact avec l'Hauterivien du col de l'Enclave. Ce dispositif contraint les circulations karstiques à emprunter le trajet de la faille en se dirigeant vers l'Est. Cet accident prend ensuite une orientation N120° et vient s'interrompre contre la faille longitudinale qui borde le synclinal de Champlaitier.

A proximité du col de l'Enclave, l'Urgonien de la falaise qui domine Mont Piton présente des pendages de 20 à 25° vers le Sud-Est alors que l'Urgonien situé un peu plus à l'Est pend vers le Nord-Ouest. Ce changement de pendage est dû à une faille N40 parallèle à la falaise. Elle doit constituer un axe de drainage privilégié qui guide les écoulements souterrains de ce secteur vers l'accident N95 précédemment cité.

Pour expliquer le drainage vers Champlaitier des calcaires situés à l'Ouest du sommet de Sous-Dine, plusieurs éléments semblent intervenir. D'une part, l'inclinaison bien marquée vers le Sud-Ouest de la charnière anticlinale se traduit à son voisinage par une orientation des pendages et par voie de conséquence des écoulements karstiques vers le Sud-Ouest. D'autre part, deux accidents majeurs d'orientation N150 et N170 recoupent la structure anticlinale. Ils sont susceptibles de diriger les écoulements souterrains au Sud-Est vers Champlaitier. Enfin, on peut supposer l'existence d'un axe de drainage en bordure de la falaise au-delà de la combe Arembeau. Il recueillerait les écoulements des dalles calcaires pentées au Nord-Ouest de l'extrémité de Sous-Dine et les guiderait vers le Sud-Ouest. Cette hypothèse est renforcée par le fait qu'un dispositif de ce genre est bien connu à l'extrémité Sud-Ouest du Parmelan. Il constitue le réseau des Vers Luisants (LALOU, 1982). L'axe de drainage serait établi à la faveur d'une discontinuité mineure parallèle à la falaise. Il peut s'agir d'une fente due à la décompression en bordure de falaise ou bien encore d'un accident satellite de la faille N40 évoquée plus haut.

Nous retiendrons que dans le secteur de Sous-Dine, la fracturation semble jouer un rôle déterminant dans l'organisation des écoulements. C'est elle qui permet le drainage du versant Nord-Ouest de Sous-Dine vers l'émergence du Pont de Pierre.

4.1.3.2. Les limites Nord-Est du système

Le traçage des pertes des chalets de Tinnaz permet de repousser cette limite bien au-delà du col de l'Ebat. Entre Tinnaz et la résurgence du Pont de Pierre on peut penser que l'inclinaison axiale du synclinal se fait toujours vers le Sud-Ouest, tout comme la régularité de l'inclinaison de la ligne de crête de la Montagne des Frêtes le laissait supposer. Mais en est-il de même au-delà de Tinnaz ?

Un accident important N130, passant par le col du Freu et les chalets de Tinnaz, recoupe entièrement le synclinal. Il est responsable d'un basculement du compartiment Nord-Est qui entraîne la remontée de la partie Nord-Ouest formée par les roches des Tampes et l'affaissement de sa partie Sud-Est. Il pourrait jouer le rôle d'une barrière étanche aux écoulements souterrains en provenance du Nord-Est. Cette hypothèse n'est pas retenue car aucun exutoire drainant l'Urgonien de l'extrêmité du synclinal de Champlaitier n'est connu dans la vallée du Borne. Les prospections en contrebas de la falaise urgonienne n'ont rien donné et les sources du Pré de Vaudé, pas plus que le débit des torrents regagnant le Borne, ne peuvent rendre compte du drainage de cette surface calcaire. Pour ces raisons, à ce stade de l'étude, l'extrêmité Nord-Est du synclinal de Champlaitier est incluse dans le système karstique du Pont de Pierre, la falaise urgonienne représentant la limite de son extension vers le Nord-Est.

4.1.3.3. Le ruissellement superficiel

En plusieurs endroits, un réseau hydrographique superficiel se développe à l'intérieur du périmètre qui vient d'être défini. La question se pose de leur appartenance ou non au système karstique du Pont de Pierre.

- L'Urgonien de l'anticlinal de Sous-Dine est érodé et laisse apparaître en boutonnière l'Hauterivien imperméable dans les dépressions du Landron et de Vélaz, toutes deux jalonnées par un accident. Le ruissellement superficiel dont elles sont le siège est drainé vers le Sud-Est par des pertes que l'on peut supposer être en relation avec le drainage du système du Pont de Pierre.

- Le réseau hydrographique du ruisseau de Fontaine Froide appartient sans conteste au système du Pont de Pierre.

- Par contre, selon les préceptes établis par MANGIN (1975), celui

du Nant des Brassets n'appartient pas au système karstique puisqu'il n'alimente que partiellement le karst. En effet, les pertes du Nant des Brassets sont insuffisantes pour évacuer les forts débits. La surverse donne naissance à la spectaculaire cascade du Pas du Roc qui jaillit du haut de la falaise urgonienne et retombe à proximité de l'émergence du Pont de Pierre. Toutefois nous considérerons comme faisant partie intégrante du système du Pont de Pierre le bassin versant du Nant des Brassets pour deux raisons :

- les débits donnant lieu à une surverse ont une fréquence d'occurrence peu élevée au cours d'un cycle hydrologique. La part du débit annuel s'écoulant par la cascade du Pas du Roc est donc négligeable devant celle qui transite par le karst ;
- de plus, les débits pris en compte lors de l'étude hydrodynamique du système du Pont de Pierre totalisent les débits de son émergence et ceux de la cascade du Pas du Roc (chap. V, § 1.2.4.).

4.1.4. Les limites du système de Bunant

Le système de Bunant se développe sur le plateau du Parmelan à la faveur d'une légère ondulation synclinale. Il est limité au Sud-Ouest comme au Nord-Est par la falaise urgonienne. Sa limite Nord-Ouest coïncide également avec la limite d'affleurement des calcaires urgoniens.

MASSON (1983) signale l'existence d'une émergence située au pied de la Tête du Parmelan, à la côte 1480 m. Cette source ne serait visible qu'en période de fonte des neiges, car en-dehors de cette époque, elle est masquée par des éboulis. Elle drainerait le secteur de la Tête du Parmelan qui possède un pendage Nord-Ouest. Pour notre part, cette hypothèse n'a pas été retenue. En effet, le contact entre les formations hauteriviennes et les calcaires urgoniens se fait à ce niveau par une faille qui remonte le compartiment Nord-Ouest. Avec cette configuration, la faille doit jouer le rôle d'une barrière étanche. On voit alors mal comment les circulations établies dans l'Urgonien de la Tête du Parmelan pourraient alimenter une source située une centaine de mètres en conbrebas du contact.

Par contre, pour la partie Sud-Est du système, ce sont les limites proposées par MASSON (1983) qui ont été adoptées (fig. III-9). Sa délimitation repose principalement sur les données spéléologiques. Cette démarche paraît justifiée dans la mesure où, la courbure anticlinale du Parmelan étant peu marquée, c'est la fracturation qui joue localement un rôle prépondérant dans l'organisation des écoulements souterrains. On retrouve d'ailleurs ce contrôle

local des écoulements par la fracturation au niveau de tout le réseau de Bunant (MASSON, 1985). Il n'en demeure pas moins qu'à l'échelle du système karstique, c'est bien le pendage du substratum imperméable qui assure le contrôle de l'organisation du drainage.

4.1.5. Les limites du système de la Diau

Elles ne posent pas de problèmes. La limite Nord-Ouest, commmune avec le système de Bunant, vient d'être définie ci-dessus. La falaise urgonienne matérialise les limites Nord-Est et Sud-Ouest du système. Au Sud-Est, la crête de l'anticlinal du Mont Teret représente la séparation entre les systèmes de la Diau et de Morette.

Un ruissellement superficiel très réduit se développe sur le lambeau de Gault qui subsiste au niveau du chalet du Pertuis. Il est drainé par les calcaires urgoniens et appartient de ce fait au système karstique de la Diau.

4.1.6. Les limites des systèmes établis dans le synclinal d'Ablon

La gorge d'Ablon comporte deux petits systèmes karstiques indépendants.

4.1.6.1. Le système supérieur d'Ablon

Comme les traçages ont pu le montrer, ce système draine à la fois les calcaires du Crétacé supérieur et du Priabonien. La totalité du ruissellement de surface qui se produit tantôt sur les marnes à globigérines du coeur du synclinal, tantôt sur les passées plus marneuses du Crétacé supérieur, appartient aussi au système. Son extension vers le Sud-Ouest est limitée par un décrochement au niveau duquel l'érosion a entièrement recoupé les calcaires du Crétacé supérieur. Ses limites Nord-Ouest et Sud-Est correspondent à l'apparition des calcaires urgoniens. La limite Nord-Est assurant la séparation avec le système inférieur d'Ablon a été placée au droit de l'émergence.

4.1.6.2. Le système inférieur d'Ablon

Il fait suite au précédent. Cependant son extension latérale se trouve réduite : la limite Nord-Ouest n'est plus représentée par l'affleurement des calcaires urgoniens, mais par la faille longitudinale qui met en contact le Gault et les calcaires du Crétacé supérieur. Aucun ruissellement de surface ne

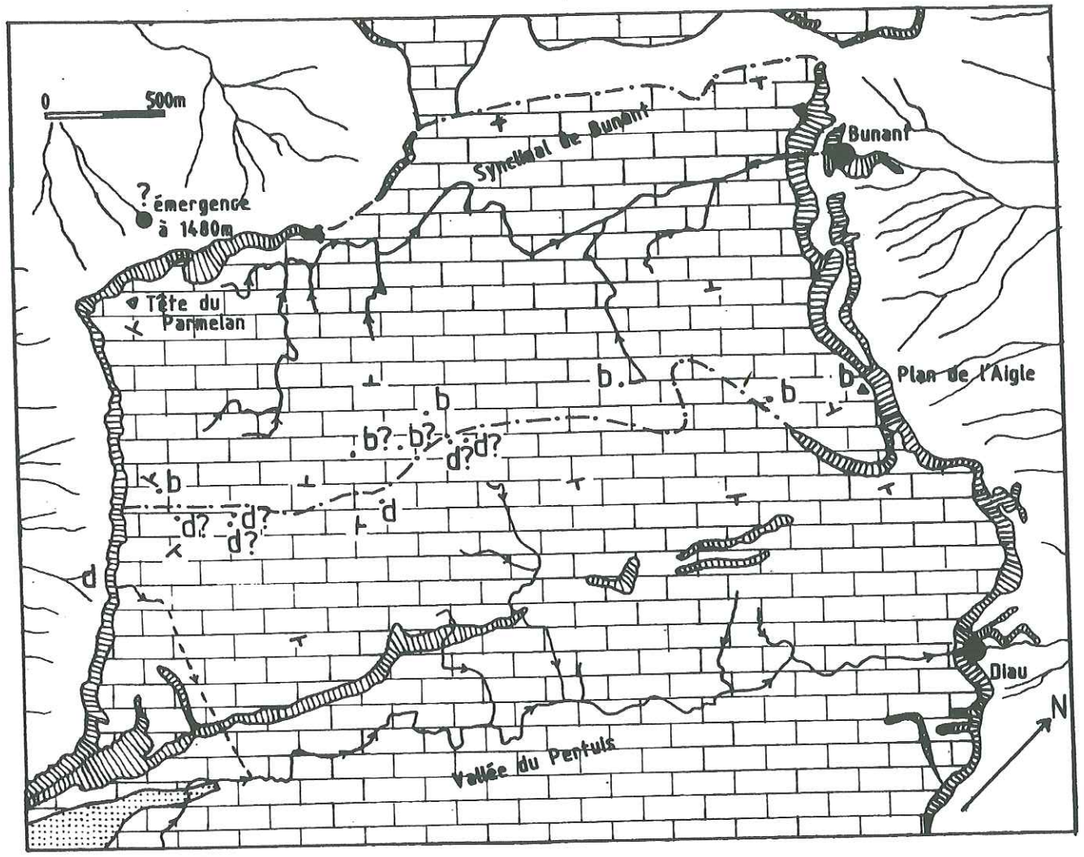


Fig. III-9 : Délimitation vers le Sud-Est du système de Bunant (d'après MASSON, 1983; modifiée).

contribue à alimenter le système.

Remarque - Signalons qu'à l'extrêmité Sud-Ouest d'Ablon un petit système doit se développer dans le Crétacé supérieur de la Tête à Turpin. Son exutoire est à rechercher au niveau du décrochement qui forme la limite avec le système supérieur d'Ablon.

4.1.7. Les limites du système de Morette

Les limites Sud-Ouest et Sud-Est du système de Morette sont faciles à établir. Elles sont représentées par les limites d'affleurement des calcaires urgoniens. Elles sont le plus souvent matérialisées par la falaise urgonienne qui domine la vallée du Fier au Sud-Ouest et les vallées du Nant de Thuy et de l'Ovéran au Sud-Est. Les autres limites sont a priori moins évidentes à fixer. Les débits élevés de l'émergence de Morette laissaient augurer que son bassin versant ne se limitait pas qu'au synclinal dans lequel elle est installée. Les traçages en ont apporté la preuve et ont permis de cerner les limites du système avec une assez bonne précision.

4.1.7.1. Extension vers le Nord-Ouest du système de Morette

Les traçages effectués dans la Gorge d'Ablon ont clairement établi que le flanc Sud-Est du Mont Teret était drainé par l'émergence de Morette. De ce fait, toute l'étendue des calcaires urgoniens comprise entre les crêtes anticlinales de Tête Noire-Tête Ronde et du Mont Teret appartiennent au système karstique de Morette. Le système de Morette a ainsi une limite commune avec le système de la Diau, matérialisée par la ligne de crête de l'anticlinal du Mont Teret. Au fond de la reculée d'Usillon, c'est la falaise urgonienne qui constitue la limite du système de Morette. Puis, cette limite est relayée par la crête anticlinale de la Montagne des Frêtes qui assure la séparation entre les systèmes de Morette et du Pont de Pierre.

Il convient maintenant d'expliquer comment les eaux collectées dans le synclinal urgonien d'Ablon peuvent regagner les circulations karstiques du synclinal de Morette. Il paraît inconcevable que les eaux puissent franchir l'anticlinal de Tête Noire-Tête Ronde pour regagner directement la gouttière synclinale de Morette. Il faut donc rechercher la solution dans la partie en aval du synclinal d'Ablon. A ce niveau, l'anticlinal de Tête Noire s'ennoie et il devient alors possible aux écoulements souterrains de traverser cette structure. Deux éventualités peuvent alors être invoquées pour expliquer la

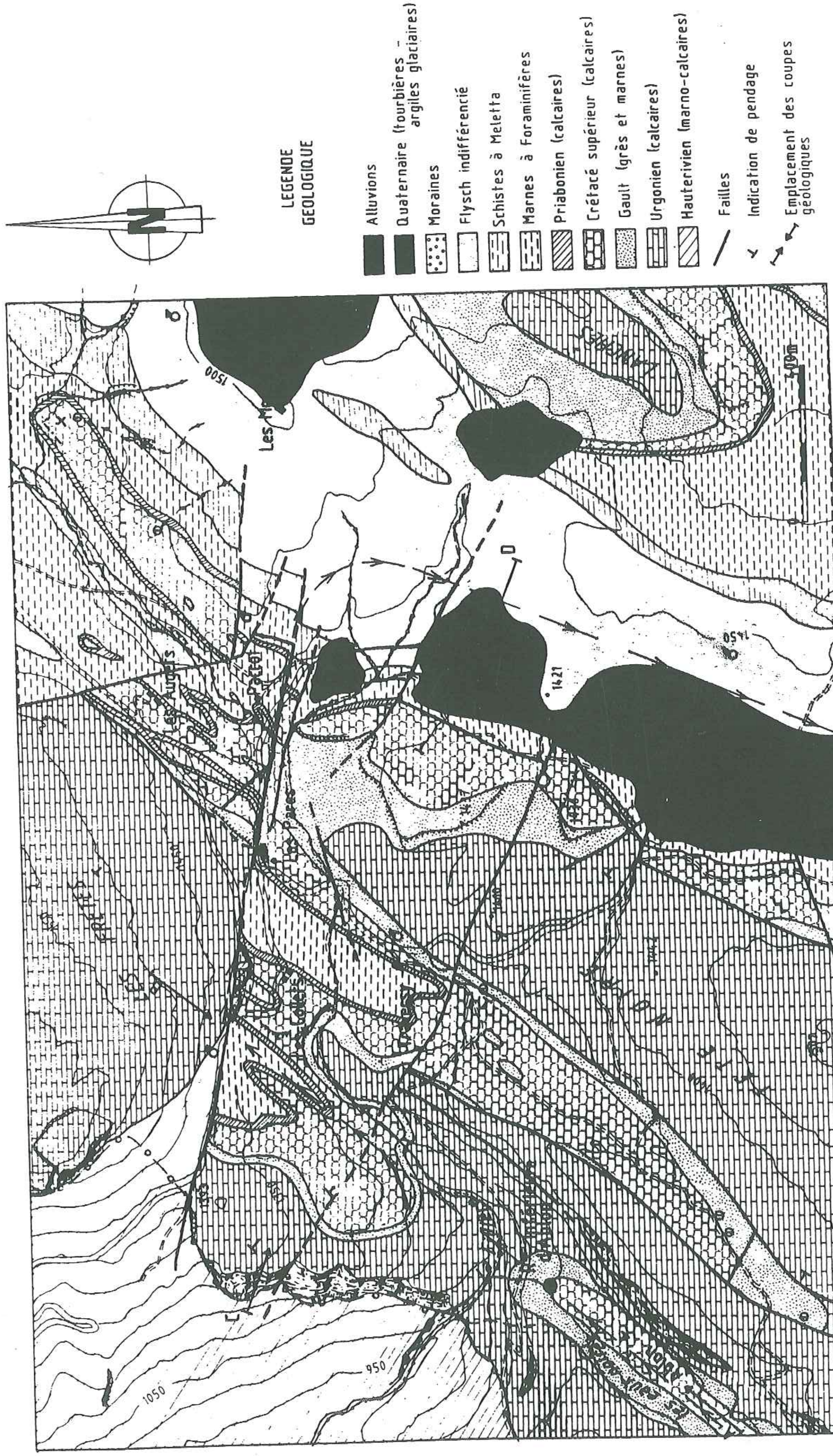


Fig. III-10 : Carte géologique et hydrogéologique du secteur des Collets (légende hydrogéologique cf. Fig. III-13).

connexion entre les deux axes de drainage :

1 - l'ennoiement de l'anticlinal de Tête Noire est suffisant pour permettre l'établissement d'un drainage au sein des calcaires urganiens. Cela suppose que la crête anticlinale du substratum imperméable soit à une cote inférieure à celle du fond de la gouttière synclinale où est installé le drain d'Ablon .

2 - le décrochement des Collets constitue un axe de drainage privilégié et permet aux écoulements souterrains d'Ablon de regagner ceux du plateau des Glières.

Pour trancher entre ces deux possibilités, une carte géologique au 1/10.000ème du secteur des Collets a été établie (fig. III-10). Sur cette carte, la continuité du synclinal d'Ablon, de part et d'autre de la vallée de la Fillière, apparaît nettement. Une coupe longitudinale dans le synclinal (fig. III-11) montre, en supposant une épaisseur de 200 m de calcaires urgoniens, que le drain d'Ablon passe 140 m en-dessous du lit actuel de la Fillière. Par ailleurs, nous remarquons que cette structure vient buter contre le décrochement des Collets et qu'au Nord de cet accident les abaissements axiaux se font vers le Sud.

Une coupe transversale à ces structures réalisée en avant du décrochement permet de déterminer la position du substratum imperméable des calcaires urgoniens (fig. III-12). Cette figure met en évidence qu'au niveau du toit du substratum imperméable la gouttière synclinale d'Ablon se situe 220 m sous la crête anticlinale de Tête Noire. Une telle différence de cote entre les deux structures conduit à rejeter la première hypothèse faite et à accorder au décrochement des Collets un rôle de drain reliant les circulations souterraines en provenance d'Ablon à celles conduisant à Morette.

La structure synclinale de Traversy , intercalée entre les structures d'Ablon et de Tête Noire, est drainée de la même façon vers Morette. Les calcaires du Crétacé supérieur qu'elle renferme ne possèdent pas d'exutoire propre. Ils participent donc à l'alimentation du système de Morette. A leur contact, la Fillière subit des pertes qui sont suffisantes pour absorber la totalité de son débit en période d'étiage.

4.1.7.2. Extension vers le Nord-Est du système de Morette

L'extenion au-delà du col des Glières du système de Morette pouvait

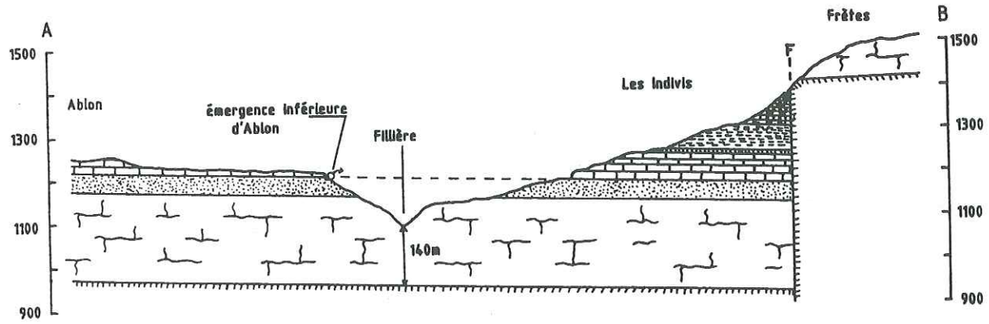


Fig. III-11 : Coupe longitudinale du synclinal d'Ablon (légende cf. Fig. III-12).

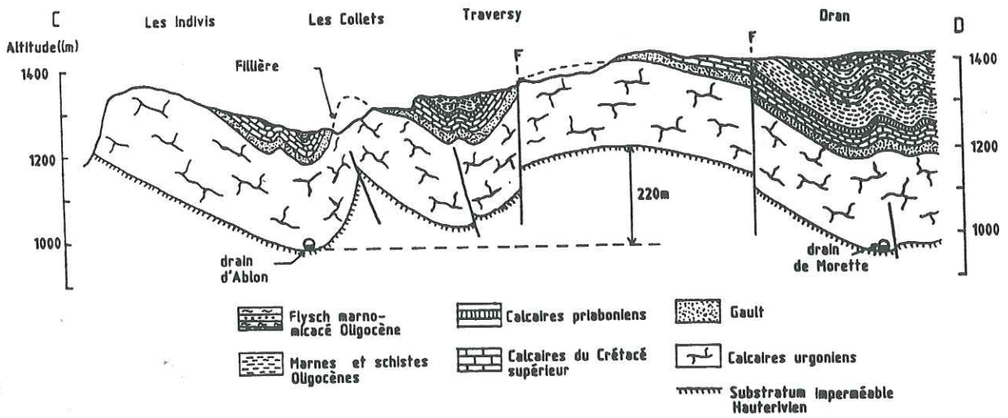


Fig. III-12 : Coupe transversale dans le secteur des Collets.

être supposée. Les traçages réalisés au fond d'une doline ou bien encore dans le gouffre du Toutou Cocu nous en ont apporté la certitude. Mais la question de la limite du système avec les systèmes de l'Essert, la Louvatière et Déroberts, qui drainent vers la vallée du Borne l'extrémité Nord-Est du plateau des Glières, reste posée. En l'absence de résultats probants des traçages, une cartographie du secteur au 1/10.000ème a été réalisée (fig. III-13) afin de mieux comprendre le dispositif structural et par ce biais, l'organisation des écoulements souterrains.

a) Le synclinal d'Outan

Sur cette carte on peut remarquer que le synclinal d'Outan s'estompe à mesure que l'on se dirige vers la vallée du Borne. Il est simplement représenté par une petite charnière synclinale à coeur de Crétacé supérieur au niveau de la falaise dominant le Borne. On note également dans le secteur d'Outan, la présence d'un lambeau de marnes à globigérines, perché à 1440 m d'altitude, ainsi que la réapparition du Gault en boutonnière, un peu plus bas. Ces observations suggèrent que le synclinal d'Outan est incliné vers le Sud-Ouest.

Cette hypothèse est renforcée par le fait qu'il n'existe pas d'émergence drainant les calcaires du Crétacé supérieur à l'extrémité nord-est du synclinal, alors que la charnière synclinale a été dégagée par l'érosion dans la dépression qui prolonge le Creux des Sarrazins. Les calcaires du Crétacé supérieur sont donc drainés vers le Sud-Ouest et alimentent probablement le karst urgonien sous-jacent. La réalisation d'un traçage dans le synclinal d'Outan n'a pu être menée à bien pour confirmer la validité de cette interprétation. Quoi qu'il en soit, en se basant sur cette hypothèse vraisemblable et sur le résultat du traçage de la perte de Spée, nous sommes conduits à considérer que tout le flanc sud-est de l'anticlinal de la Montagne des Frêtes fait partie du système de Morette puisque ses écoulements souterrains amènent les eaux vers le synclinal d'Outan. Il faut donc placer la limite nord-est du système de Morette au niveau de la falaise qui borde le Crépon de Montoulivert puis de sa prolongation vers le Sud-Est.

b) L'anticlinorium des Hauts-Cris

Le petit anticlinorium des Hauts-Cris, contigu au synclinal d'Outan, paraît également incliné vers le Sud-Ouest. Les eaux infiltrées dans les

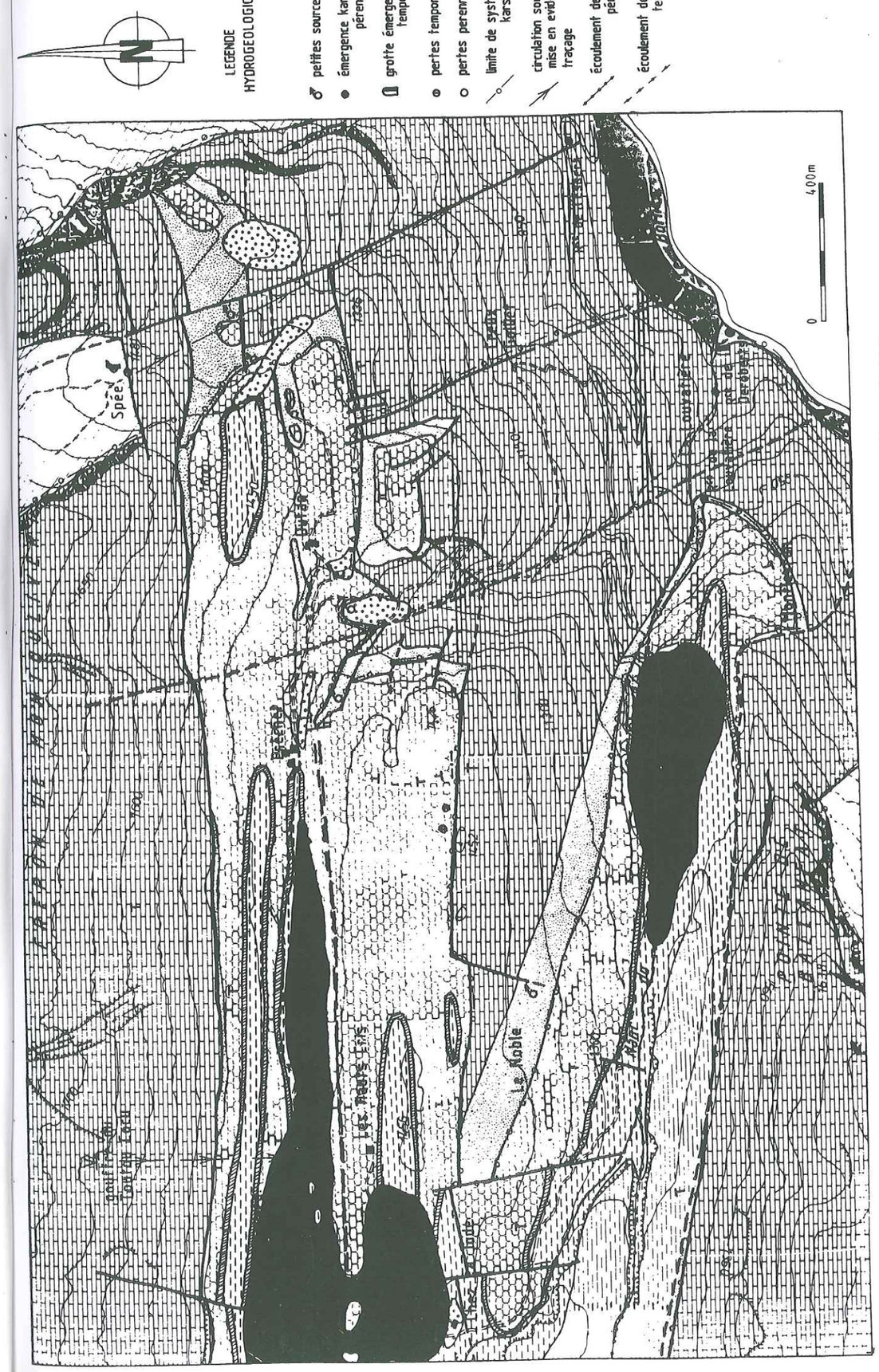


Fig. III-13 : Carte géologique et hydrogéologique de l'extrêmité nord-est du plateau des Glières (légende géologique cf. Fig. III-10).

calcaires du Crétacé supérieur s'écoulent donc au fond des ondulations synclinales et se dirigent vers le plateau des Glières. Cette structure est rattachée au système de Morette. Elle est bordée au Sud-Est par une importante faille longitudinale qui fait remonter l'Urgonien du synclinal de la Louvatière. L'anticlinorium disparaît au niveau de la dépression située au Sud d'Outan. Le lambeau de Crétacé supérieur qui subsiste de l'autre côté de cette dépression repose finalement sur l'Urgonien monoclinal du flanc Sud-Est du synclinal de la Louvatière. Une autre faille longitudinale vient mettre en contact cet Urgonien avec le Crétacé supérieur ou le Gault du synclinal d'Outan. Ces failles longitudinales constituent la limite du système karstique de Morette puisqu'elles séparent ce dernier du synclinal de la Louvatière dont le drainage s'effectue vers la vallée du Borne.

c) Le synclinal perché des Auges

Le traçage réalisé sur la montagne des Auges ne nous a pas apporté de réponse relative au drainage de cet ensemble. Il serait à rééditer en injectant une quantité plus grande de traceur.

Ce synclinal ne possède pas d'exutoire propre tant au niveau des calcaires du Crétacé supérieur que de ceux de l'Urgonien. La petite source captée au pied des éboulis de la Pointe de Puvat ne peut, en raison de son faible débit, assurer le drainage de cette étendue calcaire. Nous pensons cependant que le drainage des Auges se fait vers le Sud-Ouest et qu'il participe à l'alimentation de l'émergence de Morette. La limite du système de Morette correspond vers le Sud-Est aux limites d'affleurement de l'Urgonien du synclinal perché. La crête de l'anticlinal de Ballanfat fait ensuite la limite entre le système de Morette et le synclinal de la Louvatière.

d) Le synclinal de la Louvatière

Les limites latérales entre le système karstique de Morette et la structure synclinale de la Louvatière viennent d'être précisées. Il reste maintenant à préciser les limites transversales.

Au sein des calcaires, leur position est commandée par la culmination axiale de la charnière synclinale. Malheureusement, aucun élément géologique ne nous permet de la situer précisément. Sur le flanc nord-ouest de l'anticlinal de Ballanfat, cette limite a été placée à l'Ouest des chalets des Auges, au niveau d'une vaste dépression où l'érosion a profondément entaillé les calcaires.

Au sein des formations imperméables qui occupent le coeur du synclinal, la limite du système de Morette coïncide avec les limites topographiques du bassin versant des ruisseaux du Gérat et de la Deuve qui s'écoulent vers la vallée du Borne et dont la jonction forme le Nant du Talavé.

4.1.7.3. Le ruissellement superficiel

Une importante surface composée de terrains imperméables est contenue à l'intérieur des limites qui sont proposées pour le système de Morette. Divers écoulements superficiels prennent naissance sur celle-ci. Il convient de distinguer ceux qui appartiennent au système karstique de Morette de ceux qui n'en font pas partie.

Il faut retirer du système de Morette :
- le bassin versant des ruisseaux qui prennent naissance au Sud-Ouest de la plaine de Dran, dans le synclinal de Morette. Ils constituent le ruisseau du Nant Debout qui regagne le Fier ;
- le bassin versant de la Haute Fillière qui remonte jusqu'au col des Glières ;
- le bassin versant du Nant du Talavé mentionne précédemment et drainé par le Borne.

Par contre, sont à rattacher au système karstique de Morette, les écoulements superficiels suivants :
- le ruisseau de Dran dont la relation avec l'émergence de Morette a été prouvée par traçage ;
- immédiatement au Nord, le ruisseau drainé par la perte du Trou de l'Enfer ;
- le ruisseau qui prend naissance sous le col des Glières et coule au Nord du Chalet de Gérat ;
- enfin, le ruissellement de surface qui se développe dans le synclinal d'Outan et l'anticlinorium des Hauts-Cris.

4.1.7.4. Récapitulatif

Le système karstique de Morette est un système drainant une structure assez complexe. Ses limites sont maintenant connues avec une relative bonne précision. Pour déterminer la validité des hypothèses avancées sur le drainage, quelques traçages seraient cependant nécessaires à réaliser. Dans l'état actuel de nos connaissances, l'émergence karstique de Morette draine donc, à l'exception du synclinal de la Louvatière, toutes les structures comprises entre les crêtes anticlinales du Mont Teret puis de la montagne des

Frêtes au Nord-Ouest, et la falaise urgonienne qui borde les vallées du Nant de Thuy et de l'Ovéran au Sud-Est. A cet ensemble, il faut retrancher d'une part les petits systèmes karstiques développés dans le Crétacé supérieur de la Gorge d'Abon et d'autre part les surfaces imperméables qui sont à l'origine des ruisseaux de la Fillière, du Nant Debout et du Nant de Talavé.

Le système de Morette présente la particularité de comporter plusieurs axes de drainage (fig. III-14) :

- l'axe de drainage venant d'ablon ;
- l'axe de drainage du petit synclinal faillé affectant l'anticlinal de Tête Noire (non représenté sur la figure III-14) ;
- l'axe de drainage du synclinal d'Outan drainant le versant Sud-Est des Frêtes ;
- l'axe de drainage venant d'Ablon ;
- l'axe de drainage issu des Auges ;
- enfin, l'axe de drainage du synclinal de Morette vers lequel convergent les précédents.

La zone de confluence de ces différents axes de drainage se situe vraisemblablement dans le secteur Paccot-Plaine de Dran où le décrochement des Collets doit jouer un rôle capital.

4.1.8. Les systèmes karstiques drainés vers la vallée du Borne

Dans la vallée du Borne, la structure ondulée du plateau des Glières a totalement disparu. On ne retrouve plus qu'un synclinal dont le flanc nord-ouest est particulièrement développé alors que son flanc sud-est est assez réduit. C'est le synclinal de la Louvatière qui s'enracine sur la plateau des Glières. Son drainage souterrain est assuré par trois systèmes karstiques d'extension modeste alors que le drainage superficiel est assuré par le Nant du Talavé.

4.1.8.1. Le système karstique de la Louvatière

Ce système se développe dans les calcaires du Crétacé supérieur qui affleurent principalement sur le flanc nord-ouest du synclinal depuis "chez la Jode" sur les Glières jusqu'à l'émergence de la Louvatière. Ses limites sont celles d'affleurement du Crétacé supérieur du synclinal.

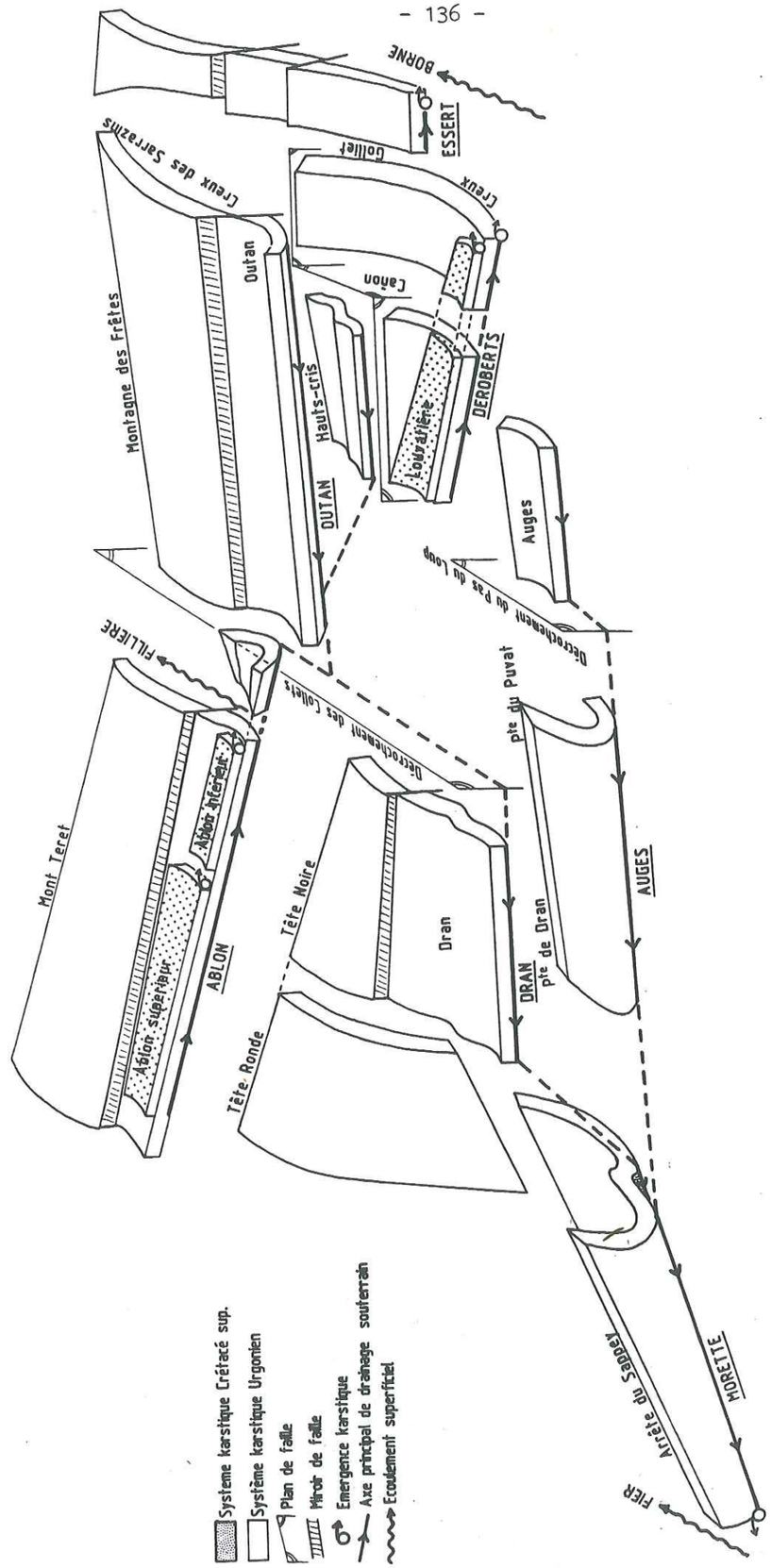


Fig. III-14 : Schéma de l'organisation du drainage souterrain sur le plateau des Glières.

4.1.8.2. Le système de l'Essert

Il s'agit d'un petit système qui draine à son extrémité nord-est la dalle monoclinale de l'Urgonien du flanc nord-ouest du synclinal de la Louvatière. Le traçage de la perte de Spée permet de rattacher au système le ruissellement superficiel développé dans le Creux des Sarrazins. Dans son prolongement, le ruissellement superficiel établi sur les formations du Gault a également été rattaché à ce système.

Le système est circonscrit au Nord-Est comme au Sud-Est par les limites d'affleurement des calcaires urgoniens. Vers le Sud-Ouest, ses limites sont communes avec celles des systèmes de Morette puis de Déroberts. La continuité au-delà du Creux des Sarrazins de la Crête de l'anticlinal des Frêtes le sépare du système du Pont de Pierre au Nord-Ouest.

4.1.8.3. Le système de Déroberts

Il draine les calcaires urgoniens du synclinal de la Louvatière. Ils affleurent au-delà des failles qui bordent le synclinal d'Outan puis l'anticlinal des Hauts-Cris, et sur le flanc nord-ouest de l'anticlinal de Ballanfat. Ses limites communes avec les systèmes voisins de Morette et de la Louvatière ont déjà été précisées. Une incertitude demeure au Nord-Est sur la position de la séparation avec le système de l'Essert. Cette limite a été placée sur la faille qui longe vers le Nord-Est la dépression du Creux Golliet.

Les quelques affleurements de Gault ainsi que le petit synclinal de Crétacé supérieur, situé au Sud-Ouest du Creux Golliet appartiennent aussi au système de Déroberts.

4.2. Les problèmes non résolus

4.2.1. Les surfaces calcaires non drainées vers un exutoire connu

Cette question se pose pour l'Urgonien de la retombée occidentale du massif. Sa partie médiane est drainée de part et d'autre de la Fillière par des émergences de la Carrière et de la Source Bleue. Par contre, le drainage de ses extrémités constituées par la montagne de Lachat au Sud-Ouest et la montagne de Cou à l'Est, n'a pu être clairement établi. Cependant, quelques hypothèses peuvent être avancées.

4.2.1.1. Le cas de la montagne de Lachat

Le remontée du lit des ruisseaux des Combafoux, du Nant de Vargne et de Pérollet qui pourtant entaillent profondément les calcaires, n'a pas pu permettre de déceler la moindre venue d'eau à leur niveau. Répétées à différentes périodes de basses eaux, les mesures de température ou bien de conductivité n'ont pu mettre en évidence l'arrivée d'une émergence occulte dans le lit du Fier. De plus, un synclinal pincé à coeur de flysch et le petit anticlinal de St Clair séparent l'émergence de Fontaine Bullier de la montagne de Lachat (fig. III-15). Dans ces conditions structurales, il semble bien improbable que Fontaine Bullier soit l'exutoire des circulations karstiques de la montagne de Lachat.

En fait, il semble que cet ensemble calcaire soit drainé vers l'émergence karstique du Pont de Dingy qui sort en rive gauche du Fier, quelques mètres au-dessus de la route conduisant à Annecy le Vieux. Cette émergence sort de l'Urgonien des rochers du Mont Barret qui forment la continuité méridionale de la montagne de Lachat. Une grotte sert d'exutoire de trop plein.

Une seule émergence drainerait alors la même structure s'étirant de part et d'autre du Fier.

4.2.1.2. Le cas de la montagne de Cou

La barre urgonienne à pendage inverse de la montagne de Cou s'étend de la vallée du Flan à celle du Borne. L'exutoire des circulations karstiques dont elle est le siège n'est pas connu. Les recherches menées dans la vallée du Flan pour le trouver se sont révélées infructueuses. Cet exutoire est sans doute à rechercher dans les gorges du Borne où le potentiel de karstification est maximal : à l'entrée des gorges, le Borne est à la cote 550 m alors que le Flan recoupe l'Urgonien vers la cote 1300 m. Cependant, du fait même de sa localisation probable au fond des gorges du Borne, on peut s'attendre à ce que sa mise en évidence soit assez difficile. Signalons l'existence dans ce secteur d'un paléo-exutoire perché à 925 m : la grande Baume du Sentier des Gardes (VON ALLMEN, 1985).

Les pointements d'Urgonien situés en rive gauche du Flan peuvent également être drainés vers la vallée du Borne et alimenter cet exutoire supposé.

4.2.2. Le cas de la Fontaine Bullier dépourvu de bassin versant

Dans le cadre de l'inventaire des différents systèmes karstiques qui vient d'être mené, toutes les surface calcaires concernées par l'étude sont drainées par des exutoires connus ou supposés. Cependant, l'exutoire de la Fontaine Bullier n'a été mis en relation avec aucun ensemble calcaire du secteur étudié, si ce n'est la petite structure anticlinale faillée de Saint-Clair dont la faible extension ne peut expliquer les débits appréciables de la source.

En fait, le bassin versant de cette émergence karstique est à rechercher de l'autre côté du Fier, sur les pentes du Mont Veyrier. Elle est probablement l'exutoire du flanc Sud-Est de l'anticlinal du Mont Baron (fig. III-15). Ses faibles débits de crue peuvent s'expliquer par l'existence d'un exutoire de trop plein bien connu en rive gauche du Fier. Il s'agit de la Grotte de la Taupe. Un traçage pourrait d'ailleurs être envisagé pour prouver cette relation. En basses eaux, on accède au fond de cette grotte à un regard sur un tronçon de galerie en charge où une injection de traceur pourrait être tentée.

4.3. Les caractéristiques physiques des systèmes karstiques étudiés

Les limites des systèmes karstiques étant établies, une carte des différents systèmes karstiques de la partie occidentale du massif des Bornes entre les vallées du Fier et du Borne a pu être dressée (fig. III-16).

La connaissance de la géométrie des systèmes karstiques a permis le calcul d'un certain nombre de paramètres qui ont été reportés dans le tableau III-4 et suscitent quelques commentaires.

4.3.1. Les altitudes des sytèmes karstiques

L'altitude moyenne des systèmes karstiques oscille entre 1649 m pour le système le plus élevé (Bunant) et 1191 m pour le système le plus bas (Source Bleue). Tous ces systèmes ont au moins 50 % de leur surface au-dessus de 1200 m et plus de 80 % au-dessus de 1000 m. Ce sont donc des systèmes karstiques dont le basin versant se développe dans l'étage climatique montagnard ou subalpin.

Il est possible de distinguer trois groupes de systèmes en fonction de leur altitude moyenne. Cette différenciation se visualise très bien également à partir de l'observation des courbes hypsométriques (fig. III-17).

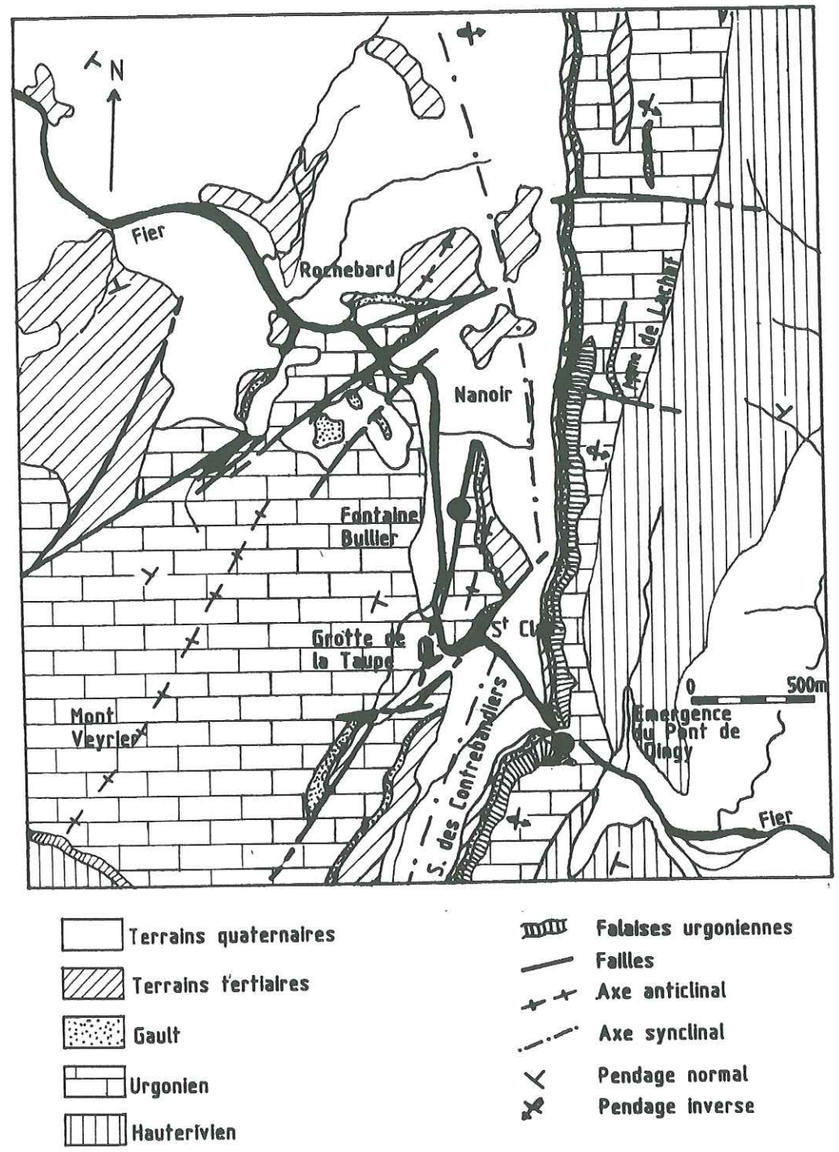


Fig. III-15 : Esquisse géologique du secteur du défilé de Dingy.

Tab. III-4 : Principales caractéristiques physiques des systèmes karstiques étudiés.

Système Karstique (n° sur la fig. III-16)	Altitudes (m) maxi mini (moyenne)	Surface (Km²)	Indice de compacité de Gravélius	ruissellement superficiel	type de système	surface dépourvue de végétation	Formations géologiques Karstiques	Formations géologiques non Karstiques
BUNANT (3)	1846 - 1280 (1649)	3,84	1,45	nul	unaire	63,8 %	Urgonien	
PONT DE PIERRE (4)	2004 - 970 (1612)	15,84	1,51	30,4 %	binaire	24,4%	Crétacé sup. Urgonien	Hauterivien Tertiaire Quaternaire
MORETTE (11)	1915 - 610 (1536)	26,57	2,75	11,2%	binaire	15,1%	Crétacé sup. Urgonien	Tertiaire Quaternaire
DIAU (5)	1856 - 962 (1530)	10,69	1,35	negligeable	unaire	25,2%	Urgonien	(Gault)
supérieur d'ABLON (7)	1663 - 1290 (1460)	1,02	2,00	important mais peu organisé	binaire	nulle	Priabonien Crétacé sup.	(Gault) Tertiaire Quaternaire
ESSERT (8)	1780 - 750 (1343)	1,70	1,45	22,9%	binaire	negligeable	(Crétacé sup.) Urgonien	Hauterivien (Gault)
CARRIÈRE (1)	1610 - 648 (1312)	3,29	1,35	9,4%	binaire	nulle	Urgonien	Hauterivien
DÉROBERTS (10)	1770 - 740 (1311)	2,79	2,26	negligeable	unaire	10,0%	Urgonien	(Gault)
inférieur d'ABLON (6)	1320 - 1220 (1269)	0,24	2,07	négligeable	unaire	nulle	Crétacé sup.	(Tertiaire)
LOUVATIÈRE (9)	1430 - 900 (1235)	0,57	2,35	nul	unaire	nulle	Crétacé sup.	
SOURCE BLEUE (2)	1593 - 660 (1191)	1,22	1,61	nul	unaire	nulle	Urgonien	

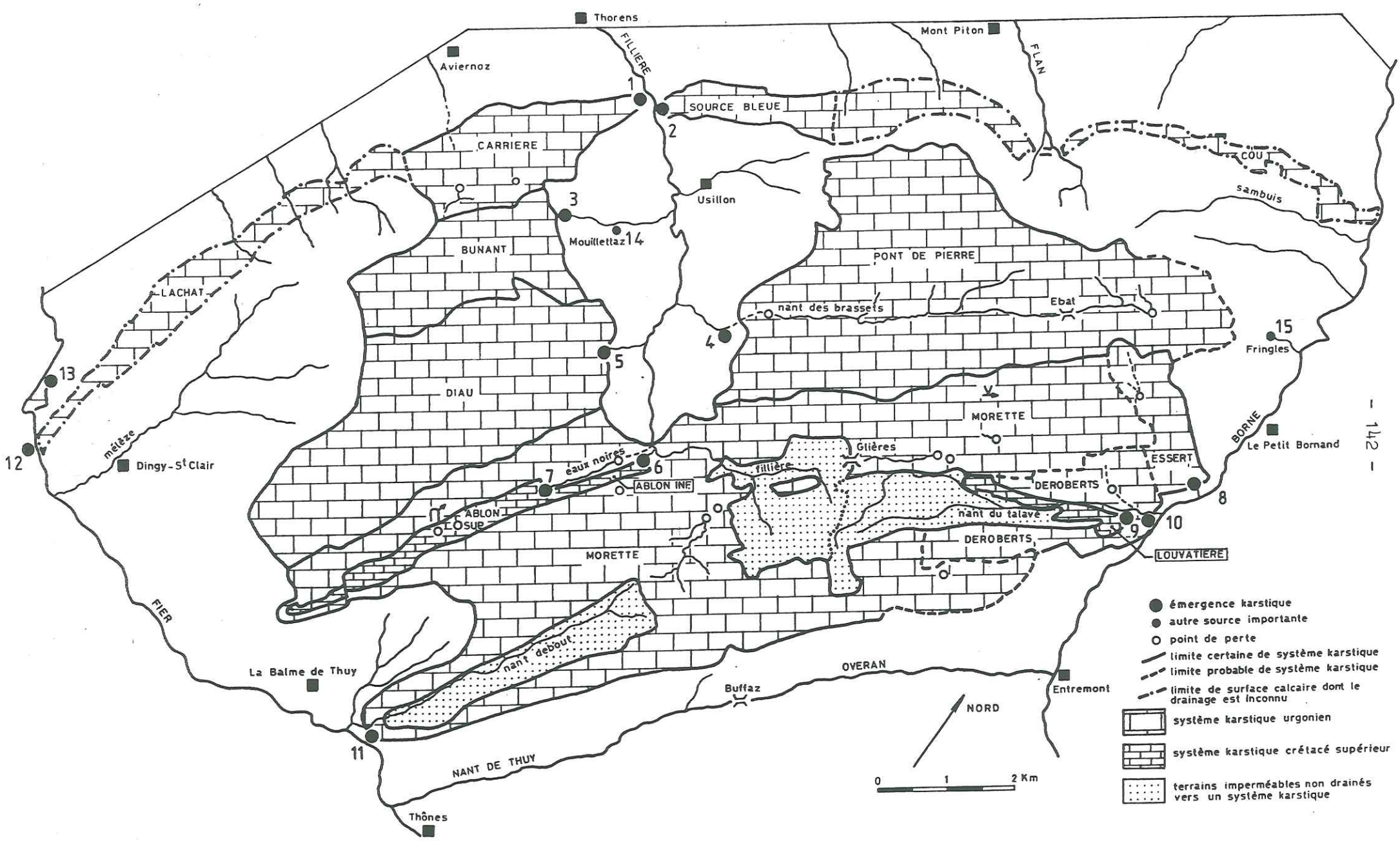


Fig. III-16 : Carte des systèmes karstiques de l'Ouest du massif des Bornes entre les vallées du Fier et du Borne.

Le premier groupe est constitué par les systèmes les plus elevés dont l'altitude moyenne est supérieure à 1500 m : Bunant, Pont de Pierre, Morette et Diau. Leur courbe hypsométrique présente un aspect sigmoïde traduisant la faible représentativité des surfaces les plus hautes et les plus basses. Par contre, de part et d'autre de l'altitude moyenne, les surfaces sont réparties régulièrement en fonction de l'altitude et couvrent 70 % du bassin versant. Ceci provient du fait que ces systèmes karstiques sont installés dans des structures synclinales qui occupent une position perchée par rapport aux vallées où sont établis leur exutoire. Les systèmes de Morette et de la Diau possèdent une courbe hypsométrique très voisine. Celle du Pont de Pierre leur est parallèle, mais est décalée vers les altitudes supérieures de 50 m environ.

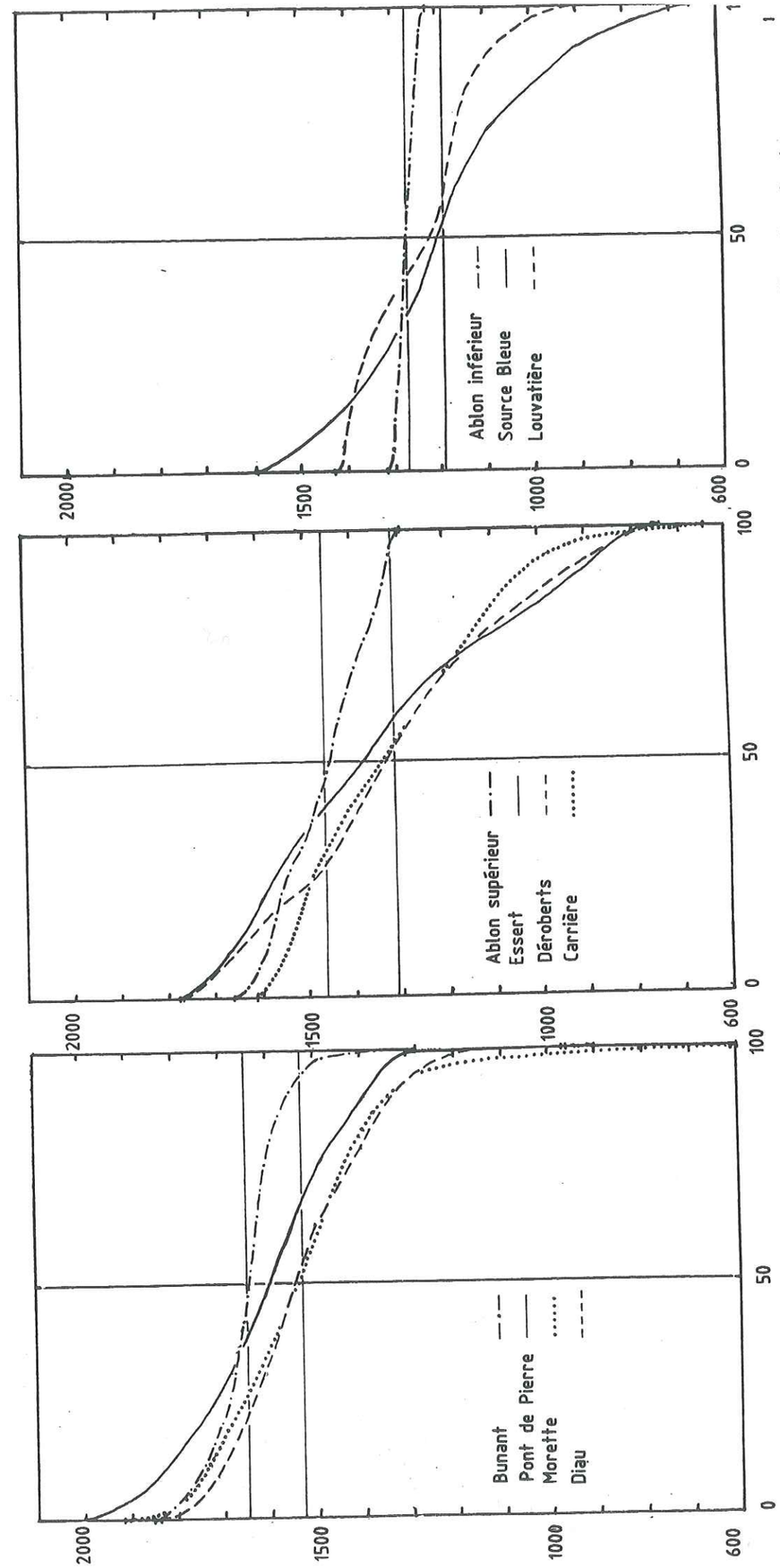
Le second groupe comporte les systèmes dont l'altitude moyenne est comprise entre 1300 et 1500 m : Ablon supérieur, Essert, Déroberts et Carrière. Il se caractérise par une répartition altitudinale plus régulière des surfaces, traduisant le fait que la majeure partie des surfaces qui constituent les systèmes présentent une pente assez uniforme. Pour le système supérieur d'Ablon, il s'agit du fond d'une cuvette synclinale alors que pour les autres systèmes ce sont des dalles monoclinales formant les flancs d'anticlinaux (Carrière, Essert) ou de synclinaux (Déroberts).

Avec les altitudes moyennes les plus basses comprises entre 1191 m et 1269 m, les systèmes de la Louvatière, de la Source Bleue et inférieur d'Ablon constituent le dernier groupe.

On remarque que les systèmes karstiques développés dans le Crétacé supérieur ont une faible extension en altitude alors que celle des systèmes urgoniens est très grande. La dénivellation maximale est de 1305 m et appartient au système de Morette.

4.3.2. La surface et la forme des systèmes karstiques

La superficie des systèmes est très variable. Le système de Morette avec ses 26,57 km^2 est le système le plus important du secteur étudié et, sans aucun doute, de tout le massif des Bornes. A l'échelle du massif, les systèmes du Pont de Pierre et de la Diau demeurent des systèmes relativement étendus avec respectivement 15,84 et 10,69 km^2. Les autres systèmes sont d'extension plus modeste et peuvent être scindés en deux groupes : les systèmes de Bunant, la Carrière et Déroberts avec une superficie non négligeable de l'ordre de 3 à 4 km^2, puis les petits systèmes karstiques dont la surface reste inférieure à 2



c) systèmes les plus bas

b) systèmes d'altitudes intermédiaires

a) systèmes les plus élevés

Fig. III-17 : Courbes hypsométriques des différents systèmes karstiques.

km^2. On note que ce sont les systèmes les plus élevés qui présentent les plus grandes étendues.

Tous les systèmes étudiés possèdent la particularité d'avoir une direction privilégiée d'allongement. Celle-ci se confond avec la direction générale des structures, à l'exception du système de l'Essert pour lequel elle lui est perpendiculaire. Cette caractéristique de forme des systèmes se traduit par la valeur élevée du coefficent de Gravelius (Kc) qui est défini comme étant le rapport du périmètre du système karstique par celui d'un cercle dont la surface est égale à celle du système karstique. Avec des valeurs de Kc comprises entre 1,35 et 1,61 les systèmes situés au Nord-Ouest du Mont Teret et de la montagne des Frêtes sont moins allongés que les systèmes placés au Sud-Est de cette limite pour lesquels Kc est supérieur à 2. Là encore le système de l'Essert, avec une valeur de Kc égale à 1,45 échappe à la règle.

4.3.3. Les terrains non karstiques

La plupart des systèmes étudiés comportent des terrains non karstiques. Dans certains cas, le ruissellement superficiel qui se développe sur ces terrains, contribue pour une part non négligeable à leur alimentation. De tels systèmes sont appelés des systèmes binaires (MANGIN, 1982b) par opposition aux systèmes unaires uniquement constitués par des terrains karstiques. La dualité de leur alimentation conditionne une organisation particulière des écoulements et occasionne des retards à l'infiltration (MANGIN, 1975). L'appartenance de terrains non karstiques à un système karstique aura donc des répercussions sur son fonctionnement, comme nous pourrons le voir par la suite dans cette étude.

Ce sont les systèmes du Pont de Pierre et de l'Essert qui possèdent la plus forte porportion de terrains non karstiques participant à leur alimentation avec respectivement 30 % et 23 % de leur surface. Ces terrains ne représentent que 11 % et 9 % de la superficie des systèmes de Morette et de la Carrière. Le ruissellement superficiel contribuant à l'alimentation du système supérieur d'Abon couvre une part importante de sa surface sans qu'il soit possible de la déterminer avec précision en raison du caractère peu organisé des écoulements de surface. Elle est probablement de l'ordre de 50 %.

4.3.4. Le couvert végétal

La présence ou non d'un couvert végétal et d'un sol conditionne la

production de CO_2 et, de ce fait, la karstification (BAKALOWICZ, 1979).

Au niveau des surfaces dépourvues de végétation, la production de CO_2 doit être assez réduite. On rencontre de telles surfaces sur les systèmes les plus élevés ainsi que ceux qui possèdent des pentes assez raides sur lesquelles la végétation ne peut se fixer (Déroberts).

Les systèmes se développant à des altitudes plus basses sont par contre entièrement colonisés par la forêt ou les pelouses et la production du CO_2 est alors répartie sur l'ensemble de la surface des systèmes.

Nous constations que le système de Bunant est caractérisé par une forte étendue dépourvue de végétation (44 %). De plus lorsque cette dernière existe, elle est peu dense et la couverture pédologique est très discontinue. Sur les systèmes de Morette, du Pont de Pierre et de la Diau, la proportion de surface dénudée est plus faible. Elle est respectivement 15, 24 et 25 %. Sur le système de Déroberts, celle-ci est encore plus réduite et ne concerne que 10 % de la surface du système.

4.3.5. Conclusion

L'étude des caractéristiques physiques des différents systèmes karstiques laisse apparaître leur grande diversité. Bien qu'étant situés dans un secteur géographique restreint, ces systèmes diffèrent les uns des autres par de nombreux caractères : superficie, localisation en altitude, existence de ruissellement superficiel participant à leur alimentation et répartition du couvert végétal. Il conviendra de garder présent à l'esprit ces différences lorsqu'il s'agira de comparer le comportement hydrodynamique ou hydrochimique des systèmes les uns par rapport aux autres. Cette comparaison devrait permettre de percevoir l'incidence de l'un ou l'autre de ces caractères sur le comportement hydrodynamique ou hydrochimique d'un système.

Dès maintenant, nous pouvons distinguer les quatre principaux systèmes du secteur pour lesquels l'étude hydrodynamique ou hydrochimique a été menée de façon intensive :

- le système de la Diau est presque exclusivement formé par les calcaires urgoniens. Il est en grande partie recouvert par la forêt subalpine ;
- le système de Bunant diffère du précédent par la faible part qu'occupe le couvert végétal du fait de son altitude élevée ;
- le système du Pont de Pierre se caractérise par le rôle important que joue le

ruissellement superficiel dans son alimentation ;

- le système de Morette possède une structure complexe constituée par plusieurs axes de drainage convergents. Le ruissellement superficiel contribue à son alimentation pour une part non négligeable.

CHAPITRE IV

CLIMATOLOGIE

SOMMAIRE

CHAPITRE IV : CLIMATOLOGIE

1. LE RESEAU DES STATIONS D'OBSERVATION

1.1. Les stations d'observation existantes avant le début de l'étude
1.2. Les stations d'observation complémentaires installées pour l'étude
1.2.1. Le pluviographe des Glières
1.2.2. La station du Sappey
1.2.3. Les nivo-pluviomètres totalisateurs
1.3. Les remarques portant sur le réseau

2. L'ETUDE DES DONNEES PLUVIOMETRIQUES

2.1. Les variations de la pluviométrie dans le temps
2.1.1. Les variations saisonnières et interannuelles
2.1.2. Les variations mensuelles et annuelles durant la période d'étude
2.1.3. La situation de la période d'étude par rapport à la tendance interannuelle
2.2. La reconstitution des données pluviométriques
2.2.1. Les données du problème
2.2.2. Les corrélations et régressions linéaires
2.3. Les variations de la pluviométrie dans l'espace
2.3.1. La répartition des précipitations à l'échelle du massif
2.3.1.1. L'analyse des corrélations entre stations
2.3.1.2. L'analyse en composantes principales
2.3.1.3. Les données fournies par les tubes à neige
2.3.2. La détermination du gradient altimétrique des précipitations
2.3.3. La détermination des lames d'eau précipitées

3. L'ETUDE DES DONNEES THERMOMETRIQUES

3.1. Les variations de la température dans le temps
3.1.1. Les moyennes interannuelles des températures moyennes mensuelles
3.1.2. Les variations des températures moyennes mensuelles durant la période d'étude
3.2. L'étude des corrélations entre les stations
3.3. La détermination du gradient altimétrique de température

4. L'ETUDE DE LA COMBINAISON DES DONNEES THERMOMETRIQUES ET PLUVIOMETRIQUES

4.1. Le manteau neigeux
4.1.1. La mise en place et la persistance du manteau neigeux
4.1.2. Les conséquences hydrodynamiques

4.1.3. L'estimation des lames d'eau utiles au maintien du manteau neigeux
4.2. L'évapotranspiration
4.2.1. L'évaluation de l'ETR sur un cycle hydrologique à partir du bilan hydrique
4.2.2. L'évaluation de l'ETR moyenne annuelle
4.2.3. Commentaires et conclusion

5. LA SYNTHESE DE L'ETUDE CLIMATOLOGIQUE

D'une manière générale, le climat du Massif des Bornes est sous la dépendance du régime océanique mais les influences continentales et méditerranéennes se font également sentir (RICHARD, 1973,a).

Le climat conditionne les modalités d'alimentation des systèmes karstiques que nous nous proposons d'étudier. Il détermine la nature des précipitations (eau ou neige), les quantités reçues par chaque système ou soustraites par évapotranspiration, enfin la production de CO_2 qui est essentiellement contrôlée par la température et l'humidité du sol (BAKALOWICZ, 1979a). Il en résulte que les entrées d'eau et de CO_2 dans les systèmes karstiques sont sous l'étroite dépendance du climat.

En région de montagne, les conditions climatiques peuvent présenter de grandes variations spatiales en raison du rôle que joue l'orographie dans la répartition des précipitations et des températures. Cette étude sera l'occasion d'apprécier le degré d'homogénéité ou d'hétérogénéité spatiale des éléments du climat, leur distribution pouvant être à l'origine des différences dans l'alimentation des systèmes.

De plus, la comparaison des données climatiques acquises au cours de l'étude avec les valeurs moyennes calculées sur de longues chroniques permettra de juger quelle est la représentativité statistique de la période étudiée.

1. LE RESEAU DES STATIONS D'OBSERVATION

Toutes les stations climatologiques utilisées sont reportées sur une carte (fig. IV-1) ainsi que dans le tableau IV-1 où sont précisées leurs principales caractéristiques. Elles ont été mises en place par différents organismes pour répondre à leur préoccupations spécifiques.

Les mesures effectuées dans les stations consistent pour la plupart en un relevé journalier du volume d'eau recueilli dans un pluviomètre et des températures lues sur un thermomètre à maxima et minima. Les stations mises en place par la D.D.A. sont équipées de pluviographes et de thermographes hebdomadaires ou mensuels. Les données de ces appareils sont systématiquement dépouillées au pas journalier, mais elles peuvent bien évidemment l'être à un pas de temps plus court. C'est ainsi que les enregistrements obtenus sur ces stations seront utilisés dans ce travail pour étudier plus spécifiquement des épisodes pluvieux particuliers ou bien encore le régime hydrique en période de fonte nivale.

Les observations sont faites pendant toute l'année, à l'exception de la station de l'O.N.C. pour laquelle aucune mesure n'est effectuée de novembre à mars.

1.1. Les stations d'observation existantes avant le début de l'étude

Les postes climatologiques en place au début de l'étude sont au nombre de 11 et se répartissent de la façon suivante :

- 5 stations sont implantées à l'Ouest du massif dans l'avant-pays molassique : Cran-Gévrier, Charvonnex, Thorens, Groisy et le col d'Evires. Elles sont disposées en altitude entre 426 m à Cran-Gévrier et 790 m au Col d'Evires qui fait la séparation entre le bassin du Fier et celui de l'Arve ;
- la station d'Ayse (450 m) est située au Nord du massif dans la vallée de l'Arve. Seules ses données thermométriques ont été utilisées dans cette étude ;
- au Sud, dans la vallée du Fier, se trouve la station de Thônes (626m) ;
- établies dans le synclinal de Thônes, entre Bornes et Aravis, les stations de La Clusaz et du Grand-Bornand apportent des informations sur la partie orientale du secteur d'étude. Ce sont des stations d'altitude moyenne avec respectivement 1150 et 1300 m ;

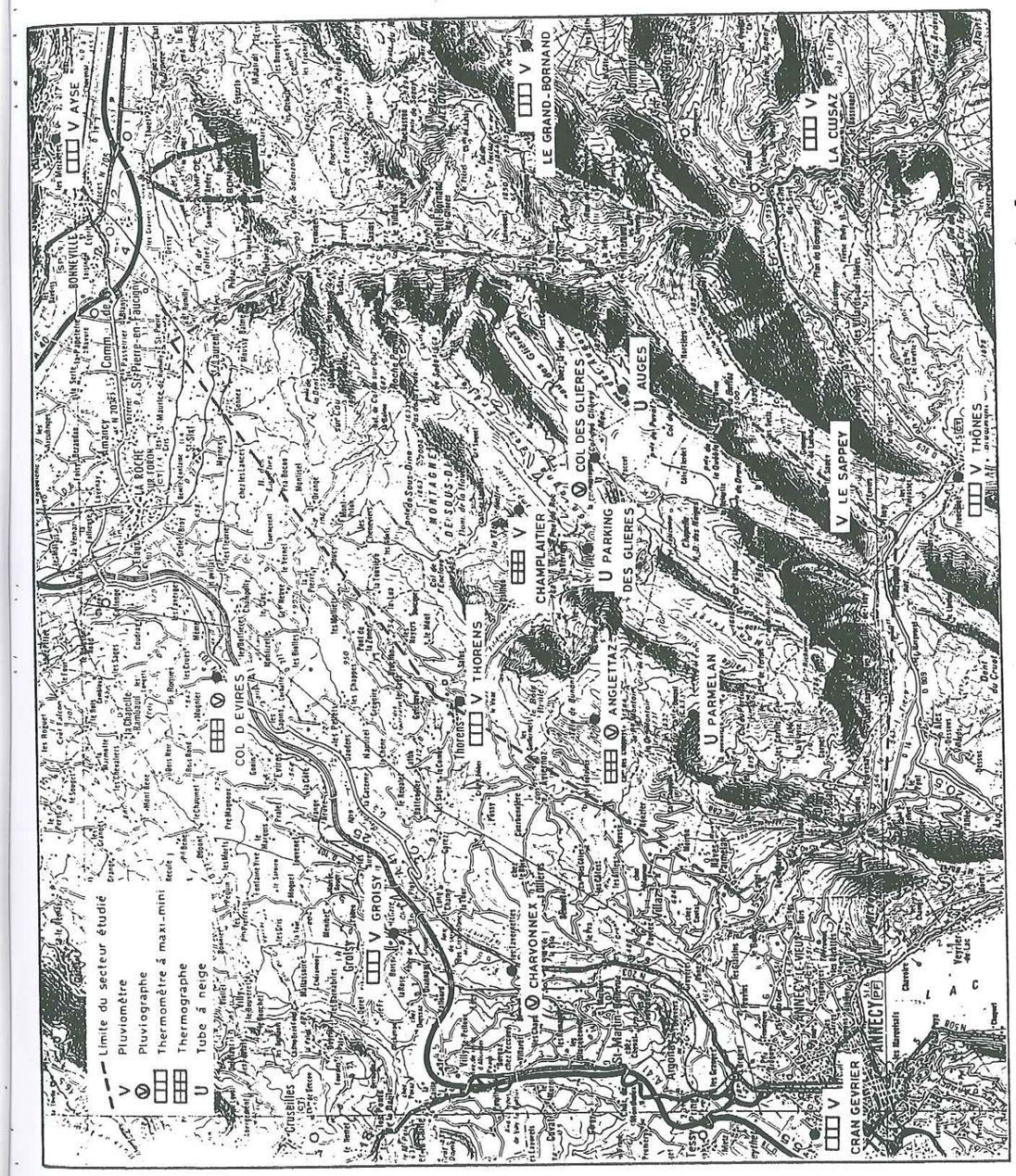


Fig. IV-1 : Localisation des stations climatologiques et des tubes à neige.

Tab. IV-1 : Caractéristiques des stations climatologiques.

Station	Altitude m	Organisme propriétaire	Pluviométrie matériel	Pluviométrie surface réceptrice	Thermométrie précision lecture	Situation par rapport au massif	Remarques
Cran-Gevrier	426	Météo. Nat.	Pluviomètre	400 cm²	mini-maxi ±0,1°C	Ouest / Sud-Ouest (avant pays molassique)	
Ayse	450	Météo. Nat.	Pluviomètre	400cm²	mini-maxi ±0,1°C	Nord (Vallée de l'Arve)	Utilisée uniquement pour les données de température
Charvonnex	531	D.D.A	Pluviographe hebdomadaire	1000 cm²		Ouest (avant pays molassique)	
Thônes	626	Météo. Nat.	Pluviomètre	400cm²	mini-maxi ±0,1°C	Sud / Sud-Est (vallée du Fier)	
Groisy	670	Météo. Nat.	Pluviomètre	400 cm²	mini-maxi ±0,1°C	Ouest (avant. pays molassique)	
Thorens-Glières	670	Protection des Végétaux	Pluviomètre	400 cm²	mini-maxi ±0,1°C	Ouest (avant. pays molassique)	chronique utilisable jusqu'en 1983
Col d'Evires	790	D.D.A.	Pluviographe hebdomadaire	1000 cm²	thermographe ±0,5°C	Ouest / Nord-Ouest (avant. pays molassique)	
Sappey	890	Université d'Orléans	Pluviomètre	400 cm²		Sud / Sud-Est (vallée du Nant de Thuy)	en service de Avril 83 à Novembre 84
La Clusaz	1150	Météo. Nat.	Pluviomètre	400 cm²	mini-maxi ±0,1°C	Est (synclinal de Thônes)	
Grand Bernand	1300	Météo. Nat.	Pluviomètre	400 cm²	mini-maxi ±0,1°C	Est (synclinal de Thônes)	
Champlaitier	1370	O.N.C.	Pluviomètre	400 cm²	thermographe ±0,5°C	interne (flanc Nord-Ouest du synclinal)	absence d'observations de Novembre à Mars
Col des Glières	1440	D.D.A.	Pluviographe mensuel	1000 cm²		interne (Plateau des Glières)	en service à partir d'Octobre 83 sous-estime les précipitations en hiver
Anglettaz	1500	D.D.A.	Pluviographe mensuel	1000 cm²	thermographe ±0,5°C	interne (rebord Ouest du Parmelan)	sous-estime les précipitations en hiver

Météo. Nat : Meteorologie Nationale D D A : Direction Départementale de l'Agriculture
O.N.C. : Office National de la Chasse

- enfin, les stations de Champlaitier (1370 m) sur le flanc nord-ouest du synclinal du même nom et de l'Anglettaz (1500 m) sur le rebord occidental du Parmelan sont installées à l'intérieur même du massif.

Ce dispositif d'observation ceinture assez bien le massif, quoique les stations soient principalement établies dans sa partie occidentale. Toutefois il présente l'inconvénient d'être essentiellement implanté dans les vallées. D'autre part, les stations de Champlaitier et de l'Anglettaz ne paraissent pas suffisantes pour rendre compte de la pluviométrie à l'intérieur de massif. En effet, les bassins d'alimentation des émergences karstiques étudiées montent fréquemment au-delà de 1500 m, l'altitude de la station climatologique la plus élevée. Les systèmes karstiques les plus étendus ont plus de 50 % de leur surface au-dessus de cette cote. De plus, les autres stations situées à plus de 1000 m d'altitude ne sont pas directement installées sur le secteur d'étude, alors que plus de 80 % de la surface des systèmes karstiques se développe au-delà de 1000 m. La mise en place de points d'observations complémentaires a donc été envisagée pour combler la déficience des informations climatologiques recueillies en altitude.

1.2. Les stations d'observation complémentaires installées pour l'étude

La raison qui explique la carence des stations climatologiques en altitude provient du fait qu'en hiver les parties élevées du massif ne sont pas habitées et leurs conditions d'accès sont particulièrement délicates.

1.2.1. Le pluviographe des Glières

Le plateau des Glières constitue cependant une exception depuis quelques années en raison de son aménagement pour le ski de fond. C'est donc naturellement vers ce secteur que s'est orienté notre choix pour l'implantation d'une nouvelle station.

Grâce au concours du service hydraulique de la D.D.A., un pluviographe mensuel a pu être installé à 1440 m non loin du col des Glières. Il fournira ainsi des informations précieuses sur la pluviométrie du système de Morette.

1.2.2 La station du Sappey

Un pluviomètre a été installé par nos soins au village du Sappey à

890 m d'altitude dans la vallée du Nant de Thuy, un habitant ayant l'amabilité de bien vouloir effectuer les relevés journaliers. Ceci nous a permis d'acquérir des données pluviométriques durant le cycle hydrologique 83-84 pour la partie inférieure du bassin d'alimentation de Morette.

1.2.3. Les nivo-pluviomètres totalisateurs

Ces appareils rustiques connus plus communément sous le nom de "tubes à neige", présentent l'avantage de nécessiter un entretien rudimentaire qui les rend particulièrement adaptés aux mesures pluviométriques dans les lieux d'accès difficiles pendant la saison froide. Ils sont formés par un tube translucide fermé à une extrêmité et disposé verticalement, dans lequel viennent s'accumuler les précipitations liquides ou solides. On prend soin au départ de déposer au fond du tube de l'antigel en quantité suffisante pour empêcher le gel de son contenu ainsi que de l'huile pour éviter toute évaporation. Par simple lecture de la différence de niveau à l'intérieur du tube, on connaît la hauteur d'eau précipitée entre deux visites. Trois tubes à neige ont ainsi pu être installés avec l'aide des techniciens du service hydraulique de la D.D.A. :

- le premier a été installé au bord de la route conduisant au plateau des Glières à partir de Thorens-Glières. Il est placé à 1160 m d'altitude dans une clairière à la hauteur d'un parking. Il se situe ainsi à une altitude intermédiaire entre les plus hautes stations établies dans les vallées et les premières stations directement installées à l'intérieur du massif ;
- le second fournit des informations sur la partie orientale du massif. Il a été mis en place sur la montagne des Auges à 1790 m d'altitude ;
- le dernier est établi à 1830 m, légèrement en contrebas du point coté 1846 m sur le rebord Sud-Ouest de la falaise du Parmelan.

1.3. Remarques portant sur le réseau

Avec l'installation des stations complémentaires, nous disposons d'un réseau d'observations climatologiques d'une densité satisfaisante. Les stations sont réparties de façon assez homogène et s'étagent correctement en fonction de l'altitude.

Toutefois la nature des informations recueillies n'est pas homogène d'une station à l'autre, pour diverses raisons :

- le type de matériel utilisé varie entre les stations : les cônes de réception des pluviographes et des seaux pluviométriques ne possèdent pas la même surface réceptrice d'une part, et les mesures de température ne se font pas

toutes avec la même précision, d'autre part. Ces lectures se font à ± 0,1°C, sur les thermomètres à maxima-minima et à ± 0,5°C sur les thermographes ;

- les relevés journaliers ne sont pas faits à la même heure selon qu'il s'agit d'une station de la Météorologie Nationale ou bien d'une station du service hydraulique de la D.D.A. Dans le premier cas les lectures sont faites à 8 h le matin alors que les enregistrements sont dépouillés de 0 h à 24 h dans le second ;
- la chronique des observations disponibles pour certaines stations ne porte pas sur la totalité de la période d'étude : c'est le cas pour les stations de Thorens-Glières, du Sappey, du col des Glières et de Champlaitier.

2. ETUDE DES DONNEES PLUVIOMETRIQUES

2.1. Les variations de la pluviométrie dans le temps

2.1.1. Les variations saisonnières et interannuelles

Les moyennes de la pluviométrie mensuelle et annuelle ont été reportées dans le tableau n° IV.2. On ne dispose des normales pluviométriques calculées sur la période 1951-1980 que pour 4 stations, les autres stations étant d'une création trop récente.

L'analyse des normales (fig. IV.2) montre que la pluviométrie est en moyenne répartie de façon assez homogène sur tous les mois de l'année. De ce fait il n'est pas possible de distinguer une saison sèche d'une saison plus arrosée (*). Cependant d'une année à l'autre, la variabilité de la pluviométrie pour un mois donné est très grande. L'étude des précipitations mensuelles menée par M. LEPILLER (1980a) et portant sur une chronique de 44 années à la station d'Annecy (déplacée depuis à Cran-Gévrier), met bien en évidence ces fortes fluctuations interannuelles (fig. IV.3) : la moyenne pluviométrique mensuelle oscille aux environs de 100 mm alors que pour un même mois le minimum pluviométrique peut être inférieur à 10 mm et son maximum supérieur à 300 mm.

(*) A partir de l'A.C.S. réalisée sur une chronique de longue durée, on constate qu'il existe statistiquement une période plus arrosée. Cela se traduit sur le spectre (fig. V-31) par l'apparition d'un pic aux environs de 6 mois (f = 0,168). Cette période plus arrosée n'apparaît pas toujours à la même époque de l'année et c'est la raison pour laquelle l'étude des normales pluviométriques mensuelles ne permet pas sa caractérisation.

Tab. IV-2 : Moyennes interannuèlles de la pluviométrie moyenne mensuelle et annuelle (en mm).

Station	Altitude (m)	Durée d'observation	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Année
Cran Gévrier Annecy	426	15 ans (70-84)	101	96	103	86	111	115	90	87	113	108	110	101	1221
Charvonnex	531	13 ans (72-84)	117	105	110	77	117	106	74	54	104	123	114	137	1238
Thônes	626	30 ans (51-80)	156	163	130	117	119	153	142	165	140	130	173	173	1761
Groisy	670	30 ans (51-80)	113	121	105	94	98	123	101	127	112	103	129	120	1346
Thorens	670	20 ans (63-82)	109	107	128	108	130	144	113	128	122	117	152	137	1501
Col d'Evires	790	14 ans (71-84)	127	108	119	100	143	123	103	84	122	139	128	139	1427
La Clusaz	1150	30 ans (51-80)	146	158	127	119	121	155	139	154	131	117	160	161	1688
Grand Bornand	1300	30 ans (51-80)	176	173	147	136	140	163	151	178	149	137	171	180	1901

Tab. IV-4 : Pluviométrie, exprimée en pourcentage de la normale, des années civiles 1982,83,84,85 et des cycles hydrologiques 82/83,83/84 et 84/85.

Station	année				Cycle hydrologique		
	1982	1983	1984	1985	82/83	83/84	84/85
Cran Gévrier	107	113	92	96	125	95	109
Charvonnex	98	116	104		125	88	
Thônes	102	106	98	96	125	89	109
Groisy	105	111	99	92	132	90	103
Thorens	107	110	100		131	92	
Col d'Evires	107	129	110		137	101	
La Clusaz	99	106	100	95	124	92	106
Grand Bornand	98	99	104		124	94	

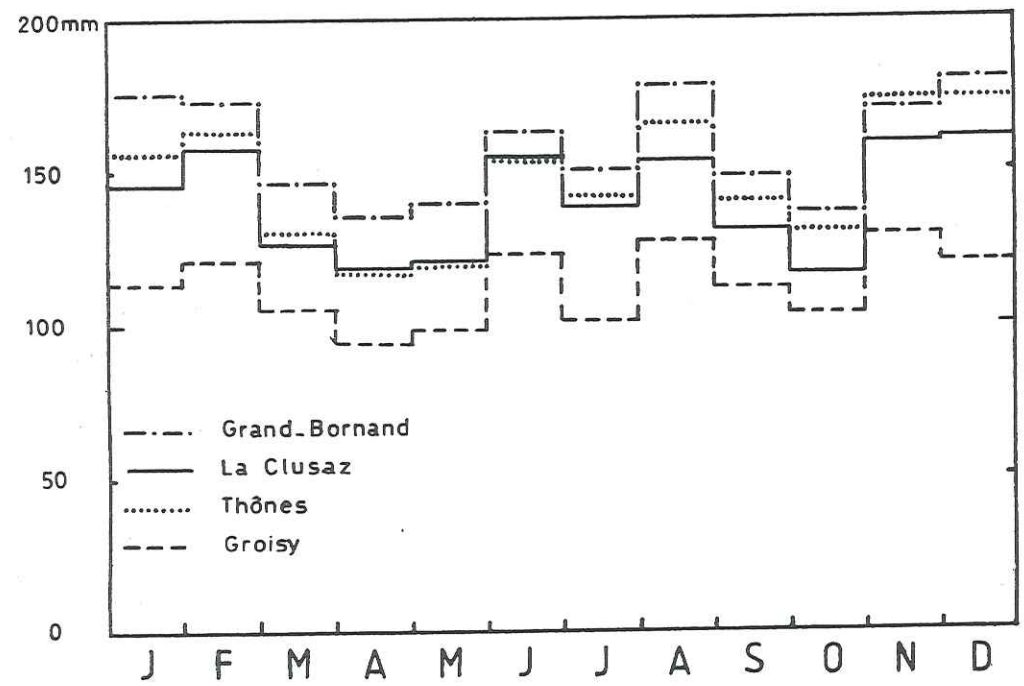


Fig. IV-2 : Normales pluviométriques mensuelles calculées sur la période 1951-1980 aux stations du Grand-Bornand, de La Clusaz, de Thônes et de Groisy.

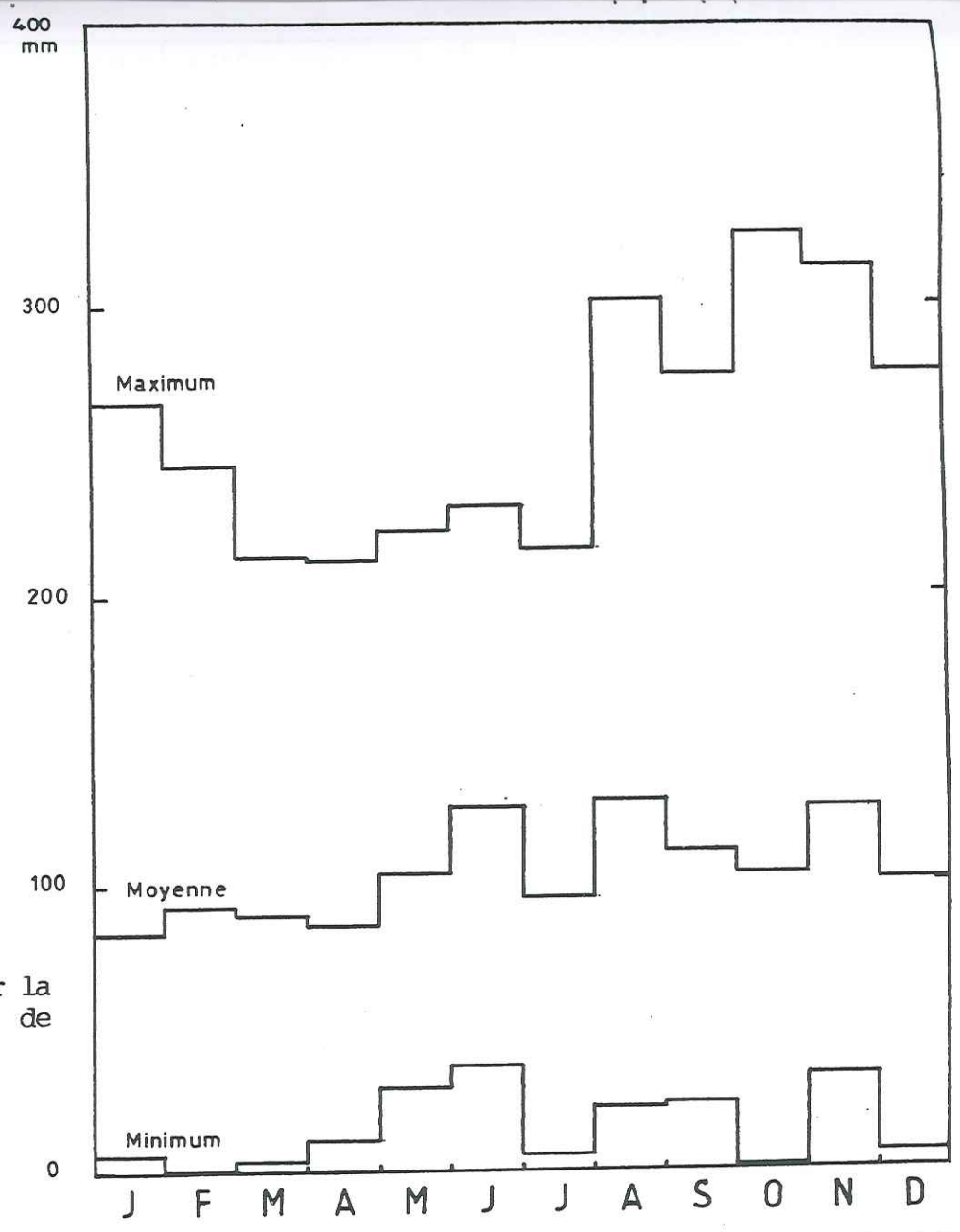


Fig. IV-3 : Analyse des précipitations mensuelles des années 1901 à 1912 et 1944 à 1975 (44 ans) à Annecy : variations moyenne et extrêmes de la pluviométrie (tiré de LEPILLER, 1980a).

Les variations des normales pluviométriques d'un mois à l'autre se font en général dans le même sens pour les 4 stations étudiées. Ceci laisse entrevoir que les stations sont sous la dépendance d'une même climat régional. De plus un accroissement de la pluviométrie s'observe d'Ouest en Est entre Croisy et les stations situées dans le synclinal de Thônes. Il coïncide avec une augmentation de l'altitude des stations et met ainsi l'accent sur le rôle que joue l'altitude dans la répartition de la pluviométrie.

2.1.2. Les variations mensuelles et annuelles durant la période d'étude

L'étude climatologique en tant que telle porte sur la période 1982 à 1984. Les données pluviométriques de 4 stations de la Météorologie Nationale relative à l'année 1985 ont été également utilisées pour permettre l'analyse hydrodynamique du cycle 84-85. Toutes ces données sont reportées dans le tableau IV.3. Les variations de la pluviométrie mensuelle aux stations de Groisy et la Clusaz sont représentées sur la figure IV.4. La comparaison de ces valeurs mensuelles avec les normales montre que rares sont les mois à pluviométrie normale et que chaque année un minimum de 3 à 4 mois en sont très éloignés. Il n'est pas possible pour autant de déterminer des mois plus spécifiquement excédentaires ou déficitaires d'une année sur l'autre. Les mois les plus pluvieux interviennent au printemps en 83 et 85, en fin d'année en 82 et à la fois au début de l'année et à la fin de l'été en 84. Les mois les moins arrosés sont observés en début d'année en 82, en été pour les années 83 et 84 et à l'automne pour 85.

Le tableau IV.4 où sont reportés les pourcentages par rapport aux modules pluviométriques annuels des stations indique que la période d'étude a porté sur deux années à pluviométrie normale (82 et 84), une année légèrement déficitaire en 85 (-5 %) et une année légèrement excédentaire en 83 (de +11,5 % en moyenne).

Cependant en hydrogéologie, l'unité de temps de référence pour étudier un exutoire n'est pas l'année civile mais le cycle hydrologique défini comme étant la période séparant deux étiages consécutifs. Pour déterminer le caractère normal ou non des cycles 82/83, 83/84 et 84/85 étudiés, il a été calculé pour chaque station la moyenne sur chaque cycle des pourcentages par rapport à la normale de la pluviométrie mensuelle (tableau IV.4). Le cycle 82/83 apparaît alors comme un cycle excédentaire de 23 % en moyenne, celui de 83/84

Tab. IV-3 : Précipitations mensuelles et annuelles (en mm) durant la période d'étude.

Station	Altitude m	Janv.	Fev.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Annuel	Année
Cran. Gevrier	426	97,6	22,6	130,1	15,1	68,2	175,4	89,1	113,7	96,6	195,8	95,4	209,9	1307,5	
Charvonnex	531	112,4	23,4	128,0	14,2	71,8	117,0	51,6	66,6	110,2	201,4	94,2	226,4	1217,2	
Thônes	626	155,6	27,2	150,2	22,4	126,5	131,9	129,1	142,9	94,0	303,7	124,2	317,3	1395,0	
Groisy	670	96,7	24,0	125,4	14,4	91,9	206,4	93,9	109,3	104,0	232,3	95,9	236,0	1408,8	
Thorens	670	110,5	24,3	147,4	16,2	132,3	221,8	75,3	113,6	95,7	301,3	104,3	265,7	1608,4	
Col d'Evires	790	130,6	17,4	126,6	24,2	74,0	233,2	61,2	120,4	124,8	292,4	93,8	221,0	1523,6	1982
La Clusaz	1450	164,8	31,9	167,3	27,7	137,9	177,4	106,0	164,8	87,7	284,8	114,5	305,9	1690,7	
Grand-Bornand	1300	172,8	31,6	166,1	33,6	123,3	198,5	127,5	156,9	85,7	305,0	131,2	337,5	1869,7	
Champlaitier	1370	(199,6)	(50,1)	(192,6)	22,4	117,4	235,2	131,9	184,6	93,5	(339,6)	155,6	(374,0)	(2034,5)	
Col des Glières	1440	(114,3)	(65,3)	(133,6)	(58,8)	(93,6)	(188,2)	(112,4)	(121,8)	(119,2)	(205,7)	125,2	(208,2)	(1550,3)	
Anglettaz	1500	(125,4)	25,4	(121,8)	18,6	94,6	185,0	83,4	124,0	95,8	281,8	95,6	222,6	(1474,3)	
Cran. Gevrier	426	77,3	83,0	80,5	190,5	283,7	54,7	34,3	78,3	188,2	99,7	113,2	100,3	1383,7	
Charvonnex	531	81,0	109,4	97,0	223,2	267,8	43,6	16,8	66,6	174,0	109,6	138,8	113,8	1441,6	
Thônes	624	151,8	162,5	69,0	243,1	288,5	92,1	54,5	142,9	180,3	139,6	201,2	133,1	1874,6	
Groisy	670	91,7	105,0	91,6	203,5	323,5	49,5	37,8	96,5	182,7	94,7	110,1	105,9	1496,5	
Thorens	670	76,0	98,4	93,9	181,5	343,1	89,3	61,3	162,5	205,8	115,1	100,6	(119,8)	(1647,3)	
Col d'Evires	790	112,2	125,6	129,0	243,4	293,8	67,2	77,2	155,6	206,2	129,2	161,2	139,2	1845,8	1983
Suppey	850	(139,5)	(180,3)	(92,0)	(282,3)	330,4	154,8	93,0	164,3	259,2	131,6	231,5	179,6	(2277,5)	
La Clusaz	1450	137,3	132,9	77,8	290,9	293,3	127,5	39,3	140,9	150,8	117,4	205,7	122,9	1795,8	
Grand-Bornand	1300	169,8	151,3	82,4	300,9	307,8	112,5	33,9	103,1	168,6	123,3	197,5	129,0	1880,1	
Champlaitier	1370	(196,5)	(176,9)	(103,9)	(335,5)	348,6	101,7	81,3	175,1	(195,2)	(147,2)	(225,8)	(153,3)	(2240,8)	
Col des Glières	1440	(110,9)	(119,9)	(110,9)	(186,3)	271,6	78,0	87,4	124,2	163,2	(112,9)	123,6	(120,5)	(1605,4)	
Anglettaz	1500	(109,1)	(121,0)	(124,0)	(230,6)	305,4	109,2	62,8	137,0	160,4	(124,2)	(152,5)	(133,0)	(1753,2)	
Cran. Gevrier	426	156,5	113,4	75,7	43,8	119,7	73,1	18,7	41,5	202,9	134,6	74,9	69,7	1124,9	
Charvonnex	531	189,2	142,0	84,0	79,2	137,0	66,6	6,8	31,2	197,4	165,6	106,6	82,8	1288,4	
Thônes	626	305,9	189,5	118,1	54,7	140,2	130,8	26,6	48,7	348,3	159,4	129,2	81,7	1733,1	
Groisy	670	209,3	134,9	95,5	58,2	148,8	102,6	24,8	26,4	206,1	158,0	90,3	79,3	1334,7	
Col d'Evires	790	245,0	158,6	103,4	98,2	165,0	94,8	25,6	49,6	275,8	175,2	99,0	92,6	1568,8	
Suppey	850	342,7	233,2	142,9	61,6	152,8	146,5	31,8	73,8	375,7	172,2	(155,6)	(105,4)	1993,2	1984
La Clusaz	1450	298,0	192,3	107,8	59,2	122,3	131,8	52,3	51,3	306,5	155,3	123,3	88,4	1692,5	
Grand Bornand	1300	340,0	225,4	151,3	69,0	157,5	134,8	73,7	51,6	369,0	164,1	135,1	104,8	1976,3	
Champlaitier	1370	(376,7)	(255,3)	(176,8)	(89,7)	(183,4)	(159,4)	125,3	74,1	(407,4)	(190,4)	(159,7)	(123,6)	(2325,9)	
Col des Glières	1440	(190,2)	(140,0)	(112,5)	65,2	(143,4)	(118,3)	(65,8)	(66,9)	(188,0)	(155,6)	(110,0)	(102,6)	(1466,5)	
Anglettaz	1500	(226,7)	(150,2)	(106,6)	(79,0)	(165,8)	88,2	28,2	(53,7)	(253,9)	(164,9)	(99,4)	(91,8)	(1496,4)	
Cran Gevrier	426	121,3	79,4	118,1	125,0	181,1	211,2	38,6	105,4	16,6	6,3	98,6	69,1	1478,7	
Thônes	626	188,8	166,4	135,1	166,0	214,0	320,4	61,3	122,9	65,0	9,2	142,3	96,6	1688,0	1985
Groisy	670	160,7	127,5	124,4	101,6	176,5	187,7	79,3	104,3	11,7	3,8	85,5	92,0	1237,0	
La Clusaz	1450	175,5	161,4	133,6	161,7	210,9	265,9	81,8	127,8	33,8	11,9	147,2	87,0	1598,5	

( ) valeur reconstituée par corrélation avec une autre station

est faiblement déficitaire (environ -8 %) alors que le cycle 84/85 s'apparente à un cycle normal.

2.1.3. Situation de la période d'étude par rapport à la tendance interannuelle

Pour étudier la tendance interannuelle, les données de pluviométrie mensuelles disponibles sur une longue chronique ont été filtrées afin d'éliminer les fluctuations annuelles. Le filtre utilisé est un filtre moyenne mobile équipondérée d'amplitude n = 13.

Cette opératon consiste à substituer à la pluviométrie du mois i (P_i) la moyenne de la pluviométrie mensuelle calculée sur les n mois qui encadrent le mois i ($\overline{P_i}$). Pour des commodités de calcul, n est toujours un nombre impair.

On a donc : $$\overline{P_i} = 1/n \sum_{k=i-(n-1)/2}^{i+(n-1)/2} P_K$$

Ce filtrage a pour effet :

- de filtrer les phénomènes périodiques de période égale ou multiple de l'amplitude n ;
- d'atténuer dans un rapport 1/n toutes les autres fonctions périodiques ;
- de laisser intact tous les autres signaux.

Un tel traitement est susceptible de générer des phénomènes pseudo-périodiques (effet Slutsky-Yule). Afin de vérifier si cet effet apparaît ou non, les spectres des chroniques brute et filtrée sont comparés (voir chap. V, § 6.3.1.)

Ce traitement a été réalisé à la fois sur une chronique pluviométrique de 38 ans (de 1950 à 1987) à la Clusaz et de 44 ans (de 1944 à 1987) à Annecy/Cran Gévrier (fig. IV.5). On constate que les fluctuations de la pluviométrie mensuelle ainsi filtrée sont assez comparables d'une station à l'autre. On remarque qu'il existe une périodicité de l'ordre d'une trentaine de mois que le choix d'un filtre d'amplitude 31 aurait fait disparaître. Mais celle-ci ne masque pas pour autant la tendance à plus long terme qui montre que la séquence étudiée fait suite à une période où les précipitations étaient abondantes. L'évolution entre 1982 et 1985 se fait dans le sens d'une diminution de la pluviométrie qui tend vers des valeurs s'apparentant à la pluviométrie moyenne.

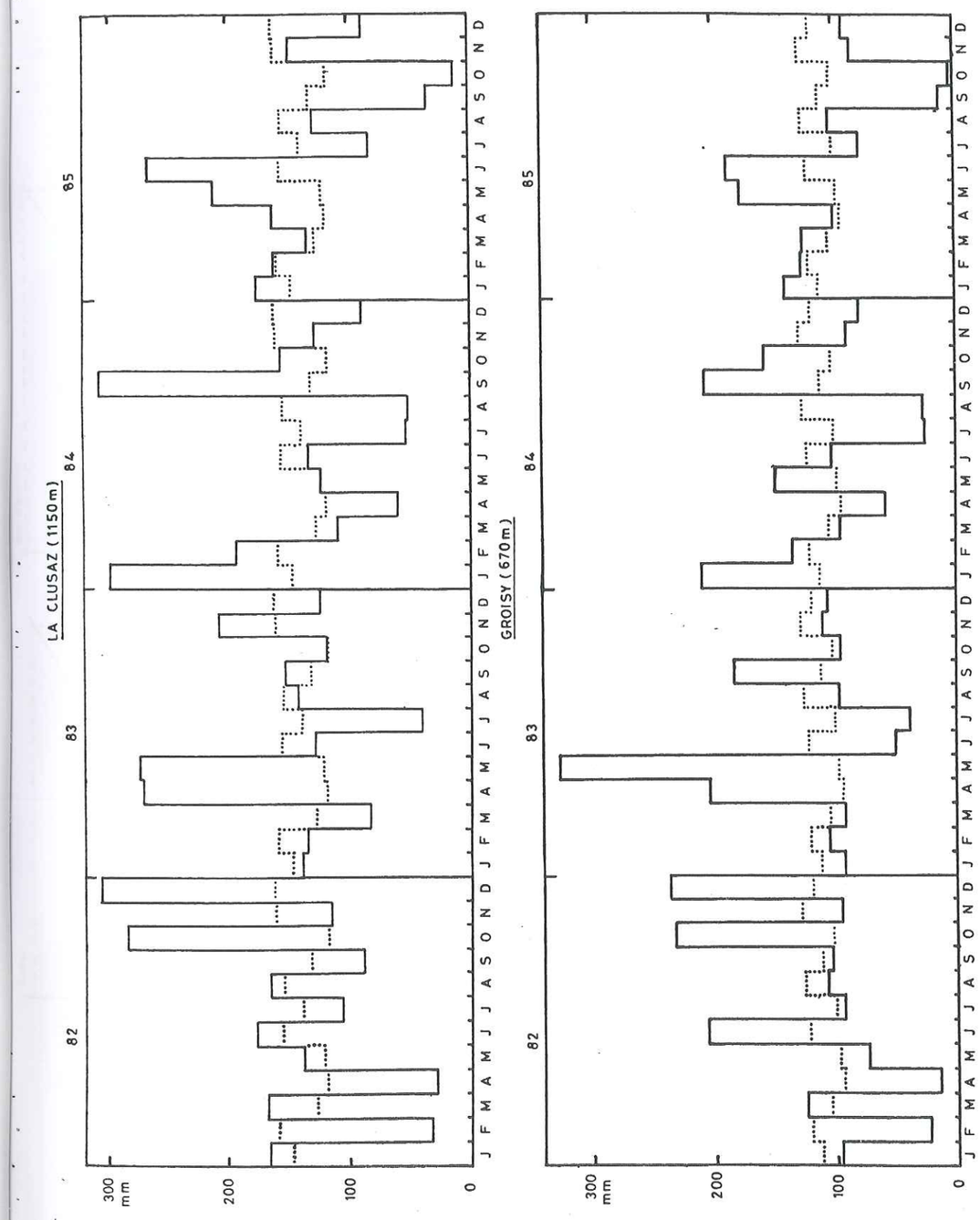


Fig. IV-4 : Variations de la pluviométrie mensuelle aux stations de Groisy et de La Clusaz durant la période d'étude. Comparaison par rapport aux normales.

2.2. Reconstitution des données pluviométriques

2.2.1. Les données du problème

Dans le but de connaître les lames d'eau annuelles précipitées sur chaque station durant la période d'étude, nous avons été amenés à reconstituer des données pluviométriques mensuelles pour diverses raisons :

- pour les stations de Champlaitier, du Sappey, de Thorens et du Col des Glières, les observations ne portent pas sur la totalité de la période d'étude allant de 1982 à 1984 ;
- les stations du Col des Glières et de l'Anglettaz présentent des lacunes en raison de pannes survenues sur les pluviographes mensuels qui les équipent ;
- ces deux dernières stations ont aussi tendance à sous-estimer les précipitations en hiver lorsqu'elles se font sous la forme de neige, comme on peut le constater en comparant les mesures faites avec celles d'autres stations (tableau IV-5) : le vent violent qui souffle à ces altitudes en hiver tend à chasser la neige accumulée dans le cône du pluviographe avant que celle-ci ait eu le temps de fondre.

Tableau nº IV-5 : Comparaison de quelques hauteurs pluviométriques mensuelles hivernales.

STATIONS	Altitude (m)	PLUVIOMETRIE MENSUELLE (mm) Mars 82	Janvier 83	Février 83	Mars 83	Avril 83	Octobre 83	Déc. 83	Janvier 84	Févr. 84	Mars 84
Groisy	670	125,4	91,7	105,0	91,6	203,5	94,7	105,9	209,3	134,9	95,5
Col d'Evires	790	126,6	112,3	125,6	129,0	249,4	129,2	139,2	245,0	158,6	109,4
La Clusaz	1150	167,3	137,3	132,9	77,8	270,0	117,4	122,9	298,0	192,3	107,8
Col des Glières	1440						71,2	76,0	113,2	41,0	68,6
Anglettaz	1500	69,0	67,2	51,0	68,8	175,4					

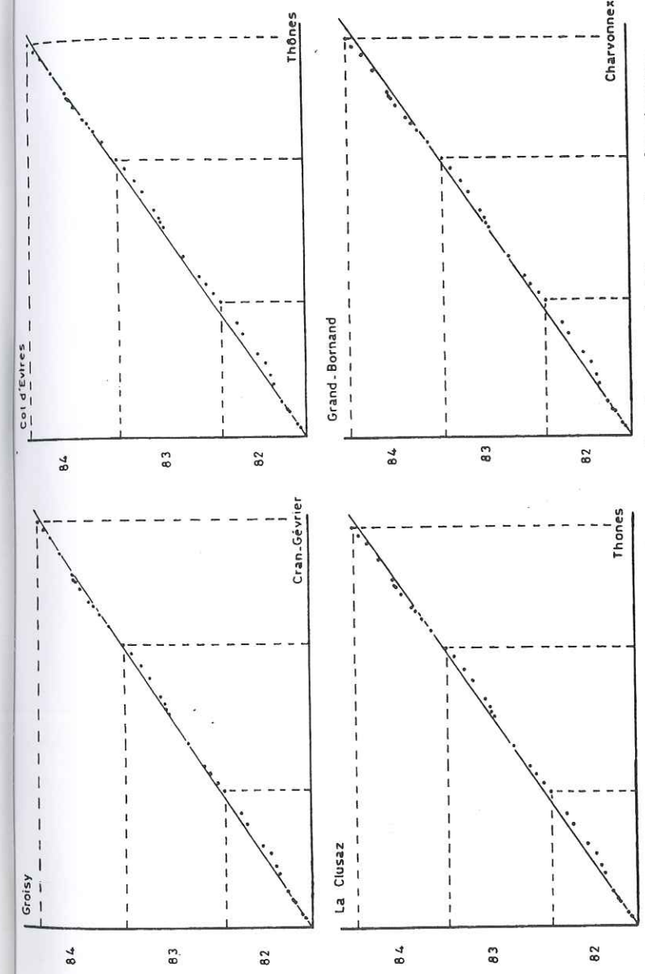


Fig. IV-6 : Graphes de doubles cumuls des hauteurs pluviométriques mensuelles entre les postes pluviométriques de référence durant la période d'étude.

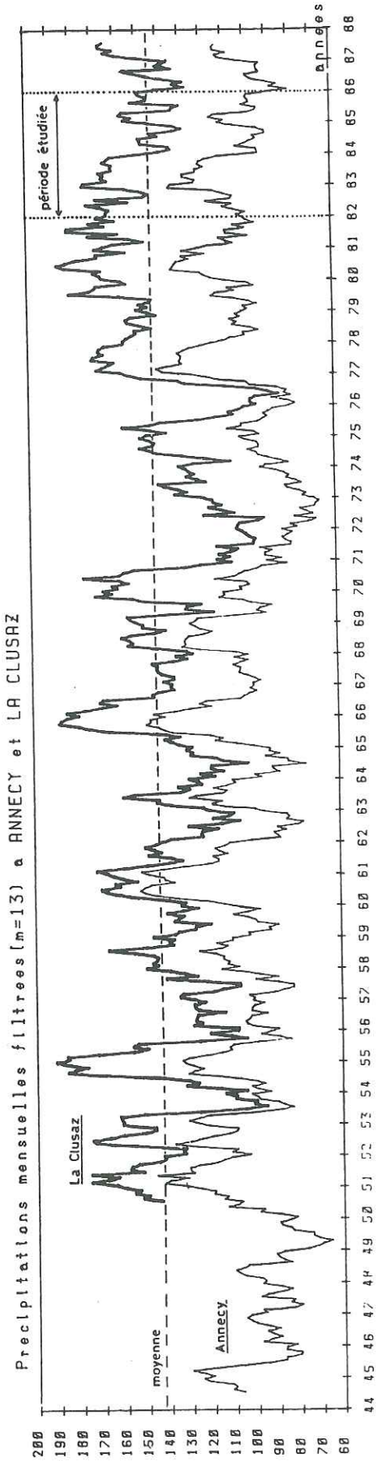


Fig. IV-5 : Filtrage moyenne mobile équipondérée d'une chronique de 39 années à La Clusaz et de 45 années à Annecy relative aux précipitations mensuelles.

Les stations à chronique complète servent de stations de référence pour établir des corrélations avec les stations pour lesquelles la reconstitution de données est nécessaire. Les stations de référence sont représentées par les stations de la Météorologie Nationale à l'exception de celle d'Ayse, trop éloignée de la zone d'étude, et par les deux stations pluviographiques hebdomadaires de la D.D.A.

Toutefois, avant d'entreprendre cette démarche, il a fallu s'assurer du bon fonctionnement des stations de référence durant la période d'étude. Dans ce but, des calculs de double cumul ont été effectués entre toutes les stations de référence prises 2 à 2. Les points des graphes de double cumul s'ajustent sur une seule droite (fig. IV-6). Aucun changement de pente significatif traduisant l'apparition d'une dérive, n'apparaît quelle que soit la station considérée. On peut donc admettre qu'aucun dérèglement n'est survenu dans la mesure de la pluviométrie mensuelle durant la période d'étude. Les 7 stations servant de référence peuvent à priori être utilisées pour reconstituer les données manquantes des autres stations.

2.2.2. Corrélations et régressions linéaires

A partir des valeurs mensuelles de la pluviométrie disponibles durant la période d'étude sur chaque station dont la chronique est incomplète, les paramètres de corrélation et de régression linéaires avec les différentes stations prises comme référence ont été calculés (tableau IV-6).

On constate que les coefficients de corrélation sont toujours très élevés. Leur comparaison avec les valeurs critiques corrigées du coefficient de corrélation atteste que la liaison avec l'une ou l'autre des stations de référence demeure significative au seuil de 1 % pour les stations de Thorens-Glières, du Sappey et de l'Anglettaz. La liaison de la station de Champlaitier pour laquelle on ne dispose que de 12 valeurs relatives à la saison chaude uniquement, n'est plus significative au seuil de 1 % pour les stations de Charvonnex et du Col d'Evires, mais le reste au seuil de 5 %. Par contre, la liaison déterminée à partir des 8 valeurs de la station du Col des Glières n'est significative que pour les stations de Groisy et Cran-Gévrier au seuil de 1 % et la station du Col d'Evires au seuil de 5 %. L'absence de liaison significative au seuil de 5 % avec les autres stations provient du fait que le nombre de mesures disponibles au Col des Glières est trop faible. La valeur élevée des coefficients de corrélation laisse penser qu'avec quelques valeurs supplémentaires la liaison deviendrait significative.

Tab. IV-6 : Paramètres de corrélation et de régression linéaire entre les stations pluviométriques à chronique incomplète et les stations de référence pour les données de précipitations mensuelles

Stations pluviométriques : variable à expliquer	variable explicative	nombre de couples	Paramètres de la regression $Y = aX + b$		
Y	X	n	coefficient de corrélation	a	b
Thorens	Cran-Gevrier	23	0,936	1,176	3,888
	Charvonnex		0,868	1,049	20,217
	Thônes		0,880	0,918	-4,816
	Groisy		0,953	1,044	9,287
	Col d'Evires		0,924	0,992	-2,955
	La Clusaz		0,857	0,920	-1,449
	Grand Bernand		0,849	0,811	8,614
Sappey	Cran-Gevrier	18	0,880	1,267	45,971
	Charvonnex		0,871	1,206	45,984
	Thônes		0,975	1,057	19,105
	Groisy		0,867	1,095	49,971
	Col d'Evires		0,937	1,203	7,736
	La Clusaz		0,965	1,159	14,048
	Grand Bernand		0,947	0,963	26,245
Anglettaz	Cran-Gevrier	17	0,936	1,010	16,036
	Charvonnex		0,919	0,982	30,127
	Thônes		0,945	0,859	1,112
	Groisy		0,953	0,899	17,517
	Col d'Evires		0,957	0,885	9,788
	La Clusaz		0,945	0,933	-5,602
	Grand Bernand		0,933	0,829	3,516
Champlaitier	Cran-Gevrier	12	0,931	1,058	46,800
	Charvonnex		0,859	1,044	65,715
	Thônes		0,927	1,042	20,192
	Groisy		0,935	0,902	53,698
	Col d'Evires		0,906	0,933	39,005
	La Clusaz		0,929	1,133	10,042
	Grand Bernand		0,951	1,059	16,673
Col des Glières	Cran-Gevrier	8	0,971	0,746	46,617
	Charvonnex		0,917	0,740	48,333
	Thônes		0,916	0,748	21,471
	Groisy		0,983	0,674	49,121
	Col d'Evires		0,949	0,784	18,688
	La Clusaz		0,844	0,734	27,891
	Grand Bernand		0,901	0,692	32,562

La station de référence qui possède le meilleur coefficient de corrélation avec une station à chronique incomplète est choisie pour reconstituer les données manquantes à partir des paramètres de régression calculés. C'est ainsi que la station de Groisy a été retenue pour reconstituer les valeurs de la pluviométrie mensuelle des stations de Thorens-Glières et du Col des Glières, celle de Thônes pour le Sappey, celle du Col d'Evires pour l'Anglettaz et celle du Grand-Bornand pour Champlaitier. Le calcul se fait à partir des équations suivantes :

$P_{Thorens} = 1,044 \times P_{Groisy} + 9,287$ (r = 0,953, n = 23)
$P_{Col\ des\ Glières} = 0,674 \times P_{Groisy} + 49,121$ (r = 0,983, n = 8)
$P_{Sappey} = 1,057 \times P_{Thônes} + 19,105$ (r = 0,975, n = 18)
$P_{Anglettaz} = 0,885 \times P_{Col\ d'Evires} + 9,788$ (r = 0,957, n = 17)
$P_{Champlaitier} = 1,059 \times P_{Grand\ Bornand} + 16,673$ (r = 0,951, n = 12)

2.3. Les variations de la pluviométrie dans l'espace

2.3.1. Répartition des précipitations à l'échelle du massif

Sa connaissance est l'étape préalable et indispensable par laquelle il faut passer pour pouvoir prétendre déterminer les lames d'eau précipitées sur les différents systèmes karstiques.

2.3.1.1. Analyse des corrélations entre stations

La répartition des précipitations à l'échelle du massif peut être abordée à partir de l'étude des paramètres de régression calculés entre des stations pluviométriques qui sont significativement corrélées (BAKALOWICZ, ANDRIEUX, 1974 ; LEPILLER, 1980a) : lorsque deux stations voisines sont soumises à un même climat, la droite de régression doit passer à la fois par l'origine et la moyenne. Elle est donc du type $y = m\ x$. Si tel n'est pas le cas, la droite de régression s'écrit alors $y = a\ x + b$ et traduit soit le fait que les deux stations ne sont pas sous la dépendance d'un même climat local, ou bien encore que l'une des stations ne mesure pas correctement les précipitations.

De façon à disposer d'une population suffisamment importante, nous avons travaillé sur les précipitations mensuelles des 7 stations de référence pour les années 82, 83 et 84 (soit 36 valeurs). Les valeurs des paramètres de corrélation et de régression entre les différentes stations prises 2 à 2 sont regroupées dans le tableau IV-7.

Tab. IV-7 : Paramètres de corrélation et de régression linéaire et curviligne entre la pluviométrie mensuelle des stations de référence durant la période 1982-1984.

Pluviométrie mensuelle de 1982 à 1984 (m=36)		Régression linéaire $Y = aX + b$				Régression curviligne $Y = aX^b$		
Stations X	Y	r_p	a	b	m	r_c	a	b
Cran. Gévrier	Charvonnex	0,939	0,988	4,966	1,034	0,933	0,538	1,134
	Thônes	0,888	1,222	20,536	1,416	0,943	1,702	0,959
	Groisy	0,921	1,126	-0,964	1,111	0,978	1,007	1,019
	Col d'Evires	0,940	1,450	15,228	1,294	0,943	1,654	0,946
	La Clusaz	0,874	1,423	27,032	1,378	0,914	2,948	0,836
	Grand Bornand	0,876	1,285	22,893	1,501	0,897	3,139	0,839
Charvonnex	Thônes	0,879	1,150	23,999	1,369	0,884	4,627	0,738
	Groisy	0,939	1,019	6,062	1,074	0,924	2,826	0,792
	Col d'Evires	0,922	1,073	19,503	1,251	0,901	4,158	0,744
	La Clusaz	0,876	1,070	28,784	1,332	0,849	7,228	0,638
	Grand Bernand	0,885	1,234	23,780	1,451	0,838	7,576	0,645
Thônes	Groisy	0,890	0,738	6,952	0,785	0,938	0,492	0,962
	Col d'Evires	0,906	0,806	16,156	0,914	0,917	1,451	0,906
	La Clusaz	0,983	0,917	8,619	0,973	0,971	1,839	0,874
	Grand Bernand	0,973	1,037	3,425	1,060	0,940	2,061	0,866
Groisy	Col d'Evires	0,950	1,019	17,209	1,165	0,946	4,782	0,911
	La Clusaz	0,877	0,987	29,899	1,240	0,913	3,206	0,801
	Grand Bernand	0,887	1,139	24,937	1,351	0,909	3,232	0,816
Col d'Evires	La Clusaz	0,889	0,932	18,183	1,065	0,876	2,829	0,798
	Grand Bernand	0,887	1,062	13,440	1,160	0,852	3,111	0,794
La Clusaz	Grand Bernand	0,981	1,120	-4,567	1,089	0,978	1,076	1,001

Les coefficients de corrélation sont toujours très élevés et attestent que la liaison entre les stations est largement significative au seuil de 1 %. Ils traduisent l'homogénéité globale de la pluviométrie résultant du fait que toutes ces stations sont soumises à un même climat régional. Cependant dans le détail, un certain nombre de différences dans la répartition de la pluviométrie peuvent être observées :

- la valeur de "m" qui représente la pente de la droite passant par l'origine et la moyenne, diffère le plus souvent de 1. Comme dans chaque régression la station d'altitude la plus basse a été placée en abscisse, la valeur de "m" supérieure à 1 révèle l'existence d'un gradient altimétrique positif dans les précipitations. Seule la station de Thônes présente des valeurs de "m" inférieures à 1. Compte tenu de son altitude, la station de Thônes surestime les précipitations ;
- pour certaines stations, l'équation de la droite de régression linéaire s'approche de la droite y = m x : la pente "a" est voisine de la valeur de "m" et l'ordonnée à l'origine "b" est faible. Il est alors permis de penser que ces stations sont soumises à un même climat local. C'est le cas pour les stations situées à l'Ouest dans la dépression molassique (Cran-Gévrier, Charvonnex et Groisy) d'une part et pour les stations orientales d'autre part représentées par Thônes, La Clusaz et le Grand-Bornand ;
- les corrélations établies entre les stations de chacun de ces deux groupes donnent des valeurs élevées pour "b" ($b > 20$ mm) et des valeurs de "a" inférieures à celles de "m", ce qui suggère de prime abord une surestimation des faibles précipitations dans les stations orientales par rapport aux stations occidentales de basse altitude. En réalité, ceci est plutôt la conséquence du fait qu'il tombe proportionnellement moins d'eau dans les stations orientales que dans celles de l'avant-pays lors des mois les plus arrosés. Dans ce cas, l'ajustement d'une fonction puissance rend mieux compte de la distribution ce que traduisent des coefficients de régression curviligne supérieurs au coefficient de régression linéaire. Ce phénomène a déjà été signalé dans les Bauges externes par LEPILLER (1980a) qui stipule que "les types de temps très perturbés, à l'origine des hauteurs de précipitations mensuelles anormalement élevées, entraînent une tendance à l'uniformisation des précipitations dans des stations d'altitudes diverses" ;
- avec des valeurs de "b" voisines de 15 mm et des valeurs de "a" toujours inférieures à celles de "m", la station du Col d'Evires semble avoir un comportement intermédiaire entre les stations de basse altitude et les stations orientales d'altitude plus élevée ;
- la valeur élevée des précipitations recueillies à Thônes ne provient pas d'un mauvais fonctionnement de la station entraînant une surestimation systématique

de la pluviométrie. Les corrélations établies avec les stations de La Clusaz et du Grand-Bornand prouvent le fonctionnement correct de cette station. La cause de cette anomalie pluviométrique est à rechercher dans l'environnement orographique de la station. Thônes se situe à la confluence des vallées du Nom et du Fier, et est entourée par des sommets proches dont les premiers épaulements culminent à plus de 1300 m. La station est sous l'influence directe de ces sommets qui reçoivent d'abondantes précipitations. Un phénomène local de ce genre a également été observé sur le bassin de la Moselle pour lequel la corrélation précipitation moyenne interannuelle - altitude était améliorée lorsque l'on attribuait aux stations l'altitude des sommets avoisinants (BARGEAS, ROCHE et THIERY, 1983).

2.3.1.2. Analyse en composantes principales

L'analyse en composantes principales (ou A.C.P.)* peut constituer un moyen d'étude de la répartition spatiale de la pluviométrie à condition de travailler sur des données profilées. Cette méthode décrite par BARGEAS, ROCHE et THIERY (1983) à partir de l'étude de la distribution des pluies sur l'île de la Réunion, consiste à réaliser une A.C.P. sur les écarts de comportement des stations par rapport au comportement moyen de l'ensemble des stations que l'on appelle "variables profilées". Celles-ci sont égales au quotient de la pluviométrie mesurée sur une station par la moyenne pluviométrique calculée sur l'ensemble des stations et pour un pas de temps donné (mois, décade). Ce changement de variable permet en effet de s'affranchir de la composante régionale du climat qui est représentée par la moyenne pluviométrique de toutes les stations prises en compte. Dans ce cas, les stations bien corrélées à une composante principale traduisent un comportement similaire de ces stations pour la chronique étudiée et chaque facteur rend compte d'un comportement particulier des stations dans l'espace. Une cartographie des coefficients de corrélation station-composante principale est donc susceptible de mettre en évidence des climats locaux.

Cette méthode a été appliquée à la chronique pour laquelle on dispose d'observations pluviométriques sur les 12 stations implantées, soit durant 4 mois consécutifs allant de Mai à Août 83. Les données profilées ont été

---

* les fondements de cette méthode de traitement sont présentés au § 1.4.4. du chapitre VI.

calculées à partir des 12 valeurs décadaires disponibles à chacune des stations (tableau IV-8). Celles-ci constituent les variables et les décades représentent les unités statistiques (u.s.). La deuxième décade de juillet (u.s. n° 8) a été supprimée car les variables possèdent toutes la même valeur. L'A.C.P. réalisée porte donc sur 11 u.s. et 12 variables. Elle révèle que 5 facteurs sont nécessaires pour expliquer plus de 90 % de la variance totale, les deux premiers en expliquant respectivement 40 et 21 % (tableau IV-9).

Les stations de Cran-Gévrier, Groisy, Charvonnex, du Grand-Bornand et de Thônes s'opposent sur le facteur F1 aux stations de Sappey, de La Clusaz, de l'Anglettaz et de Thorens. De plus, c'est la 3ème décade de juillet qui contribue le mieux à la détermination de F1. Il s'agit de la décade la moins arrosée et c'est uniquement la pluviométrie du 23-7-83 qui explique la différence de comportement entre les stations. Ce jour-là, de petits orages locaux ont été décelés sur les stations du Col d'Evires, de l'Anglettaz, de Thorens, du Sappey et de La Clusaz où l'on a recueilli entre 2,7 et 6,65 mm d'eau alors qu'aucune précipitation n'a été décelée sur les autres stations.

Le facteur F2 s'explique à la fois par le comportement des stations du Sappey et de La Clusaz et par les précipitations de la 1ère décade de Juin. Il s'agit là encore d'une décade très peu arrosée pendant laquelle la pluviométrie mesurée au Sappey et à La Clusaz se distingue de celle des autres stations uniquement par un violent orage très localisé le 10-7-83 qui n'a affecté que ces 2 stations. Les 3 autres facteurs n'ont pas pu être interprétés.

Cette A.C.P. n'apporte pas en fait les résultats escomptés. Elle met l'accent sur un phénomène qui était déjà bien connu : les orages qui se produisent fréquemment en été sont très localisés. Ils sont à l'origine de différences de comportement notables parmi les stations pluviométriques d'un même massif. Il aurait été préférable de travailler sur une chronique ne portant pas sur la période estivale ou encore mieux sur une chronique longue (pluriannuelle) pour parvenir à mettre réellement en évidence des différences de comportement entre les stations traduisant l'existence d'effets locaux modulant l'influence du climat régional. Les données dont nous disposons ne nous en ont pas laissé la possibilité.

Remarque : Signalons qu'une A.C.P. classique sur les précipitations décadaires avait été tentée préalablement. Elle n'a mis en évidence qu'un facteur taille qui rend impossible toute interprétation : toutes les variables sont liées positivement au facteur F1 qui exprime 84 % de la variance totale et les u.s. se classent par ordre croissant suivant ce facteur.

Station (variable n°)	Mai 1983 décade 1 u.s n°1	Mai 1983 décade 2 u.s n°2	Mai 1983 décade 3 u.s n°3	Juin 1983 décade 1 u.s n°4	Juin 1983 décade 2 u.s n°5	Juin 1983 décade 3 u.s n°6	Juillet 1983 décade 1 u.s n°7	Juillet 1983 décade 2 u.s n°8	Juillet 1983 décade 3 u.s n°9	Août 1983 décade 1 u.s n°10	Août 1983 décade 2 u.s n°11	Août 1983 décade 3 u.s n°12
Champlaitier Var. n° 1	124,8	104,0	119,8	43,6	50,2	37,9	79,6	0	1,7	45,5	42,9	86,7
Sappey Var. n° 2	149,8	83,9	96,8	55,9	49,7	42,9	85,3	0	6,65	33,8	69,3	61,3
Thônes Var. n° 3	138,2	78,2	72,1	40,9	46,1	65,1	53,5	0	1,0	60,1	60,7	42,1
La Clusaz Var. n° 4	123,0	66,3	84,0	47,8	28,2	51,5	36,6	0	2,7	53,6	66,5	20,8
G. Bornand Var. n° 5	139,2	70,2	98,4	11,0	43,7	57,8	33,5	0	0,4	43,1	25,9	34,1
Col des Glières Var. n° 6	114,6	87,8	69,2	41,0	37,2	39,8	86,0	0	1,4	35,8	61,6	26,8
Anglettaz Var n° 7	109,8	131,8	67,8	11,0	31,4	66,8	57,4	0	5,4	36,8	33,6	66,6
Col d'Evires Var. n° 8	128,2	143,8	21,8	9,4	27,4	30,4	74,2	0	3,0	30,2	56,8	68,6
Charvonnex Var. n°9	74,0	104,6	89,2	6,2	10,8	26,6	46,8	0	0	24,0	21,4	21,2
Thorens-Glières Var n°10	117,4	135,3	92,4	9,9	35,5	43,9	56,3	0	5,0	80,3	29,9	42,3
Groisy Var. n°11	101,9	132,1	93,5	6,4	14,9	28,2	37,8	0	0	26,1	36,2	34,2
Cran-Gévrier Var. n°12	87,5	111,7	84,5	5,0	14,5	35,2	34,3	0	0	18,2	28,7	31,4

Tab. IV-8 : Pluviométrie décadaire des mois de Mai à Août 1983 sur les 12 stations pluviométriques étudiées (en mm).

Facteur	Valeur propre	Variance exp.*100	Variance cum.*100
F1	4.794	39.95	39.95
F2	2.553	21.27	61.22
F3	1.299	10.82	72.05
F4	1.201	10.01	82.06
F5	1.14	9.5	91.56

SATURATIONS

Var.	F1	F2	F3	F4	F5
Champlaitier 1	0.38	0.25	-0.55	0.19	-0.54
Sappey 2	-0.05	-0.39	-0.31	0.12	.04
Thônes 3	0.5	-0.11	0.32	-0.66	0.21
La Clusaz 4	-0.44	-0.07	-.05	-0.12	0.14
G Bornand 5	0.62	-0.20	0.12	-0.13	-0.63
Col Glières 6	0.42	0.51	-0.17	-0.57	-.04
Anglettaz 7	-0.56	0.59	0.34	0.24	-.01
Col d'Evires 8	-0.2	0.76	-0.34	-.05	0.42
Charvonnex 9	0.04	-0.23	0.24	0.4	0.15
Thorens 10	-0.4	0.44	0.68	0.1	-0.23
Groisy 11	0.21	0	-.03	0.26	0.3
Cran.Gévrier 12	0.73	.02	-.01	0.25	0.21

CONTRIBUTION DES U.S. A LA DETERMINATION DES FACTEURS

U.S.		F1	F2	F3	F4	F5
1	1-10 Mai	.03	0	0	.02	0
2		.07	.04	.02	0.25	0.22
3		0.14	.06	.01	0.16	.05
4		0.15	0.57	.03	.02	.01
5		0	.01	.03	0	0.45
6		.02	.01	0.15	.06	0
7		0	0.1	0.13	.03	0
8		0.53	0.11	0.1	.02	0
9		0	0	0.25	0.1	.04
10		.01	0	.05	0.21	0.22
11	21-31 Août	0	0.11	0.13	.07	.01

Tab. IV-9 : Résultats de l'ACP sur les valeurs des pluies profilées décadaires aux 12 stations pluviométriques étudiées de Mai à Août 1983.

2.3.1.3. Les données fournies par les tubes à neige

Les tubes à neige utilisés possèdent une surface réceptrice de 120 ou 130 cm^2 suivant les modèles. Elles sont bien inférieures à celles des pluviomètres qui sont pour la plupart de 400 cm^2. Il en découle que les coefficients de captation des tubes à neige sont inférieurs à ceux des pluviomètres. Il convient donc d'affecter un coefficient correcteur aux mesures faites sur les tubes à neige. Celui qui a été retenu est de 1,11 ; il a été établi par G. NICOUD (1973) à partir de la comparaison des précipitations mesurées à 1030 m d'altitude à la fois avec un tube à neige et un pluviomètre de surfaces collectrices respectives de 113 et 400 cm^2.

Les valeurs ainsi corrigées des précipitations cumulées recueillies dans les 3 tubes à neige ont été comparées avec celles de la station du Grand-Bornand qui constitue la station de référence la plus élevée du massif (tableau IV-10 et fig. IV-7). On constate que la relation entre cette station et les différents tubes à neige est quasi fonctionnelle ($r > 0,995$). L'ajustement possible d'une droite de régression aux points expérimentaux qui décrivent en réalité une légère sinusoïde, prouve que les tubes à neige ont correctement fonctionnés durant la période d'étude. L'aspect sinusoïdal de ces courbes exprimentales, déjà signalé par LEPILLER (1980 a), est probablement la conséquence des fluctuations du gradient altimétrique des précipitations au cours du temps.

Les quantités recueillies sont cependant assez surprenantes :

- les précipitations mesurées à 1160 m d'altitude au bord de la route des Glières sont plus abondantes que celles mesurées sur le Parmelan à 1830 m. La situation du tube à neige sous les premiers sommets de la montagne des Frêtes culminant à 1651 m ne peut à elle seule expliquer une telle hauteur précipitée. Il semble plutôt que tout le fond de la reculée d'Usillon constitue de par sa position orographique une zone recueillant d'abondantes précipitations (pôle de condensation) ;
- à l'opposé, la montagne des Auges reçoit moins de précipitations que la station du Grand-Bornand située à une altitude inférieure de 500 m. Se trouvant en position perchée, la montagne des Auges est particulièrement exposée aux vents, ce qui expliquerait les faibles précipitations qu'elle reçoit.

Les données des tubes à neige indiquent donc que des facteurs locaux peuvent avoir une grande incidence sur la répartition de la pluviométrie à l'intérieur du massif.

date	Parmelan (1830m)	Grand-Bornand (1300m)
2.9.82	0	0
13.10.82	300	281,7
10-11-82	488	411,1
9-2-83	1154	1117,6
27-4-83	1705	1539,9
1-6-83	2042	1882,4
22-6-83	2198	1932,6
17-7-83	2379	2017,6
6-10-83	2830	2291,0
1-11-83	2964	2413,0
26-3-84	3898	3402,7
21-7-84	4396	3852,4
24-7-84	4462	3866,0
3-10-84	5021	4447,4
30-10-84	5079	4475,9

date	Auges (1750m)	Grand-Bornand (1300m)
21.10.82	0	0
19-11-82	111	252,1
25-11-82	144	323,7
2-12-82	178	490,0
25-12-82	411	726,9
23-2-83	561	1115,7
18 4-83	877	1382,5
31-5-83	1188	1491,7
5-7-83	1343	1624,3
26 7-83	1479	1900,3
6-10-83	1820	2022,3
29.10.83	2037	2023,6
16 12.83	2275	2052,4
25-5-84	2837	2258,4
18-7-84	3163	2348,8
10-10-84	3535	2869,9
29.10 84	3588	2907,8
		2954,5
		3121,7
		3168,4
		3188,6
		3356,9
		3434,6
		3524,0
		3667,6
		3781,7
		3921,1
		4056,7
		4085,2

date	Parmelan (1830m)	Grand-Bornand (1300m)	Auges (1750m)	Glières (1160m)	Grand-Bornand (1300m)
2.9.82	0	0	0	0	0
13.10.82	300	281,7	111	314	252,1
10-11-82	488	411,1	144	401	323,7
9-2-83	1154	1117,6	178	622	490,0
27-4-83	1705	1539,9	411	849	726,9
1-6-83	2042	1882,4	561	1316	1115,7
22-6-83	2198	1932,6	877	1704	1382,5
17-7-83	2379	2017,6	1188	1848	1491,7
6-10-83	2830	2291,0	1343	2065	1624,3
1-11-83	2964	2413,0	1479	2336	1900,3
26-3-84	3898	3402,7	1820	2714	2022,3
21-7-84	4396	3852,4	2037	2714	2023,6
24-7-84	4462	3866,0	2275	2725	2052,4
3-10-84	5021	4447,4	2837	2963	2258,4
30-10-84	5079	4475,9	3163	3062	2348,8
			3535	3618	2869,9
			3588	3679	2907,8
				3713	2954,5
				3885	3121,7
				3912	3168,4
				3940	3188,6
				4112	3356,9
				4221	3434,6
				4273	3524,0
				4467	3667,6
				4573	3781,7
				4728	3921,1
				4917	4056,7
				4969	4085,2

Tab. IV-10 : Hauteurs cumulées corrigées (en mm) des précipitations recueillies dans les tubes à neige et à la station du Grand-Bornand.

2.3.2. Détermination du gradient altimétrique des précipitations

L'analyse des corrélations entre stations a déjà mis l'accent sur l'existence d'un accroissement de la pluviométrie avec l'altitude. La valeur du gradient altimétrique de précipitation est utile à déterminer. Elle sert entre autre à tracer la carte des isohyètes qui permet le calcul des lames d'eau précipitées sur les systèmes karstiques.

Dans un premier temps, la détermination de ce gradient a été recherchée à partir des moyennes pluviométriques interannuelles. Sur le graphe de la figure IV.8, on détermine un gradient de 70 mm pour 100 m entre Cran-Gévrier et la Clusaz. Par rapport à ce gradient, les stations de Thônes, du Grand-Bornand et de Thorens-Glières sont plus arrosées.

En toute rigueur un gradient devrait être établi le long d'un profil d'une vallée ou bien sur un versant. Ici, cela n'a pas été possible pour 2 raisons :

- on ne dispose pas de suffisamment de stations réparties en altitude le long des vallées qui entaillent le massif,
- des phénomènes locaux viennent mettre en défaut cette notion de gradient altimétrique de précipitations comme par exemple le montrent les données des tubes à neige ou encore de la station de Thônes.

Quoi qu'il en soit, l'accroissement des précipitations entre Cran-Gévrier et la Clusaz est bien une réalité; toutes les cartes d'isohyètes annuelles sur la Haute-Savoie le montrent (BREYTON in RICHARD, 1975 ; RICHARD et BACONNAIS, 1973 ; bulletins climatologiques de la Haute-Savoie). Cet accroissement d'Ouest en Est est la conséquence d'une augmentation globale de l'altitude suivant cette direction de l'avant-pays savoyard à la chaîne des Aravis d'une part, et d'autre part de la barrière que forme le massif Bornes-Aravis aux perturbations qui viennent le plus souvent de l'Ouest. Le gradient ainsi déterminé est donc valable globalement à l'échelle de l'ensemble du secteur étudié, mais il va de soit qu'il peut difficilement être applicable à l'échelle locale.

Sur la période d'étude ce gradient global déterminé entre Cran-Gévrier et La Clusaz vaut respectivement 55, 60 et 70 mm par 100 m pour les années 82, 83 et 84. Ces chiffres indiquent que la valeur du gradient fluctue d'une année à l'autre, ce à quoi l'on pouvait s'attendre étant donné que la pluviométrie est très variable suivant les années. Ceci nous conduit à dire

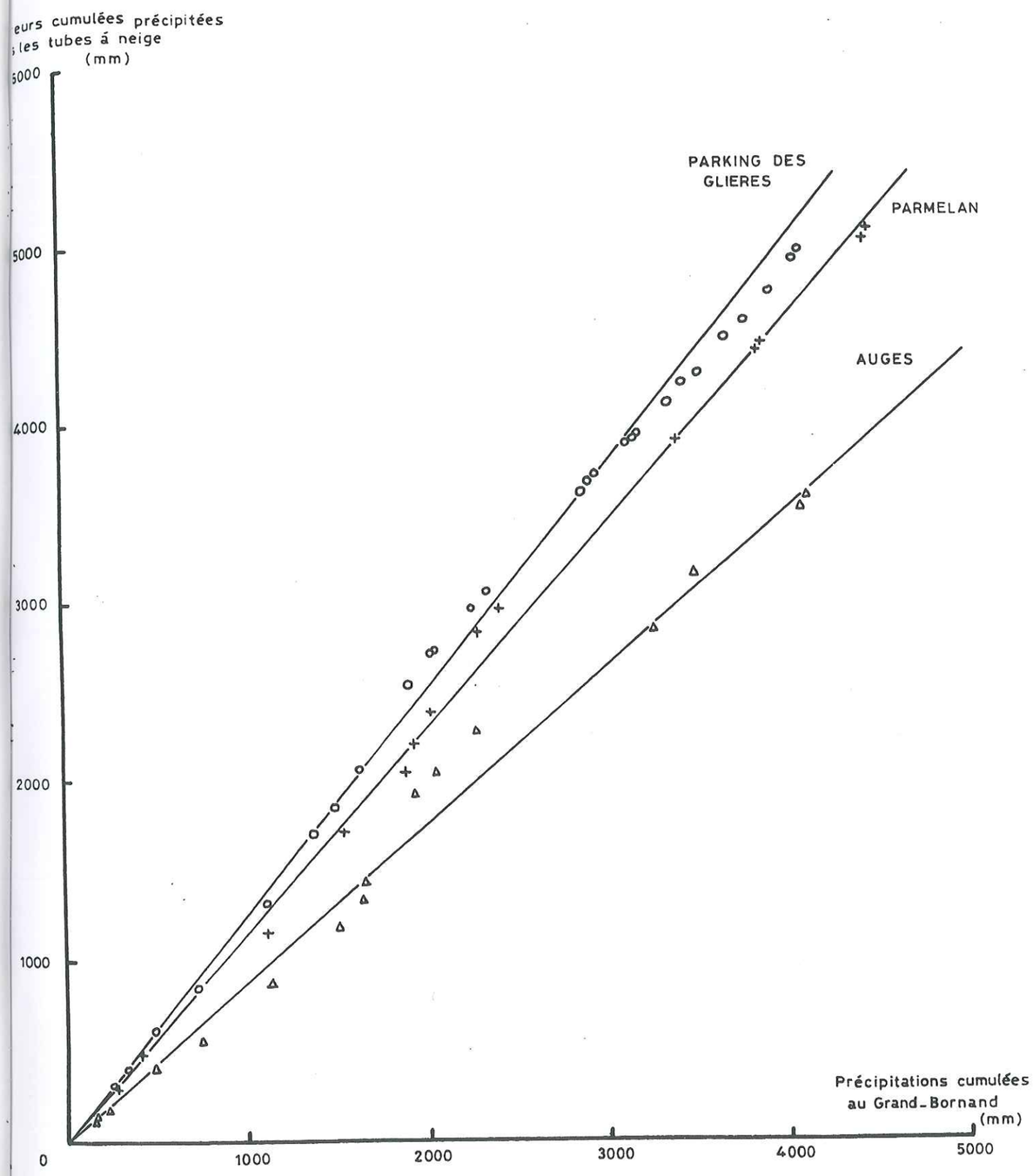


Fig. IV-7 : Relation entre les hauteurs cumulées des précipitations recueillies dans les tubes à neige et à la station du Grand-Bornand.

qu'un gradient n'est jamais établi une fois pour toute et qu'il doit impérativement être déterminé sur la période où l'on désire évaluer une lame d'eau précipitée.

L'échelle de temps à laquelle travaille l'hydrogéologue étant le cycle hydrologique, ce gradient a été déterminé pour les cycles 82/83, 83/84 et 84/85. Il est de 70 mm/100 m pour le cycle 83/84 et de 75 mm/100 m pour les cycles 82/83 et 84/85. Ce sont ces valeurs qui seront retenues pour calculer les lames d'eau tombées sur les systèmes karstiques.

Sur la figure IV.9 sont reportées à titre d'exemple les hauteurs d'eau recueillies au cours du cycle 82/83 en fonction de l'altitude des points d'observation. Par rapport au gradient altimétrique déterminé entre Cran-Gévrier et La Clusaz on constate que les stations de l'Anglettaz, des Glières et des Auges sont beaucoup moins arrosées alors que celles de Thônes, de Thorens-Glières, du Col d'Evires, du Sappey, de Champlaitier et du parking de la route des Glières reçoivent des précipitations nettement plus abondantes. Ces mêmes différences de comportement sont observées au cours du cycle 83/84. Par contre la station du Parmelan reçoit comparativement au gradient établi, plus d'eau en 82/83 et moins d'eau en 83/84.

2.3.3. Détermination des lames d'eau précipitées

L'éventail des méthodes permettant le calcul d'une lame d'eau précipitée sur une surface donnée à partir d'un certain nombre de mesures ponctuelles de la pluviométrie, est vaste. Reste à savoir quelle est la méthode la mieux appropriée pour déterminer la lame d'eau précipitée sur les systèmes karstiques étudiés, compte tenu des données disponibles ?

La méthode classique des polygones de Thiessen (REMENIERAS, 1976) est mal adaptée aux régions montagneuses. Sur la région étudiée, la pondération géométrique qu'elle impose conduit à délimiter des aires d'influence pour chaque station pluviométrique, qui ne sont pas représentatives de la distribution du relief. Or, comme l'existence d'un gradiant vertical de précipitation à l'échelle du massif a été démontrée, cette méthode paraît difficilement applicable.

La recherche de ce gradient a d'ailleurs mis l'accent sur l'existence d'effets locaux affectant la pluviométrie qui mettent en défaut cette notion dans certains secteurs tels que le fond de la reculée d'Usillon, la montagne des Auges ou bien encore la région de Thônes. De ce fait, la méthode des isohyètes (REMENIERIAS, 1976) devient difficilement applicable : la trop

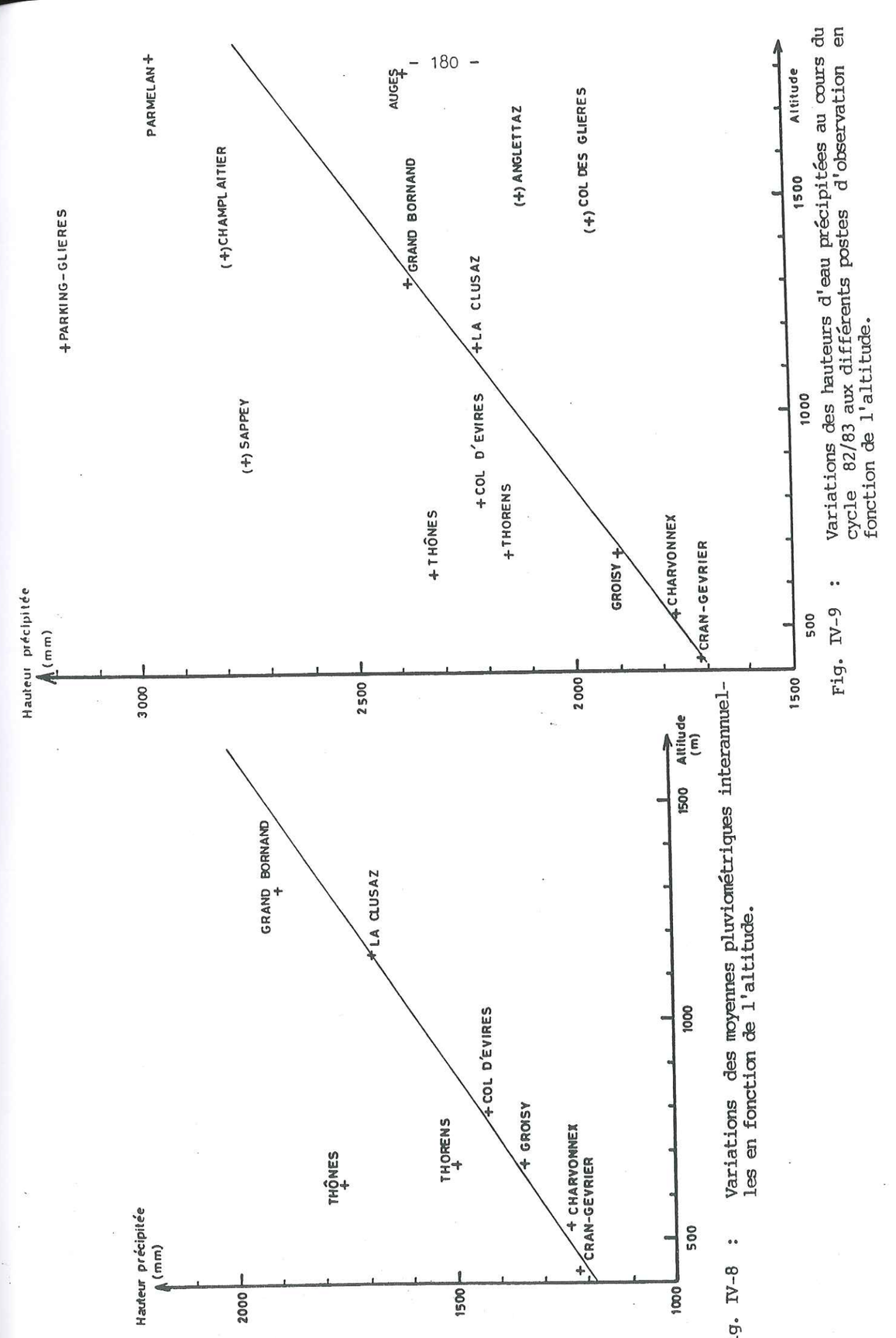


Fig. IV-9 : Variations des hauteurs d'eau précipitées au cours du cycle 82/83 aux différents postes d'observation en fonction de l'altitude.

Fig. IV-8 : Variations des moyennes pluviométriques interannuel- les en fonction de l'altitude.

faible densité des points de mesure ne permet pas de représenter fidèlement les zones où les hauteurs précipitées varient rapidement.

Dans la littérature on trouve un grand nombre de méthodes statistiques qui permettent d'approcher la lame d'eau précipitée. Les plus classiques s'attachent à rechercher à partir de simples corrélations les stations représentatives de la pluviométrie du bassin versant étudié en s'appuyant au départ sur un réseau d'observation très dense (MOLNEAU et al., 1980). Les méthodes plus récentes s'attachent à étudier la distribution des précipitations dans l'espace et à calculer par des procédés d'interpolation variés les hauteurs d'eau précipitées en tout point de la zone d'étude. Certaines comme le krigeage (DELHOMME, 1978) ou l'interpolation à l'aide de fonctions spline (CREUTIN et al., 1980) sont en mesure d'analyser un phénomène connu par une réalisation unique alors que d'autres nécessitent la connaissance d'une série de réalisations du phénomène étudié. Il s'agit des méthodes d'interpolation optimale de GANDIN (CREUTIN et al., 1980) ou bien encore de méthodes dérivées de l'Analyse en composante principale auxquelles de nombreux articles sont consacrés (BARGEAS ET AL., 1983 ; DUBAND, 1980 a et b ; LARDEAU, 1977 ; LAVABRE, 1980 ; MAILHOL, 1985). Ces diverses méthodes sont utilisées avec succès sur des très grands bassins versants de plusieurs milliers de kilomètres carrés pour lesquels l'incidence des facteurs locaux peut être considérée comme négligeable (DUBAND, 1980, a et b). Par contre leur utilisation sur des bassins versants d'extension réduite (de quelques km^2 à quelques dizaines de km^2) où les effets locaux ont toute leur importance, nécessite de disposer d'un réseau d'observation très dense, du moins dans un premier temps (LAVABRE, 1980 ; LAFOSSE, 1980).

Bien que le réseau pluviométrique mis en place pour les besoins de l'étude présente une densité satisfaisante à l'échelle du massif, celle-ci n'en demeure pas moins insuffisante pour pouvoir prétendre utiliser ces méthodes statistiques afin d'évaluer la lame d'eau précipitée sur les différents systèmes karstiques étudiés. Ce réseau d'observation a permis de mettre en évidence l'existence d'effets locaux intervenant dans la répartition spatiale de la pluviométrie, mais sa densité n'est pas assez grande pour pouvoir apprécier l'importance de ces effets locaux et leur incidence sur le calcul de la lame d'eau précipitée sur un système karstique donné.

Ainsi, à défaut de ne pas pouvoir utiliser une méthode plus élaborée, nous estimerons les lames d'eau précipitées sur chaque système karstique en calculant à partir de la valeur du gradient altimétrique déterminé

entre Can-Gévrier et La Clusaz, et des précipitations recueillies à La Clusaz (soit à une altitude de 1150 m), la quantité d'eau tombée à l'altitude moyenne du système karstique considéré. Parmi les différentes stations qui permettent d'établir la valeur du gradient altimétrique des précipitations, c'est la station de La Clusaz qui a été retenue pour calculer les lames d'eau tombées sur les systèmes, car c'est la station dont l'altitude s'approche le plus de l'altitude moyenne des systèmes. Le calcul s'effectue au moyen de la relation :

$$P_{\bar{z}} = P_{\text{La Clusaz}} + (\bar{z} - 1150) \times \delta_p$$

avec : $\bar{z}$: altitude moyenne du système karstique (en m)

$P_{\text{La Clusaz}}$: précipitations recueillies à La Clusaz au cours d'un cycle (en mm)

$P_{\bar{z}}$: précipitation à l'altitude moyenne du système karstique pour le cycle étudié (en mm)

δ_p : gradient vertical de précipitations entre Cran-Gévrier et La Clusaz déterminé sur le même cycle (en mm/m)

L'utilisation de la relation ci-dessus conduit à faire l'hypothèse que le gradient vertical établi à l'échelle de tout le secteur d'étude est applicable à chaque système karstique. Cela revient à considérer qu'il existe une compensation entre les déficits et les excédents pluviométriques locaux à l'échelle de chaque système. Cela est probablement le cas pour les systèmes karstiques les plus étendus comme ceux de Morette, du Pont de Pierre ou de La Diau. Pour les plus petits systèmes (1 à 2 km^2) il est vraisemblable que les précipitations puissent être considérées comme relativement homogènes. C'est par contre pour les systèmes d'extension moyenne (quelques km^2) que l'incertitude sur la lame d'eau précipitée ainsi calculée risque d'être la plus grande, les effets locaux positifs et négatifs ne se compensant pas obligatoirement.

Les lames d'eau précipitées n'ont été calculées que sur les systèmes de Morette, de la Diau et du Pont de Pierre au cours des cycles 83/84 et 84/85 pour lesquels on dispose également des valeurs de débit, l'intérêt de ce calcul étant de pouvoir faire des bilans hydriques sur un cycle afin de déterminer la valeur du déficit d'écoulement (voir § 4.2.1.). Elles sont reportées dans le tableau IV.14.

3. ETUDE DES DONNEES THERMOMETRIQUES

3.1. Les variations de la température dans le temps

3.1.1. Les moyennes interannuelles des températures moyennes mensuelles

Ces valeurs ont été calculées pour les stations d'Annecy et de la Clusaz sur 33 années comprises entre 1944 et 1979 pour la première et sur 23 années entre 1959 et 1984 pour la seconde (tableau IV.11)

STATIONS	Janv	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct.	Nov.	Déc.	Annuel
Annecy	0,8	3,1	6,1	10,1	14,2	17,5	19,9	19,1	16,0	10,8	5,4	1,9	10,35
La Clusaz	-0,8	-0,4	2,2	4,8	9,1	12,8	15,1	14,6	12,1	7,8	3,3	0,2	6,8

Tableau IV-11 - Moyenne interannuelle des températures moyennes mensuelles et annuelles aux stations d'Annecy (33 ans) et de la Clusaz (23 ans).

La température moyenne mensuelle possède un déterminisme saisonnier très net : les mois les plus chauds sont en moyenne juillet et août et les plus froids décembre, janvier et février (fig.IV.10). Si l'on se réfère à la notion de saison froide et saison chaude définie par rapport à la température moyenne annuelle (BAKALOWICZ, ANDRIEUX, 1974), les deux saisons climatiques sont en moyenne d'égale durée, la saison chaude s'étendant de mai à octobre et la saison froide de novembre à avril.

Les différences de température entre Annecy et La Clusaz s'expliquent en grande partie par la différence d'altitude entre ces deux stations (700 m) : les moyennes annuelles sont respectivement de 10,3°C et 6,8°C. Les températures moyennes mensuelles de La Clusaz sont inférieures de 2°C environ à celles d'Annecy durant les mois les plus froids alors que l'écart avoisine les 5°C au printemps et en été. Ceci traduit le fait que le gradient vertical de température de l'air n'est pas constant au cours de l'année.

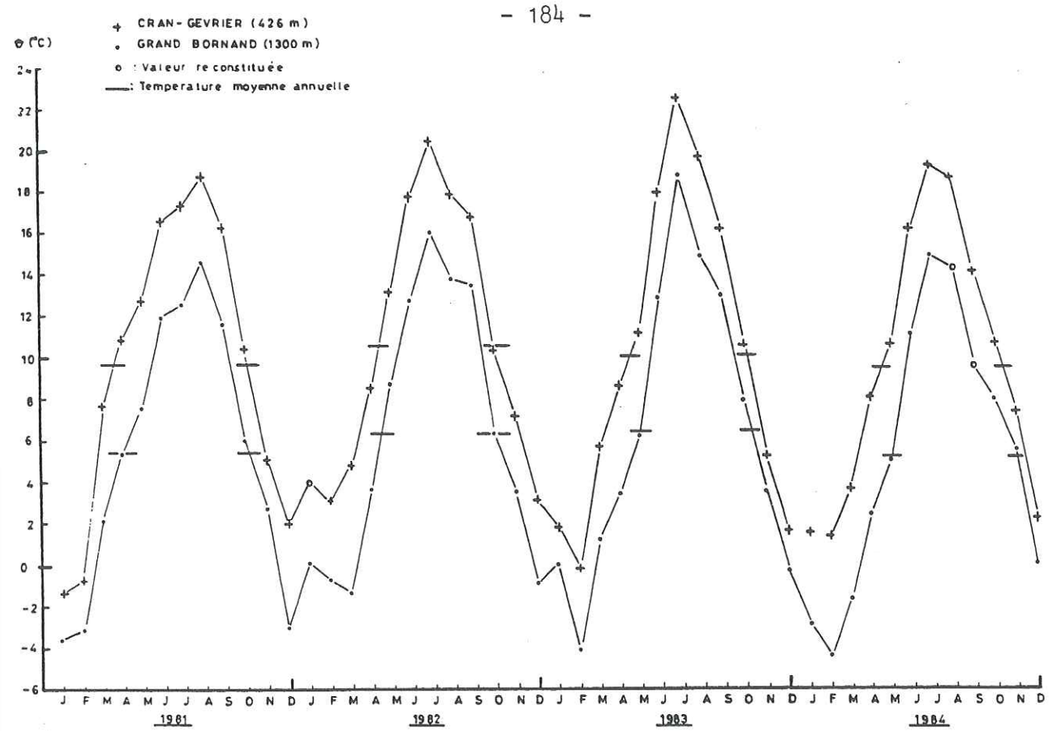


Fig. IV-11 : Variations de la température moyenne mensuelle entre 1982 et 1984 aux stations de Cran-Gévrier et du Grand-Bornand.

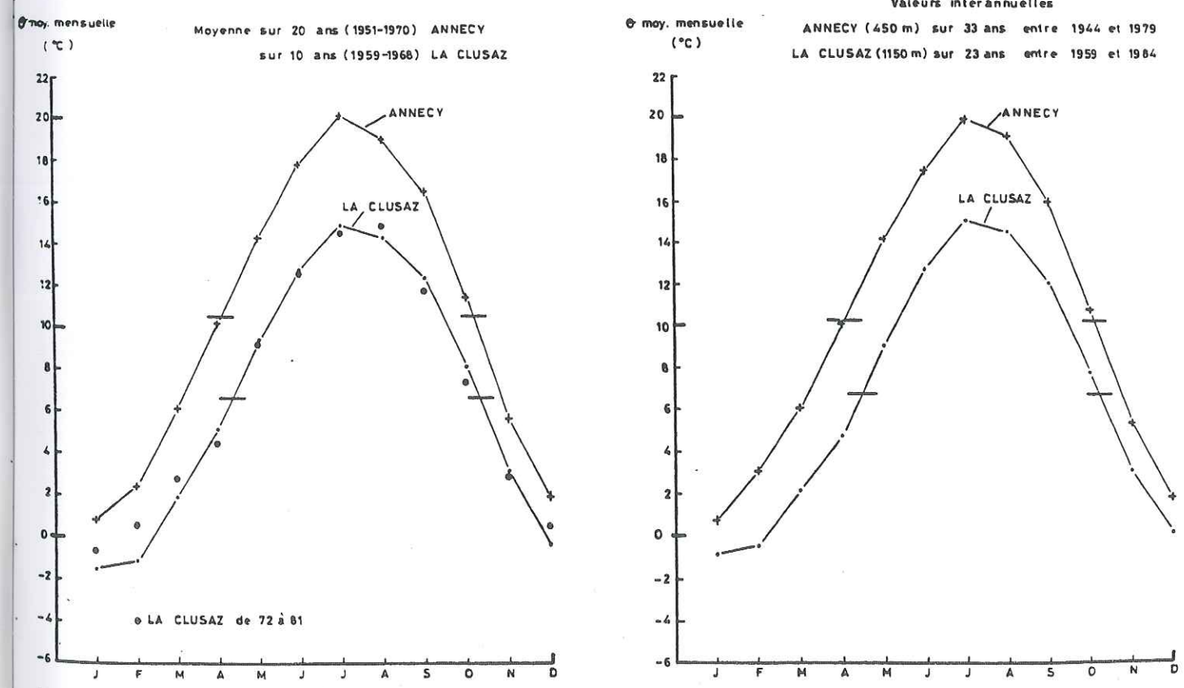


Fig. IV-10 : Variations des moyennes interannuelles des températures moyennes mensuelles aux stations d'Annecy et de La Clusaz.

La variabilité de la température moyenne annuelle est plus faible que celle des précipitations annuelles comme l'a montré LEPILLER (1980a) sur une chronique de 44 ans à Annecy, leur coefficient de variation respectif étant de 0,07 et 0,19. Toujours selon cet auteur, c'est en hiver que les températures moyennes mensuelles présentent la plus forte variabilité. Pour ces mois le coefficient de variation calculé sur 29 ans oscille entre 0,73 et 2,85 alors qu'il n'excède pas 0,10 pour les mois estivaux.

3.1.2. Variations des températures moyennes mensuelles durant la période d'étude

Ces variations sont représentées sur la figure IV.11 pour les stations de Cran-Gévrier et du Grand-Bornand au cours des années 1982 à 1984. Elles possèdent une allure identique, les valeurs extrêmes sont observées pour les mêmes mois sur les deux stations. La comparaison des données mensuelles de thermométrie des autres stations à partir du tableau IV.12 conduit à faire les mêmes observations. Du point de vue des températures moyennes mensuelles, toutes les stations du secteur étudié sont donc soumises à un même climat régional.

Cependant, quelques différences peuvent exister ponctuellement et plus particulièrement durant les mois d'hiver pendant lesquels le phénomène d'inversion thermique est observé fréquemment. Ce phénomène bien décrit dans le travail de LEPILLER (1980a) se traduit le plus souvent par l'apparition d'une mer de nuages à basse altitude qui isole une masse d'air froid et dense stagnant au fond des vallées alors qu'au-dessus émergent dans un air chaud et léger les parties élevées. De telles inversions thermiques se sont produites par exemple en janvier 83 entre les stations de Cran-Gévrier et du Grand-Bornand (fig. IV.12) et expliquent la différence constatée dans l'évolution de leurs températures moyennes mensuelles respectives.

La comparaison des températures moyennes mensuelles mesurées à La Clusaz de 82 à 84 par rapport aux valeurs moyennes calculées sur 23 ans à cette même station permet de situer la période d'étude par rapport à une année moyenne (fig. IV.13). C'est ainsi que les années 82 et 83 sont des années chaudes avec une température moyenne annuelle supérieure de 1°C à la valeur moyenne calculée entre 1959 et 1984. Sur ces deux années, seuls les mois de mars 82 et février 83 sont froids, les autres mois d'hiver sont doux et le mois de juillet particulièrement chaud, surtout en 83. L'année 1984 possède une température moyenne annuelle proche de la moyenne interannuelle. Elle se caractérise par des mois de février et mars froids et un mois de novembre exceptionnellement chaud.

Station	Altitude m	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Octobre	Nov	Déc.	Annuel	Année
Cran Gevrier	426	3,2	3,1	4,8	8,5	13,1	17,7	20,4	17,8	16,7	10,3	6,6	3,1	10,5	
Ayse	450	3,0	2,6	5,4	8,9	14,1	18,0	20,8	18,4	17,0	10,5	6,6	3,0	10,7	
Thônes	626	2,8	2,5	3,8	8,3	13,1	16,9	20,1	17,4	16,2	9,5	6,1	1,4	9,8	
Groisy	670	2,9	2,2	3,3	7,4	12,2	16,2	19,1	16,3	15,4	8,9	5,9	2,0	9,3	
Thorens	670	3,4	2,0	4,2	8,3	13,1	17,2	20,4	17,3	16,6	9,9	6,9	2,5	10,2	1982
Col d'Evires	790	0,5	0,5	2,5	6,5	10,5	16,0	20,0	16,5	(14,0)	7,5	4,5	(-1,0)	8,0	
La Clusaz	1150	1,9	1,6	0,9	5,6	(10,6)	13,8	17,2	14,7	(13,7)	7,8	4,8	0,5	7,8	
Grand-Bornand	1300	0,1	-0,7	-1,3	3,6	8,7	12,7	16,0	13,7	13,4	6,3	3,5	-0,9	6,3	
Anglettaz	1150						11,0	15,0	12,0	12,0	5,5	3,0			
Cran Gevrier	426	1,8	-0,2	5,7	8,6	11,1	17,9	22,5	19,6	16,1	10,5	5,2	1,6	10,0	
Ayse	450	1,8	0,3	6,6	9,7	11,8	18,1	23,2	20,0	16,5	10,9	4,6	1,8	10,4	
Thônes	626	1,5	-2,2	4,9	8,2	10,1	16,9	22,5	18,6	15,4	9,8	4,5	1,9	9,3	
Groisy	670	1,7	-1,8	4,7	7,3	9,6	16,1	21,5	18,0	14,6	9,5	4,4	1,1	8,9	
Thorens	670	2,3					17,3	22,9							1983
Col d'Evires	790	-2,0	-6,0	1,0	4,0	6,5	14,0	20,5	15,0	(13)	(7,5)	-0,5	-3,0	6,0	
La Clusaz	1150	1,9	-2,9	3,3	5,4	(8,2)	14,4	20,2	15,7	13,9	8,6	4,5	1,5	7,9	
Grand-Bornand	1300	-0,0	-4,1	-1,2	3,4	6,2	12,8	18,7	14,8	12,9	7,9	3,5	-0,3	6,1	
Champlaitier	1490	2,5	-3,0	-1,5	3,5	6,5	12,5	19,0	13,5	10,0	6,5	3,0	(-1,5)	6,0	
Anglettaz	1500							17,0	12,0	10,0	7,0	3,5	0,5		
Cran Gevrier	426	1,5	1,3	3,6	8,0	10,5	16,1	19,2	18,6	14,0	10,6	7,3	2,2	9,4	
Ayse	450	2,1	1,7	3,6	8,0	10,5	16,1	19,4	19,7	15,1	11,3	5,8	1,3	9,6	
Thônes	626	0,5	-0,4	2,2	7,7	9,4	15,1	18,9	18,1	12,9	9,6	7,5	1,8	8,6	
Groisy	670	0,2	-0,7	2,1	6,9	8,6	14,6	17,6	17,3	12,5	9,7	7,0	1,0	8,1	
Col d'Evires	790	-4,0	-5,0	(-1,0)	5,0	16,0	13,0	16,0	14,5	9,0	6,5	3,0	-2,5	5,0	1984
La Clusaz	1150	-1,3	-3,0	-0,3	4,7	(7,2)	12,7	16,1	14,9	10,6	8,9	6,9	1,3	6,6	
Grand-Bornand	1300	-2,9	-4,4	-1,7	2,4	5,0	11,0	14,8	(14,2)	(9,5)	7,9	5,4	0,0	5,1	
Champlaitier	1490	(-2,5)	-6,0	(-1,0)	1,0	3,0	9,5	13,0	11,5	(8,5)	(6,0)	(3,5)	(-1,5)	4,0	
Anglettaz	1500					3,5	9,5			7,5	7,0	5,0			

Tab. IV-12 : Valeurs des températures moyennes mensuelles et annuelles (en °C) aux différentes stations au cours des années 1982, 83 et 84 - Les valeurs entre parenthèses sont des valeurs reconstituées par corrélation.

Les saisons chaudes et froides sont d'égale durée en 83 et 84. La saison chaude s'étend alors de mai à octobre. Elle est par contre réduite à 5 mois (de mai à septembre) pour l'année 1982.

3.2. Etude des corrélations entre stations

Des corrélations sur les températures moyennes mensuelles ont été établies entre les différentes stations afin de reconstituer les données manquantes pour la période 1981-1984 (après s'être assuré de leur bon fonctionnement en faisant un calcul de double masse). Les stations de Cran-Gévrier, Ayse, Thônes et Groisy ont été prises comme station de référence pour établir les régressions. Dans le but de tester les régressions non seulement linéaires mais également curvilignes, les données ont toutes été majorées de 10°C afin de pouvoir travailler uniquement sur des valeurs positives. Dans tous les cas ce sont les régressions linéaires qui présentaient le meilleur ajustement avec des liaisons toujours significatives au seuil de 1 %. Les données manquantes des stations de La Clusaz et du Grand-Bornand ont été calculées à partir des valeurs de la station de Groisy pour laquelle le coefficient de corrélation est maximal. Ce sont également les données de cette station qui ont été prises pour reconstituer les valeurs manquantes des stations du Col d'Evires et de Champlaitier. Cependant, elles ont été arrondies préalablement à $\pm$ 0,5°C près pour travailler sur des données comparables.

Les équations des droites de régression sont les suivantes :

$(\bar{\theta}m$ La Clusaz + 10) = 0,949 $(\bar{\theta}m$ Groisy + 10) - 0,419	r = 0,9940	n = 44
$(\bar{\theta}m$ Grand-Bornand + 10) = 0,969 $(\bar{\theta}m$ Groisy + 10) - 2,265	r = 0,9892	n = 45
$(\bar{\theta}m$ col d'Evires + 10) = 1,107 $(\bar{\theta}m$ Groisy + 10) - 4,199	r = 0,9892	n = 43
$(\bar{\theta}m$ Champlaitier + 10) = 0,894 $(\bar{\theta}m$ Groisy + 10) - 1,529	r = 0,9633	n = 17

avec : $\bar{\theta}m$: température moyenne mensuelle
r = coefficient de corrélation linéaire
et n = nombre de couples de valeurs

3.3. Détermination du gradient altimétrique de température

Les températures moyennes annuelles des différentes stations pour les années 1982, 83 et 84 ont été reportées sur un graphe en fonction de leur altitude (fig. IV.14). Ces graphes laissent clairement apparaître l'existence d'un gradient vertical de température à l'échelle du massif étudié. Il est de

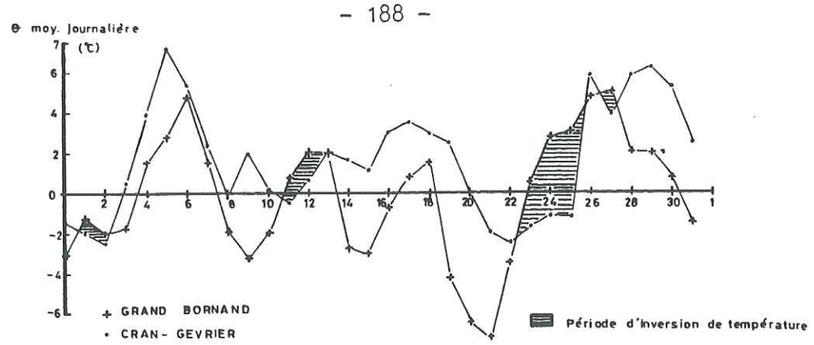


Fig. IV-12 : Exemples d'inversions thermiques observées entre les stations de Cran-Gévrier et du Grand-Bornand durant le mois de janvier 1983.

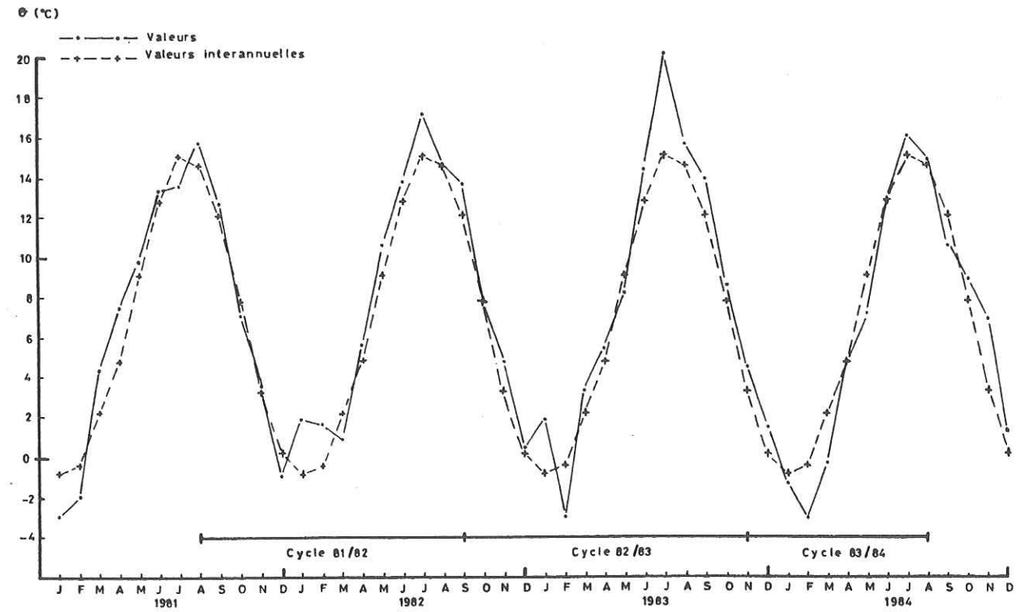


Fig. IV-13 : Comparaison des températures moyennes mensuelles mesurées à La Clusaz entre 1982 et 1984 avec les moyennes interannuelles.

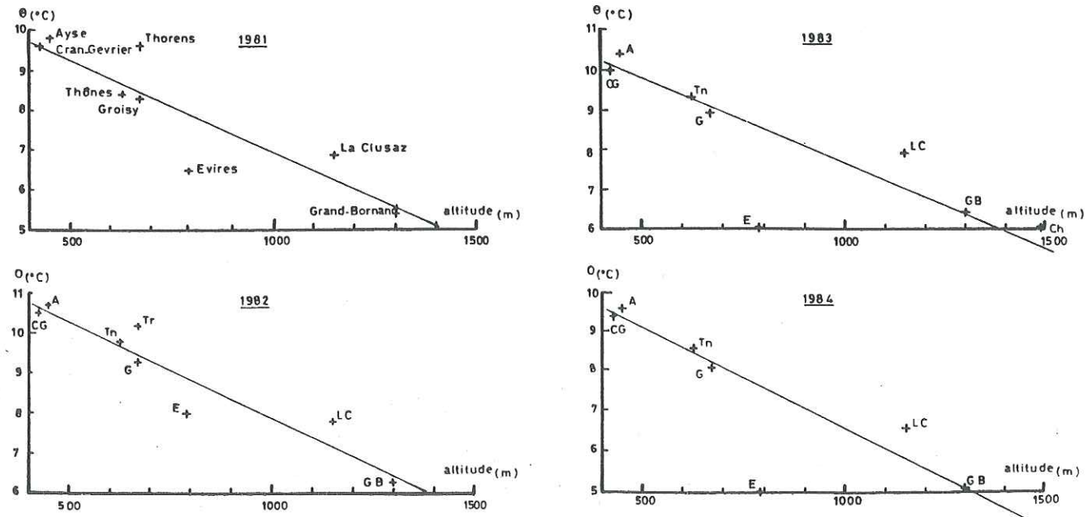


Fig. IV-14 : Variations de la température moyenne annuelle des années 1981 à 1984 en fonction de l'altitude des stations.

-0,5°C/100 m pour les années 1982 et 1984 et tombe à -0,4°C/100 m en 1983. Par rapport à ce gradient global, on remarque que certaines stations sont systématiquement plus chaudes (La Clusaz, Thorens et Ayse) ou plus froides (col d'Evires). Là aussi des effets locaux dûs à l'exposition de la station ou à son environnement orographique viennent moduler l'influence régionale à laquelle sont principalement soumises les températures mesurées en un point.

On retiendra -0,5°C/100 comme valeur moyenne du gradient vertical de température pour la partie sud-ouest du massif des Bornes. Cette valeur s'apparente à celle déterminée par NICOUD (1973) dans les Bauges orientales et reste légèrement inférieure à celle de -0,6°C/100 m avancée par d'autres auteurs : BENEDETTI-CROUZET (1972) sur le bassin versant du lac d'Annecy ou bien encore LEPILLER (1980a) dans les Bauges occidentales.

4. ETUDE DE LA COMBINAISON DES DONNEES THERMOMETRIQUES ET PLUVIOMETRIQUES

Sur les systèmes karstiques étudiés ici qui sont soumis à un climat de montagne et dont l'alimentation se fait de façon prépondérante par les précipitations, la température joue un rôle capital dans la capacité que peuvent avoir ces dernières à fournir de l'eau au karst. La participation d'une précipitaion donnée peut en effet être :

- soit retardée lorsque, en raison de basses températures, elle se produit sous forme de neige. Ce retard à l'alimentation du karst sera d'autant plus long que les températures basses persisteront, ce qui est fréquent durant la saison froide ;
- soit réduite, voire même annulée, lorsqu'en saison chaude les températures élevées favorisent l'évapotranspiration.

4.1. Le manteau neigeux

4.1.1. Mise en place et persistance du manteau neigeux

Les travaux de RICHARD (1973-b, 1975) portant sur des chroniques de températures et de précipitations d'un minimum de 15 années (1957-1971) permettent d'étudier le rôle des périodes froides sur l'enneigement du massif. Ils font apparaître que la période de gel continu s'étale en moyenne sur un peu plus de 3 mois (décembre, janvier, février) à La Clusaz, soit 3 fois plus longtemps qu'à Annecy où cette période encadre uniquement le mois de janvier. C'est à cette époque qu'un manteau neigeux durable est susceptible de se constituer. Pour des altitudes supérieures à 1100 m, l'épaisseur maximale du

manteau neigeux est observée en février-mars. Ensuite, la remontée des températures amorce le début de sa fonte. Les précipitations solides qui surviennent ultérieurement ne suffisent plus à compenser la diminution de son épaisseur occasionnée par la fonte (fig. IV.15). La durée de persistance au sol de la couverture neigeuse est en moyenne de 70 jours à Thônes et de 138 jours à La Clusaz à 1150 m. Elle oscille entre 5 et 7 mois à 1500 m d'altitude et au-delà.

4.1.2. Conséquences hydrodynamiques

La constitution du manteau neigeux puis sa fonte ont de grandes répercussions sur l'hydrodynamique des systèmes karstiques étudiés :

- la couverture neigeuse qui se met en place de novembre à mars aux altitudes moyennes et hautes des systèmes karstiques joue un rôle d'écran thermique et limite considérablement l'infiltration comme a pu le démontrer LEPILLER (1980a) en exploitant les mesures de températures du sol à 1500 m d'altitude faites au cours de l'hiver 71-72 et publiées par RICHARD et BACONNAIS (1973). Les émergences présentent alors un régime de basses eaux sans que l'on puisse pour autant observer de véritable tarissement, une légère alimentation des systèmes se faisant lors des périodes de redoux hivernaux ou bien encore à partir des parties basses du bassin versant des systèmes.

- La fonte du manteau neigeux dont les prémices se font sentir dès le mois de mars et qui s'achève fin juin-début juillet, est à l'origine d'une période de hautes eaux soutenue durant trois mois environ pour les systèmes les plus élevés. Cette période est propice à la reconstitution des réserves du karst en raison de l'important flux hydrique qui transite à travers les systèmes.

L'existence d'un manteau neigeux va compliquer l'étude entrée-sortie menée sur les systèmes dont les débits sont connus. En effet, dès qu'il se forme et tant que sa fonte contribue de façon non négligeable à leur alimentation, la fonction d'entrée ne peut pas être assimilée aux précipitations. Cette fonction devient alors difficile à appréhender, tout au plus peut-on reconnaître un rôle déterminant de la température dans la fonte du manteau neigeux. Cet aspect sera d'ailleurs plus amplement développé lors de l'étude hydrodynamique des systèmes karstiques.

4.1.3. Estimation des lames d'eau utiles au maintien du manteau neigeux

Les données des tubes à neige vont être mises à profit pour estimer ces lames d'eau en recherchant les quantités d'eau recueillies entre le moment où un manteau neigeux persistant fait son apparition en altitude et l'instant où sa fonte débute. Ce moment se traduit par l'irruption de débits élevés aux exutoires accompagnée d'une forte chute de la minéralisation de leurs eaux. On fait l'hypothèse qu'à de telles altitudes toutes les précipitations intervenant au cours de cette période se font sous forme solide, ce qui n'est pas tout à fait le cas.

Les lectures faites sur les tubes à neige ne coïncident pas nécessairement avec la période de maintien de la couverture neigeuse, quelques valeurs ont été reconstituées à partir des données de la station du Grand-Bornand. Ces lames d'eau, dont l'infiltration est retardée, sont ensuite comparées à la hauteur totale précipitée au cours du cycle hydrologique concerné. Le calcul porte sur les cycles 82/83 et 83/84 (tableau IV.13).

L'enneigement utile au maintien du manteau neigeux au cours de l'hiver 83/84 est supérieur à celui de 82/83 alors que les périodes respectives sont d'égales durées. Les abondantes chutes de neige de janvier et février 84 expliquent cette différence. La contribution des lames d'eau ainsi déterminées à la hauteur totale précipitée au cours d'un cycle varie d'un point de mesure à l'autre, mais reste du même ordre de grandeur. Elle représente le quart de la hauteur totale précipitée au cours du cycle 82/83 qui est excédentaire et dure 14 mois, et plus de la moitié (≠ 60 %) pour le cycle 83/84 qui est légèrement déficitaire et de courte durée (9 mois). Par contre, si l'on se réfère à la notion de cycle climatique définie par LEPILLER (1980a) comme étant "la durée comprise entre le début de deux périodes d'existence du manteau neigeux en altitude", l'écart s'atténue d'un cycle à l'autre, les précipitations utiles passant à une moyenne de 31 % et 45 %. Comme les cycles climatiques étudiés ont une durée proche de 12 mois, la valeur de ces coefficients peut donner une idée du coefficient de nivosité sur le massif. Il s'agit d'une valeur par défaut car des précipitations solides s'observent également en dehors de la période relative au maintien d'un manteau neigeux.

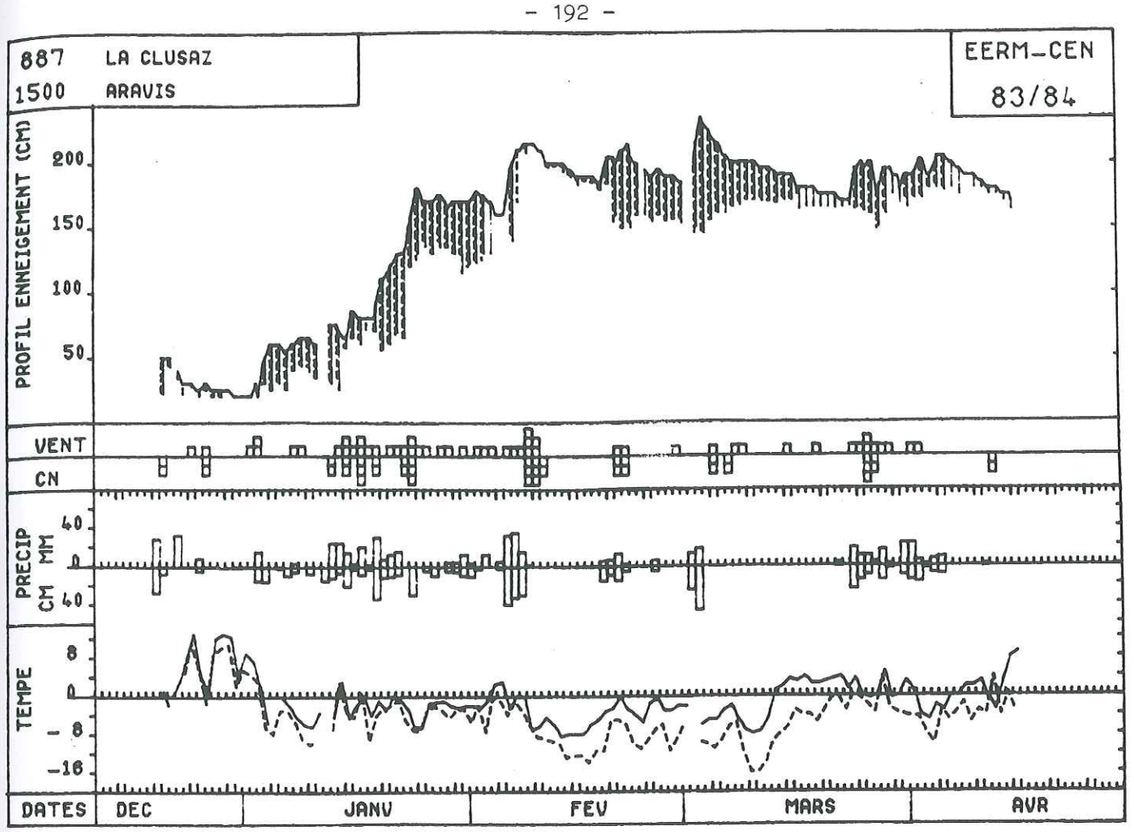


Fig. IV-15 : Evolution du manteau neigeux vers 1500 m à La Clusaz (Crêt du Merle) durant l'hiver 83/84 (données du service des pistes de La Clusaz).

Tab. IV-13 : **Détermination des lames d'eau utiles au maintien du manteau neigeux à partir des données des tubes à neige.**

Station	Altitude moyenne (m)	Précipitations utiles à la formation d'un manteau neigeux		Cycle hydrologique			Cycle climatique		
		durée	hauteur (mm)	durée	hauteur (mm)	% précipitations utiles	durée	hauteur (mm)	% précipitations utiles
Parmelan	1830	13-11-82 au 12-3-83	752	26-9-82 au 25-11-83	2954	25%	13-11-82 au 26-11-83	2582	29%
Auges	1790		547		2371	23%		2082	26%
Parking route des Glières	1160		879		3165	28%		2780	32%
Grand-Bornand	1300		745,6		2400,6	31%		2096,8	36%
Parmelan	1830	27-11-83 au 31-3-84	893	26-11-83 au 2-9-84	1519	59%	27-11-83 au 15-11-84	2020	44%
Auges	1790		582		1146	51%		1446	40%
Parking route des Glières	1160		1005		1576	64%		2151	47%
Grand-Bornand	1300		924,5		1499,7	62%		1955,1	47%

4.2. L'évapotranspiration

L'évapotranspiration réelle (ou ETR) représente les quantités d'eau prélevées dans la partie supérieure de la zone non saturée qui retournent à l'état de vapeur dans l'atmosphère soit par évaporation directe à partir du sol, soit par transpiration des végétaux. Elle dépend à la fois de la réserve hydrique du sol et de l'énergie disponible à la transformation de l'eau liquide en vapeur d'eau.

Les méthodes de détermination de l'ETR journalière à partir du bilan radiatif faisant intervenir un terme convectif (GOENANA, OBERLIN, 1977 ; NAJJAR, 1982 ; AMBROISE et al., 1982) ou non (BAKALOWICZ, 1974a) n'ont pu être appliquées ici. En effet, l'équipement climatologique dont nous disposons pour l'étude est bien insuffisant pour permettre l'ajustement de certaines constantes propres à la région étudiée, étape préalable à l'utilisation de ces méthodes. De plus, en l'absence de mesures, il paraît difficile d'estimer de manière satisfaisante l'albédo, paramètre essentiel intervenant dans le calcul du rayonnement net.

Aussi tenterons-nous d'approcher l'évaluation de l'ETR à partir du calcul du déficit d'écoulement (D). Pour cela nous utiliserons deux méthodes :

- la formule empirique de Turc ;
- le bilan hydrique.

Pour les systèmes karstiques étudiés, il est en effet possible d'assimiler le déficit d'écoulement à l'évapotranspiration réelle puisque, comme nous le verrons par la suite, ces systèmes ne possèdent que de très faibles réserves.

4.2.1. Evaluation de l'ETR sur un cycle hydrologique à partir du bilan hydrique

L'équation du bilan hydrique s'écrit :

$$P = H + ETR + \Delta R + \varepsilon$$

avec : P : lame d'eau précipitée sur le système karstique durant un cycle hydrologique (en mm) ;

H : lame d'eau écoulée à l'exutoire du système durant ce même cycle (en mm) ;

ΔR : variation des réserves globales du système au cours du cycle (en mm) ;

ETR : évapotranspiration réelle pendant le cycle ;

ε : représente l'ensemble des erreurs et les termes éventuellement négligés comme des apports extérieurs temporaires en provenance d'autres systèmes ou bien encore des fuites vers d'autres systèmes.

Dans un premier temps, nous considèrerons ε comme négligeable dans la mesure où l'on fait l'hypothèse que les systèmes karstiques tels qu'ils ont été définis au chapitre précédent, ne possèdent aucune relation entre eux. De plus, les réserves des systèmes étudiés étant faibles, leur variation au cours d'un cycle le sera d'autant plus. Le terme ΔR peut ainsi être négligé.

L'équation du bilan hydrique se réduit alors à :

$$P = H + ETR \quad \text{d'où :} \quad ETR = P-H$$

Dans ce cas, l'ETR n'est rien d'autre que le déficit d'écoulement qui par définition correspond à la différence entre les lames d'eau précipitée et écoulée. L'ETR a ainsi été calculée sur les systèmes de Morette, de La Diau et du Pont de Pierre où les débits sont connus avec une bonne précision pour les cycles 83/84 et 84/85 (tableau IV.14).

Au cours du cycle 83/84, le déficit d'écoulement des systèmes de Morette et de La Diau est identique. On pouvait s'y attendre puisque les bassins versants de ces systèmes présentent une répartition en altitude de leurs surfaces identique. Par contre, celui du système de Pont de Pierre leur est près de 4 fois supérieur. Cette forte valeur s'explique par la faible lame d'eau écoulée à l'exutoire de ce système comparativement aux précipitations qu'il a reçues. Il paraît ici difficile d'assimiler un déficit d'écoulement aussi élevé uniquement à l'ETR, grandeur que l'on sait par ailleurs peu variable à l'échelle d'une région. Ceci nous amène à considérer que dans ce cas, nous ne sommes pas en possession de tous les éléments du bilan hydrique et que le terme "ε" de ce dernier ne peut pas être négligé. Nous tenterons dans le chapitre relatif à l'hydrodynamique, d'élucider cette question en cherchant à préciser quelle réalité hydrogéologique se trouve derrière le terme "ε" qu'il est nécessaire de faire intervenir pour réaliser l'équilibre du bilan hydrique du système du Pont de Pierre.

Au cours du cycle 84/85, le déficit d'écoulement calculé sur Morette est bien différent de celui de La Diau. La lame d'eau précipitée sur ces deux systèmes étant identique, l'écart entre les déficits d'écoulement résulte de celui observé entre les lames d'eau écoulées respectives. Le déficit d'écoulement calculé sur Morette s'apparente à celui du cycle 83/84, aussi sommes-nous enclin à invoquer une sous-évaluation de la lame d'eau écoulée à La

Diau. Cependant nous n'avons aucune raison d'incriminer la validité des débits qui ont été mesurés à La Diau en 84/85. Par contre, si l'on considère que la lame d'eau précipitée est connue avec une incertitude de 10 %, ce qui ne paraît pas abusif compte tenu du caractère approximatif de la méthode de calcul utilisée, la fourchette avec laquelle est déterminé le déficit d'écoulement à La Diau contient la valeur de celui de Morette. En outre, cette méthode faisant appel à un gradient vertical de précipitation global, suppose implicitement l'homogénéité de la pluviométrie à l'échelle du massif, ce qui n'est peut-être pas vérifié entre les systèmes de Morette et de La Diau pour le cycle 84/85 au cours duquel le système de La Diau a très bien pu recevoir moins de précipitations que celui de Morette.

L'ETR calculée à partir du bilan hydrique serait évaluée à 250 mm tout en sachant que dans le meilleur des cas ce chiffre est connu avec une incertitude relative supérieure à 60 % - Autant dire que le bilan hydrique ne permet pas d'évaluer correctement l'ETR en raison de l'imprécision avec laquelle la lame d'eau précipitée sur les systèmes peut être déterminée.

4.2.2. Evaluation de l'ETR moyenne annuelle

La formule de Turc donne généralement une assez bonne estimation du déficit d'écoulement assimilable à l'ETR :

$$D = P \,/\, \sqrt{0{,}9 + P^2/L^2} \simeq ETR$$

avec $L = 300 + 25\,T + 0{,}05\,T^3$

où P représente la lame d'eau moyenne annuelle précipitée (en mm)

et T la moyenne des températures moyennes annuelles du lieu (en °C)

Puisqu'il s'agit de raisonner sur des grandeurs moyennes interannuelles, nous utiliserons celles qui ont été déterminées à la station de La Clusaz que nous ramènerons à l'altitude moyenne des systèmes karstiques étudiés en faisant intervenir les gradients altimétriques moyens de précipitation et de température précédemment déterminés. Au préalable une correction de -0,7°C a été apportée à la température moyenne interannuelle de La Clusaz afin de tenir compte du fait que cette station surestime les températures moyennes annuelles d'environ 0,7°C par rapport au gradient établi.

Les résultats de ces calculs, présentés dans le tableau IV.15, font apparaître que l'ETR est de l'ordre de 400 mm pour les systèmes étudiés. On remarquera que celle-ci diminue en fonction de l'altitude.

Système karstique	Altitude moyenne (m)	Cycle hydrologique	gradient vertical de précipitation (mm/m)	Lame précipitée à La Clusaz (mm)	Lame précipitée (mm)	Lame écoulée (mm)	Déficit d'écoulement (mm)
Morette	1536	83/84	0,70	1344	1614	1368	246
		84/85	0,75	2042	2331	2058	273
Diau	1530	83/84	0,70	1344	1610	1361	249
		84/85	0,75	2042	2327	1887	440
Pont de Pierre	1612	83/84	0,70	1344	1667	643	1024

Tab. IV-14 : Valeurs des lames d'eau précipitées et du déficit d'écoulement calculées sur les cycles 83/84 et 84/85 pour les systèmes de Morette, de la Diau et du Pont de Pierre.

Système ou station	Altitude moyenne (m)	Précipitation moyenne annuelle (mm)	température moy. annuelle (°C)	Déficit d'écoulement = ETR (mm)
La Clusaz	1450	1688	6,8	469
Morette	1536	1958	4,2	401
Diau	1530	1954	4,2	401
Pont de Pierre	1612	2011	3,8	391

Tab. IV-15 : Valeurs de l'ETR moyenne annuelle calculée par la formule de Turc sur les systèmes de Morette, de la Diau et du Pont de Pierre.

Auteur (année de publication)	Bassin versant (massif)	Période d'étude	Méthode de calcul	ETR (mm)	Altitude moyenne (m)
NICOUD G. (1973)	Haut-Chéran (Bauges internes)	72-73	Turc	450	1475
HAUBERT M. (1975)	Brevon (Chablais)	69-73	Turc	420	1480
LE PILLER R. (1980)	Chéran à la Charnia (Bauges)	50-60	Turc	450	1477
		51-75	bilan hydrique	684	1477
MONDAIN P.H. (1988)	Morette (Bornes)	23 ans entre 59 et 84	Turc	401	1536

Tab. IV-16 : Comparaison des valeurs d'ETR calculées par différents auteurs dans les massifs du Chablais, des Bornes et des Bauges.

4.2.3. Commentaires et conclusion

La valeur de 400 m retenue pour l'ETR est légèrement inférieure à celle déterminée par d'autres auteurs dans les massifs voisins des Bauges ou du Chablais à l'aide de la formule de Turc également (tableau IV.16). La différence d'altitude moyenne entre les bassins versants considérés en est probablement la raison. Par contre, toutes ces valeurs restent bien en deçà de celle que LEPILLER (1980a) obtient par la méthode du bilan hydrique appliquée au bassin versant de Chéran à La Charnia. Les réserves que nous émettons sur la possibilité d'évaluer l'ETR à partir du bilan hydrique sont ici moins justifiées dans la mesure où l'auteur a travaillé sur une chronique de 25 ans. On peut espérer que les erreurs faites sur la détermination des lames d'eau précipitées annuelles se compensent statistiquement. LEPILLER en conclut que la méthode de Turc n'est pas tout à fait adaptée aux bassins versants de montagne où l'évapotranspiration est particulièrement active pendant la saison chaude.

Nous prendrons donc une valeur intermédiaire entre celle de 685 mm avancée par LEPILLER et celle calculée sur les systèmes des Bornes à partir de la formule de Turc, pour estimer la lame d'eau annuelle soustraite à l'écoulement par évapotranspiration :

$$ETR = 500 \text{ mm} \pm 100 \text{ mm}$$

Cette valeur nous amène à nouveau à porter un jugement critique sur la façon dont la lame d'eau précipitée sur les systèmes a été calculée. La forte sous-estimation de l'ETR obtenue par le bilan hydrique résulte, toujours dans l'hypothèse où l'on considère que les lames écoulées sont connues avec une bonne précision, de la sous-évaluation de la lame d'eau précipitée. Il semble que le gradient vertical de précipitation utilisé soit nettement inférieur à celui qui règne plus spécifiquement sur les systèmes karstiques étudiés.

5. SYNTHESE DE L'ETUDE CLIMATOLOGIQUE

La température et les précipitations sont sous l'influence du climat régional, mais des effets locaux peuvent moduler de façon significative cette influence. Cependant l'équipement climatologique dont nous disposons pour cette étude est nettement insuffisant pour apprécier de manière satisfaisante l'hétérogénéité spatiale de ces deux éléments du climat. De là découle la difficulté d'estimer correctement la lame d'eau précipitée au cours d'un cycle sur un système karstique donné.

Le climat montagnard auquel sont soumis les systèmes est frais et humide : à 1150 m, les moyennes interannuelles de la température moyenne annuelle et de la pluviométrie annuelle sont respectivement de 6,8°C et 1688 mm. Il se caractérise par la mise en place d'une couverture neigeuse qui persiste environ deux mois et demi vers 650 m (Thônes), trois mois et demi vers 1150 m (La Clusaz) et plus de six mois au-delà de 1500 m d'altitude. Pendant toute cette période l'activité biologique et par conséquent la production de CO_2 sont réduites.

Le stockage momentané des précipitations hivernales est responsable des basses eaux d'hiver. Il peut représenter plus de la moitié des précipitations tombées au cours d'un clycle hydrologique dans les parties hautes du massif. La fonte du manteau neigeux consécutive à la remontée des températures entraîne un régime de hautes eaux qui ne s'affaiblit qu'en juin pour les exutoires des systèmes les plus élevés.

Durant la saison chaude qui s'étend généralement de mai à octobre, l'ensoleillement est maximal avec une moyenne mensuelle de 200 heures par mois (RICHARD, 1973-b). La production du CO_2 d'origine biologique au niveau du sol est très active. Les précipitations abondantes, les températures élevées, le rôle des courants convectifs et une surface d'échange avec l'atmosphère particulièrement importante sont autant de facteurs favorisant l'évapotranspiration. La sublimation de la neige joue également un rôle à ce niveau. L'ETR étant estimé à 500 mm, la pluie efficace à 1500 m d'altitude est de l'ordre de 1500 mm.

Le gradient vertical de précipitation annuel à l'échelle du massif est en moyenne de 70 mm/100 m. Il est probablement plus élevé que cela dans les parties hautes du massif. Celui relatif aux températures moyennes annuelles est de l'ordre de -0,5°C/100 m.

Les années 82 et 83 sont caractérisées par une température moyenne annuelle supérieure de 1°C à la moyenne interannuelle et un mois de juillet particulièrement chaud.

Les précipitations du cycle 84/85 peuvent être considérées comme normales alors que celles du cycle 82/83 sont en moyenne excédentaires de 23 % et que le cycle 83/84 présente un léger déficit de 8 % environ.

CHAPITRE V

ETUDE HYDRODYNAMIQUE

CHAPITRE V

ETUDE HYDRODYNAMIQUE

---

1. ACQUISITION ET CARACTERISTIQUES DES DONNEES HYDROMETRIQUES

1.1. L'équipement hydrométrique des exutoires
- 1.1.1. Généralités
- 1.1.2. L'équipement de l'exutoire de Morette
  - 1.1.2.1. Implantation du matériel limnimétrique
  - 1.1.2.2. Protocole de jaugeage
- 1.1.3. L'équipement de l'exutoire de la Diau
- 1.1.4. L'équipement de l'exutoire du Pont de Pierre

1.2. Le traitement des données limnimétriques
- 1.2.1. Considérations générales
- 1.2.2. La construction de la courbe de tarage de Morette
  - 1.2.2.1. Les courbes de variation des hauteurs limnimétriques en fonction des hauteurs enregistrées sur le manographe
  - 1.2.2.2. La courbe de tarage de l'échelle n° 5 et sa représentativité
  - 1.2.2.3. La courbe de tarage de l'échelle n° 2 et sa représentativité
  - 1.2.2.4. Le cas des forts débits
  - 1.2.2.5. La courbe de tarage du manographe et sa représentativité
  - 1.2.2.6. Récapitulatif du fonctionnement des émergences de Morette et chronologie de leur mise en place
- 1.2.3. La courbe de tarage de la Diau et sa représentativité
- 1.2.4. La courbe de tarage du Pont de Pierre et sa représentativité
- 1.2.5. Le traitement des limnigrammes

1.3. Les caractéristiques hydrologiques des émergences étudiées
- 1.3.1. Les chroniques disponibles
- 1.3.2. L'évolution des débits moyens journaliers au cours d'un cycle hydrologique
- 1.3.3. Les caractéristiques des cycles hydrologiques et des périodes pluviales et nivales associées
- 1.3.4. Les caractéristiques hydrométriques des émergences étudiées
- 1.3.5. Conclusion

2. L'ETUDE DES DEBITS CLASSES

2.1. La méthode

2.2. Résultats et discussion
- 2.2.1. La cause de la rupture de pente observée pour les faibles débits
- 2.2.2. La cause de la rupture de pente observée pour les forts débits
- 2.2.3. La cause de la rupture de pente observée uniquement à Morette

2.3. Conclusion

3. L'ETUDE DES COURBES DE RECESSION

3.1. La méthode
- 3.1.1. L'étude du tarissement
- 3.1.2. L'étude de la décrue
- 3.1.3. La classification des systèmes karstiques

3.2. Les résultats et l'interprétation
3.2.1. Les problèmes rencontrés dans le choix des récessions à étudier
3.2.2. L'étude des tarissements
3.2.3. L'étude des décrues
3.2.4. La classification des systèmes étudiés
3.3. Conclusion

4. LA DETERMINATION DE LA CAPACITE DE STOCKAGE DANS LA ZONE NON SATUREE

4.1. Le principe
4.2. Les résultats
4.2.1. Les épisodes de crues retenus
4.2.2. La détermination des volumes stockés dans la zone non saturée

5. L'ANALYSE QUANTITATIVE DES RESULTATS DE TRACAGES

5.1. Généralités
5.2. Les enseignements apportés par l'analyse des courbes de D.T.S.
5.2.1. Les apports des traçages à la connaissance générale du fonctionnement des systèmes karstiques étudiés
5.2.2. Les apports des traçages à la connaissance du fonctionnement du système de Morette
5.2.2.1. Les traçages réalisés dans la vallée d'Ablon
5.2.2.2. Les autres traçages
5.2.3. Les apports des traçages à la connaissance du fonctionnement des autres systèmes
5.2.3.1. Le système du Pont de Pierre
5.2.3.2. Le système supérieur d'Ablon
5.2.3.3. Le système de l'Essert
5.3. La transposition de l'analyse des courbes de D.T.S. à l'étude de certaines crues
5.3.1. Le principe
5.3.2. Les résultats et l'interprétation
5.4. Conclusion

6. LES ANALYSES CORRELATOIRES ET SPECTRALES

6.1. La méthode
6.1.1. L'analyse corrélatoire
6.1.1.1. Le corrélogramme simple
6.1.1.2. Le corrélogramme croisé
6.1.2. L'analyse spectrale
6.1.2.1. Le spectre simple
6.1.2.2. Le spectre croisé
6.1.2.3. La combinaison des analyses spectrales simples et croisées
6.1.3. Les paramètres permettant de classer les systèmes karstiques
6.2. L'application aux systèmes karstiques étudiés
6.2.1. Rappels des contraintes de l'analyse corrélatoire et spectrale
6.2.2. Les traitements réalisés
6.3. Les résultats et l'interprétation
6.3.1. L'analyse des précipitations sur une longue durée
6.3.2. Les analyses sur le cycle hydrologique
6.3.2.1. L'analyse des entrées
6.3.2.2. L'analyse des sorties
6.3.3.3. L'analyse croisée

6.3.3. Les analyses sur la période pluviale
6.3.3.1. Les entrées
6.3.3.2. Les sorties
6.3.3.3. L'analyse croisée
6.3.4. Les analyses sur la période de fonte nivale
6.3.5. Les analyses sur un épisode pluvieux
6.4. Conclusion

7. SYNTHESE ET CONCLUSION DE L'ETUDE HYDRODYNAMIQUE

L'étude des fluctuations des débits d'un exutoire karstique offre un moyen d'étudier le fonctionnement du système karstique qu'il draine. Cependant les exutoires karstiques ne se prêtent pas toujours à l'installation de stations hydrométriques permettant la mesure de leurs débits (conditions d'accès difficiles, émergences occultes ou diffuses, absence de seuil naturel ou facilement aménageable...). Seuls les exutoires des systèmes de Morette, de la Diau et du Pont de Pierre ont pu être équipés.

La connaissance de leurs débits permettra de vérifier ou non l'unité de ces systèmes tels qu'ils ont été définis au chapitre III. L'étude de certaines séquences de l'hydrogramme et notamment des courbes de récession permettra de mieux caractériser ces systèmes et apportera des indications sur leur structure et leur capacité à stocker les eaux météoriques. L'étude des modalités de transit d'un traceur au cours d'une expérience de traçage fournira également des informations complémentaires sur la structure de la partie du système karstique visitée par le traceur. Enfin, le comportement hydrodynamique général et particulier de chacun de ces systèmes sera appréhendé à partir des analyses corrélatoires et spectrales.

1. ACQUISITION ET CARACTERISTIQUES DES DONNEES HYDROMETRIQUES

1.1. Equipement hydrométrique des exutoires

1.1. Généralités

Les débits d'un cours d'eau ne peuvent être mesurés directement en continu. La courbe de variations des débits en fonction du temps ($Q = f(t)$) ou hydrogramme est déterminée à partir de deux autres courbes :

- la courbe des variations du niveau d'un plan d'eau en fonction du temps ou limnigramme : $H = g(t)$,
- la courbe qui relie les fluctuations du débit à celles du niveau du plan d'eau. Cette courbe appelée courbe de tarage est établie expérimentalement à partir de mesures ponctuelles de débit pour différentes cotes du plan d'eau : $Q = k(H)$.

Pour que la courbe de tarage soit utilisable, il faut que la relation soit biunivoque, c'est-à-dire qu'à une valeur de débit ne corresponde qu'une seule cote du plan d'eau et inversement. Pour cette raison,

l'implantation de la station limnigraphique destinée à enregistrer les variations de hauteur d'eau doit répondre à trois impératifs :

- la station doit être installée à l'amont d'un ou plusieurs ressauts hydrauliques dont le rôle est d'assujettir les variations limnimétriques aux seules variations du débit ;
- la configuration géométrique du ou des seuils qui sont à l'origine du ou des ressauts hydrauliques ne doit pas varier au cours du temps, sinon un détarage se produit et il devient nécessaire d'établir une nouvelle courbe de tarage ;
- dans le voisinage de la station limnigraphique il doit être possible d'effectuer des jaugeages pour les différentes cotes prises par le plan d'eau de référence.

Nous verrons dans ce travail que les conditions naturelles ne permettent pas toujours de respecter scrupuleusement ces conditions, mais qu'il demeure cependant possible de connaître les débits avec une précision acceptable.

Pour établir la courbe de tarage, deux méthodes différentes de jaugeage seront utilisées en fonction des conditions d'écoulement des eaux à proximité des émergences :

- les jaugeages au moulinet réalisés au droit d'une section du cours d'eau lorsque l'écoulement est laminaire,
- les jaugeages chimiques à la tartrazine (colorant alimentaire jaune : E102) par injection instantanée lorsqu'un écoulement turbulent permet un bon mélange du colorant.

Les enregistrements limnimétriques sont obtenus à l'aide de manographes Richard et Pekly. Ces appareils assez rustiques ne possèdent pas la précision d'un limnigraphe à flotteur ou à capteur de pression, mais permettent néanmoins de recueillir des informations exploitables. Ils fonctionnent sur le même principe qu'un baromètre enregistreur. Un fil capillaire de cuivre (Ø intérieur = 1 mm) relie un capteur immergé qui est constitué par une cloche en fonte abritant un soufflet en caoutchouc, à un élément de mesure muni d'un stylet. Il transmet les variations de pression exercées sur la chambre à air par les variations de hauteur d'eau à l'élément de mesure. Celles-ci se traduisent par un déplacement du stylet sur un rouleau de papier qui s'enroule sur un tambour grâce à un dispositif mécanique d'horlogerie. Ce genre d'appareil est d'un coût peu onéreux par rapport aux limnigraphes et se prête particulièrement bien à l'installation dans des drains karstiques où règne une forte humidité ambiante. De plus, la transmission du signal pneumatique par tube de cuivre permet d'installer l'enregistreur hors des crues dans une zone facilement accessible. Toutefois il est recommandé de ne pas dépasser une longueur de 100 m

de tube pour préserver une bonne sensibilité. Il convient également d'adapter l'élément de mesure à l'amplitude des fluctuations du niveau d'eau. De cette dernière dépend aussi la sensibilité de la mesure puisque la hauteur d'enregistrement disponible reste la même quel que soit l'élément de mesure utilisé. On n'a donc pas intérêt à surestimer celui-ci si on désire garder une sensibilité satisfaisante sur l'enregistrement des hauteurs en période d'étiage. Ceci d'autant plus que le frottement de la plume sur le rouleau est déjà source d'inertie. L'autonomie de rotation du tambour sur ces appareils est de 40 jours pour les minuteries mécaniques mais peut être étendue à 6 mois avec une minuterie électrique (alimentée par piles de 1,5 volt).

Signalons enfin que les variations de pression atmosphérique et de température de l'air sont susceptibles de modifier la pression dans le tube capillaire. Elles seront ici négligées car les conséquences des premières sont insignifiantes devant l'incertitude de mesure et les secondes sont très minimes en raison de la régulation thermique qui règne généralement au sein des cavités karstiques.

D'une manière générale, les mesures réalisées à l'aide des manographes installés sont satisfaisantes pour les périodes de moyennes et hautes eaux. Elles deviennent par contre moins bonnes pour les tarissements au cours desquels des problèmes de sensibilité et d'inertie sont rencontrés (fig. V-20).

1.1.2. L'équipement de l'exutoire de Morette

1.1.2.1. Implantation du matériel limnimétrique

Cet équipement est assez complexe en raison de la multiplicité des points d'émergence (fig. V-1).

Un manographe a été installé dans la grotte de Morette. La cloche a été immergée dans le plan d'eau souterrain auquel elle donne accès et le dispositif enregistreur, équipé d'un élément de mesure 0-10 m, a été installé à l'abri des crues juste derrière l'entrée du grand porche de la grotte. Il est ainsi accessible à tout moment, sauf à l'occasion de très grosses crues lorsque les eaux sortent par le porche. Au niveau du plan d'eau une échelle limnimétrique (échelle n° 5) a également été placée afin de pouvoir contrôler les enregistrements du manographe pour les basses eaux. En effet, lors des crues cette échelle devient rapidement inaccessible et il convient de disposer d'un repère limnimétrique extérieur pour obtenir une courbe de tarage relative aux débits moyens à forts. Dans ce but, des échelles limnimétriques ont été

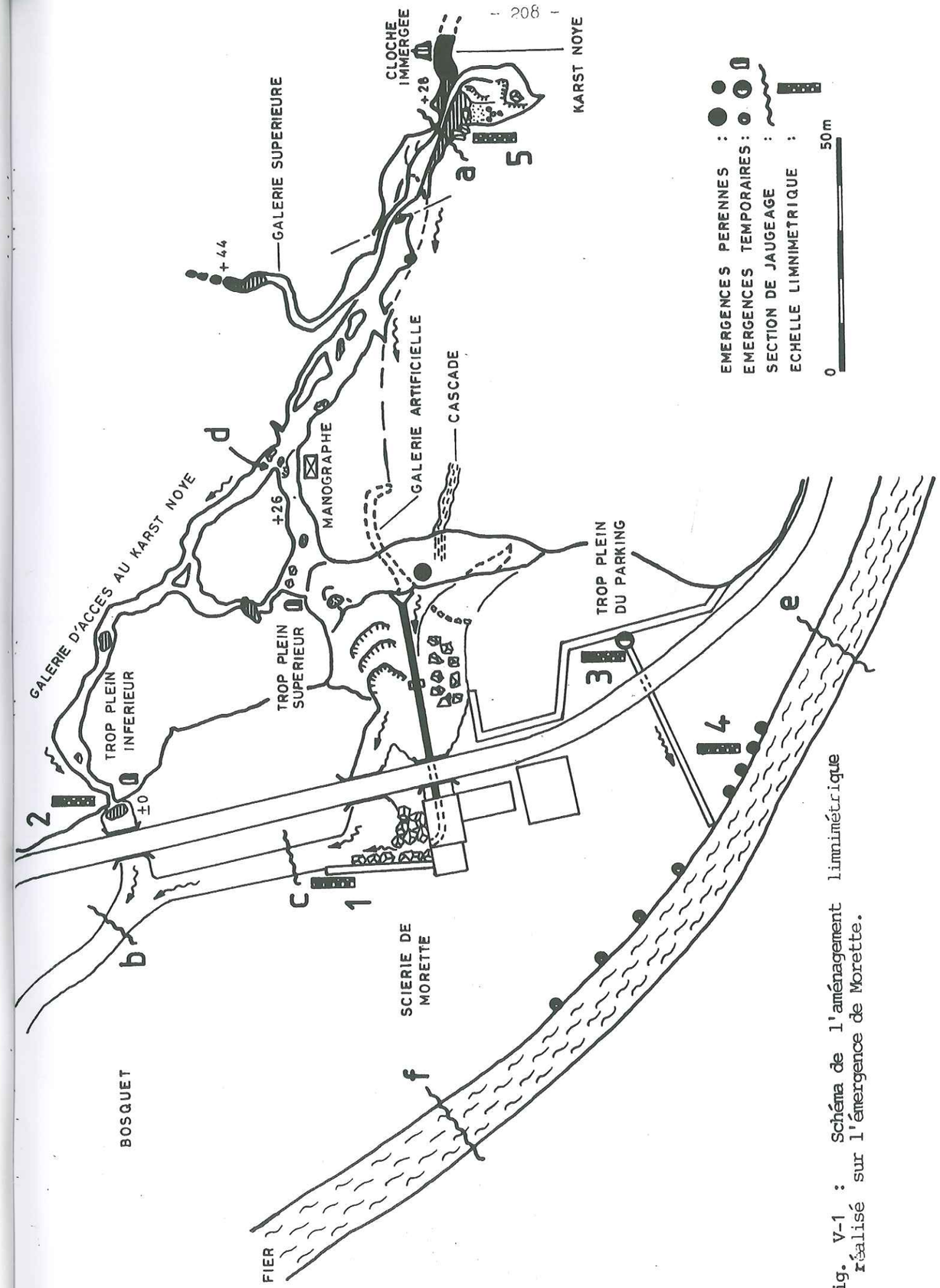


Fig. V-1 : Schéma de l'aménagement limnimétrique réalisé sur l'émergence de Morette.

implantées en divers endroits :

- une échelle de 2 m (échelle n° 1) a été installée sur le mur de la scierie de Morette qui borde le chenal par où s'écoulent les eaux de la résurgence pérenne et du trop plein constitué par le porche de la grotte. Elle est située à l'aval de l'exhaure des turbines de la scierie. Afin de disposer d'un contrôle correct des hauteurs d'eau à ce niveau, il a été nécessaire d'installer un seuil à l'aide d'un bastaing pour suppléer au seuil naturel formé par des galets qui était susceptible de se modifier à l'occasion de fortes crues. Des lectures journalières sont faites à cette échelle par M. Barrachin, le propriétaire de la scierie.

- une autre échelle de 2 m (échelle n° 2) a été placée au débouché de la galerie qui sert d'exutoire de trop plein (trop plein inférieur). Le radier du pont, qui permet aux eaux de franchir le remblai de la route, constitue un seuil idéal.
- l'exutoire du trop plein du parking sortant à travers des éboulis au niveau de l'entrée de la scierie a aussi été équipé d'une échelle limnimétrique (échelle n° 3).
- quelques petites sources pérennes jaillissant au bord du Fier ont également fait l'objet de mesures limnimétriques (échelle n° 4).

Tout ce dispositif a permis en outre de préciser les modalités de fonctionnement de chacun de ces exutoires en fonction de l'état de charge du karst noyé connu à partir des enregistrements du manographe.

1.1.2.2. Protocole de jaugeage

Compte tenue de la présence de multiples exutoires, il a fallu adapter le protocole d'acquisition des valeurs du débit total de l'émergence en fonction de son régime. Plusieurs sections de jaugeage ont dû être aménagées :

- en régime de basses eaux la grotte de Morette est pénétrable jusqu'au plan d'eau souterrain qui matérialise la surface libre du karst noyé. A l'aval de ce plan d'eau, avant que les eaux ne s'engouffrent dans une fracture impénétrable, l'écoulement dans le drain est laminaire et se prête bien à la réalisation de jaugeages au moulinet. C'est donc à cet endroit (section a) qu'ont été mesurés les débits de basses eaux en faisant l'hypothèse que nous disposons de la totalité des écoulements du système en ce point.
- lors des crues moyennes, les eaux parcourent la galerie d'accès au karst noyé, et le trop plein inférieur situé au bord de la route rentre en activité. Les

jaugeages au moulinet sont alors réalisés à l'aval de la confluence des eaux issues de ce trop plein avec celles provenant de l'émergence pérenne (section b).
- lors des fortes crues, il devient impossible de réaliser des jaugeages au niveau de la section b en raison de la force du courant. Le jaugeage s'effectue alors en deux temps : un jaugeage au moulinet est fait d'une part sur le chenal qui collecte les eaux de la résurgence pérenne et éventuellement du trop plein supérieur (section c), d'autre part un jaugeage chimique est réalisé sur les écoulements qui alimentent le trop plein inférieur à partir d'une injection instantanée effectuée au niveau du regard que donne le porche de la grotte de Morette sur la galerie du trop plein inférieur (point d).
- lors des très fortes crues toute tentative de jaugeage devient impossible.

Par ailleurs des jaugeages chimiques ont été effectués sur le trop plein du parking. En période d'étiage , des jaugeages au moulinet ont été réalisés avec le concours du service hydraulique de la D.D.A.F.de Haute Savoie sur le Fier, à l'amont et à l'aval des petites émergences qui s'y déversent directement, dans le but d'estimer par différence la part de leurs apports (sections e, f)..

Une petite cascade artificielle provenant d'une déviation partielle des eaux du Nant Debout vient ajouter un débit supplémentaire à celui de l'émergence pérenne principale. Mais en fait ce débit "parasite" qui n'excède pas un maximum de quelques dizaines de litres par seconde peut être négligé pour deux raisons :

- il n'est pas pris en compte par les jaugeages en basses eaux réalisés dans la grotte ;
- pour les jaugeages en moyennes et hautes eaux, il est comptabilisé mais sa contribution devient alors négligeable devant le débit total de l'émergence. Il est tout au plus du même ordre de grandeur que l'incertitude résultant de la méthode de jaugeage.

1.1.3. Equipement de l'exutoire de la Diau

Cette émergence se prête plus facilement à l'aménagement d'une installation hydrométrique puisque l'on accède assez facilement au drain majeur et que ses exutoires sont tous collectés par un même talweg (fig. V-2). A 500 m de l'entrée de la grotte, le lac de la Tortue constitue un site idéal pour immerger la cloche du manographe. Ce dernier est installé à une quinzaine de

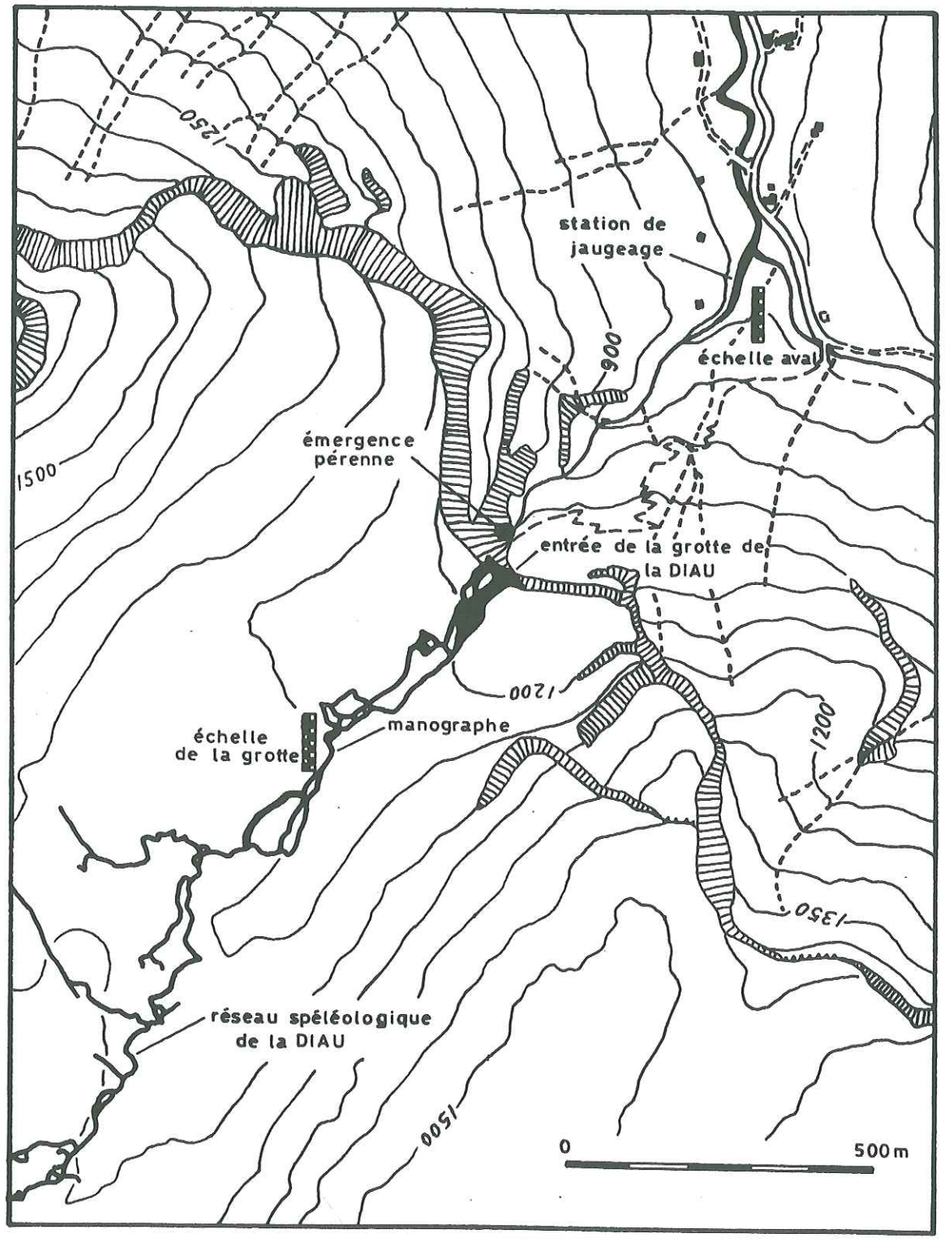


Fig. V-2 : Schéma de l'aménagement limnimétrique réalisé sur l'émergence de la Diau.

mètres de là sur une vire dominant le cours de la rivière souterraine. L'appareil a été successivement équipé d'un élément de mesure de 0-2 m puis 0-3 m. Une échelle limnimétrique de contrôle a également été placée à ce niveau.

La station de jaugeage est aménagée à l'aval du talweg drainant les eaux de la résurgence, non loin de sa confluence avec la Fillière pour des raisons de facilité d'accès. Une échelle limnimétrique est placée à l'amont d'un seuil naturel constitué par un alignement d'énormes blocs. Le cours torrentiel des eaux à cet endroit permet de réaliser dans d'assez bonnes conditions des jaugeages chimiques en basses et moyennes à hautes eaux, mais rend irréalisable la mesure des très forts débits.

1.1.4. Equipement de l'exutoire du Pont de Pierre

La pente assez prononcée du talweg recueillant les eaux de l'émergence et l'absence d'écoulement en période d'étiage, tout au moins dans sa partie en amont, en raison du captage de l'exutoire pérenne, imposent de placer le manographe à l'intérieur de la chambre de captage. Sa configuration est tout à fait adaptée pour l'installation d'une station limnimétrique : les drains du captage débouchent dans un premier bac de décantation comportant un seuil par lequel les eaux se déversent dans un second bac où se trouve la crépine de la conduite d'adduction d'eau. La surverse de ce bac s'effectue à une cote inférieure à celle du premier seuil et regagne les écoulements du talweg (fig. V-3). La cloche du manographe ainsi qu'une échelle limnimétrique sont installées dans le premier bac. Un élément de mesure de 0-0,80 m enregistre les oscillations du niveau d'eau.

Une section de jaugeage au micromoulinet est aménagée au droit du seuil de déversement du bac de décantation pour mesurer les faibles débits. Les débits moyens à forts sont mesurés à l'extérieur par des jaugeages chimiques dans le lit du talweg. De part et d'autre du "pont de pierre" qui enjambe le talweg des échelles limnimétriques sont implantées. A l'aval un amoncellement de gros blocs forme un seuil naturel qui crée un ressaut hydraulique pour les écoulements moyens à forts. Là encore, les jaugeages chimiques ne peuvent être mis en oeuvre pour mesurer les forts débits.

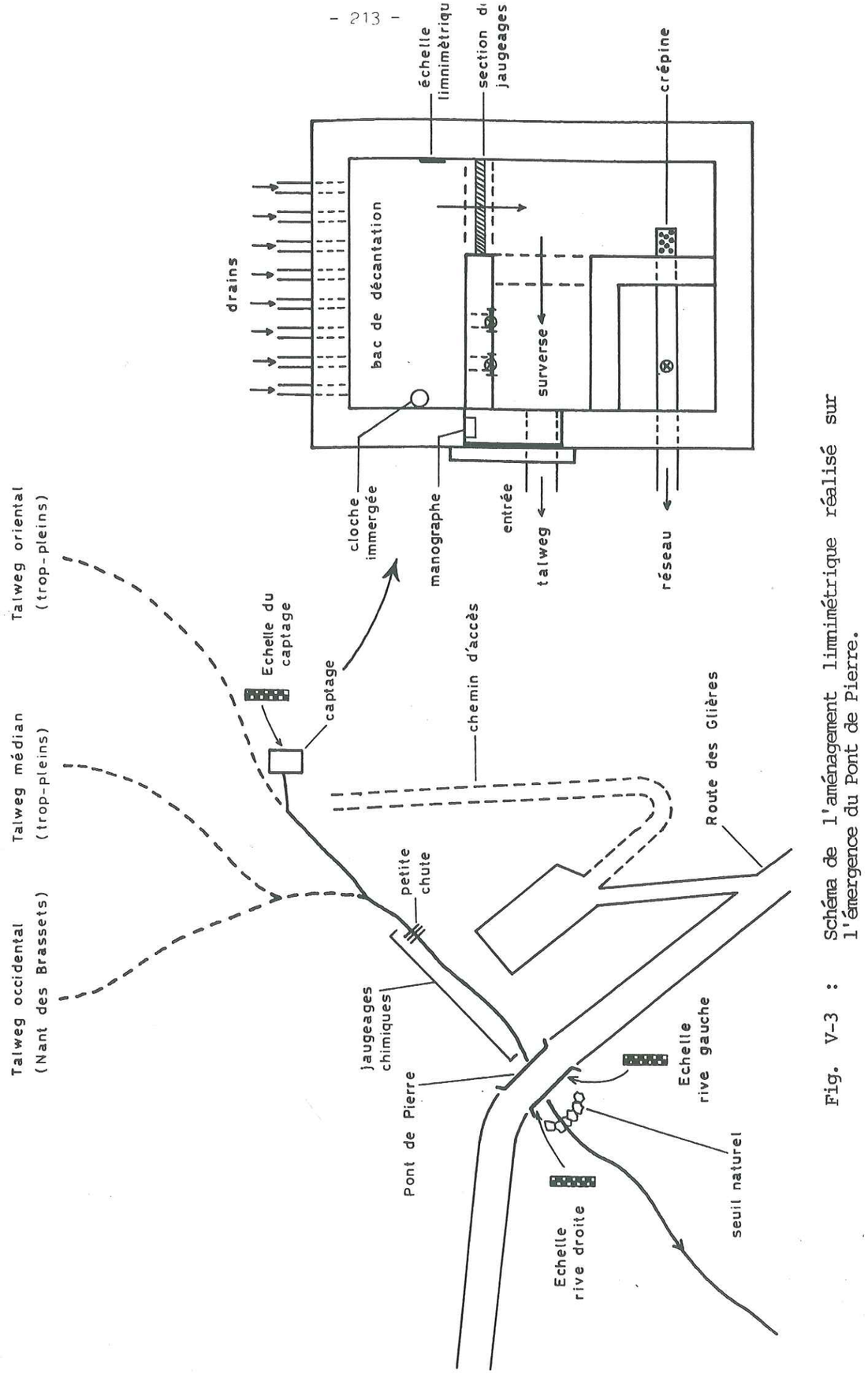


Fig. V-3 : Schéma de l'aménagement limnimétrique réalisé sur l'émergence du Pont de Pierre.

1.2. Traitement des données limnimétriques

1.2.1. Considérations générales

Les conditions imposées par le terrain ne permettent pas toujours d'effectuer les jaugeages au niveau de la station limnigraphique. De ce fait, la courbe de tarage ($Q = k(H_{mano})$) qui relie les débits d'une émergence aux hauteurs enregistrées par le manographe ne peut être établie directement. Les jaugeages permettent en premier lieu de dresser une courbe de tarage pour une échelle limnimétrique donnée : $Q = k_1(H_1)$. Cette courbe ne concerne bien souvent qu'une plage limitée de débit que l'on observe à l'émergence (par ex. pour $Q_{mini} \leqslant Q \leqslant Q'$) et une autre courbe de tarage relative à une autre échelle limnimétrique ($Q = k_2(H_2)$) concerne alors la plage complémentaire de débit (par ex. $Q' \leqslant Q \leqslant Q_{maxi}$). La connaissance des lois de variation des hauteurs lues sur les échelles limnimétriques servant de référence pour la mesure des débits, en fonction des hauteurs enregistrées ($H_1 = h_1(H_{mano})$, $H_2 = h_2(H_{mano})$) est ensuite nécessaire pour construire graphiquement la courbe de tarage du manographe. Ces lois s'obtiennent en reportant sur un graphe les couples de mesures concomitantes faites à la fois sur les échelles et sur le manographe.

pour $Q_{mini} \leqslant Q \leqslant Q'$, on a $Q = k_1(H_1)$ et $H_1 = h_1(H_{mano})$
pour $Q' \leqslant Q \leqslant Q_{maxi}$, on a $Q = k_2(H_2)$ et $H_2 = h_2(H_{mano})$
on construit alors : $Q = k(H_{mano})$ pour $Q_{mini} \leqslant Q \leqslant Q_{maxi}$

1.2.2. Construction de la courbe de tarage de Morette

1.2.2.1. Courbes de variation des hauteurs limnimétriques en fonction des hauteurs enregistrées sur le manographe

Ces courbes sont reportées sur une même figure afin de pouvoir les comparer entre elles (fig. V-4). On constate que les variations de l'échelle n° 5 placée dans la grotte de Morette varient linéairement en fonction de celles enregistrées sur le manographe (H_{mano}). Ces mesures étant relatives au niveau d'un même plan d'eau, cela prouve le bon fonctionnement du manographe dont la réponse est linéaire en fonction des variations du niveau d'eau. En raison de sa sensibilité, la courbe de tarage de cette échelle est bien adaptée pour la détermination des faibles débits correspondant à des valeurs de $H_{mano} \leqslant 17{,}5$ mm.

L'échelle n° 2 du trop plein inférieur assure la même fonction pour les débits moyens à forts correspondant à des valeurs de H_{mano} comprises entre

17,5 et 48,5 mm. Au-delà les lectures faites sont influencées par les écoulements issus de la résurgence pérenne et du trop plein supérieur. Cela se traduit par une rupture de pente sur la courbe. Pour les fortes valeurs de H_{mano}, les pertes de charge deviennent prépondérantes et les hauteurs limnimétriques s'accroissent plus lentement pour tendre vers un palier.

L'échelle n° 1 présente une faible sensibilité pour les débits faibles et moyens car les écoulements se font préférentiellement par le trop plein du parking puis le trop plein inférieur. Par contre c'est à priori l'échelle qui se prête le mieux à l'établissement d'une courbe de tarage pour les forts débits ($H_{mano} \geqslant 48,5$ mm). Les plus fortes valeurs enregistrées sont de l'ordre de 80 mm, mais on ne dispose pas de lectures d'échelle pour ces fortes valeurs correspondant à des pointes de crues exceptionnelles. Cependant les lectures maximales faites sur l'échelle n° 1 montrent que la courbe a tendance à s'infléchir. Cette tendance est corroborée par le fait que si l'évolution des hauteurs lues à l'échelle n° 1 ne s'infléchissait pas, les hauteurs correspondant à des valeurs de H_{mano} de 80 mm indiqueraient que la scierie de Morette serait entièrement inondée, ce qui ne s'est jamais produit. L'extrapolation de la courbe a donc été faite en tenant compte de ces observations.

La courbe relative à l'échelle n° 3 du trop plein du parking montre que cet exutoire temporaire est alimenté par des écoulements à fortes pertes de charge qui limitent très rapidement l'évolution de son débit (pour des valeurs de $H_{mano} \geqslant 25$ mm).

Les petites sources qui jaillissent en bordure du Fier n'ont pas été représentées sur la figure V-4, mais elles possèdent un comportement identique à celui du trop plein du parking. Les échelles limnimétriques (n° 4) indiquent de faibles variations de hauteur (inférieures à 20 cm) et les hauteurs maximales sont atteintes pour des valeurs de $H_{mano} \geqslant 10$ mm.

1.2.2.2. La courbe de tarage de l'échelle n° 5 et sa représentativité

Cette courbe de tarage (fig. V-5) a été construite à partir des 24 jaugeages au moulinet réalisés dans la grotte, lesquels sont reportés dans le tableau V-1. Elle se décompose en deux parties. La première est relative aux débits inférieurs à 225 l/s et montre une relation linéaire entre les débits et les hauteurs limnimétriques. La seconde résulte de contrôle exercé par un nouveau seuil et possède une forme qui traduit une évolution du type puissance

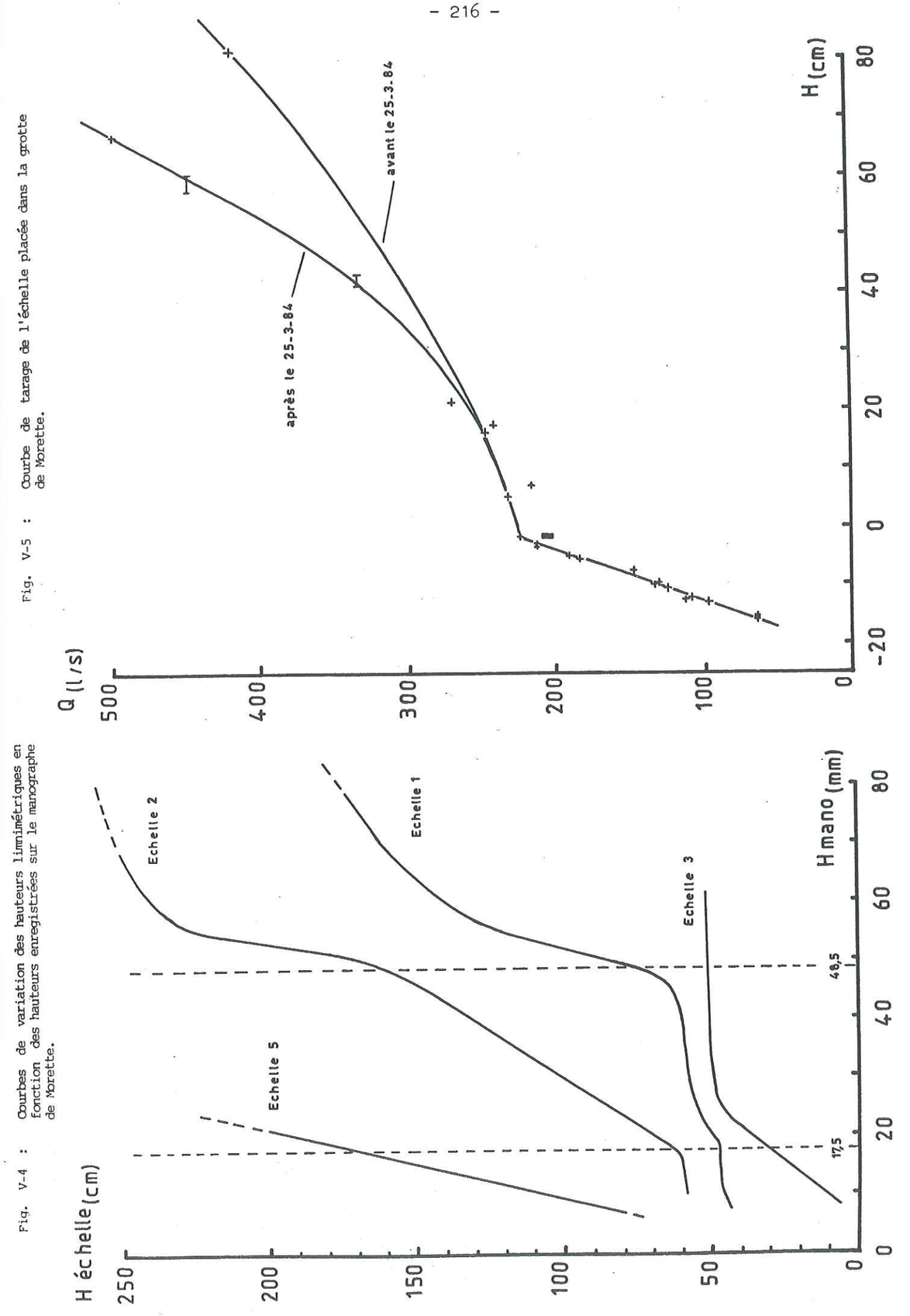


Fig. V-5 : Courbe de tarage de l'échelle placée dans la grotte de Morette.

Fig. V-4 : Courbes de variation des hauteurs limnimétriques en fonction des hauteurs enregistrées sur le manographe de Morette.

Tab. V-1 : Jaugeages au moulinet effectués dans la grotte de Morette.

date	Echelle (cm)	Débit (l/s)
23.7.83	-3	213
24.7.83	-1/-1,5	225
26.7.83	-5,5	184
27.7.83	-7,5	148
30.7.83	-9,5	131
5.8.83	-10,5	125
9.8.83	-12,2	109
11.8.83	-1,3/-2	202/209
20.10.83	81	417
25.10.83	16	247
26.10.83	7	216
24.11.83	-16/-15,5	65
30.5.84	65,5/66	498
9.7.84	41/43	333
12.7.84	17/17,5	241
14.7.84	5	232
18.7.84	-1,8	224
22.7.84	-5	191
24.7.84	57/60	447
27.7.84	-3,1/-3,5	213
31.7.84	-9,8/-10	134
4.8.84	-12,5	113
23.8.84	-13	98
25.10.84	21/21,5	270

Tab. V-3 : Jaugeages au moulinet destinés à tarer l'échelle du trop plein inférieur de Morette.

date	Echelle (cm)	Débit (l/s)
2.6.82	78	2860
4.6.82	53,5/54,5	1410
5.6.82	48/54	1040
5.6.82	65,5/67,5	1780
5.6.82	81/79	3090
6.6.82	52,5/56	1180
7.6.82	49,5/50	1000
8.6.82	44,5/43	840
9.6.82	33,5/31,5	660
11.10.82	49/51	1000
16.10.82	60	1480
22.10.82	22/21	370
15.4.83	29	430
16.4.83	40/39	720
17.4.83	67/66	1850
16.6.83	18/17	310
16.6.83	32	520
20.10.83	13/11,5	223
19.5.84	102/106	5603*
26.5.84	76/75	2144*
5.6.84	74/77	2303*
15.9.84	140/120	4867*

* jaugeage au moulinet et jaugeage chimique combinés

Tab. V-2 : Estimation de la totalité des débits apportés au Fier par les petites émergences plus ou moins diffuses du système de Morette.

date	jaugeages sur le Fier (O.D.A) amont (section e)	aval (section f)	Débit des émergences diffuses (par différence)	jaugeage à l'émergence pérenne principale (section c)	jaugeage dans la grotte (Section a)
19.7.82	1090 ± 109	1410 ± 141	320 ± 250	122 ± 12	
27.7.83	870 ± 87	1080 ± 108	210 ± 195	112 ± 11	148 ± 15
23.2.84	395 ± 39,5	695 ± 69,5	100 ± 89		98 ± 10

entre les débits et les hauteurs. Elle montre qu'un détarage s'est produit le 25.3.84 à la suite du déplacement d'un certain nombre de blocs constituant le seuil.

Il est difficile de savoir si l'écoulement qui est mesuré dans la grotte représente la totalité des écoulements de l'émergence de Morette. Les jaugeages réalisés sur le Fier en période de tarissement (tab. V-2) ne permettent pas de chiffrer précisément la valeur du débit total des petites émergences alimentant directement le fier : l'incertitude relative qui affecte cette valeur oscille entre 78 et 93 % si l'on considère que les jaugeages sont connus avec une incertitude de 10 % (valeur communément admise). Nous pouvons seulement dire que les apports dans le Fier à partir de l'émergence de Morette par des sources plus ou moins diffuses sont significatifs. Les jaugeages réalisés le 27.7.83 montrent que 36 ± 26 l/s, soit 24 % de l'écoulement mesuré dans la grotte, sont évacués du système de Morette par d'autres sources que l'émergence pérenne principale. Cette valeur est contenue dans la fourchette des débits qui représentent la contribution des sources alimentant directement le Fier (210 ± 195 l/s). De plus, elle est compatible avec l'estimation visuelle qui peut être faite du débit total des sources bordant le lit du Fier à cette époque. Sur ces bases, il ne paraît pas inconsidéré de supposer que les débits mesurés dans la grotte soient relatifs à la totalité des écoulements du système de Morette. Si tel n'était pas le cas, les débits mesurés en basses eaux sous-estimeraient légèrement les écoulements du système.

1.2.2.3. La courbe de tarage de l'échelle n° 2 et sa représentativité

Les 22 jaugeages figurant dans le tableau V-3 ont permis d'établir la courbe de tarage de l'échelle du trop plein inférieur (fig. V-6) qui ne présente aucun détarage. Les débits ainsi mesurés ne prennent en compte que les écoulements de l'émergence pérenne principale et des trop pleins inférieur et supérieur de la grotte de Morette.

Pour disposer de la totalité des écoulements du système de Morette, il est nécessaire d'ajouter les débits du trop plein du parking et des sources alimentant directement le Fier. Les jaugeages chimiques réalisés sur le trop plein du parking n'ont pas été concluants. Il semble que la réalisation d'un bon mélange ne puisse être obtenue en raison des conditions d'écoulement, d'injection et de prélèvements qui sont imposées par la configuration de cet exutoire temporaire drainé dès sa sortie vers le Fier par une canalisation. Nous avons donc dû estimer ces débits complémentaires. Ils ont été évalués à 100 l/s

au début du fonctionnement du trop plein inférieur et à 300 l/s lorsque ces écoulements à fortes pertes de charge ont atteint leur débit maximal, soit pour une hauteur à l'échelle n° 2 de l'ordre de 60 cm. Une courbe de variation sigmoïde a été proposée (fig. V-7) pour estimer en fonction des hauteurs lues à l'échelle n° 2, les débits complémentaires compris entre les deux valeurs extrêmes.

1.2.2.4. Le cas des forts débits

L'échelle n° 1 est la plus adaptée pour suivre les variations de hauteurs relatives aux forts débits. Mais comme il est impossible d'effectuer des jaugeages pour des débits supérieurs à 6 m^3/s, la construction d'une courbe de tarage pour les forts débits se révèle irréalisable. Par ailleurs les observations dont on dispose nous indiquent d'une part que les forts débits ne peuvent pas être extrapolés à partir de la courbe de tarage établie entre 2 et 6 m^3/s, d'autre part que le débit maximal de l'émergence de Morette peut être estimé à une douzaine de mètres cubes par seconde et la hauteur maximale atteinte à l'échelle n° 1 de l'ordre de 190 cm. A partir de ces considérations, une fonction linéaire tracée graphiquement a été adoptée pour déterminer en fonction des hauteurs lues à l'échelle n° 1, les débits compris entre le dernier point de jaugeage et le débit maximal évalué (fig. V-8). Là aussi il conviendra d'ajouter à ces valeurs un débit complémentaire de 300 l/s si l'on veut considérer la totalité des écoulements du système de Morette.

1.2.2.5. La courbe de tarage du manographe et sa représentativité

La connaissance des courbes de variation des hauteurs limnimétriques en fonction de la hauteur enregistrée sur le manographe (fig. V-4) permet de tracer la courbe de tarage du manographe à partir des 3 courbes de tarage préalablement établies (fig. V-9). C'est cette courbe qui sera utilisée pour calculer les débits d'exhaure du système de Morette.

Dans sa partie terminale, la courbe de tarage présente une allure convexe qui n'est guère compatible avec les lois empiriques de l'hydraulique. Celles-ci montrent en effet que les fonctions qui relient le débit Q d'un écoulement à des hauteurs limnimétriques h contrôlées par un seuil, sont de type puissance :

$$Q = k\, h^n \qquad \text{(avec k et n positifs)}$$

Le graphe d'une telle fonction présente une allure concave. Aussi serait-il préférable de donner une allure concave à cette portion de la courbe de tarage :

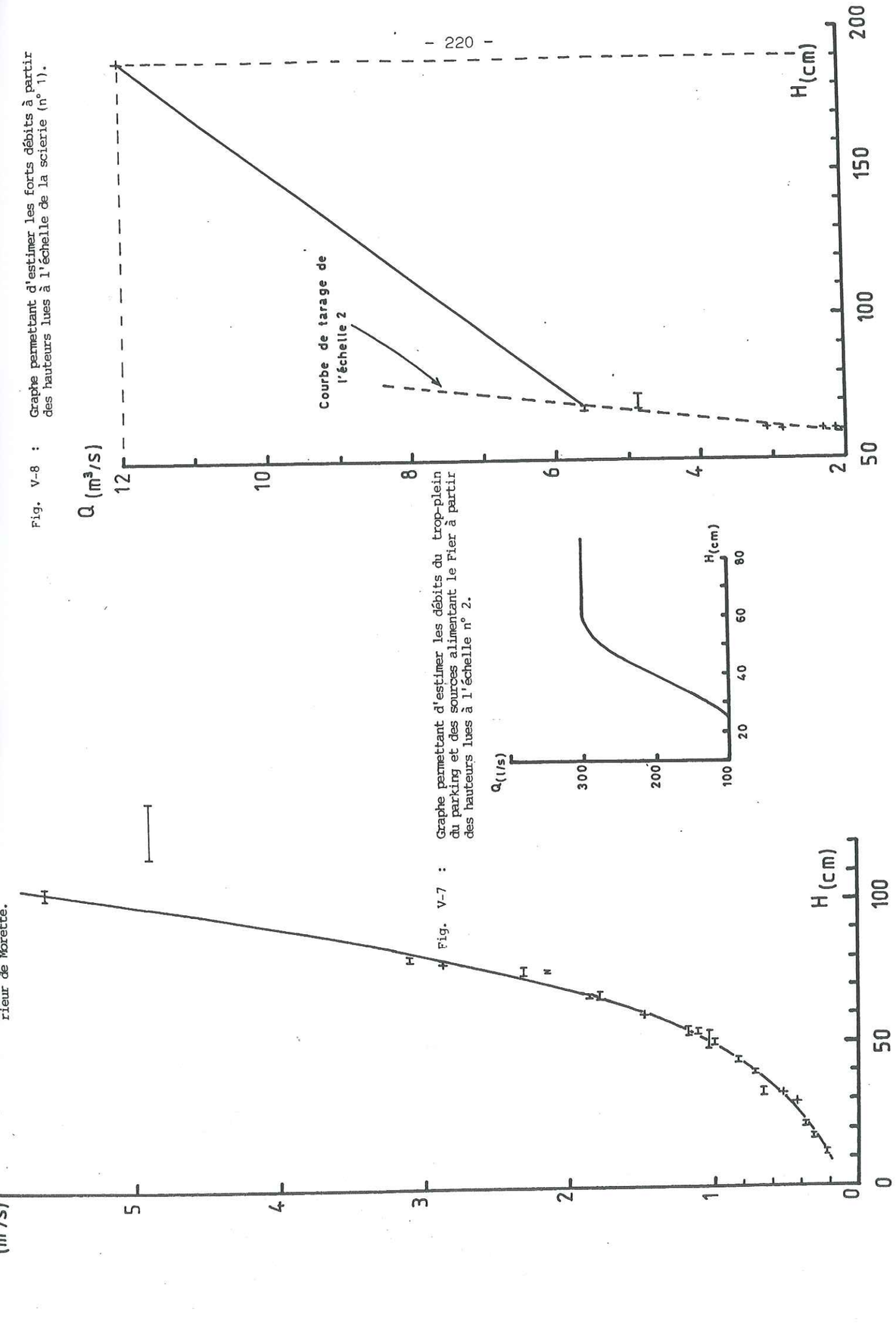


Fig. V-8 : Graphe permettant d'estimer les forts débits à partir des hauteurs lues à l'échelle de la scierie (n° 1).

Fig. V-6 : Courbe de tarage de l'échelle du trop-plein inférieur de Morette.

Fig. V-7 : Graphe permettant d'estimer les débits du trop-plein du parking et des sources alimentant le Fier à partir des hauteurs lues à l'échelle n° 2.

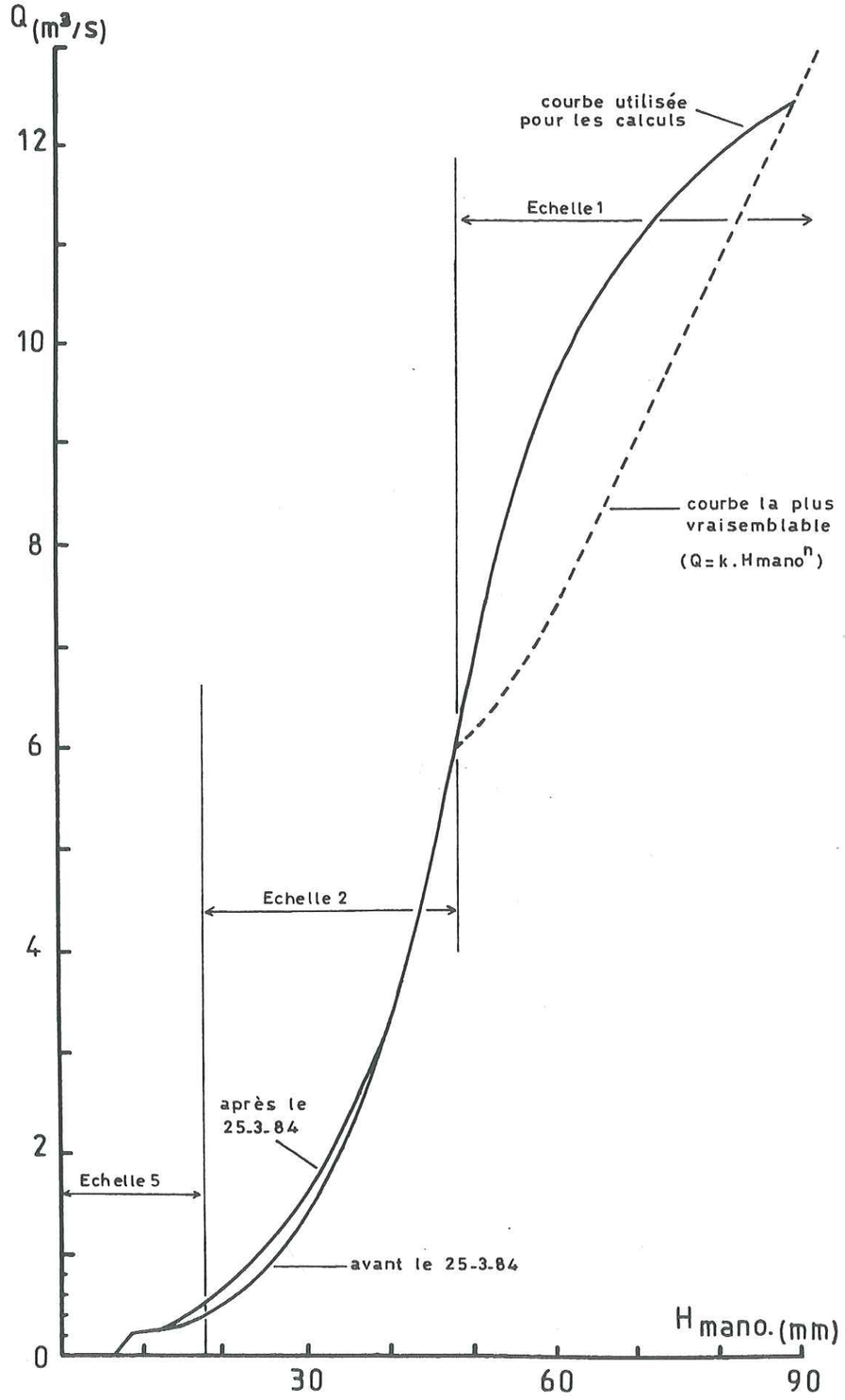


Fig. V-9 : Courbe de tarage du manographe de Morette.

la courbe tracée en pointillé (fig. V-9) serait mieux à même de rendre compte de l'évolution probable des débits. Il en découle que les forts débits qui ont été calculés surestiment les débits probables de l'émergence. Cette surestimation peut représenter jusqu'à 30 % du débit probable. Les forts débits n'ont pas pour autant été recalculés dans la mesure où leur contribution à l'écoulement total au cours d'un cycle hydrologique est minime : les débits moyens journaliers supérieurs à 6 m^3/s ne représentent que 3 % des débits moyens journaliers observés au cours des cycles 83/84 et 84/85 (voir § **V.2.2.**).

En fait l'erreur réside dans le choix d'un modèle linéaire pour calculer les débits en fonction des hauteurs lues à l'échelle de la scierie alors qu'un modèle de type puissance s'imposait. De plus, le changement dans la loi d'évolution des débits est vraisemblablement à mettre en relation avec l'entrée en fonctionnement du trop plein supérieur et une modification de la géométrie du seuil contrôlant les hauteurs lues à l'échelle de la scierie.

1.2.2.6. Récapitulatif du fonctionnement des émergences de Morette et chronologie de leur mise en place

Sur la base des données limnimétriques acquises aux différents exutoires, il est possible de préciser les relations qui les relient au karst noyé et de proposer une chronologie de leur mise en place. Un schéma explicatif (fig. V-10) représente ces relations : trois conduits situés à des cotes différentes assurent la vidange du karst noyé. Un premier conduit alimente les différentes sources pérennes. Il a été volontairement placé à une cote supérieure à la base de la zone noyée car les conditions structurales permettent son développement en-dessous du niveau des exutoires pérennes (ces derniers sont installés au-dessus du contact avec le substratum imperméable hauterivien). Lorsque le débit total du système dépasse 132 l/s (pour $H_{mano} \geqslant 8$ mm), le conduit en relation avec les émergences temporaires bordant le Fier et le trop plein du parking entre en service. Puis il faut atteindre un débit de 300 l/s pour que les galeries de la grotte de Morette reprennent de l'activité (soit pour $H_{mano} \geqslant 14$ mm). Les eaux sont d'abord évacuées par le trop plein inférieur, puis lorsque le débit atteint des valeurs de l'ordre de 5 m^3/s, par le trop plein supérieur (pour $H_{mano} \geqslant 48$ mm).

Ce mode de fonctionnement des différents exutoires suggère la chronologie suivante :

- le trop plein supérieur représenté par le vaste porche de la grotte de Morette constitue manifestement l'exutoire le plus ancien. La datation d'une

concrétion d'apparence ancienne située à proximité de ce porche permettrait peut-être d'attribuer un âge minimum à cet exutoire ;

- le trop plein inférieur s'est ensuite individualisé alors que le niveau de base s'était abaissé ;
- les deux conduits inférieurs en relation avec les autres exutoires se situent à des cotes très voisines. Ils résultent de l'adaptation en cours des écoulements karstiques au niveau de base actuel constitué par le Fier. La jeunesse de ces écoulements est révélée par le fait qu'ils sont le siège de fortes pertes de charge. En ce qui concerne les exutoires pérennes bordant le Fier, les fortes pertes de charge peuvent avoir une autre origine. Elles peuvent résulter du comblement par les alluvions fluvio-glaciaires d'anciens exutoires qui se développaient à une époque où le niveau de base était inférieur au niveau actuel du Fier. Dans ce cas, ces émergences auraient une origine plus ancienne que l'émergence pérenne principale.

1.2.3. La courbe de tarage de la Diau et sa représentativité

Les jaugeages chimiques qui ont permis l'élaboration de la courbe de tarage (Fig. V-11) sont reportés dans le tableau V-4.

La localisation de la section de jaugeage et du manographe rend ici impossible les lectures concomitantes de l'échelle limnimétrique et des hauteurs enregistrées sur le manographe. La lecture de H_{mano} est alors faite après le dépouillement des enregistrements. L'incertitude avec laquelle est connu le temps sur l'enregistrement est ainsi à l'origine d'une incertitude sur la valeur de H_{mano} qui est négligeable en tarissement, mais qui l'est beaucoup moins au moment d'une crue. C'est ce qui explique en partie la dispersion des points sur la courbe de tarage. Par ailleurs, les lectures ponctuelles faites sur l'échelle placée dans la grotte permettaient de contrôler le bon fonctionnement du manographe.

Le débit maximal jaugé est de 2,747 m^3/s , alors que le débit maximal de l'émergence peut atteindre 8 à 9 m^3/s. Nous sommes donc amenés à construire une courbe de tarage hypothétique pour les forts débits. Nous avons estimé que la courbe de tarage connue pouvait être extrapolée sans problème jusqu'à 5 m^3/s. De tels débits sont ceux des fortes crues le plus souvent rencontrées. Au-delà, la loi de variation des débits ne peut être conservée au regard des hauteurs manographiques enregistrées. La courbe de tarage a été tracée graphiquement au-delà de 5 m^3/s en estimant qu'à une valeur de H_{mano} de 150 mm correspondait un débit de 10 m^3/s. Cette portion de courbe fait l'objet des mêmes remarques que celles qui ont été formulées pour la courbe de Morette,

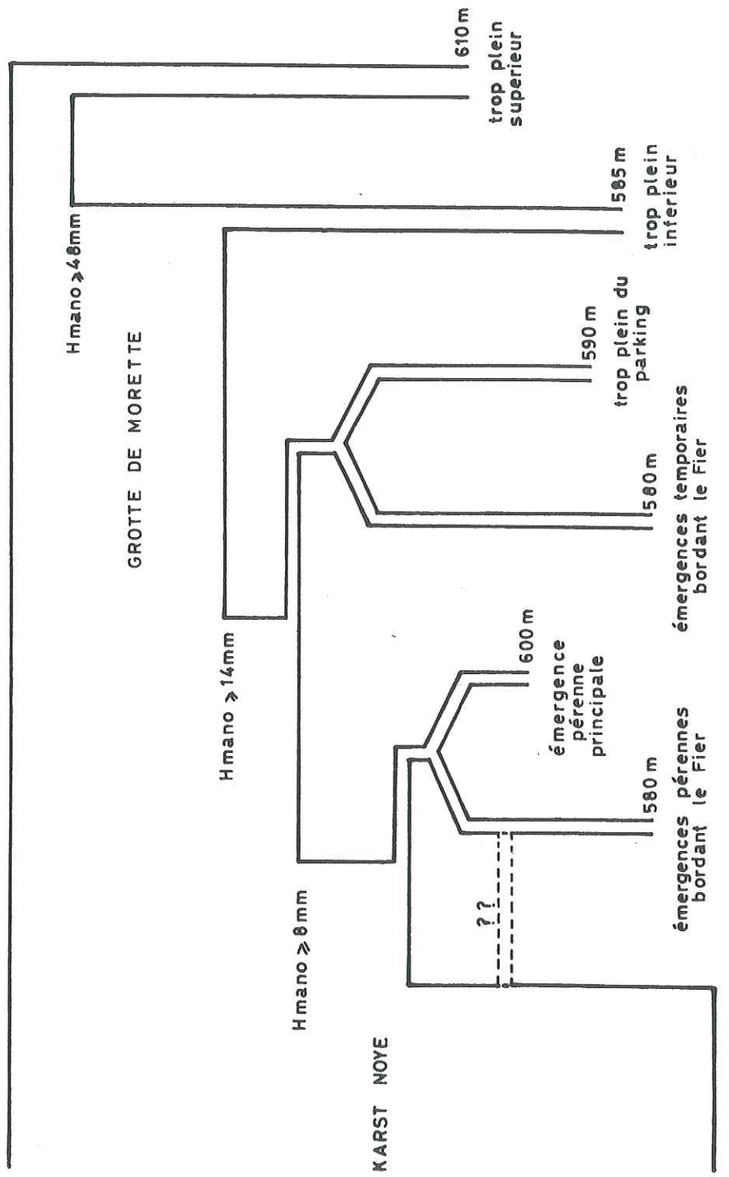


Fig. V-10 : Schéma des relations existant entre les différents exutoires de l'émergence de Morette et le karst noyé.

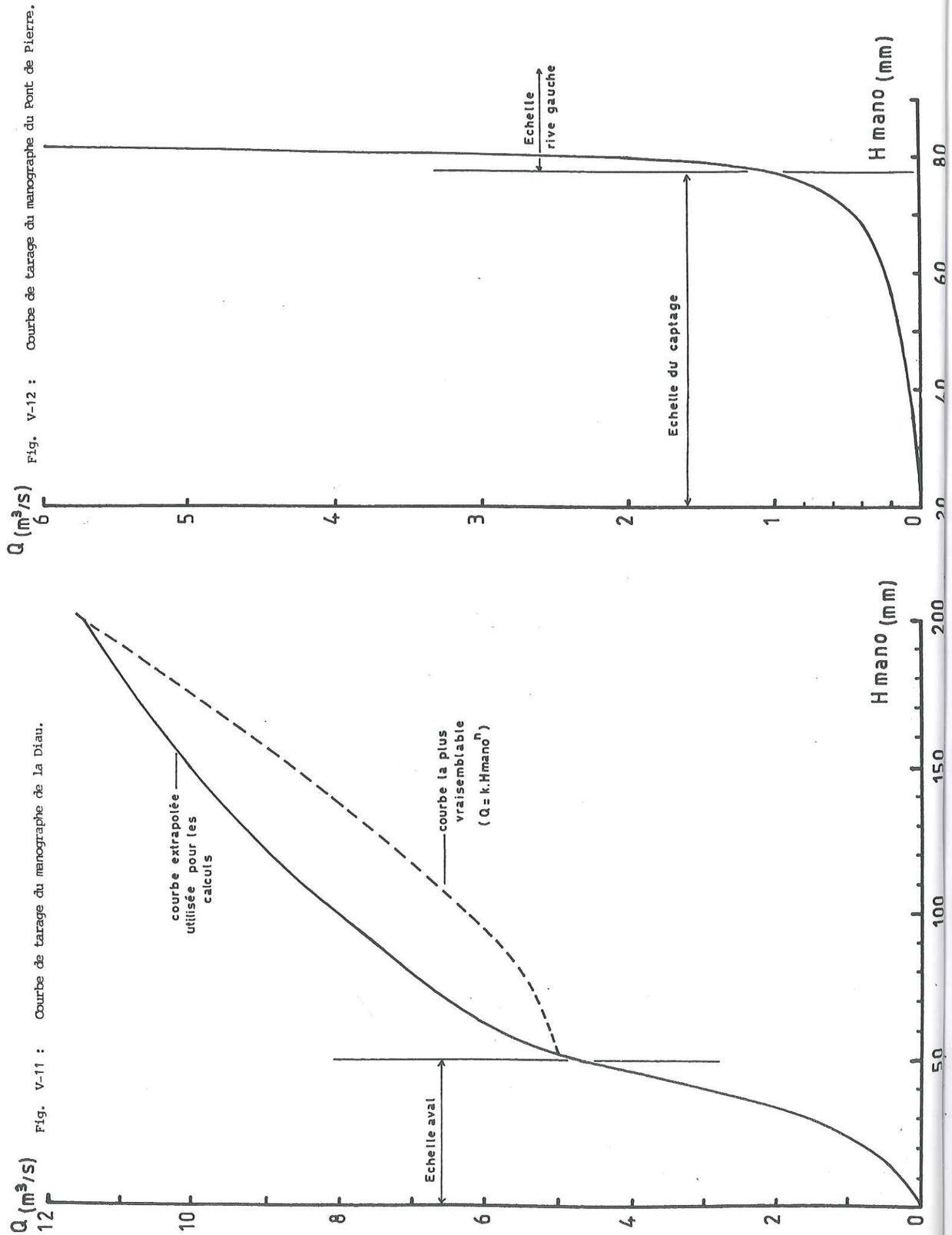


Fig. V-12 : Courbe de tarage du manographe du Pont de Pierre.

Fig. V-11 : Courbe de tarage du manographe de la Diau.

à savoir qu'elle ne reflète pas les lois de l'hydraulique et conduit à une surestimation des forts débits.

Les quelques jaugeages réalisés en basses eaux à l'intérieur même de la grotte de la Diau, légèrement en amont de la stration limnigraphique, ont tendance à être systématiquement inférieurs au débit total de l'émergence qui a pu être mesuré ou bien calculé à partir du limnigramme (tableau V-5). Ceci indiquerait qu'il existe des venues d'eau en aval du lac de la Tortue où est implanté le manographe. Elles déboucheraient au niveau de la petite zone noyée qui se développe juste derrière l'exutoire.

Les débits mesurés à la station de jaugeage intègrent les volumes d'eau provenant du ruissellement sur les versants du talweg. Les débits correspondant à ces apports supplémentaires ont été négligés car ceux-ci sont insignifiants voire nuls en période de basses eaux et sont négligeables devant le débit total du système de la Diau en période de hautes eaux.

1.2.4. La courbe de tarage du Pont de Pierre et sa représentativité

Le débit le plus fort mesuré sur l'émergence du Pont de Pierre n'atteint que 1,89 m^3/s (tableau V-6). Pour construire la courbe de tarage au-delà de 2 m^3/s, nous avons pris en compte les données de l'échelle installée en rive gauche du Pont de Pierre qui seule fournit des informations sur les fluctuations des forts débits. La hauteur maximale lue à cette échelle est de 45 $\pm$ 3 cm. Le débit qui lui correspond en extrapolant la courbe de tarage de l'échelle est d'environ 5,5 m^3/s alors que H_{mano} n'excède guère 81 mm.

La courbe de tarage du manographe a donc été établie jusqu'à 2 m^3/s à l'aide des données fournies par les jaugeages (Fig. V-12). Au-delà, nous avons supposé une variation linéaire des débits en fonction de H_{mano} et nous avons fixé comme borne supérieure un débit maximal de 6 m^3/s associé à une valeur de 81,5 mm pour H_{mano}.

On remarquera que la courbe de tarage possède une sensibilité médiocre pour les débits supérieurs à 1,5 m^3/s : une variation de 2,5 mm de H_{mano} s'accompagne d'une fluctuation de 4,5 m^3/s pour les débits ! Cela tient à l'organisation des écoulements de l'éxutoire du Pont de Pierre qui se font à travers un important voile d'éboulis. Les débits qui transitent par l'émergence pérenne captée sont assurés par des circulations à fortes pertes de charge. Il en résulte que lors d'une crue ces débits tendent à se stabiliser (fig. V-13) et

Tab. V-4 : Jaugeages chimiques réalisés pour tarer le manographe installé dans la grotte de la Diau.

date	Hauteur (mm)	Debit (l/s)
13-5-84	12	310
26-5-84	36	2747
5-6-84	27	1355
15-6-84	38,5	2721
11-7-84	6,75	136
12-7-84	6,0	113
17-7-84	5,25	98
23-7-84	3,5	54,5
27-7-84	3,5	53
4-8-84	2,75	35
14-8-84	3,0	46
22-8-84	2,5	32
18-9-84	32	1996
27-9-84	34	1767
28-10-84	6,5	189
29-5-85	35	2051
16-5-85	13,25	380

Tab. V-5 : Comparaison entre les débits mesurés dans la grotte de la Diau et ceux mesurés ou calculés à l'extérieur.

date	débit mesuré dans la grotte (l/s)	débit total de la Diau (l/s)
25-11-83	19	48 *
9-3-84	91	92 *
21-3-84	103	136 *
17-7-84	87	98
7-8-84	23	32 *

*: débit calculé à partir du limnigramme

Tab. V-6 : Jaugeages chimiques ou au micromoulinet réalisés pour tarer l'échelle du captage du Pont de Pierre.

date	Hauteur (cm)	Débit (l/s)
14-4-83	50±0,5	398
15-4-83	48,5	318
4-8-83	18,4	32 *
18-8-83	17	27 *
22-8-83	34	235
14-12-83	20,5	59 *
10-2-84	28	87
30-3-84	42,5±0,5	244
3-4-84	50,5±0,5	441
20-5-84	58	1340
5-6-84	60±1	1570
11-7-84	27,5	105 *
16-7-84	23	70 *
23-7-84	19,5/19	44 *
27-7-84	23,7	60 *
4-8-84	16,5/17	32 *
14-8-84	20,5	50 *
22-8-84	17,5	39 *
16-9-84	60±5	1893

*: jaugeages au micromoulinet

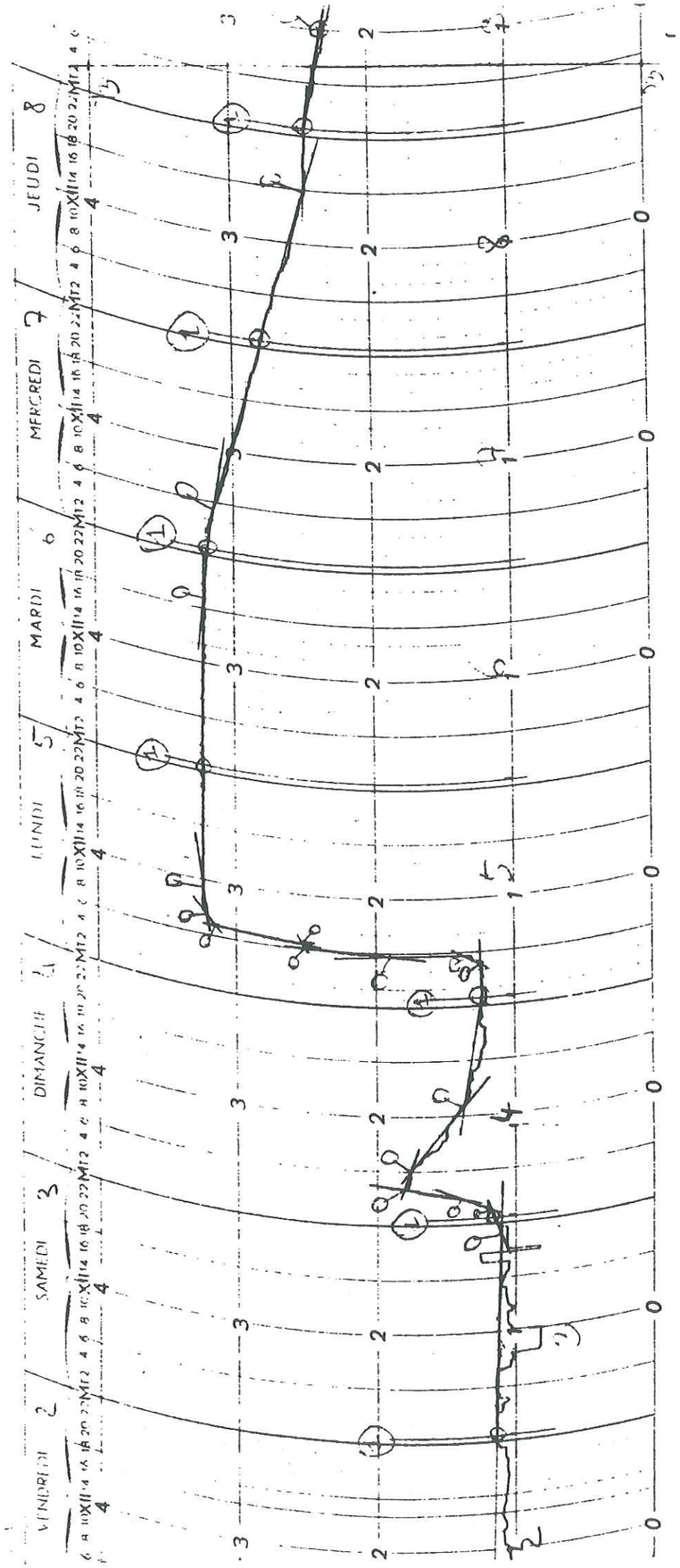


Fig. V-13 : Exemple d'enregistrement des variations de hauteur d'eau à l'occasion d'une crue sur l'émergence pérenne du Pont de Pierre.

l'exhaure se fait par de multiples trop pleins qui s'étagent sur une hauteur d'une cinquantaine de mètres. Les forts débits seront donc connus avec une grande imprécision.

Les jaugeages chimiques réalisés sur l'émergence du Pont de Pierre prennent en compte les écoulements temporaires de la cascade du Pas du Roc qui est alimentée par le Nant des Brassets. La courbe de tarage concerne donc le débit total de l'émergence auquel s'ajoute le débit de la cascade du Pas du Roc.

1.2.5. Le traitement des limnigrammes

Un programme de traitement des données limnigraphiques a été élaboré pour pouvoir tracer les hydrogrammes. Dans son principe, ce programme s'inspire du programme ARHMA utilisé dans les S.R.A.E. Il se décompose en plusieurs parties :

- la première partie du programme est relative à la saisie des données limnigraphiques sur table à digitaliser. Pour faciliter ce traitement, un dépouillement préliminaire des enregistrements du manographe est nécessaire : chaque changement de jour est pointé sur la bande et la courbe de variation de H_{mano} est décomposée en un ensemble de segments de droites. La digitalisation consiste ensuite à pointer systématiquement chaque changement de jour ainsi que chaque intersection de segments de droites consécutifs dans un repère (temps, hauteur enregistrée) ;

- dans une seconde phase les débits instantanés sont calculés à partir des données de la courbe de tarage. Celle-ci est également décomposée en segments de droites et rentrée sous forme d'un tableau de tarage (hauteur, débit) dans lequel chaque ligne représente les coordonnées des points d'intersection des segments de droites consécutifs. Les couples (débit instantané, temps) sont calculés par interpolation linéaire pour chaque point de limnigramme qui a été digitalisé ou bien chaque point dont le débit correspond à une valeur du tableau de tarage ;

- dans une dernière partie, le programme permet de calculer les débits moyens journaliers ainsi que la valeur instantanée du débit pour un pas de temps régulier, celui-ci devant être un diviseur de 24.

L'incertitude de la table à digitaliser utilisée pour ce traitement est de $\pm$ 0,1 mm. L'imprécision qu'elle entraîne sur les débits calculés reste compatible avec la précision avec laquelle sont connus les débits par les

méthodes de jaugeage utilisées, ces derniers étant en général connus entre 5 et 10 % près.

1.3. Caractéristiques hydrologiques des émergences étudiées

Le cycle hydrologique est l'unité de temps sur laquelle on travaille en hydrogéologie. Il est défini par la période séparant la fin de deux étiages consécutifs. Il regroupe ainsi l'ensemble des phases par lesquelles passe chaque année un aquifère (recharge et tarissement).

1.3.1. Les chroniques disponibles

La chronique des débits moyens journaliers dont on dispose varie d'un système à l'autre : elle s'étend du 17-2-83 au 11-11-85 pour Morette, du 16-9-83 au 22-11-85 pour la Diau et du 16-7-83 au 29-10-84 pour le Pont de Pierre.

Pour le cycle 82/83 les données acquises sont partielles. Elles ne concernent que la fin du cycle pour les systèmes du Pont de Pierre et de la Diau et s'étendent sur une période plus longue pour le système de Morette incluant la fin des basses eaux d'hiver et la fonte nivale. Le cycle 83/84 qui s'est déroulé du 25-11-83 au 3-9-84 a pu être étudié sur les trois systèmes. Enfin, le cycle 84/85 s'étendant du 4-9-84 au 4-11-85 n'a été suivi que sur les exutoires de Morette et de la Diau.

1.3.2. L'évolution des débits moyens journaliers au cours d'un cycle hydrologique

L'hydrogramme de l'émergence de Morette (fig. V-14) présente des variations saisonnières bien marquées qui se répètent mais varient en durée et en amplitude d'un cycle à l'autre. Le cycle débute par une succession de crues pluviales en fin de saison chaude - début de saison froide et se poursuit par une période de basses eaux hivernales. Celle-ci est interrompue fin mars - début avril et une période de hautes eaux s'étendant sur trois mois lui succède. Elle correspond à la fonte nivale. La fin du cycle est constituée par une période de basses eaux estivales au cours de laquelle des orages ponctuels ou bien des épisodes pluvieux plus étendus sont à l'origine d'augmentations temporaires du débit. Ceux-ci peuvent même, comme ce fut le cas en septembre 84, interrompre prématurément l'étiage qui survient généralement entre la fin septembre et la fin novembre. Les basses eaux estivales sont toujours plus prononcées que les basses eaux hivernales influencées par le moindre redoux. Les débits les plus

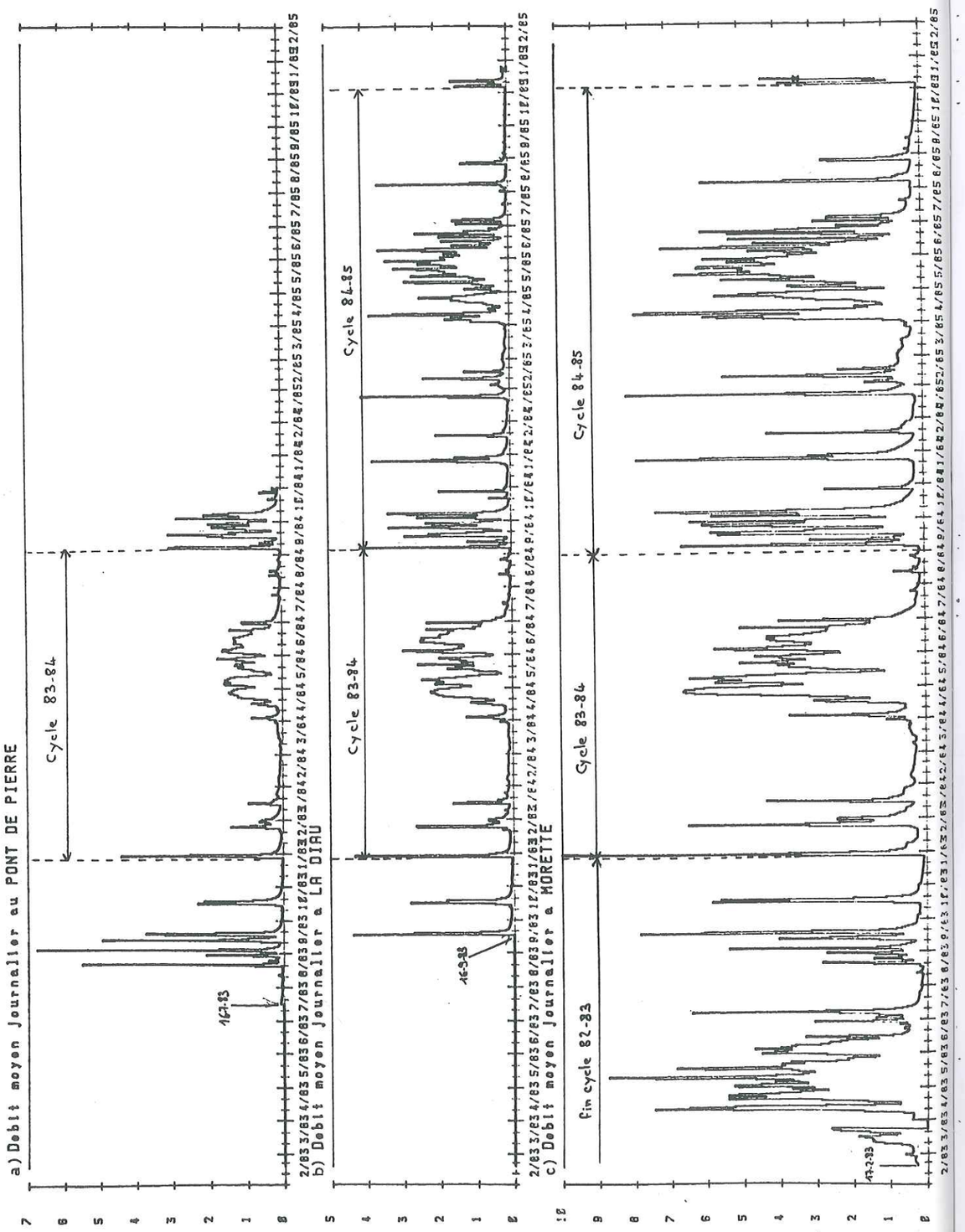


Fig. V-14 : Hydrogrammes des émergences karstiques étudiées :
a) Pont de Pierre, b) Diau, c) Morette.

élevés sont observés soit durant les crues pluviales du début du cycle, soit au printemps lorsque celles-ci se conjuguent aux crues dues à la fonte nivale.

L'hydrogramme des émergences du Pont de Pierre et de la Diau est tout à fait comparable à celui de Morette (fig. V-14).

Le régime hydrologique des émergences étudiées peut être qualifié de pluvio-nival. C'est ainsi que l'on peut distinguer sur l'hydrogramme de ces sources deux périodes caractéristiques :

- une période de fonte nivale formant une intumescence bien marquée qui correspond à la fonte du manteau neigeux constitué durant l'hiver ;
- une période pluviale caractérisée par l'absence d'un manteau neigeux permanent en altitude. Celle-ci chevauche généralement deux cycles hydrologiques car elle correspond aux basses eaux estivales marquant la fin d'un cycle et aux crues pluviales du début du cycle suivant.

1.3.3. Caractéristiques des cycles hydrologiques et des périodes pluviales et nivales associées

D'après les données du tableau V-7, on remarque que les cycles étudiés sont d'inégales longueurs. Le cycle 83/84 d'une durée de 9 mois est relativement bref alors que les cycles 82/83 et 84/85, avec une durée de 14 mois, sont particulièrement longs. Ceci n'affecte pas pour autant le débit moyen du cycle qui reste du même ordre pour les cycles 83/84 et 84/85. Il faut dire que les précipitations reçues au cours de ces deux cycles sont proportionnellement aussi abondantes : lorsque l'on divise la lame d'eau précipitée au cours de chacun de ces cycles par le nombre de jour du cycle, on obtient une pluie journalière moyenne de 4,8 mm. D'un cycle à l'autre, l'accroissement des précipitations est du même ordre de grandeur que celui des volumes de transit des émergences : 150 % entre 83/84 et 84/85.

Les cycles 83/84 et 84/85 se différencient par la répartition des crues et la durée des évènements hydrologiques qui les constituent :

- le début du cycle est marqué par une succession de nombreuses crues en 84/85 alors que l'on ne distingue que trois crues bien individualisées en 83/84 ;
- les basses eaux d'hiver sont prononcées en 83/84 tandis que les débits restent soutenus durant l'hiver 84/85 ;
- enfin, l'étiage 83/84 est très réduit alors que celui de 84/85 s'étend sur plus d'un mois.

Les volumes d'eau écoulés durant la période de fonte nivale sont assez voisins d'un cycle à l'autre. Ils représentent une part importante des écoulements d'un cycle : environ 70 % pour le cycle 83/84 et 47 % pour le cycle 84/85 (tableau V-8). Ceux relatifs à la période pluviale sont plus sujets à des fluctuations d'un cycle à l'autre. Les débits moyens observés sur cette période sont de trois fois inférieurs à ceux que l'on rencontre en période de fonte nivale.

1.3.4. Caractéristiques hydrométriques des émergences étudiées

On remarque que les émergences présentent toutes une forte variabilité de leurs débits moyens journaliers (tableau V-9). L'indice de variabilité, calculé en faisant le rapport du débit maximal sur le débit minimal, oscille entre 97 et 183 suivant les cycles et les émergences considérés. Il serait encore plus élevé si l'on raisonnait sur les débits instantanés.

Les débits spécifiques permettent en s'affranchissant de la taille des systèmes karstiques une comparaison entre les différentes émergences. Ceux de la Diau et de Morette sont assez voisins. C'est ce à quoi l'on pouvait s'attendre dans la mesure où les systèmes qu'elles drainent sont sous la dépendance d'un même climat régional et possèdent une répartition altitudinale semblable de leur surface. Par contre, compte tenu du gradient altimétrique des précipitations, on aurait pu s'attendre à ce que le Pont de Pierre possède un débit spécifique supérieur à celui de Morette et de la Diau puisque l'altitude moyenne du système karstique drainé est plus élevée. Il n'en est rien, son débit spécifique représente à peine la moitié de ceux de Morette et de la Diau. Une différence aussi importante est anormale et une explication doit être recherchée. Elle peut résulter soit d'une surestimation de la surface du système du Pont de Pierre, soit d'une sousestimation des débits :

1) La surestimation de la surface du Pont de Pierre

Celle-ci peut être envisagée, mais ne peut en aucune manière expliquer à elle seule une valeur aussi faible du débit spécifique. En effet, il faudrait considérer que l'erreur faite sur la surface du système soit de 50 % pour retrouver un débit spécifique du même ordre que ceux de Morette ou de la Diau. Par ailleurs, nous savons que le contrôle structural joue un rôle prépondérant dans la délimitation des systèmes karstiques des Bornes (chapitre III). Or, au regard des données structurales, les surfaces dont l'attribution au système du Pont de Pierre n'est pas absolument prouvée ne représentent que 22 %

Tab. V-7 : Caractéristiques des cycles hydrologiques 82/83, 83/84 et 84/85 pour les systèmes de Morette, de la Diau et du Pont de Pierre.

Cycle	82/83 Morette	83/84 Morette	83/84 Diau	83/84 Pont de Pierre	84/85 Morette	84/85 Diau
date de début date de fin	26.9.82 25.11.83	26.11.83 2.9.84	25.11.83 3.9.84	25.11.83 3.9.84	3.9.84 4.11.85	4.9.84 4.11.85
durée (jours)	426	282	284	284	428	427
Volume écoulé (m³)		36 337 421	14 545 786	10 178 179	54 683 942	20 170 253
débit moyen (m³/s)		1,491	0,593	0,415	1,479	0,547
Lame d'eau précipitée à La Cluse (mm)		1321	1357	1357	2052	2035

Tab. V-8 : Caractéristiques des périodes pluviales et de fonte nivale étudiées : années 1983, 84 et 85.

	Année	1983 Morette	1984 Morette	1984 Diau	1984 Pont de Pierre	1985 Morette	1985 Diau
Période de fonte nivale	date de début date de fin	6.4.83 20.6.83	13.4.84 1.7.84	13.4.84 1.7.84	13.4.84 1.7.84	25.3.85 18.6.85	25.3.85 18.6.85
	durée (jours)	76	80	80	80	86	86
	volume écoulé (m³)	22 265 280	25 328 333	10 364 458	6 997 882	25 378 618	9 477 302
	débit moyen (m³/s)	3,391	3,664	1,499	1,012	3,416	1,275
Période pluviale	date de début date de fin	20.6.83 25.11.83	1.7.84 15.11.84	1.7.84 15.11.84	1.7.84 15.11.84	19.6.85 11.11.85	19.6.85 11.11.85
	durée (jours)	159	138	138	138	146	146
	volume écoulé (m³)	10 808 554	13 002 336	5 050 512	4 705 517	9 073 469	3 114 806
	débit moyen (m³/s)	0,787	1,091	0,424	0,395	0,719	0,247

Tab. V-9 : Caractéristiques hydrométriques des émergences de Morette, de la Diau et du Pont de Pierre.

Emergence	MORETTE			DIAU		PONT DE PIERRE
Cycle	82/83	83/84	84/85	83/84	84/85	83/84
Volume écoulé (m³)		36 337 421	54 683 942	14 545 786	20 170 253	10 178 179
Débit moyen journalier minimal (m³/s)	0,066 (25.11.83)	0,103 (2.9.84)	0,054 (4.11.85)	0,031 (3.9.84)	0,025 (4.11.85)	0,024 (3.9.84)
Débit moyen journalier maximal (m³/s)	⩾ 8,768 (8.5.83)	9,987 (27.11.83)	8,122 (23.1.85)	4,337 (27.11.83)	4,131 (5.9.84)	4,4 (27.11.83)
Indice de variabilité	133	97	150	140	165	183
Débit moyen (m³/s)		1,491	1,479	0,593	0,547	0,415
Débit spécifique (l/s/km²)		56	56	55	51	26

de sa superficie ; il s'agit de l'extrémité Nord-Est du synclinal de Champlaitier et le flanc Nord-Ouest de l'anticlinal de Sous-Dine (voir § III-4.3.1.). Encore faut-il être en mesure d'associer à ces surfaces un exutoire susceptible de les drainer ; à ce niveau, le problème reste posé.

2) La sousestimatation des débits du système du Pont de Pierre

Plusieurs causes peuvent être invoquées :

- tout d'abord, une sousestimation due à la façon dont les débits sont mesurés à l'émergence du Pont de Pierre. Nous venons de voir que les forts débits sont connus avec une grande incertitude (§ 1.2.4.). Celle-ci pourrait entraîner leur sousestimation systématique. Cependant, cette éventuelle sousestimation ne peut être responsable d'une diminution de moitié du débit spécifique en raison de la contribution modeste qu'apportent ces débits élevés à l'écoulement total observé au cours d'un cycle ;
- des fuites possibles vers d'autres systèmes peuvent être invoquées et il conviendrait alors de rechercher les causes structurales permettant ces fuites ;
- enfin, on peut envisager que toutes les sorties du système du Pont de Pierre ne sont pas prises en compte, mais où doit-on rechercher de telles sorties complémentaires ?

La suite de l'étude hydrodynamique et notamment la comparaison du fonctionnement du système du Pont de Pierre avec ceux de Morette et de la Diau pourront apporter des éléments de réponse à ces questions.

1.3.5. Conclusion

Les données de débit dont on dispose permettent de suivre à partir des émergences de Morette et de la Diau l'évolution des évènements hydrologiques sur deux cycles complets, l'un court (83/84) et l'autre long (84/85). On dispose également pour le cycle 83/84 des données relatives à l'exutoire du Pont de Pierre. A ceci s'ajoutent les valeurs de débit de la fin du cycle 82/83 pour les trois émergences.

Si les forts débits sont connus avec une assez grande imprécision, les débits moyens et faibles sont bien maîtrisés sur chacune des émergences. Cela rend possible l'étude des courbes de récession et surtout l'étude des tarissements qui ont été observés à la fin des cycles 82/83 et 84/85 caractérisés par un étiage assez prononcé.

La simple observation des hydrogrammes montre que les trois émergences étudiées ont un comportement voisin. Leur régime d'écoulement est largement tributaire de la nature des précipitations tombées sur leur bassin versant. Un régime de débits élevés persiste durant toute la période de fonte nivale alors que les débits forts et faibles alternent au gré des perturbations affectant les Bornes durant la période pluviale. La forte variabilité des débits de ces trois exutoires indique déjà que nous sommes en présence de systèmes karstiques bien karstifiés.

Les débits spécifiques des émergences de Morette et de la Diau oscillent entre 51 et 56 $l/s/km^2$. Celui du Pont de Pierre avec 26 $l/s/km^2$ est anormalement faible. Le rôle de l'étude hydrodynamique qui va suivre sera entre autre de tenter d'éclaircir ce problème.

2. ETUDE DES DEBITS CLASSES

La méthode des courbes de débits classés couramment utilisée à des fins inférentielles en hydrologie de surface a été transposée à l'étude des sources karstiques par MANGIN (1971, 1975) dans une optique purement descriptive cherchant à caractériser la structure de l'hydrogramme unitaire. Cette méthode se révèle être un outil intéressant pour vérifier ou non l'unité des systèmes karstiques tels qu'ils ont été définis au chapitre III.

2.1. La méthode

Elle consiste à adapter à la courbe des débits classés observés au cours d'un cycle hydrologique, une fonction de probabilité tout en ayant le souci de travailler avec un nombre restreint de paramètres pour pouvoir décrire de façon satisfaisante cette courbe. La fonction retenue est de la forme :

$$F(x) = \text{Prob.}\ (X \prec x) = (2/\sqrt{2\pi}) \int_0^x \exp(-u/2)\, du$$

La relation qui lie le débit à la variable aléatoire X peut être de type linéaire ($X = A\ (Q - Qo)$) ou logarithmique ($X = a\ (\log Q - \log Qo)$), "a" étant une constante toujours positive.

Dans la pratique cela revient à reporter sur un papier fonctionnel dont l'axe des ordonnées est gradué suivant la fonction de probabilité, les pourcentages cumulés des débits classés. L'axe des abscisses est gradué de façon

arithmétique ou logarithmique selon que la relation entre X et Q est linéaire ou logarithmique. Il est alors possible d'ajuster une ou plusieurs droites à l'ensemble des points reportés pour lesquelles des paramètres caractéristiques peuvent être calculés (Q_o, a, Q, et σ), ce qui ne sera pas le cas ici car la méthode ne sera utilisée qu'à des fins descriptives. On se bornera à comparer entre eux les différents graphes obtenus.

L'observation de plusieurs segments de droites traduit le fait que l'émergence étudiée suit plusieurs lois d'écoulement, à chaque segment de droite correspondant une loi d'écoulement. Ces changements de loi d'écoulement peuvent avoir des origines diverses liées soit à des modifications hydrodynamiques internes au système karstique comme le stockage-destockage des réserves ou l'entrée en fonctionnement de trop-pleins, soit à des interrelations avec un système voisin qui se traduisent par des apports ou des fuites. La confrontation avec les observations faites sur le terrain permettent en général de trancher entre les diverses causes imposant une loi d'écoulement donnée.

2.2. Résultats et discussion

L'intervalle de classe qui a été retenu pour le calcul des pourcentages cumulés des débits est de 0,1 m^3/s. Les courbes de débits classés des émergences étudiées ont été construites pour les cycles 83/84 d'une part (fig. V-15a) et 84/85 d'autre part (fig. V-15b). Dans tous les cas, la liaison entre le débit et la variable aléatoire est de type logarithmique.

On constate que d'un cycle à l'autre l'allure de la courbe des débits classés reste la même pour une émergence donnée. Et l'on retrouve un air de famille entre les courbes des débits classés des différents exutoires au cours d'un même cycle, ceci est particulièrement net pour le cycle 83/84. Elles sont constituées par 3 à 4 segments de droites qui révèlent que l'évolution des débits aux émergences du Pont de Pierre, de la Diau et de Morette suit au minimum trois lois d'écoulement distinctes, une quatrième s'ajoutant pour Morette. Quelles réalités hydrodynamiques se cachent derrière ces lois ?

2.2.1. Cause de la rupture de pente observée pour les faibles débits

Sur les trois émergences, une rupture de pente est observée pour des débits de l'ordre de 0,2 m^3/s. Celle-ci ne peut être mise en évidence à Morette pour le cycle 83/84 car l'intervalle de classe choisi est trop grand. Un intervalle de classe plus petit permettrait vraisemblablement d'observer aussi cette rupture de pente.

Le changement de loi d'écoulement s'explique facilement. Il

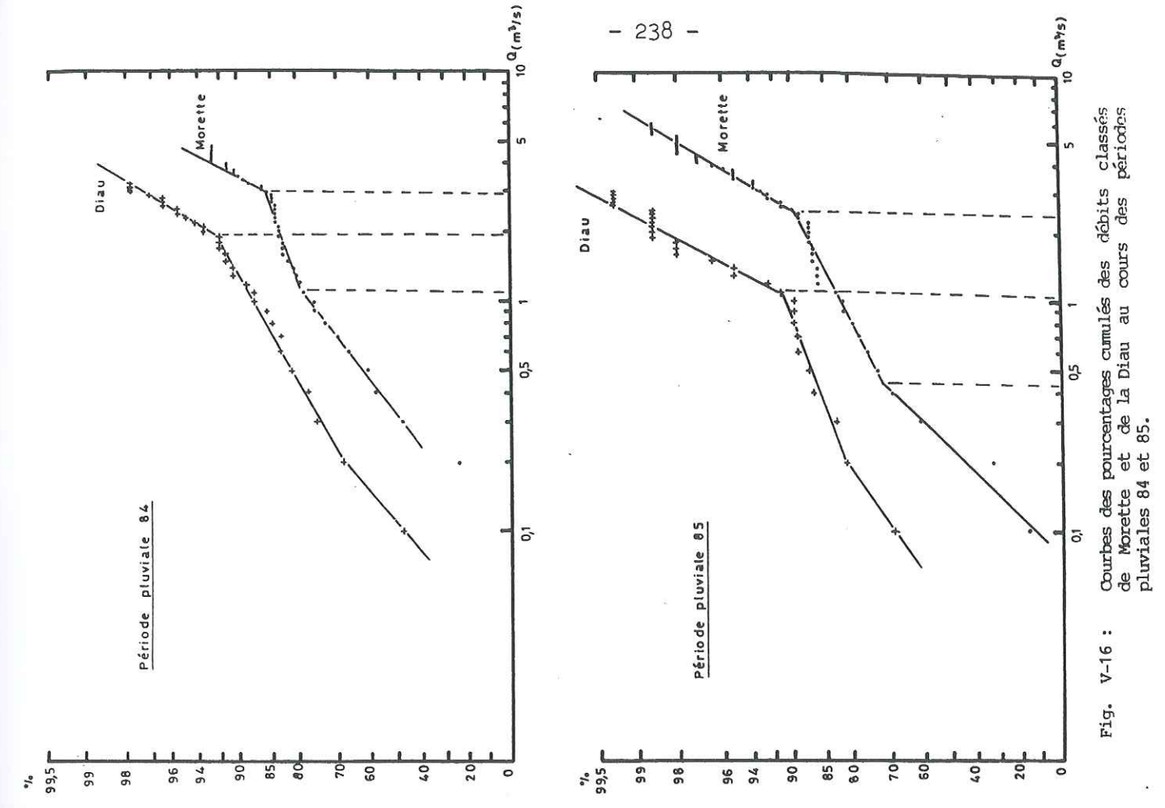


Fig. V-16 : Courbes des pourcentages cumulés des débits classés de Morette et de la Diau au cours des périodes pluviales 84 et 85.

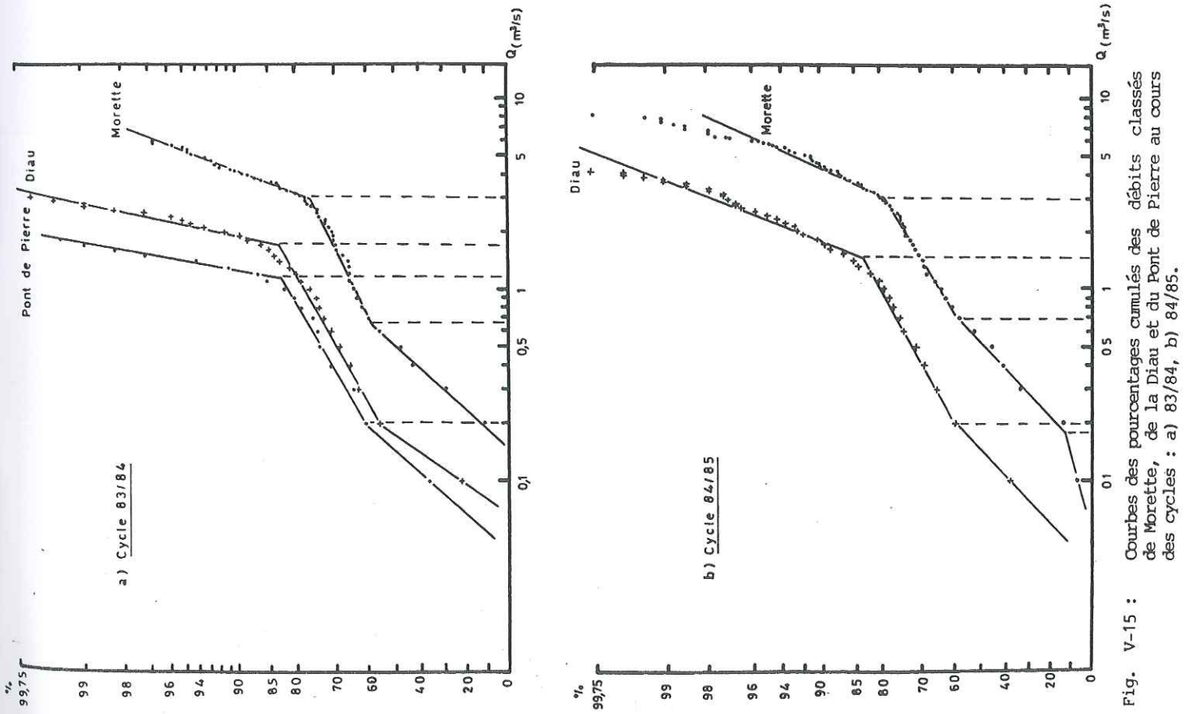


Fig. V-15 : Courbes des pourcentages cumulés des débits classés de Morette, de la Diau et du Pont de Pierre au cours des cycles : a) 83/84, b) 84/85.

correspond au passage d'un écoulement de décrue à un écoulement de tarissement pour lequel l'évolution des débits se fait de manière déterministe. L'étude des courbes de récession (voir § 3.2.2.) confirme cette interprétation dans la mesure où le débit à partir duquel le taraissement débute est toujours inférieur à 0,1 m^3/s sur la Diau et le Pont de Pierre et généralement inférieur à 0,2 m^3/s pour Morette. La loi d'écoulement relative à ce premier segment de droite correspond alors à une loi de Maillet.

2.2.2. Cause de la rupture de pente observée pour les forts débits

Lorsque, comme nous l'observons, une rupture de pente se fait avec augmentation de pente pour les valeurs élevées de débit, l'interprétation classique invoque généralement l'existence de "trop-pleins"* pour expliquer la diminution de l'accroissement des débits que l'on constate. Or, les données de terrain relatives à la configuration des exutoires et à la structure des systèmes karstiques drainés, conduisent à rejeter catégoriquement cette éventualité.

En effet, les débits pris pour tracer les courbes des pourcentages cumulés sont dans tous les cas relatifs à la totalité des écoulements de l'émergence. Ils intègrent donc bien les écoulements issus des trop-pleins connus au voisinage de l'émergence pérenne principale. De plus, les systèmes karstiques étudiés possèdent des particularités structurales qui rendent fortement improbable l'existence de trop-pleins ailleurs que dans le proche environnement de l'émergence : localisation dans une gouttière synclinale bien marquée possédant une inclinaison axiale nette, situation perchée de ces systèmes au-dessus des vallées actuelles. Pour ces mêmes raisons les possibilités de fuites vers un autre système peuvent être exclues. Enfin, le cas des pertes d'un écoulement superficiel n'absorbant plus au-delà d'un certain débit ne peut être retenu : sur le système de la Diau il n'existe pas d'écoulement de surface digne de ce nom, sur celui du Pont de Pierre les jaugeages intègrent les débordements de la perte du Nant des Brassets qui forment la cascade du Pas de Roc. Dans le synclinal des Glières, de petites pertes n'absorbant plus au-delà de 1 à 2 l/s existent, mais leur bassin versant n'appartient pas au système de Morette, il fait partie de l'impluvium de la Haute Fillière. Il nous faut donc rechercher une autre cause à cette rupture de pente.

* Il s'agit du terme pris au sens large tel que le définit MANGIN (1971). Ce terme regroupe en fait trois phénomènes : le trop-plein au sens strict, la diffluence ou fuite vers un autre système et le débordement de pertes d'un écoulement de surface alimentant le karst.

Bien qu'intervenant pour des valeurs de débit distinctes (1,15 m^3/s pour le Pont de Pierre, 1,5 à 1,7 m^3/s pour la Diau et 3 m^3/s pour Morette), le comportement similaire de ces trois exutoires nous incite à penser que c'est le même phénomène qui intervient sur chacun des exutoires. Plusieurs hypothèses d'explication peuvent être envisagées :

1) Etant donné le caractère polyphasé de la mise en place du karst des Bornes, la diminution de l'accroissement du débit pourrait s'expliquer par une mise en réserve temporaire d'un certain volume d'eau dans des paléostructures lors des fortes crues et libéré immédiatement dès le début de la décrue. Mais les observations spéléologiques faites sur les paléostructures observables à partir des émergences de la Diau ou de Morette n'apportent pas d'éléments en faveur de cette hypothèse : le drain utilisé actuellement par les écoulements est tout à fait capable d'évacuer les forts débits et les paléodrains connus qui lui sont superposés, sont totalement inactifs, même lors des fortes crues.

2) Le rôle joué par la neige en retardant l'écoulement et en provoquant un régime de hautes eaux durant trois mois d'un cycle hydrologique, peut fournir une explication. Afin de vérifier cette hypothèse, nous avons retracé les courbes des pourcentages cumulés des débits classés non plus sur un cycle, mais sur une période pluviale, c'est-à-dire une période où l'alimentation des systèmes karstiques ne se fait que par des précipitations liquides. Les courbes ainsi obtenues pour les périodes pluviales 84 et 85 sur la Diau et Morette (fig. V-16) montrent toujours un changement de pente pour les forts débits. Celui-ci se produit pour des valeurs de débit sensiblement différentes de celles observées au cours d'un cycle complet. La fonte du manteau neigeux ne joue donc aucun rôle puisque le phénomène persisite en son abssence.

3) La structure du signal d'entrée, en l'occurence des précipitations qui engendrent les fluctuations de débit à l'exutoire serait-elle responsable de l'anomalie constatée sur l'évolution des forts débits ? Nous avons établi pour le cycle 84/85 les courbes des débits classés de trois exutoires situés au Sud d'Annecy : l'un est karstique (Bange-L'Eau Morte), les deux autres concernent des écoulements de surface installés sur la couverture glaciaire et molassique, le premier est situé au pied du versant occidental du Semnoz (Les Eparris) et le second dans le synclinal de Leschaux (Le Laudon). Ces courbes présentent toutes une rupture de pente pour les forts débits (fig. V-17). Or, la seule caractéristique commune entre ces trois bassins versants et les systèmes karstiques étudiés est le climat régional auquel ils sont soumis.

L'explication pourrait donc être à rechercher dans la distribution des quantités d'eau précipitées au cours d'un cycle ou d'une période pluviale. D'ailleurs si l'on applique aux précipitations journalières le même traitement que celui réalisé sur les débits moyens journaliers, tant à l'échelle d'un cycle que d'une période pluviale, nous retrouvons aussi une rupture de pente pour les fortes valeurs de précipitations journalières (fig. V-17 bis), lesquelles sont à l'origine de fortes crues.

2.2.3. Cause de la rupture observée uniquement à Morette

Cette rupture de pente intervient pour des débits de l'ordre de 0,6 à 0,7 m^3/s. Curieusement elle correspond sur la courbe de tarage à la transition entre les mesures de débits effectuées à l'intérieur de la grotte et celles qui sont réalisées à l'extérieur. Un problème de courbe de tarage pourrait donc être à l'origine de la rupture de pente. Dans cette hypothèse, cela reviendrait à considérer que les jaugeages réalisés dans la grotte ne prennent pas en compte la totalité des écoulements de l'émergence comme nous l'avions supposé au départ. Cette rupture de pente pourrait aussi avoir la cause inverse, à savoir que les débits mesurés à l'extérieur sont surestimés. Aucun élément ne nous permet de trancher entre ces deux alternatives possibles.

2.3. Conclusion

Compte tenu des observations de terrain, l'hypothèse de l'existence de "trop-pleins" autres que ceux déjà connus peut difficilement être retenue pour expliquer la diminution de l'accroissement des forts débits constatée sur les systèmes étudiés. Cette anomalie serait probablement la conséquence de la distribution des précipitations journalières. Cependant un stockage temporaire d'eau au sein du karst lors des fortes crues ne peut être exclu. Dans ce cas, il s'effectuerait dans des structures qui n'ont pas été reconnues par les investigations spéléologiques. On peut donc être tenté de conclure à l'unité des systèmes. Celle-ci paraît vérifiée pour les systèmes de Morette et de la Diau. Par contre, pour le système du Pont de Pierre caractérisé par un débit spécifique anormalement faible, c'est moins sûr. En effet, la méthode des débits classés a ses limites. Elle ne permet pas de déceler une fuite ou un apport d'un autre système s'ils s'effectuent de manière continue, c'est-à-dire quel que soit le débit de l'émergence. On peut donc imaginer que si des fuites existent sur le système du Pont de Pierre, elles se produisent par un soutirage continu exercé au niveau du karst noyé.

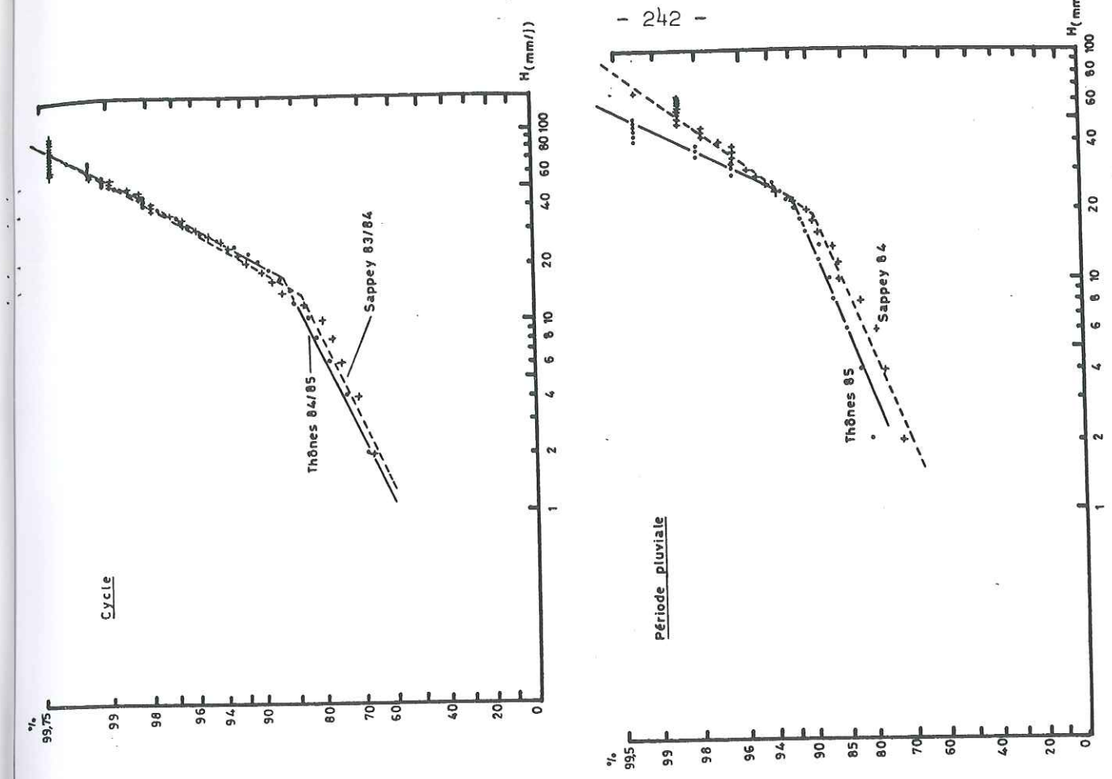


Fig. V-17bis : Courbes des pourcentages cumulés des précipitations journalières mesurées à la station de Thônes ou du Sapey au cours : a) des cycles 83/84 et 84/85, b) des périodes pluviales 84 et 85.

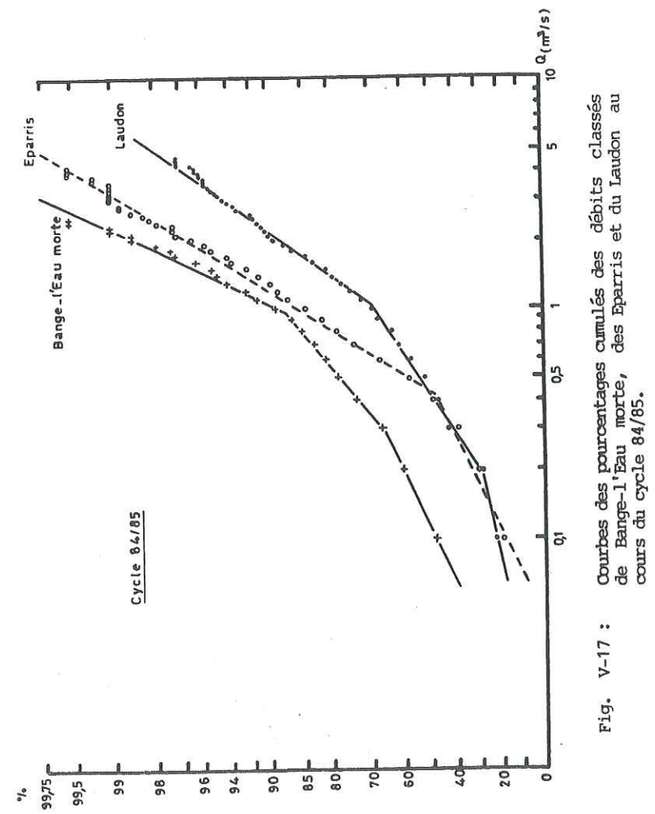


Fig. V-17 : Courbes des pourcentages cumulés des débits classés de Bange-l'Eau morte, des Eparris et du Laudon au cours du cycle 84/85.

Cette étude est aussi l'occasion de formuler des critiques à l'égard de la courbe de tarage de Morette. Cependant la portée de cette imprécision paraît réduite dans la mesure où les valeurs du débit spécifique calculées restent comparables à celles du système de la Diau qui présente des caractéristiques hypsométriques semblables.

3. ETUDE DES COURBES DE RECESSION

Dans la méthode proposée par MANGIN (1975) l'étude des courbes de récession constituées par la portion de l'hydrogramme allant de la pointe de crue à la fin du tarissement permet de caractériser le comportement des deux sous-systèmes qui constituent le système karstique : la zone non saturée ou sous-système infiltration et la zone saturée ou sous-système karst noyé. L'écoulement de décrue est représentatif de la manière dont s'effectue la vidange de la zone d'infiltration alors que l'écoulement de tarissement caractérise la vidange du karst noyé. L'intérêt de cette méthode est de définir les caractéristiques de chaque sous-système à l'aide de quelques paramètres simples et de situer les systèmes étudiés 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 karstique. En effet nous sommes dans l'impossibilité de 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 évènements hydrologiques qui sont survenus antérieurement. A ceci s'ajoute le fait que les systèmes karstiques sont rarement linéaires* et invariants**. Pour ces raisons, l'étude des courbes de récession est une méthode approximative mais néanmoins utile qui permet, à partir d'une famille de réponses, d'obtenir une image grossière de la structure des systèmes karstiques étudiés, que d'autres méthodes telles que l'Analyse Corrélatoire et Spectrale (cf. § V.6) permettront d'affiner.

* un système est dit linéaire, si à une combinaison linéaire des signaux d'entrée correspond la même combinaison linéaire des signaux de sortie.

** un système est dit stationnaire ou invariant, si la réponse du système à un signal d'entrée n'est pas affectée par une translation dans le temps.

3.1. La méthode

Elle consiste à considérer que l'écoulement durant la période de récession 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 :

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

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 :

$$Q(t) = q_o(1 - \eta t)/(1+\varepsilon t) + Q_{Ro}\, e^{-\alpha t}$$

3.1.1. L'étude du tarissement

L'équation de l'écoulement de base n'a de sens physique que lors du tarissement, mais elle sera également extrapolée à la phase de décrue.

Elle s'écrit : $Q_R(t) = Q_{Ro}\, e^{-\alpha t}$

où : t représente le temps (l'origine des temps coïncide avec le pic de crue),

Q_{Ro} est l'ordonnée à l'origine de la courbe de tarissement,

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 (fig. V-18). Lorsque les points s'alignent sur une droite, le tarissement est atteint. A partir de cette droite sont déterminés :

- Q'_0 : débit à partir duquel débute le tarissement,
- Q_{Ro} : débit correspondant à l'intersection de la droite de tarissement avec l'axe des ordonnées,
- α : correspond à la pente de la droite.

$$\text{On a donc : } \alpha = \frac{\log Q_1 - \log Q_2}{0{,}4343\ (t_2 - t_1)}$$

α est exprimé en $jour^{-1}$ si les débits le sont en m^3/s et 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.

3.1.2. Etude de la décrue

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

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

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

$$q^*(t) = q_o(1 - \eta t)/(1 - \varepsilon t)$$

avec $q_o = Q_{(to)} - Q_{Ro}$ et $\eta = 1/t_i$

Cette fonction n'est définie qu'entre $t_o = 0$ 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 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 fait un changement de variable en posant :

$$-Y_{(t)} = (t_i - t)/q^*(t)$$

L'ajustement est alors vérifié si cette fonction $-Y_{(t)}$ est linéaire. Dans ce cas on prend les points expérimentaux de q*(t) s'alignant le mieux, pour déterminer plusieurs valeurs de ε et ne retenir que la valeur moyenne. ε s'obtient par la relation :

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

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.

3.1.3. Classification des systèmes 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 :

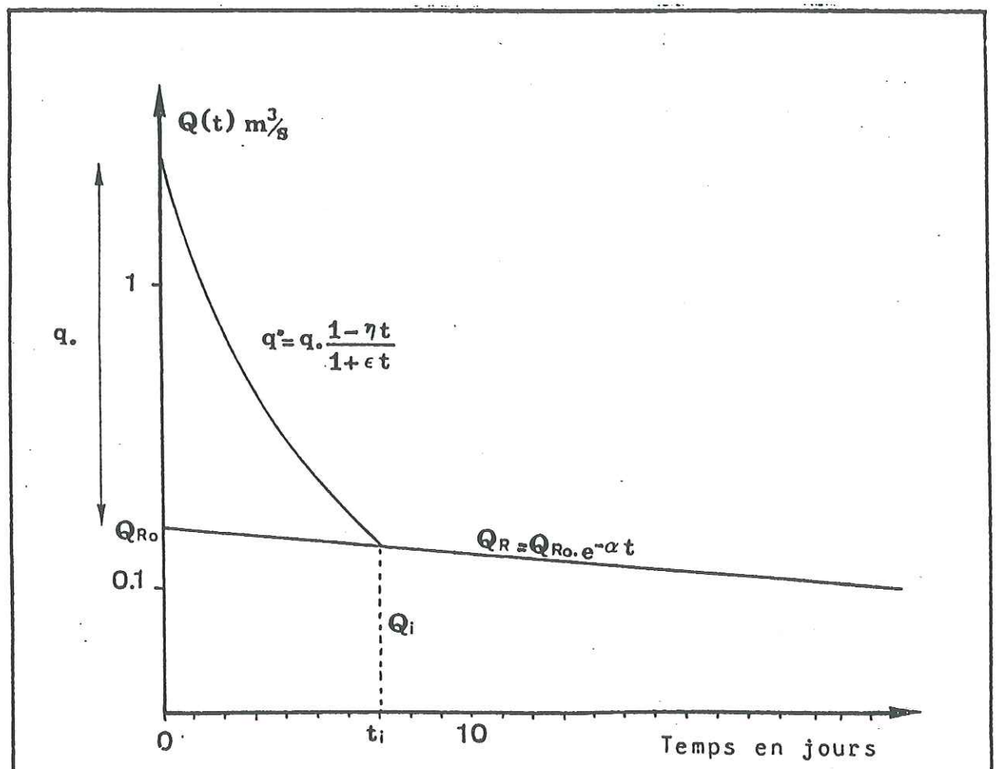


Fig. V-18 : Exemple de décomposition d'un hydrogramme pour modéliser une courbe de récession (tiré de MUET, 1985).

- 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 neige ;
- un paramètre k en relation avec le karst noyé et appelé pouvoir régulateur. C'est le rapport entre le volume dynamique (Vd) maximal observé et le volume de transit moyen annuel (Vt) calculé sur plusieurs cycles :

$$k = Vd/Vt$$

Vd 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). Cela revient à intégrer la courbe de tarissement entre le début du tarissement et un temps infini :

$$Vd = \int_0^{+\infty} Q'_o \, e^{-\alpha t} \, dt$$

si Q'_o est exprimé en m^3/s et α en $jour^{-1}$, le volume dynamique exprimé en m^3 sera :

$$Vd = (Q'_o/\alpha) \times 86400$$

Pour déterminer K, on retient la plus forte valeur prise par Vd.

Le volume de transit annuel représente le volume écoulé à l'exutoire au cours du cycle moyen correspondant à une durée d'un an. Il se détermine en calculant le volume écoulé au cours du plus grand nombre de cycles observés et en ramenant ensuite cette valeur à une valeur annuelle (365 jours).

3.2. Résultats et interprétation

3.2.1. Problèmes rencontrés dans le choix des récessions à étudier

Sur les systèmes étudiés il est rare de pouvoir observer de longues périodes de tarissement, la moindre précipitation venant influencer ce dernier. Dans certains cas, il a donc été nécessaire d'éliminer certaines petites crues en interpolant la courbe de récession afin de pouvoir calculer un coefficient de tarissement (fig. V-19). Cette interpolation n'a été effectuée que lorsque le pic de crue "parasite" n'excédait pas 3 à 4 fois la valeur de Q'_o. De cette façon, il a été possible d'étudier sur chaque système 2 à 3 récessions par cycle hydrologique.

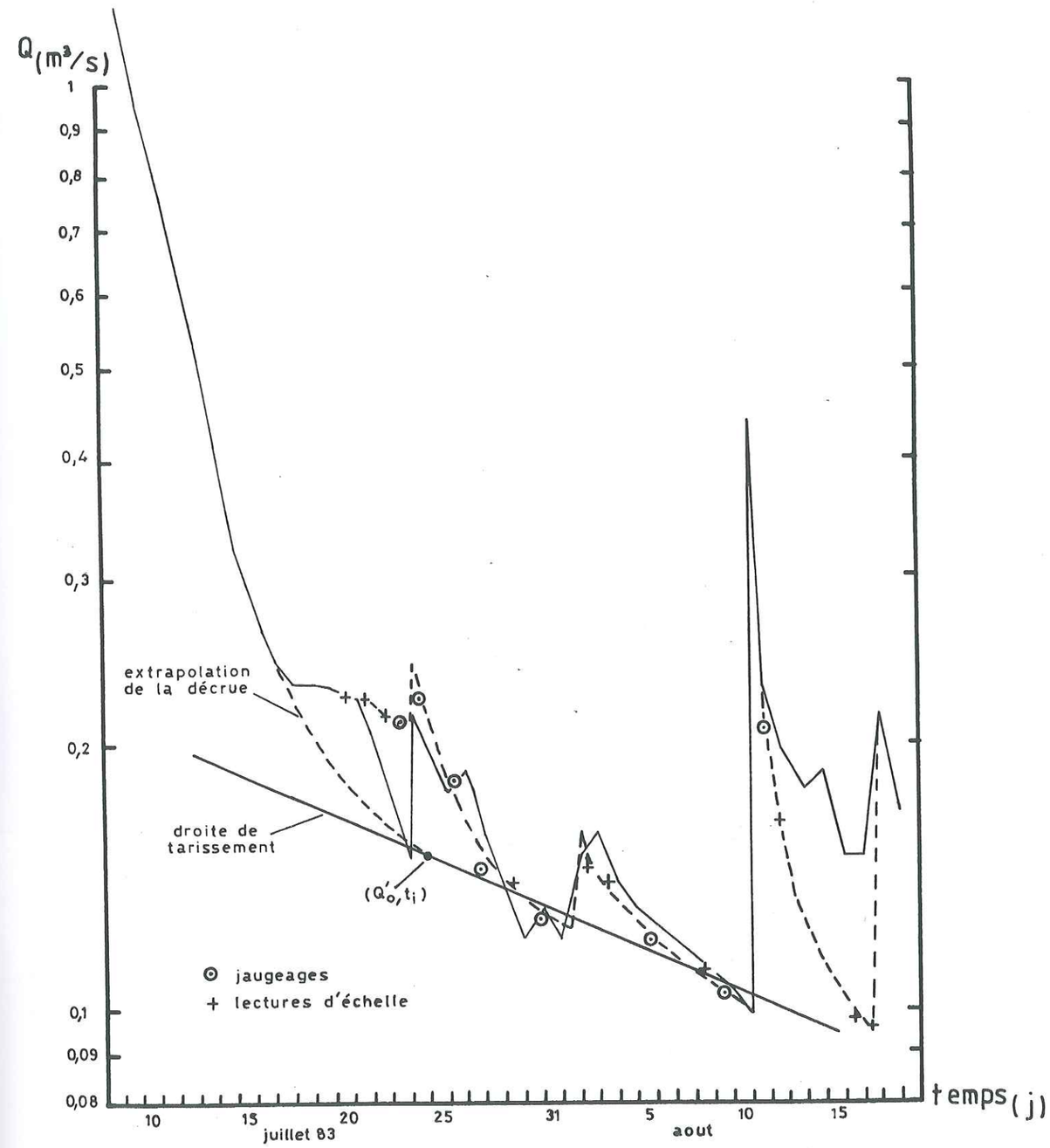


Fig. V-19 : Exemple d'interpolation d'une courbe de récession en éliminant une petite crue parasite.

Par ailleurs, un manque de sensibilité des manographes pour les faibles débits et des problèmes d'inerties dus aux frottement du stylet, rendent délicate l'interprétation des courbes de récession à partir des seuls enregistrements manographiques. Aussi dans la mesure du possible, les courbes de récession étudiées s'appuyent sur des jaugeages et des lectures faites sur les échelles limnimétriques pour tracer la droite de tarissement (fig. V-19 et V-20).

3.2.2. Etude des tarissements

Les paramètres calculés à partir des tarissements étudiés sont regroupés dans le tableau V-10.

Les coefficients de tarissements (α) sont assez élevés et varient peu d'un tarissement à l'autre. Ils traduisent la facilité qu'ont les réserves du karst noyé à se vidanger. Les valeurs de α sont assez voisines pour les systèmes de Morette et de la Diau. Elles demeurent un peu plus fortes pour le système du Pont de Pierre où la valeur moyenne de α est de 0,048 j^{-1} alors qu'elle n'est que de 0,031 j^{-1} à Morette et à la Diau.

Les volumes dynamiques calculés sont de plusieurs centaines de milliers de m^3. A Morette les volumes dynamiques les plus forts sont ceux calculés sur le premier tarissement observé au cours du cycle, les tarissements suivants donnent des volumes dynamiques de plus en plus faibles. Cette observation souligne le rôle que joue la période de fonte nivale dans la reconstitution des réserves du karst noyé. Il semble que les zones de stockage des réserves au niveau du karst noyé ne correspondent pas avec celles qui recueillent l'essentiel de l'infiltration puisque les crues estivales ne permettent pas la reconstitution de ces réserves. Le système du Pont de Pierre paraît avoir un comportement similaire. Par contre, le système de la Diau paraît avoir plus de facilité à reconstituer les réserves de son karst noyé durant la période estivale : le volume dynamique chute à 80.000 m^3 en Août 85 puis retrouve en Octobre 85 une valeur (199.000 m^3) proche de celle qu'il avait en Juillet de la même année (223.000 m^3). Ceci suggèrerait que les relations entre les réserves du karst noyé et l'infiltration sont plus aisées sur ce système.

La valeur maximale du volume dynamique donne une estimation par défaut des réserves qui peuvent être stockées dans le karst noyé. Celle-ci est pour les systèmes de Morette, de la Diau et du Pont de Pierre respectivement de 670.000, 240.000 et 120.000 m^3. Pour apprécier l'importance relative de ces

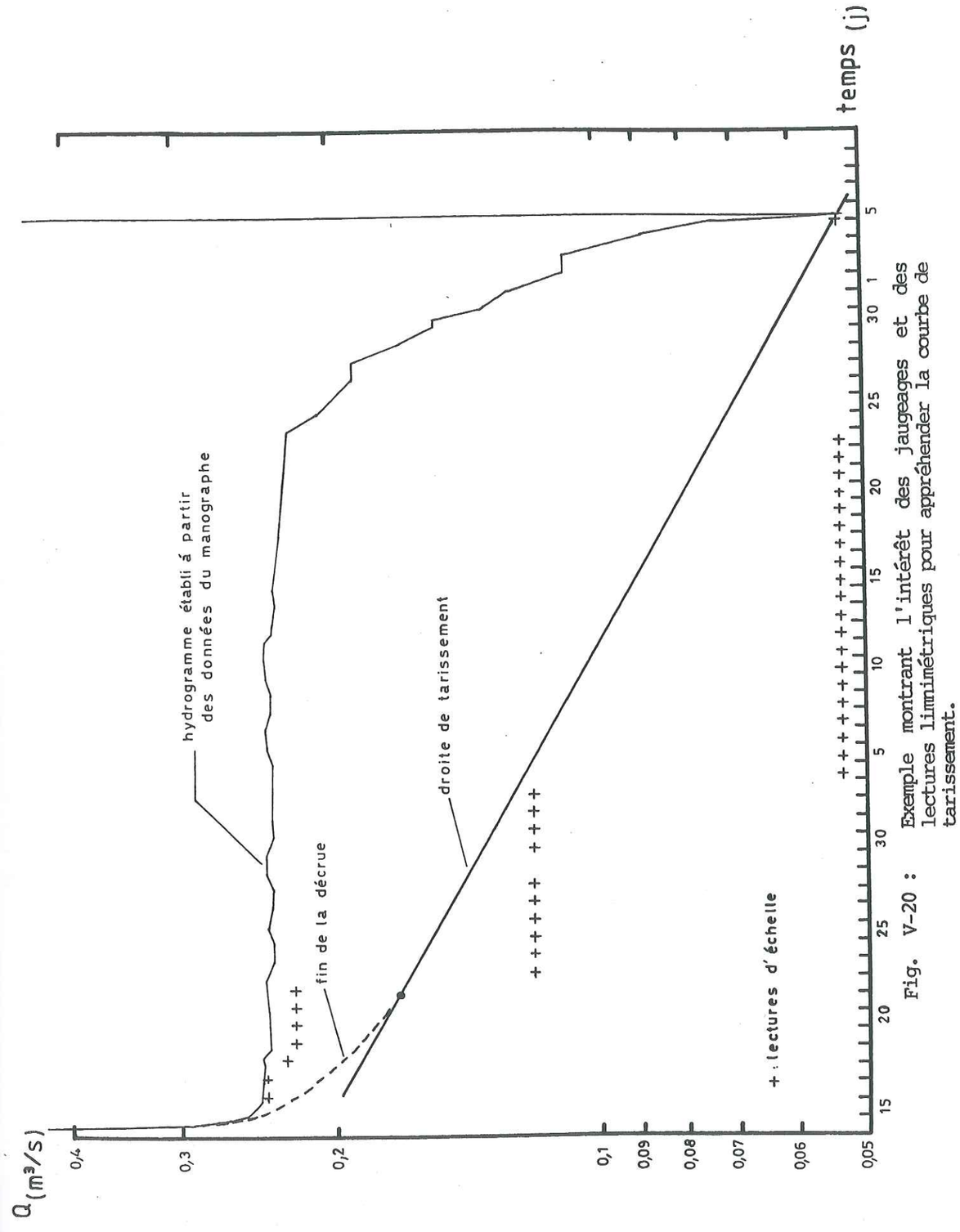


Fig. V-20 : Exemple montrant l'intérêt des jaugeages et des lectures limnimétriques pour appréhender la courbe de tarissement.

réserves d'un système à l'autre, il convient de raisonner sur les lames d'eau qu'elles représentent. Elles sont de 25,2 mm pour Morette, de 22,4 mm pour la Diau et seulement de 7,6 mm pour le Pont de Pierre. Le système de la Diau comporte donc proportionnellement un peu moins de réserves que celui de Morette. La lame d'eau ainsi calculée sur le Pont de Pierre ne représente que le tiers de celle de Morette. Ceci souligne une fois de plus le fait que les débits de l'émergence du Pont de Pierre ne représentent pas la totalité des débits du système. Il convient alors d'être prudent sur la signification que revêtent les paramètres α et Vd calculés sur ce système, la prise en compte d'une partie seulement de l'écoulement de tarissement conduisant alors à une surestimation de α ainsi qu'à une sousestimation de Vd.

La comparaison avec les résultats obtenus sur d'autres systèmes montre que les coefficients de tarissement s'apparent à ceux des systèmes d'Aliou (MANGIN, 1975) ou de Bange-l'Eau Morte (LEPILLER, 1980a) qui sont caractérisés par une faible capacité à retenir les eaux météoriques précipitées sur leur bassin-versant. Cependant les systèmes des Bornes possèdent proportionnellement plus de réserves que ceux de Bange-l'Eau Morte ou d'Aliou puisqu'elles ne représentent respectivement sur ces derniers que des lames d'eau de 11,9 et 8,0mm.

3.2.3. Etude des décrues

Les paramètres calculés à partir des courbes de décrue étudiées sont également reportés dans le tableau V-10.

La fonction homographique ne semble pas adaptée pour modéliser les courbes de décrue des systèmes étudiés. En effet, lorsque l'on trace la graphe de la fonction $t = f(-Y)$, les points expérimentaux ne s'alignent pas sur une seule droite, mais il est généralement possible de décomposer ce graphe en trois segments de droite consécutifs (fig. V-21). Le coefficient $\mathcal{E}$ est alors calculé à partir du segment de droite contenant le point expérimental d'ordonnée $t = 2$ j. Ce coefficient permet de calculer une valeur du paramètre i voisine de celle obtenue par simple lecture à partir du graphe de la fonction $y(t)$ (tableau V-10). Quel que soit le système étudié, les valeurs de $\mathcal{E}$ demeurent élevées : pour Morette, la Diau et le Pont de Pierre, les valeurs moyennes sont respectivement de 3,344, 11,849 et 6,342. Ces valeurs sont légèrement inférieures à celles obtenues par LEPILLER (1980a) sur le système de Bange-l'Eau Morte ($\mathcal{E}$ = 12,7) et par MANGIN (1975) sur celui d'Aliou ($\mathcal{E}$ = 13,193). Elles caractérisent des systèmes à décrues rapides. C'est celui de la Diau qui

Tab. V-10 : Paramètres tirés de l'analyse des courbes de récession sur les systèmes de Morette, de la Diau et du Pont de Pierre.

Système Karstique	debut décrue	debut tarissement	durée décrue (j)	durée tarissement (j)	Q(to) m³/s	qo m³/s	q'o m³/s	$\alpha_{j^{-1}}$	$17'_{j^{-1}}$	$\mathcal{E}_{j^{-1}}$	Vd m³	i lu	i calculé	Observations
MORETTE	6-7-83	25-7-83	18,8	17	10,4	10,176	0,153	0,020	0,053	3,173	667144	0,128	0,122	dernière crue pluviale mettant fin à la période de fonte nivale
	16-9-83	8-10-83	22,45		10,889	10,621	0,170		0,045	3,155		0,126	0,125	neige en altitude, tarissement trop court pour être étudié
	17-10-83	31-10-83	14,6	25	10,177	9,909	0,160	0,036	0,068	2,603	387565	0,146	0,139	neige en altitude dernière crue du cycle
	28-6-84	14-7-84	15,93	27	7,240	6,854	0,230	0,033	0,064	4,510	608234	0,092	0,094	crue pluviale isolée mettant fin à la période de fonte nivale
	11-8-84	17-8-84	5,84	7	1,188	1,018	0,135	0,041	0,171	3,279	287670	0,082	0,087	petite crue pluviale interrompant un tarissement
		22-9-85		44			0,170	0,026			554500			étiage 1985
DIAU	17-9-83	3-10-83	15,63	9	5,075	4,936	0,080	0,036	0,064	7,147	192212	0,046	0,057	neige en altitude
	16-10-83	5-11-83	19,2	21	6,325	6,251	0,052	0,019	0,052	9,043	238317	0,046	0,047	neige en altitude dernière crue du cycle
	15-7-84	24-7-84	8,3	18	1,215	1,143	0,053	0,038	0,120	12,867	119538	0,027	0,028	petite crue pluviale mettant fin à la période de fonte nivale
	4-7-85	15-7-85	11	14	6,958	6,858	0,074	0,029	0,091	14,598	223290	0,028	0,027	dernière crue d'un épisode pluvieux mettant fin à la période de fonte nivale
	6-8-85	17-8-85	11	8	6,404	6,335	0,042	0,045	0,091	15,589	80067	0,026	0,025	crue pluviale
		4-10-85		32			0,050	0,022			199438			étiage 1985
PONT DE PIERRE		27-7-83		19			0,065	0,046			121455			premier tarissement du cycle
	17-9-83	4-10-83	16,6	8	5,0	4,899	0,047	0,046	0,060	5,132	87791	0,096	0,078	neige en altitude
	17-10-83	9-11-83	23	17	2,8	2,744	0,025	0,036	0,043	2,262	60559	0,152	0,165	neige en altitude dernière crue du cycle
	24-7-84	30-7-84	6	10	0,494	0,423	0,054	0,051	0,167	11,312	92054	0,021	0,028	crue isolée d'orage
	15-8-84	21-8-84	6	14	0,564	0,491	0,050	0,061	0,167	6,660	70120	0,059	0,047	crue d'orage

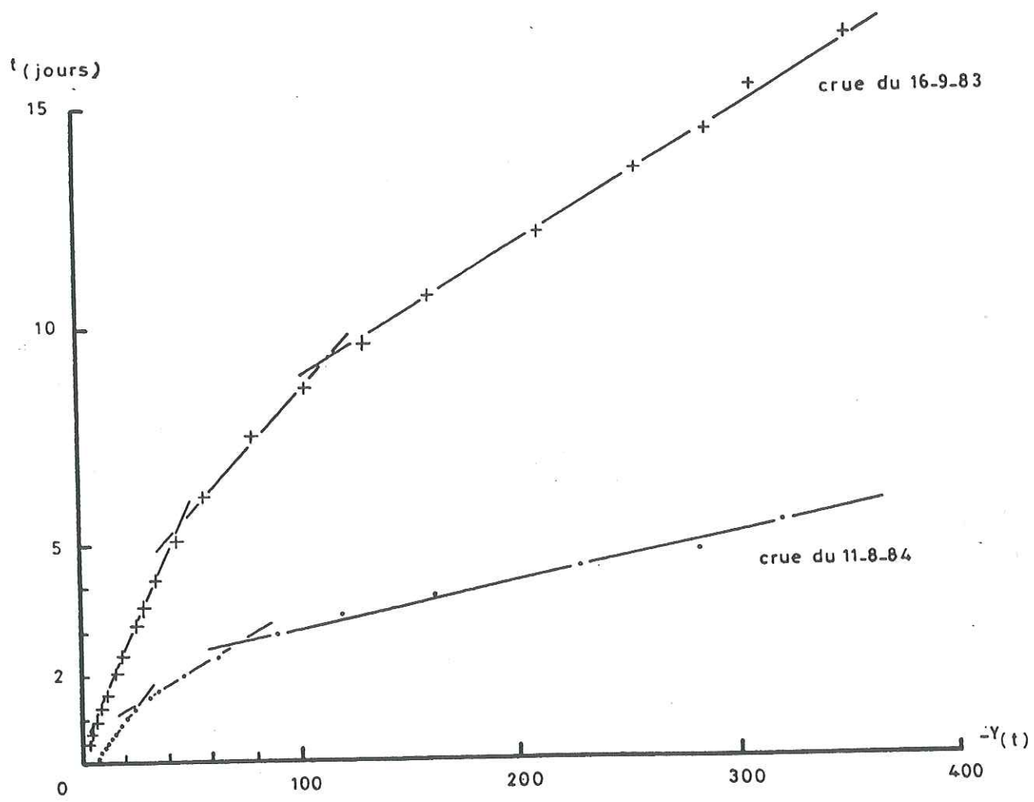


Fig. V-21 : Exemple de tentative de linéarisation de la fonction homographique caractérisant la décrue.

présente les décrues les plus rapides. Il s'agit d'un système pratiquement dépourvu de ruissellement superficiel sur lequel les retards à l'infiltration dont donc très limités. Bien que ce soit le système du Pont de Pierre qui possède la plus grande part d'apport par le ruissellement superficiel, c'est le système de Morette qui présente comparativement les décrues les plus lentes. Le Pont de Pierre a un comportement intermédiaire entre ceux de Morette et de la Diau (fig. V-22). Sur les systèmes du Pont de Pierre et de la Diau on distingue très nettement les décrues intervenant en fin de saison chaude - début de saison froide, de celles se produisant en plein été (fig. V-22). La décrue plus lente des premières s'explique par le fait que les précipitations à l'origine des crues étudiées se sont en partie produites sous forme solide dans les parties élevées des systèmes, la fonte de cette neige engendrant alors un retard à l'infiltration. Cette différence ne s'observe pas sur le système de Morette pour lequel les décrues présentent une allure assez homogène.

Les valeurs moyennes prises par η sont de 0,080 à Morette, de 0,084 au Pont de Pierre et de 0,109 à la Diau. Elles permettent avec les valeurs moyennes prises par ε de calculer le temps nécessaire pour que le débit q_o décroisse d'un certain pourcentage. C'est ainsi qu'il faut à Morette, la Diau et au Pont de Pierre respectivement 6 h 51 mn, 2 h et 3 h 39 mn pour que q_o baisse de 50 % et 3 j 20 h 14 mn, 1 j 9 h 42 mn et 5 j 23 h 24 mn pour une diminution de q_o de 95 %. Ainsi, les débits décroissent plus rapidement en début de décrue sur le Pont de Pierre qu'à Morette, alors que l'inverse se produit en fin de décrue. Ceci est sans doute dû au rôle que joue l'important voile d'éboulis qui masque la sortie au rocher des eaux du Pont de Pierre, les écoulements se faisant comparativement plus aisément au niveau des trop pleins supérieurs qu'à celui des trop pleins inférieurs (trajet moindre à travers l'éboulis, colmatage par des fines particules moins important...).

3.2.4. Classification des systèmes étudiés

Le volume de transit a été calculé à partir du volume écoulé à l'exutoire durant le seul cycle 83/84 pour le Pont de Pierre et durant les cycles 83/84 et 84/85 pour Morette et la Diau. Il est de 13 081 110 m^3, 46 792 673 m^3 et 17 821 877 m^3 pour chacun de ces trois systèmes, ce qui conduit à des valeurs du pouvoir régulateur k de 0,009 au Pont de Pierre, 0,014 à Morette et 0,013 à la Diau.

Les valeurs du paramètre i, calculées à partir des valeurs moyennes de η et ε sont de 0,109 à Morette, de 0,034 à la Diau et de 0,057 au Pont de

Pierre. Ces valeurs révèlent donc que globalement les retards à l'infiltration sont plus importants sur Morette que sur le Pont de Pierre alors que l'on aurait pu s'attendre à l'inverse. En effet, les facteurs responsables des retards à l'infiltration sont a priori plus développés sur le Pont de Pierre que sur Morette : pourcentage supérieur des surfaces possédant du ruissellement de surface, incidence de la neige plus grande sur le Pont de Pierre qui est situé à des altitudes plus élevées que Morette. C'est probablement au niveau de l'organisation interne du système de Morette qu'il faut rechercher la cause de ces retards. Mais Le fait que les débits mesurés à l'émergence du Pont de Pierre sous-estiment les débits réels du système peut aussi contribuer à accroître artificiellement la rapidité de ses décrues.

Dans la classification établie par MANGIN, tous ces systèmes appartiennent au domaine I (fig. V-23), celui des systèmes très karstifiés en aval et présentant une pénétration spéléologique facile. Ces systèmes dont le réseau de drainage est bien développé possèdent peu de réserves (valeurs très faibles de k). Celles-ci ne sont pas pour autant négligeables. Elles sont dans l'ensemble plus importantes que celles de systèmes équivalents étudiés dans le massif voisin des Bauges par LEPILLER (1980a) ou bien encore du système pyrénéen d'Aliou (MANGIN, 1975).

3.3. Conclusion

L'étude des courbes de récession montre que les trois systèmes étudiés ont un comportement hydrodynamique voisin : ce sont des systèmes très karstifiés caractérisés par des décrues rapides et de faibles réserves au niveau du karst noyé. Cependant, des différences sont perceptibles d'un système à l'autre :

- c'est le système de la Diau qui présente les décrues les plus rapides. Il semble par ailleurs être en mesure de reconstituer plus facilement ses réserves ;
- le système du Pont de Pierre possède peu de réserves au niveau du karst noyé et le plus fort coefficient de tarissement. La rapidité de ses décrues se trouve atténuée lorsque la neige retarde l'infiltration ;
- c'est le système de Morette qui possède les plus importantes réserves. Ses décrues sont plus lentes que sur les deux autres systèmes et paraissent assez homogènes.

Les conclusions relatives au Pont de Pierre demandent à être nuancées. Elles caractérisent le comportement hydrodynamique de l'émergence du

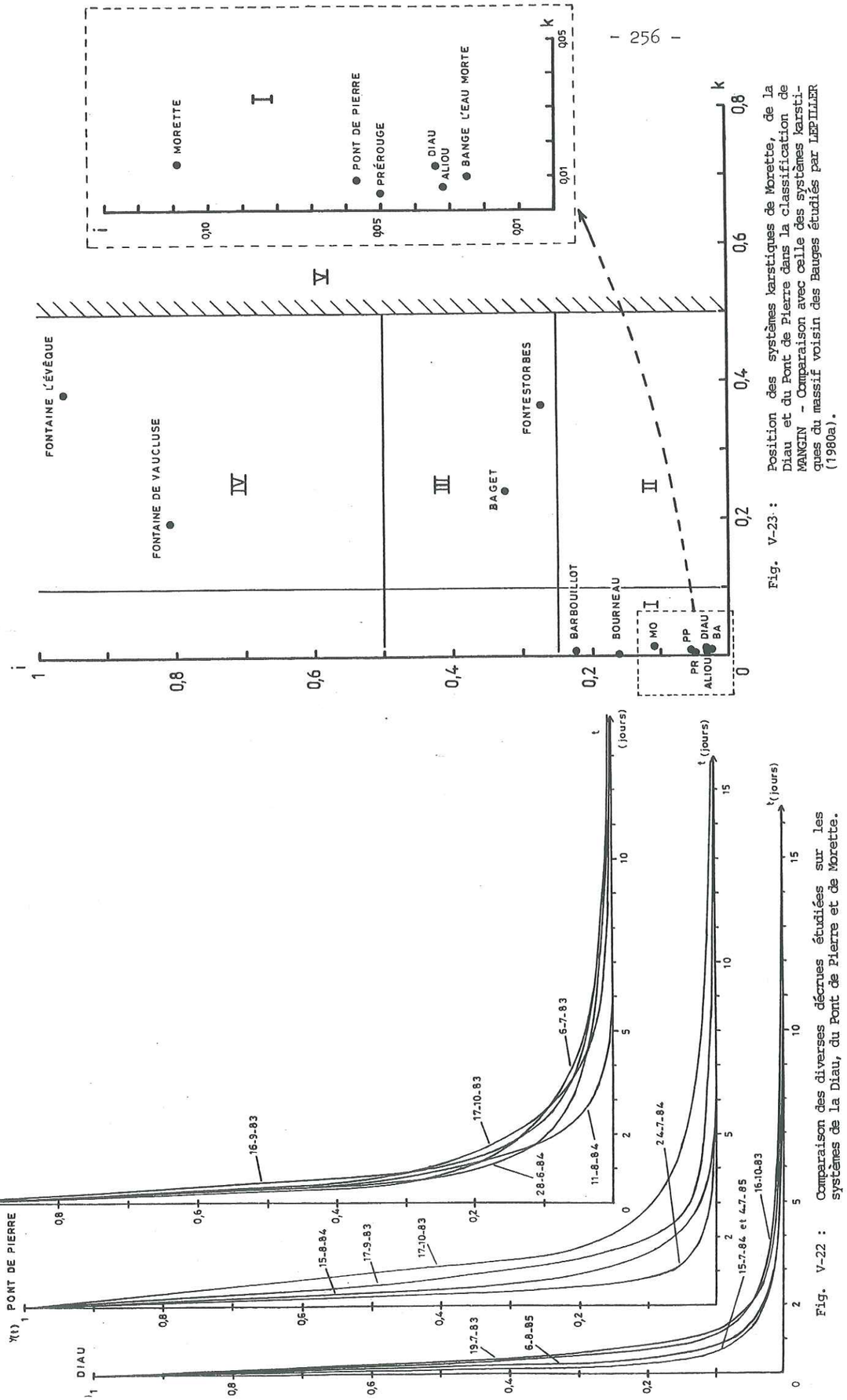


Fig. V-23 : Position des systèmes karstiques de Morette, de la Diau et du Pont de Pierre dans la classification de MANGIN - Comparaison avec celle des systèmes karstiques du massif voisin des Bauges étudiés par LEPILLER (1980a).

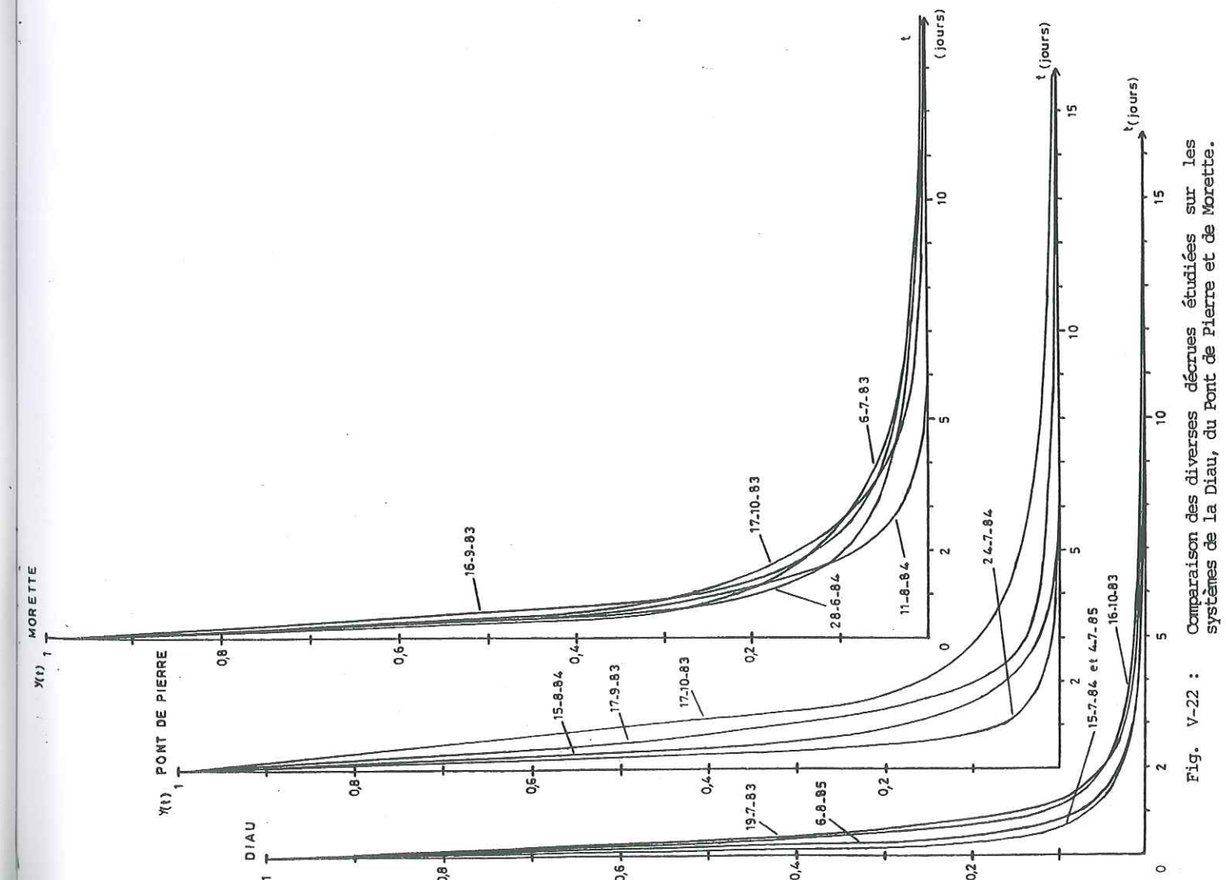


Fig. V-22 : Comparaison des diverses décrues étudiées sur les systèmes de la Diau, du Pont de Pierre et de Morette.

Pont de Pierre qui n'est probablement pas l'unique sortie du système. Son fonctionnement ne reflète donc pas pour autant le comportement général du système karstique du Pont de Pierre.

4. DETERMINATION DE LA CAPACITE DE STOCKAGE DANS LA ZONE NON SATUREE

4.1. Principe

La comparaison entre les volumes écoulés à l'exutoire d'un système lors d'une crue et ceux apportés au système par les précipitations à l'origine de cette crue montre que d'importants volumes d'eau peuvent être stockés dans la zone non saturée d'un système karstique (MANGIN, 1975). En décomposant les hydrogrammes de crues obtenus sur le système de Bange-l'Eau Morte, LEPILLER (1980a) a montré que le rendement d'une crue (rapport du volume écoulé sur le volume des apports) s'améliore à mesure que les crues occasionnées par un épisode pluvieux se succèdent, sans qu'il soit pour autant possible d'établir une relation directe entre le volume des apports au système et ceux restitués à l'exutoire. Une imbibition progressive de la zone non saturée se produit, les forces de gravités deviennent nettement prépondérantes devant celles de succion et un volume d'eau de plus en plus important est alors déplacé vers le karst noyé. Lorsque les vides de la zone non saturée où les forces de capillarité peuvent s'exercer sont totalement imbibés, le rendement de la crue atteint 100 %. C'est-à-dire que les nouveaux apports au système provoquent le déplacement vers l'exutoire d'un volume d'eau égal au volume de ces derniers.

Sur ces bases, LEPILLER (1980a) a proposé une méthode pour estimer la quantité d'eau qui peut être stockée dans la zone non saturée. Elle consiste à déterminer les volumes d'écoulement de crue à partir d'une succession de crues provoquées par un épisode pluvieux de plusieurs jours et à reporter sur un graphe, crue par crue, la somme des volumes d'écoulement de crue à l'exutoire en fonction de la somme des apports au système. Les points expérimentaux ainsi obtenus permettent d'ajuster une courbe devant admettre une branche asymptotique de pente + 1 qui correspond à l'imbibition complète de la zone non saturée, phase pour laquelle tout accroissement des apports entraîne un accroissement égal de l'écoulement de crue. Il est généralement nécessaire d'extrapoler la courbe ajustée pour obtenir une branche asymptotique de pente + 1. La capacité de stockage dans la zone non saturée est alors déterminée graphiquement à partir de l'instant où la pente de la tangente à la courbe extrapolée devient égale à 1 en faisant la différence entre la somme des apports et celle des écoulements de crue (fig. V-24).

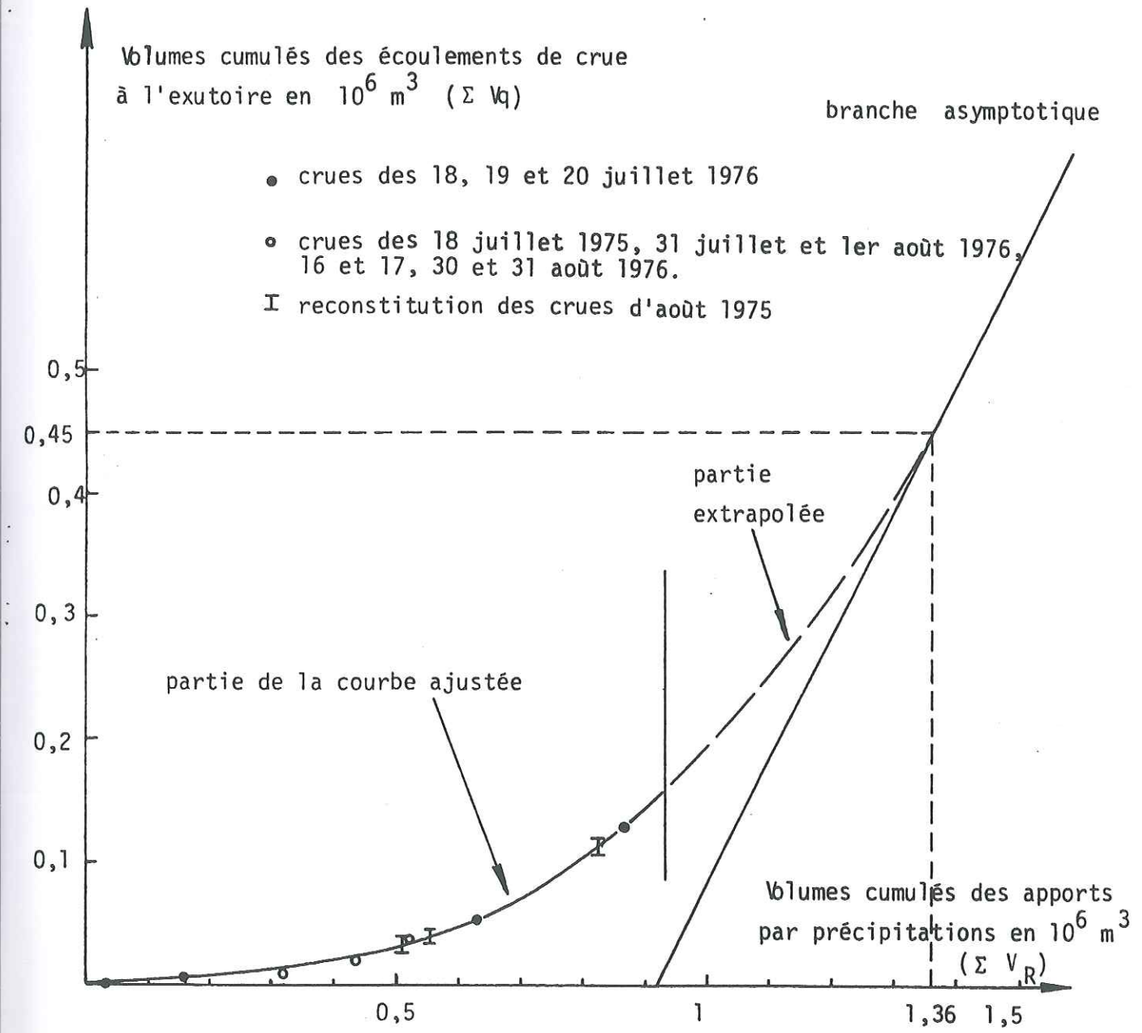


Fig. V-24 : Détermination graphique de la capacité de stockage dans la zone non saturée (tiré de LEPILLER, 1980a).

Cette méthode quoiqu'assez approximative donne cependant des résultats assez satisfaisants dans le mesure où certaines conditions sont respectées :

- le choix des épisodes de crues n'est pas fait au hasard. Sachant que les volumes d'eau stockés dans la zone non saturée peuvent être repris par l'évapotranspiration, il est nécessaire que celle-ci soit négligeable durant l'épisode étudié. Ceci est généralement vérifié lorsqu'un épisode pluvieux intervient en fin de saison chaude - début de saison froide (septembre-octobre). D'autre part, pour déterminer la capacité maximale de stockage dans la zone non saturée, il faut qu'une période sèche et chaude précède les crues étudiées afin que l'évapotranspiration vide la plus grande partie des réserves en eau de la zone non saturée. Les travaux de LEPILLER (1980) ont montré qu'une dizaine de jours chauds et très peu arrosés suffisent pour réaliser cette condition ;
- les averses qui constituent l'épisode pluvieux analysé doivent être séparées par un laps de temps assez grand pour que la décomposition des décrues successives soit possible. Cette condition n'est ici pas trop contraignante dans la mesure où les systèmes étudiés sont caractérisés par des décrues rapides ;
- la décomposition de l'hydrogramme pour déterminer l'écoulement de crue n'est en toute rigueur pas possible car l'évolution du débit de base durant la montée de crue et toute la phase de décrue n'est pas connue. Cependant comme nous travaillons sur des systèmes possédant peu de réserves, les fluctuations du débit de base durant les crues successives doivent être assez modestes. De plus, afin de limiter ces fluctuations, les épisodes pluvieux sont choisis de courte durée (quelques jours) à une période correspondant à la fin ou au tout début d'un cycle. MANGIN (1975) a montré que de telles périodes n'étaient pas propices à la réalimentation du karst noyé. Aussi la décomposition de l'hydrogramme sera faite soit en supposant le débit de base constant, soit en lui attribuant une légère hausse lors de la montée de crue. Quoiqu'il en soit, l'erreur faite sur l'estimation de ce débit entraîne une incertitude sur la connaissance des volumes constituant l'écoulement de base qui reste négligeable devant le volume que représente l'écoulement de crue.

4.2. Résultats

4.2.1. Les épisodes de crues retenus

Pour satisfaire aux conditions énoncées ci-dessus, il n'a été possible de retenir que deux épisodes pluvieux à l'origine de crues qui ont pu

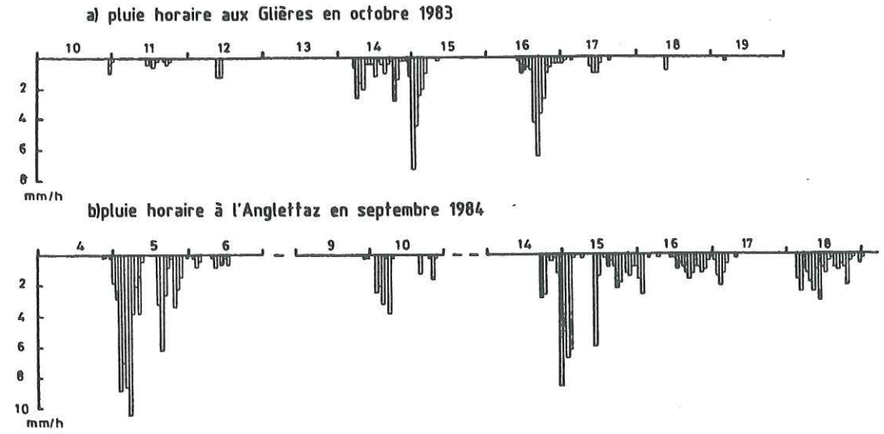


Fig. V-25 : Structure des épisodes pluvieux retenus pour la détermination de la capacité de stockage dans la zone non saturée : a) épisode du 12 au 17 octobre 1983, b) épisode du 4 au 18 septembre 1984.

Tab. V-11 : Données relatives aux volumes d'eau précipités et écoulés (en m3) lors d'épisodes pluvieux en octobre 1983 et septembre 1984 sur les systèmes de Morette, de la Diau et du Pont de Pierre.

épisode pluvieux	date des précipitations à l'origine des crues	MORETTE			DIAU			PONT DE PIERRE		
		volume précipité (m³)	volume de l'écoulement de crue (m³)	rendement de la crue (%)	volume précipité (m³)	volume de l'écoulement de crue (m³)	rendement de la crue (%)	volume précipité (m³)	volume de l'écoulement de crue (m³)	rendement de la crue (%)
Octobre 1983	11-10.83	486230	7210	1,5	194560	12840	6,6	302540	6060	2,0
	14 et 15-10	2112300	753000	35,6	849860	328740	38,7	1291000	344860	26,7
	16 et 17-10	1753600	1020960	58,2	705540	350030	49,6	1077100	355530	33,0
	Total	4352130	1781170	40,9	1749960	691610	39,5	2670640	706450	26,5
Septembre 1984	3.9.84	763960	70670	9,5				483120	9061	1,9
	du 4 au 6.9	2311600	1260880	54,5	930030	517040	55,6	1433520	674535	47,1
	9 et 10.9	611100	505240	82,7	245870	158850	64,6	380160	111398	29,3
	du 14 au 18.9	3028980	2094230	69,1	1213315	830960	68,5	1853280	891182	48,1
	Total	6695640	3930820	58,7	2389215	1506885	63,1	4150080	686176	40,6

être analysées sur les trois systèmes de Morette, de la Diau et du Pont de Pierre :

- le premier épisode (fig. 25-A) se déroule entre les 12 et 17 octobre 1983, soit à la fin du cycle 82/83. Il se décompose en trois passages pluvieux de courte durée séparés chacun par une journée sans pluie. Ces averses ont engendré trois crues qui sont venues perturber le régime de tarissement qui s'était installé ;
- la seconde séquence (fig. 25-b) concerne le début du cycle 84/85. Elle porte sur une période pluvieuse d'une quinzaine de jours qui est composée d'une succession de trois épisodes pluvieux séparés chacun par quelques jours sans pluie. Un orage local a précédé cette période pluvieuse et provoqué une petite crue sur les systèmes de Morette et du Pont de Pierre uniquement.

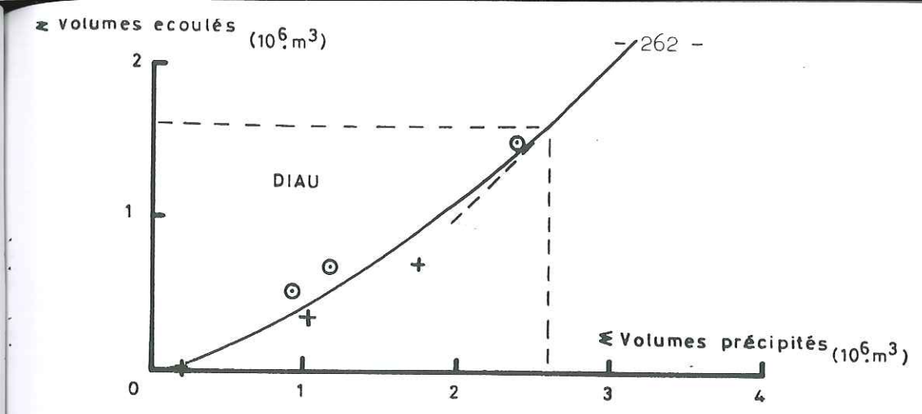
Le calcul des lames d'eau précipitées sur chaque système a été réalisé en déterminant pour chacun des tronçons d'épisode pluvieux la valeur du gradient altimétrique des précipitations à partir des données des stations pluviométriques du massif. Pour l'extrapolation des courbes de décrue, il a été tenu compte des données fournies par l'analyse des courbes de récession.

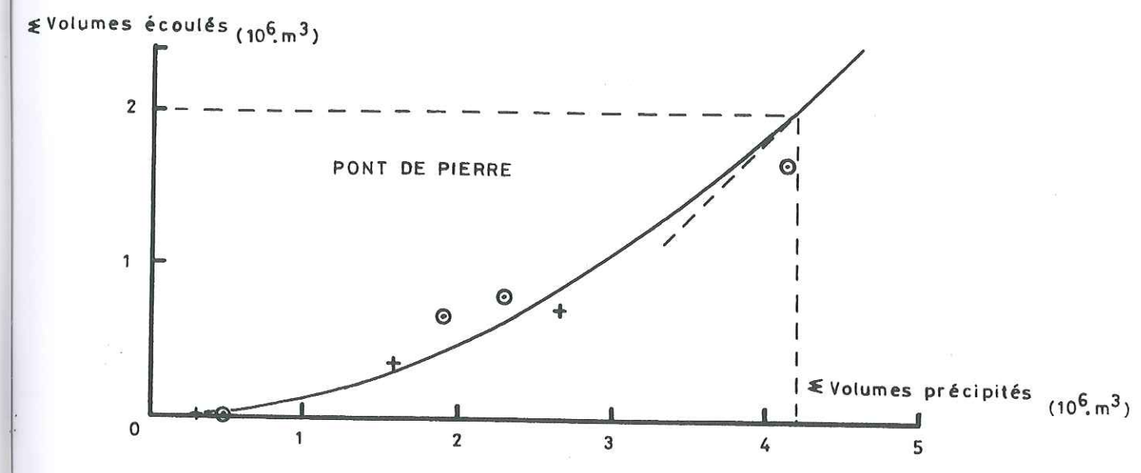
4.2.2. Détermination des volumes stockés dans la zone non saturée

Dans le tableau V-11 sont indiqués les volumes d'eau précipités et écoulés sur les trois systèmes étudiés, à l'occasion de chaque évènement pluvieux. On y remarque que le rendement global des crues engendrées par les épisodes pluvieux étudiés, reste sensiblement égal pour les systèmes de Morette et de la Diau. Il est par contre beaucoup plus faible sur le Pont de Pierre. Cette différence met une nouvelle fois l'accent sur le fait que les débits mesurés à l'émergence du Pont de Pierre ne prennnent pas en compte la totalité des sorties du système tel qu'il a pu être défini.

Le cumul des valeurs des volumes d'eau précipités et écoulés a été reporté sur un graphe pour chaque épisode pluvieux afin de déterminer graphiquement la capacité de stockage dans la zone non saturée (fig. V-26). Celle-ci, traduite en lame d'eau, donne des valeurs de 83 mm pour Morette, 94 mm pour la Diau et 76 mm pour le Pont de Pierre. La capacité de stockage calculée par LEPILLER (1980a) sur Bange-l'Eau-Morte est de 73 mm.

Etant donné le caractère approximatif de ce calcul, il convient de ne retenir que l'ordre de grandeur de ces résultats qui n'est somme toute pas





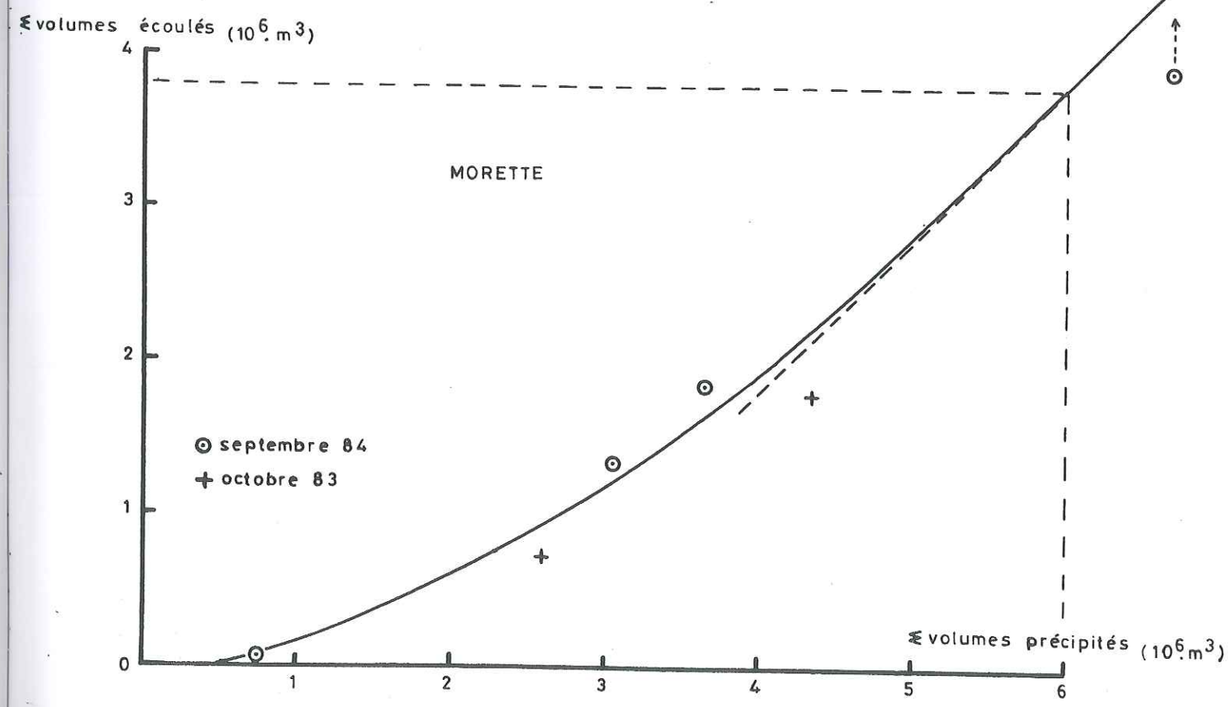


Fig. V-26 : Evolution du cumul des volumes d'eau écoulés en fonction du cumul des volumes d'eau précipités lors des épisodes pluvieux du 12 au 17 octobre 1983 et du 4 au 18 septembre 1984 sur les systèmes de Morette, de la Diau et du Pont de Pierre.

très éloigné des valeurs proposées par d'autres auteurs. Il est en accord avec les travaux réalisés sur le site karstique expérimental du Lamalou par le B.R.G.M. (BONNET et al., 1982) qui avancent une valeur de 90 mm pour la lame d'eau stockée dans la zone non saturée et susceptible d'être reprise par l'évapotranspiration. Ces valeurs sont en outre assez voisines de celle de 100 mm qu'attribuent communément les agronomes à la réserve facilement utilisable du sol pour les calculs de bilans hydriques.

Sur les systèmes que nous étudions, la zone non saturée joue donc un rôle considérable dans le stockage des volumes d'eau à l'intérieur du karst. Elle est capable de contenir 4 à 5 fois plus d'eau que le karst noyé dont les réserves estimées en lame d'eau ne sont que de 20 à 25 mm. Selon les fluctuations du gradient de charge dans la zone non saturée, les volumes d'eau qu'elle renferme peuvent être soit repris par l'évapotranspiration soit déplacés sur le karst noyé.

5. ANALYSE QUANTITATIVE DES RESULTATS DE TRACAGES

5.1. Généralités

Les opérations de traçage telles qu'elles ont été réalisées dans cette étude, consistent à marquer un certain volume d'eau entrant en un point du système karstique à l'aide d'un traceur aussi idéal que possible. On entend par traceur idéal un traceur se déplaçant de la même façon que le volume d'eau qu'il marque et ayant un comportement conservatif tout au long de son parcours à l'intérieur du système. Dans ce cas la fonction de sortie à l'exutoire du système présentera les mêmes fluctuations en fonction du temps que celles du volume d'eau initialement tracé, mais avec une amplitude qui sera proportionnelle au rapport qui existait entre le nombre de molécules d'eau et le nombre de molécules de traceur en présence au moment de l'injection (CALMELS, 1985). Il en découle que l'étude de la manière dont le nuage de traceur est restitué à l'exutoire sera révélatrice des modalités d'écoulement régnant à l'intérieur de la portion de système karstique visitée par le traceur et appelée système-traçage (MANGIN, 1975 ; LEPILLER, MONDAIN, 1986). Les traçages apparaissent donc comme un moyen de préciser la structure de certaines parties d'un système karstique (MANGIN et al., 1976 ; MANGIN, D'HULST, 1980 ; MONDAIN, 1985).

Les bases théoriques sur lesquelles repose l'interprétation quantitative des résultats de traçages ont été précisées par divers auteurs : GUIZERIX, MARGRITA, 1976 ; MOLINARI, 1976 ; MARGRITA et al., 1984. Elles

conduisent à analyser la courbe de distribution des temps de séjour (D.T.S.) qui représente la fonction de densité de probabilité qu'a une molécule d'eau de séjourner dans le système-traçage un temps compris entre t et t+dt (GUIZERIX, MARGRITA, 1976). La D.T.S. n'est en fait rien d'autre que la courbe de variation des flux de traceur à l'exutoire normée par rapport à la masse totale de traceur restitué. Cette normation permet de s'affranchir de la connaissance du rapport défini plus haut et d'obtenir ainsi l'identité entre la réponse en eau du système et la réponse en traceur. Analytiquement la D.T.S. s'écrit :

$$h(t) = \frac{C(t)\ Q(t)}{\int_0^{+\infty} C(t)\ Q(t)\ dt}$$

avec C(t) = concentration en traceur à l'instant t

Q(t) = débit à l'exutoire à l'instant t ;

l'origine des temps est prise au moment de l'injection.

Remarque : si le débit est constant durant tout le traçage, la D.T.S. devient :

$$h(t) = \frac{C(t)}{\int_0^{+\infty} C(t)dt}$$

Ainsi, si la fluctuation des débits reste négligeable au cours d'une expérience de traçage, il devient alors possible de calculer la D.T.S. sur un exutoire dont les débits ne sont pas connus.

Cette fonction présente la particularité d'avoir une surface unitaire :

$$\int_0^{+\infty} h(t)\ dt = 1$$

Ceci permet ainsi de comparer aisément les réponses des différents traçages réalisés sur un même système karstique. Cependant la D.T.S n'est directement interprétable que si le régime est permanent et la fonction d'entrée du système assimilable à une impulsion de Dirac. Dans la pratique cela revient à réaliser une injection instantanée ou du moins aussi brève que possible.

A partir de la courbe de D.T.S., il est possible de calculer trois paramètres caractérisant le traçage effectué :

- le temps moyen de séjour ($\bar{t}$) qui représente l'abscisse du centre de gravité du nuage de traceur :

$$\bar{t} = \int_0^{+\infty} t\ h(t)\ dt$$

Tab. V-12 : Principaux paramètres tirés de l'interprétation quantitative des traçages.

lieu du traçage	Système Karstique concerné	Conditions hydrologiques	Distance (m)	bilan (%)	$\bar{t}$ (h)	Vapp (m/h)	D.T.S. maxi (10^{-6} s^{-1})	Volumes écoulés avant la restitution	Volumes écoulés durant la restitution	Remarques
Perte de Tinnaz	Pont de Pierre	étiage 1983 (23.10.83)	6250	40	553,8	11,3	1,87	81240	24050	
		hautes eaux (24-9-84)		100	66,7	93,7	17,86	186500	662600	
Perte de l'Angletaz	Carrière	basses eaux (20-7-83)	3250	entre 28 et 56	462,1	7,0	1,91	entre 5108 et 10217	entre 9806 et 19613	Débit considéré constant et estimé entre 5 et 10 l/s
Perte de Dran	Morette	fonte nivale (24-5-86)	6250	51,3	34,1	183,0	46,11	160330	134000	légère incertitude sur le début de la restitution
		étiage 1983 (26.10-83)		?	> 631,5	< 9,9	?	288800	?	seul le début de la restitution a pu être observé
Doline du plateau des Glières	Morette	fonte nivale (2-6-84)	9000	65,6	71,2	126,5	20,36	1061000	502000	injection réalisée en 20mn car faible débit de perte
Gouffre du Toutou Cocu	Morette	fonte nivale (2-6-84)	10250	100	76,5	134,0	12,65	958000	880000	injection en 1h20mn
		fonte nivale (26-5-85)		75	68,1	150,6	27,8			quantité de traceur à peine suffisante pour obtenir une bonne restitution
Grotte Bayet	Morette	hautes eaux (17-10-82)	12000	66	62,2	193,0	25,2	835000	1026000	
Perte dans le Crétacé supérieur d'Ablon	Morette	fonte nivale (2-6-82)	12000	8	111,6	108,5	10,9	486000	824000	
		hautes eaux (18-9-84)		23	118,2	101,5	9,08	650150	1802700	
	supérieur d'Ablon	hautes eaux (18-9-84)	1675	100	33,4	50,1	19,14	3067	82304	lissage nécessaire de la courbe de restitution
Perte dans le Priabonien d'Ablon	supérieur d'Ablon	hautes eaux (18-9-84)	1375	100	9,7	142,1	68,01	872	32671	lissage nécessaire de la courbe de restitution
Perte de Spée	Essert	fonte nivale (21-5-85)	1500	67,5	94,2	15,9	4,30	5238	19416	injection non instantanée lissage de la courbe de restitution

- la vitesse apparente de transit. C'est en réalité la vitesse de déplacement du centre de gravité du nuage de traceur durant son transit au sein du système-traçage :

$$V_{app} = L/\bar{t}$$

L est la distance linéaire la plus probable parcourue par le traceur.

- la valeur maximale de la courbe de D.T.S. (h_{max}) constitue également un paramètre descripteur de sa forme dans la mesure où la surface qu'elle délimite est unitaire.

5.2. Les enseignements apportés par l'analyse des courbes de D.T.S.

Les D.T.S. n'ont pu être calculées sur tous les traçages ayant donné lieu à une restitution (tableau III-2). Entre autre, les traçages réalisés avec des traceurs non conservatifs (nitrite de sodium, rhodamine B) ne peuvent faire l'objet d'une telle interprétation quantitative.

Pour certains traçages, des problèmes de conservation des échantillons dus à la nature des flacons utilisés pour recueillir les prélèvements (boites de pellicules photos) nous ont contraint à lisser la courbe de restitution afin de pouvoir mener à bien l'interprétation. Ce fut notamment le cas des restitutions à l'émergence supérieure d'Ablon et à l'Essert pour lesquelles les dosages d'uranine de certains échantillons étaient négatifs alors qu'une coloration verte était bien visible à l'exutoire (cf. Annexes).

Les principaux paramètres déterminés à partir de l'étude des D.T.S. sont présentés dans le tableau V-12.

5.2.1. Apports des traçages à la connaissance générale du fonctionnement des systèmes karstiques étudiés

Les traçages réalisés alors que d'importants flux hydriques transitaient à travers les systèmes karstiques montrent généralement des vitesses apparentes de transit élevées ($\geqslant$100 m/h), des temps moyens de séjour relativement faibles et, lorsque l'injection a pu être considérée comme instantanée, des valeurs maximales de D.T.S. supérieures à 20.10^{-6} s^{-1} qui traduisent une forme pointue de la courbe de D.T.S. Tous ces éléments indiquent que le drainage entre le point d'injection et l'émergence est bien organisé et fonctionnel puisque le signal d'entrée est très peu déformé au cours de son transit dans le système-traçage.

Par contre les traçages réalisés en basses eaux présentent un signal de sortie très déformé : les courbes de D.T.S. sont beaucoup plus étalées ($h_{max} < 2.10^{-6}$ s^{-1}), les vitesses apparentes sont de l'ordre de 10 m/h et les temps moyens de séjour très élevés. L'interprétation classique de ces résultats qui consisterait à dire que le traceur a été injecté en-dehors d'un axe de drainage et a transité à travers des zones relativement capacitives avant de rejoindre ce dernier, ne peut être retenue. En effet, les traçages de Tinnaz et de Dran ont été réédités en hautes eaux et ont prouvé qu'il existait un bon drainage entre ces pertes pérennes et l'exutoire karstique qu'elles alimentent (fig. V-27). Il faut donc en déduire que les modalités de transit du traceur sont différentes en hautes eaux et en étiage. Les structures de drainage mises en évidence en hautes eaux ne sont plus fonctionnelles en basses eaux. MUET (1985) a également observé cette inadéquation en période de basses eaux entre la structure et le fonctionnement des aquifères karstiques du Nord du Causse Martel en Corrèze.

Sur les systèmes étudiés, les observations faites dans certains drains principaux (notamment à la Diau) montrent que de nombreux obstacles s'opposent au transit de l'eau en période de basses eaux : lit partiellement encombré d'éboulis et d'alluvions grossières au travers desquels les eaux d'étiage doivent se frayer un passage, importants volumes d'eau retenus dans des bassins. Par contre en hautes eaux, les vastes dimensions du drain permettent un transit rapide des eaux vers l'exutoire. Ainsi la disproportion entre les dimensions du drain et les faibles débits qui le parcourent en basses eaux serait une cause probable du mauvais drainage constaté à cette période.

Une seconde cause peut également être invoquée. En effet, il n'est pas exclu non plus que des voies de circulation peu karstifiées se développent sous le drain principal reconnu. Celles-ci assureraient ainsi l'écoulement d'une proportion non négligeable des eaux de tarissement. Leur mise en place serait la conséquence de l'adaptation en cours du drainage karstique à l'abaissement assez récent du niveau de base des écoulements superficiels. Bien que nous n'ayons pas de preuve irréfutable de la présence de ce drainage embryonnaire, deux éléments viennent soutendre l'hypothèse de son existence :

- l'augmentation de débit constatée à la Diau entre les écoulements observés dans la grotte au niveau de la station limnigraphique d'une part, et à l'extérieur de la grotte d'autre part (tableau V-5), pourrait s'expliquer par l'existence de circulations karstiques établies sous le drain reconnu ;
- de telles circulations pourraient être à l'origine de la rupture de pente observée sur les courbes des pourcentages cumulés des débits classés de

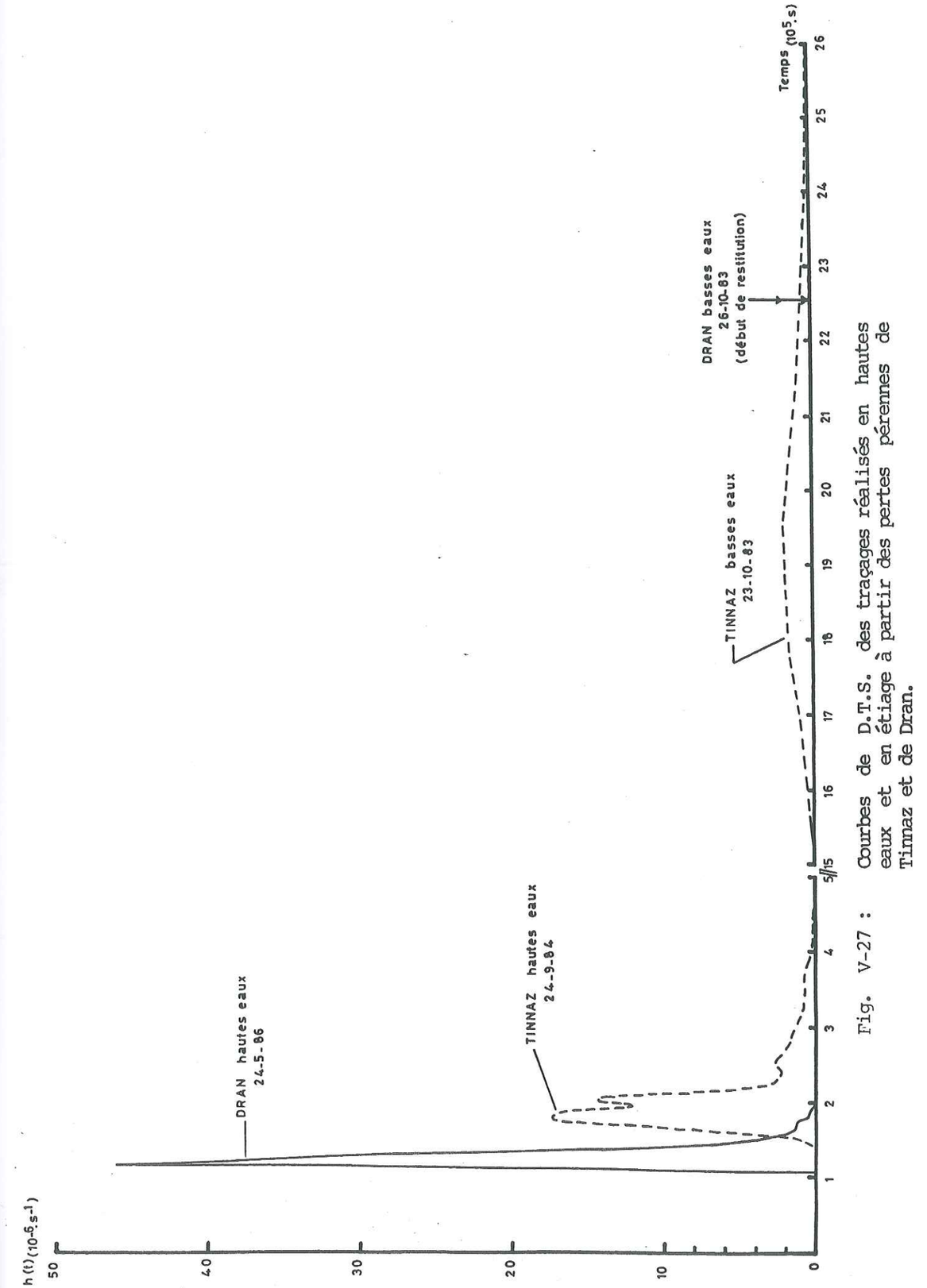


Fig. V-27 : Courbes de D.T.S. des traçages réalisés en hautes eaux et en étiage à partir des pertes pérennes de Tinnaz et de Dran.

Morette entre 0,6 et 0,7 m^3/s, si l'on considère que les débits mesurés dans la grotte ne représentent pas la totalité des débits de l'émergence (cf. § 2.2.3).

5.2.2. Apports des traçages à la connaissance du fonctionnement du système de Morette

5.2.2.1. Les traçages réalisés dans la vallée d'Ablon

On constate sur la figure V-28 que les courbes de D.T.S. obtenues à Morette sont très différentes selon que le traceur a été injecté directement dans l'Urgonien ou dans les calcaires du Crétacé supérieur : le traçage de la grotte Bayet donne une courbe de D.T.S. pointue alors que les traçages réalisés en surface montrent une courbe de D.T.S. assez étalée. La cause de cet étalement avait dans un premier temps été attribuée à une karstification moins poussée des calcaires crétacés supérieurs (MONDAIN, 1983). Il n'en est rien puisque les courbes de D.T.S. obtenues lors des traçages du 18.9.84 à l'émergence supérieure d'Ablon possèdent une forme pointue qui rend compte d'un bon drainage. L'étalement de la D.T.S. est en fait la conséquence de l'alimentation du système de Morette à partir des pertes du ruisseau des Eaux Noires issu de l'émergence supérieure d'Ablon. Ces pertes sont à l'origine d'une fonction d'entrée dans le système de Morette très étalée puisque de l'uranine a transité dans ce ruisseau pendant plusieurs jours (des traces d'uranine étant encore décelables à l'émergence supérieure d'Ablon six jours après l'injection).

Les vitesses apparentes du traceur demeurent dans tous les cas très élevées à Morette. Elles indiquent que le drainage de l'Urgonien du synclinal d'Ablon vers Morette est bien organisé. Le décrochement des collets joue donc le rôle d'un axe de drainage offrant peu de résistance aux écoulements souterrains d'Ablon.

5.2.2.2. Les autres traçages

Les courbes de D.T.S. obtenues en régime de hautes eaux sur le système de Morette possèdent toutes une forme pointue quels que soient le lieu et la nature du point d'injection (cavité, perte pérenne ou temporaire) (fig. V-29). Elles confirment le caractère très karstifié de ce système. On remarque que l'injection de 1 h 20 mn lors du traçage du 2.6.84 au gouffre du Toutou Cocu n'a pas trop perturbé le signal de sortie puisque la D.T.S. observée ne diffère pas trop de celle obtenue lors du traçage du 26.5.85 suite à une injection instantanée, l'état du système étant comparable dans les deux cas.

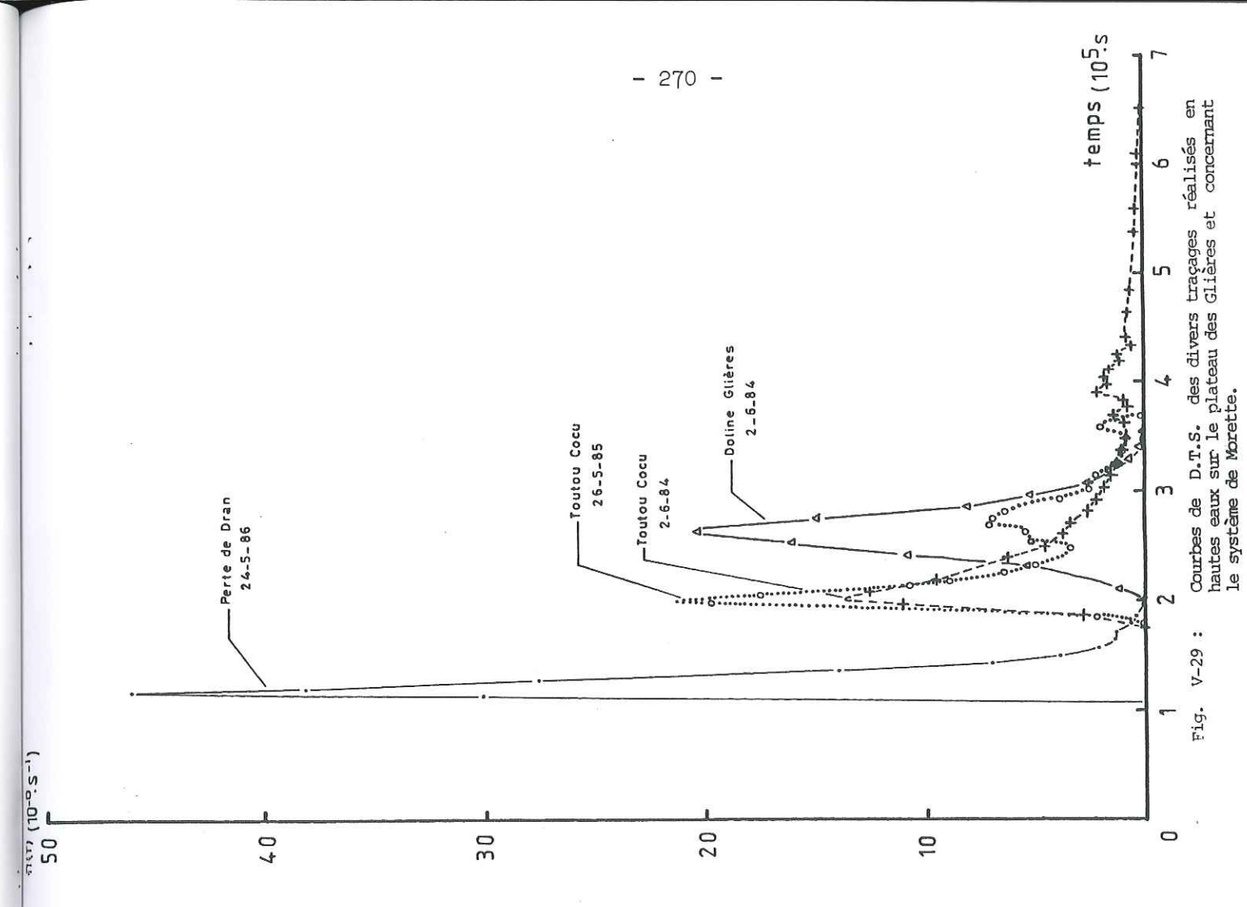


Fig. V-29 : Courbes de D.T.S. des divers traçages réalisés en hautes eaux sur le plateau des Glières et concernant le système de Morette.

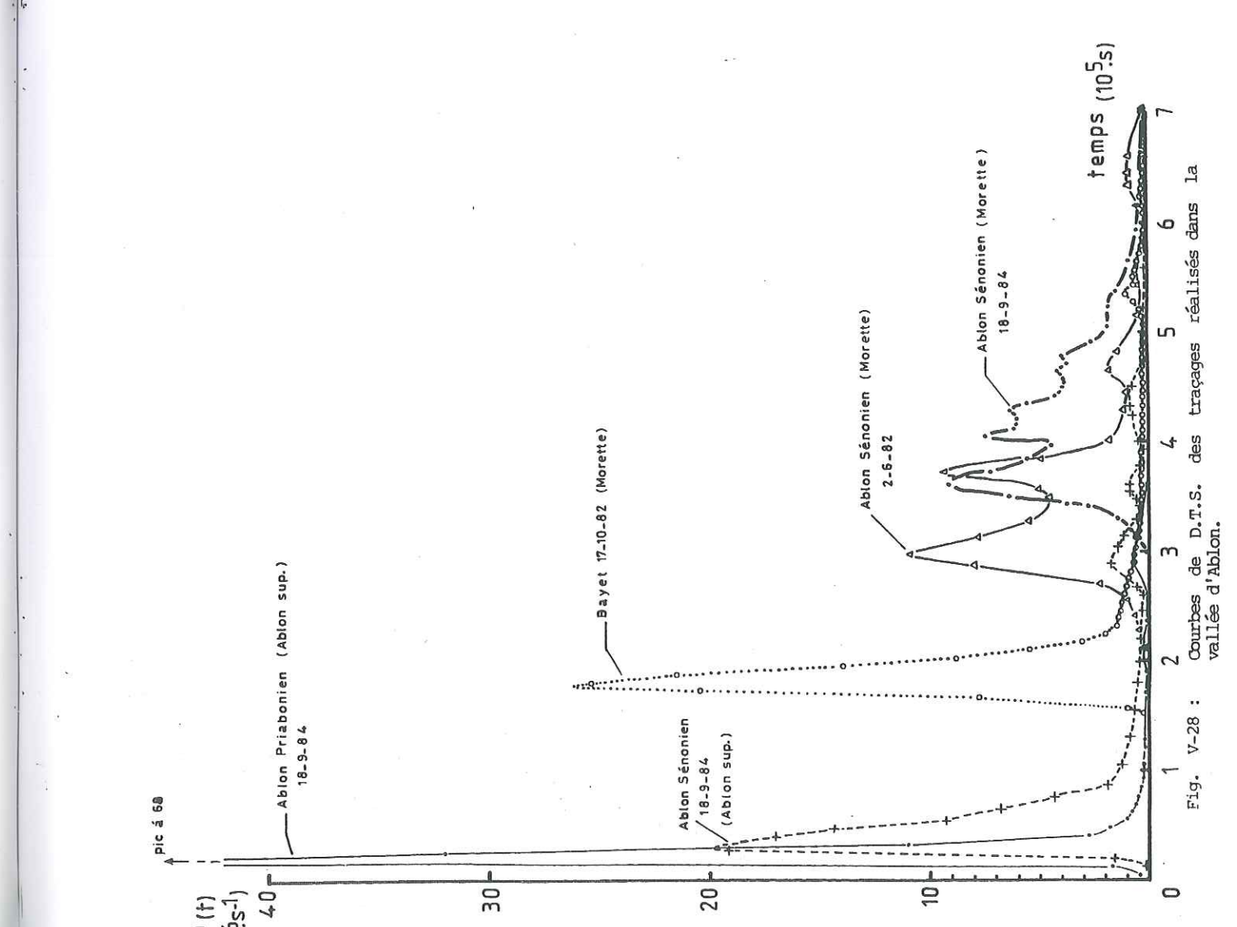


Fig. V-28 : Courbes de D.T.S. des traçages réalisés dans la vallée d'Ablon.

La D.T.S. du traçage du 2.6.84 dans une doline du plateau des Glières présente quelques particularités. Elle possède d'une part une allure symétrique et d'autre part la restitution survient après celle du traçage réalisé le même jour au gouffre du Toutou Cocu situé à une distance supérieure de l'exutoire. Ces observations donnent à penser que le traceur a subi des retards dans son transit sans que ceux-ci provoquent pour autant un étalement de la courbe de D.T.S. Une interprétation possible serait de considérer que le traceur a d'abord subi une dispersion au contact d'un volume d'eau important avant d'être drainé vers l'exutoire. L'injection a été réalisée dans le Crétacé supérieur, on peut imaginer que ce volume d'eau responsable de la dispersion du traceur, est établi dans les formations du Gault ou du Crétacé supérieur, les circulations urgonniennes généralement bien karstifiées acheminant rapidement le traceur vers l'exutoire. Cependant de nouveaux traçages devraient être envisagés pour étayer plus solidement cette hypothèse.

5.2.3. Apports des traçages à la connaissance du fonctionnement des autres systèmes

5.2.3.1. Le système du Pont de Pierre

Compte tenu de ce que nous savons par ailleurs sur le système du Pont de Pierre, les bilans de restitution des traçages réalisés aux pertes de Tinnaz nécessitent quelques commentaires. Le traçage effectué en hautes eaux montre que la restitution a été totale à l'émergence du Pont de Pierre. Par contre en basses eaux seulement 40 % de la masse de traceur injectée ont été retrouvés à cet exutoire. Pour expliquer ce faible bilan, un soutirage d'une partie des réserves du karst noyé du Pont de Pierre vers d'autres exutoires peut être avancé, la source des Fringles installée dans les formations valanginiennes de la vallée du Borne (cf. chap. III, § 2.5.2) étant bien située pour jouer ce rôle. La surveillance de cette source lors du traçage en basses eaux n'a pas été assez longue pour mettre en évidence une éventuelle restitution. Ce traçage serait à refaire en portant une attention toute particulière à la surveillance de cette source.

Cette éventualité est d'autant plus plausible que le drainage du karst urgonien par un exutoire localisé dans le Valanginien est déjà connu dans le secteur : le synclinal urgonien de Solaison qui prolonge celui de Champlaitier à l'Est du Borne est drainé en totalité par l'exutoire de Clameux établi dans le Valanginien (CARDIN, thèse à paraître). L'emplacement de cette émergence est équivalent à celui de la source des Fringles sur le versant ouest de la vallée du Borne.

5.2.3.2. Le système supérieur d'Ablon

Le traçage de la perte priabonienne donne une courbe de D.T.S. très pointue montrant qu'un bon drainage existe à ce niveau. Celui de la perte crétacée supérieure fournit une D.T.S. plus étalée indiquant que le traceur a rencontré quelques difficultés à circuler sur son parcours. Ceci est confirmé par les valeurs des vitesses apparentes calculées qui varient du simple au triple entre les deux traçages. Sachant que le traceur a été injecté dans la partie inférieure de la formation carbonatée du Crétacé supérieur et qu'il est ressorti à sa partie sommitale, il y a tout lieu de penser que les zones à transit plus lent traversées par le traceur sont constituées par les niveaux plus marneux du membre supérieur de cette formation. Cet ensemble possèderait donc un drainage moins bien développé que celui qui s'organise au sommet de la formation et dans les calcaires priaboniens. Une augmentation des teneurs en argiles contenues dans les calcaires serait à l'origine de cette différence de karstification (cf. chap. VI, § 3).

5.2.3.3. Le système de l'Essert

Le traçage de la perte de Spée se singularise des autres traçages réalisés. Bien qu'effectué en période de hautes eaux, il est caractérisé par une faible vitesse apparente (15,9 m/h) et une courbe de D.T.S. très étalée. Compte tenu de la faible distance apparente parcourue par le traceur, il semble que les mauvaises conditions d'injection n'ayant pas permis la réalisation d'une injection instantanée ne soient pas entièrement responsable d'un tel étalement. Celui-ci révèlerait donc que le drainage assuré par les circulations souterraines empruntées par le traceur n'est pas très développé, du moins pas autant que le drainage mis en évidence sur les systèmes de Morette ou du Pont de Pierre.

5.3. Transposition de l'analyse des courbes de D.T.S. à l'étude de certaines crues

5.3.1. Principe

Le traitement effectué à partir des courbes de restitution de traceur pour obtenir les courbes de D.T.S. peut être transposé moyennant certaines conditions à l'analyse d'hydrogrammes de crues (LEPILLER, MONDAIN, 1986). L'intérêt d'un tel traitement est de pouvoir disposer non plus de la réponse d'une partie du système karstique à une impulsion (système traçage),

mais de celle de la totalité du système. Pour parvenir à cette fin, il convient de sélectionner les crues à étudier :

- il faut travailler sur des crues provoquées par des pluies s'approchant le plus possible de pluies unitaires. Dans la pratique on choisira des crues occasionnées par des pluies de très courte durée et bien isolées dans le temps ;
- pour travailler sur la réponse du système au signal pluie, il convient d'utiliser l'hydrogramme de crue. Cela nécessite une décomposition de l'hydrogramme observé consistant à retrancher le débit de base. Cette opération n'étant envisageable qu'en période de tarissement, seules les crues survenant pendant le tarissement seront étudiées. L'hydrogramme de crue sera ensuite normé par rapport au volume de crue écoulé afin que cette courbe présente une surface unitaire comparable à celle des D.T.S.

5.3.2. Résultats et interprétation

Un tel traitement a été effectué sur 4 crues d'importance variable survenues en cours de tarissement sur le système de la Diau, les volumes d'écoulement de crue variant entre 8627 m^3 (crue du 24.7.84) et 38298 m^3 (crue du 15.7.84). Les hydrogrammes normés de crue ainsi obtenus possèdent tous une forme très pointue assez voisine d'une crue à l'autre avec cependant une légère tendance à l'étalement pour les très faibles crues (fig. V-30). Ces formes n'ont donc rien de comparable avec celles des D.T.S. des traçages réalisés en basses eaux et s'apparentent plutôt aux D.T.S obtenues en période de hautes eaux.

Il faut reconnaître que les D.T.S. des traçages et les hydrogrammes normés de crue ne sont pas directement comparables. Les unes font appel à la notion de transit de matière, alors qu'à cette notion s'ajoute celle du transfert de charge pour les autres. Une crue observée à une émergence résulte en fait de la propagation d'une onde de crue qui est générée par une variation de charge à la surface du karst noyé due à l'arrivée d'eau d'infiltration rapide sur celle-ci. Dans les conditions de travail retenues (voir § précédent) l'hydrogramme normé de crue se rapproche de ce que devrait être l'hydrogramme unitaire. Il correspond à la réponse du système karstique au transit de l'eau d'infiltration rapide à travers la zone non-saturée (ou sous-système infiltration), modulée par le transfert de l'onde de crue au niveau de la zone saturée (ou sous-système karst noyé). Or tant les lois de l'hydraulique (MANGIN, 1975) que les enseignements tirés des observations de terrain portant sur les temps de réponse d'un système à une pluie (quelques heures) ou à un traçage (quelques jours au moins), nous apprennent que les temps de transfert sont

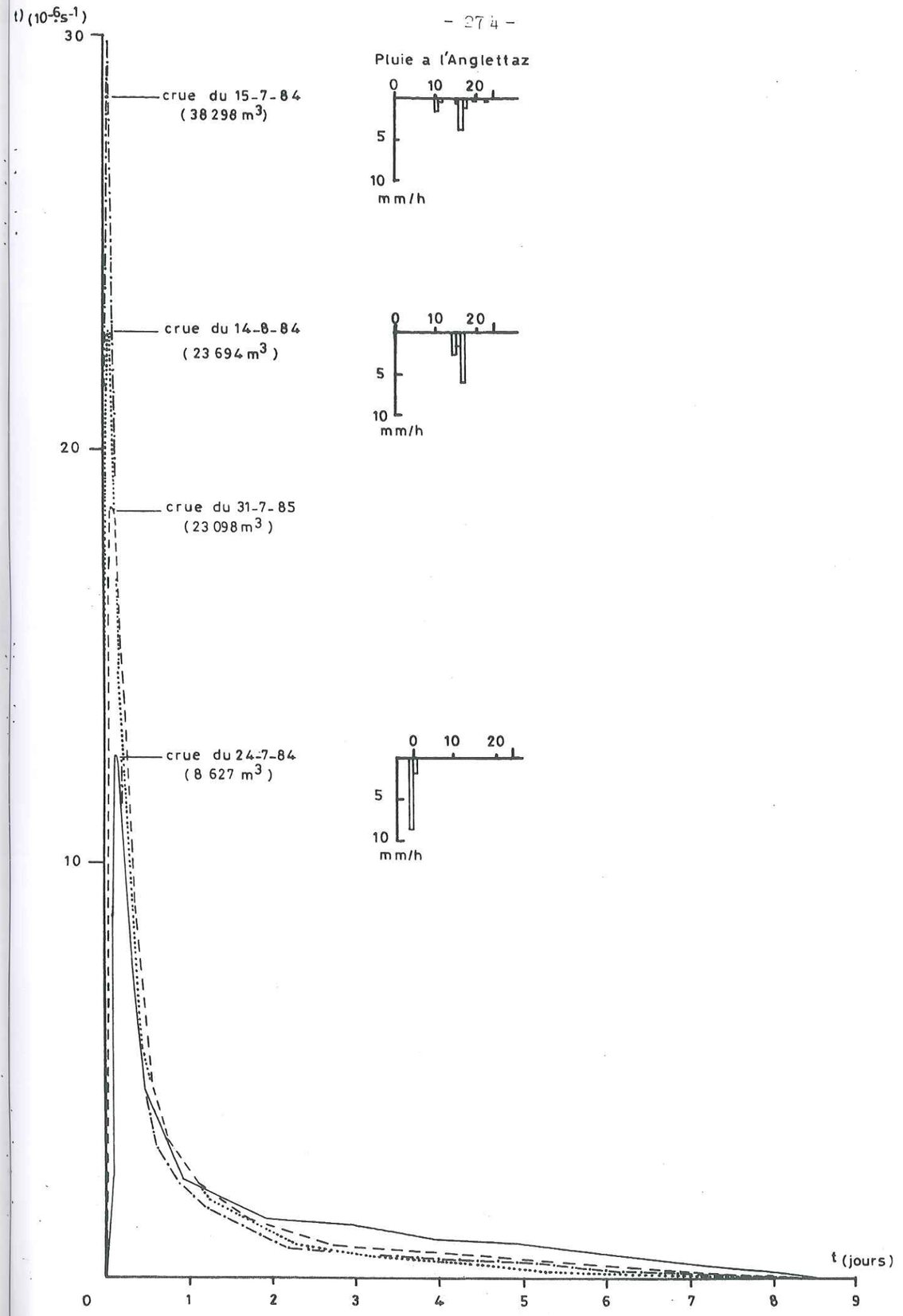


Fig. V-30 : Hydrogrammes normés de crues obtenus sur le système de la Diau.

beaucoup plus rapides que les temps de transit. Il y a donc tout lieu de penser que la réponse du sous-système infiltration à une pluie est très peu déformée par son transfert à travers le karst noyé. On peut donc considérer que les hydrogrammes normés des crues étudiées représentent la signature de l'infiltration rapide au sein du sous-système infiltration.

La forme des hydrogrammes normés indique que les voies d'infiltration rapide empruntées par les précipitations sont bien karstifiées. Elle permet ainsi aux écoulements souterrains de traverser rapidement le sous-système infiltration pour rejoindre le karst noyé. Ces indications tirées de l'étude de crues survenant en période de tarissement sont a fortiori valables pour les crues plus importantes observées en hautes-eaux. Il s'en suit, lorsque l'on revient aux résultats des traçages, que la différence constatée entre basses et hautes eaux pour la réponse d'un même système-traçage résulte essentiellement d'une modification des modalités d'écoulement au sein du sous système karst noyé. Un moyen de vérifier ces propos existe. Il consisterait à réaliser des traçages directement à l'intérieur du drain principal de la Diau et d'étudier la nature de la réponse observée à l'émergence en fonction de l'état hydrodynamique du système (hautes eaux ou tarissement).

5.4. Conclusion

L'analyse des courbes de D.T.S. a permis de souligner le caractère bien karstifiés des systèmes étudiés que l'étude des courbes de récession avait déjà fait apparaître. Si dans l'ensemble les liaisons mises en évidence révèlent l'existence d'un bon drainage, quelques secteurs possèdent néanmoins un drainage moins bien organisé. C'est le cas du traçage réalisé sur le système de l'Essert ou bien encore celui réalisé à la base du Crétacé supérieur dans le synclinal d'Ablon.

Selon que l'injection de traceur est réalisée en période de hautes ou basses eaux, la réponse d'un système-traçage varie énormément, mettant ainsi en évidence leur non-linéarité. Les facilités qu'ont les traceurs à cheminer dans le karst en période de hautes eaux, disparaissent en période de tarissement. L'analyse des hydrogrammes normés de crues survenant en basses eaux nous incite à penser que les difficultés rencontrées pour les traceurs en basses eaux se situent au niveau du karst noyé. Les structures de drainage bien développées qui le constituent apparaissent fonctionnelles en hautes eaux, mais inadaptées à l'évacuation des faibles débits. Si les alluvions qui tapissent le fond du drain principal paraissent être responsables en partie de ce mauvais drainage en période de basses eaux, il semble également qu'il faille invoquer la

présence d'une structure de drainage moins karstifiée qui prendrait le relais des immenses drains reconnus caractérisant les systèmes étudiés. Cette structure se développerait alors juste en-dessous des drains que l'on peut parcourir actuellement et montrerait que le réseau de drainage des systèmes étudiés n'a pas encore atteint son profil d'équilibre. Il tendrait toujours à s'enfoncer afin de s'adapter au mieux aux conditions de potentiel imposées par la position du niveau de base des écoulements de surface qui lui-même tend à s'abaisser.

6. ANALYSES CORRELATOIRES ET SPECTRALES

Ces méthodes s'inspirent directement des méthodes de traitement du signal. Leur application à l'étude des sytèmes karstiques a été développée par MANGIN (1981 a et b, 1984a). Elles s'attachent à décrypter les informations contenues dans les séries chronologiques qui représentent les fonctions d'entrée et de sortie des systèmes karstiques. Dans le cas présent, il s'agit des chroniques de pluie et de débit. Le système karstique étant assimilé à un filtre laissant passer plus ou moins l'information contenue dans la pluie, la comparaison de la structure et des différentes composantes de la chronique des pluies avec celles des débits fournissent un moyen d'approfondir la connaissance du fonctionnement du système karstique en question.

L'analyse corrélatoire et spectrale (ou 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 lorsque l'on analyse des courbes de récession ou des résultats de traçages. De plus, l'A.C.S. est une méthode rigoureuse alors que l'étude des courbes de récession est une méthode plus approximative.

6.1. Méthode

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

6.1.1. L'analyse corrélatoire

L'outil de cette analyse est le corrélogramme. Il met en évidence la dépendance des évènements entre eux pour des intervalles de temps croissants. Cette analyse peut porter sur l'étude de la dépendance qui existe entre les évènements d'une même chronique d'entrées ou de sorties (corrélogramme simple)

ou bien entre les évènements de la chronique des sorties en fonction de ceux de la chronique des entrées (corrélogramme croisé).

6.1.1.1. Le corrélogramme simple

Il s'obtient en discrétisant une série chronologique finie à un pas de temps constant puis en calculant un coefficient d'autocorrélation à partir de la formule proposée par JENKINS et WATTS (1968) pour un pas de temps "k" séparant les évènements de plus en plus grand :

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

et $0 \leqslant k \leqslant m$

"n" est le nombre de valeurs discrètes de la série et "m" représente la troncature. Celle-ci doit préférentiellement être inférieure ou égale à n/3 et en aucun cas supérieure à n/2. De cette façon la fenêtre d'observation dont on dispose pour ausculter la série étudiée fournit des informations sur la période comprise entre le double du pas de temps de discrétisation retenu (théorème de SHANNON) et la valeur choisie pour "m". La longueur de la chronique (n) a une incidence sur la pente du corrélogramme. Aussi seuls les corrélogrammes ayant des chroniques de même longueur pourront être comparés.

Le corrélogramme met en évidence l'effet mémoire des systèmes qui sera d'autant plus élevé que la décroissance du corrélogramme sera lente. Cet effet mémoire peut être directement rapporté au rôle régulateur des réserves du système karstique considéré (MANGIN 1981aa ; 1984a).

6.1.1.2. Le corrélogramme croisé

C'est 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 croissants :

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

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

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

Lorsque la fonction d'entrée peut être assimilée à une fonction aléatoire, le corrélogramme croisé correspond alors à la réponse impulsionnelle du système. Le corrélogramme croisé est donc un moyen d'approcher l'allure de l'hydrogramme unitaire d'un système.

6.1.2. L'analyse spectrale

L'outil de cette analyse est le spectre de densité de variance. Il représente la décomposition de la variance totale d'une série dans le domaine fréquentiel. De la même façon que l'analyse corrélatoire, l'analyse spectrale peut porter sur l'étude de la variance d'une seule série (spectre simple) ou sur celle de la covariance entre les entrées et les sorties d'un système (spectre croisé).

6.1.2.1. Le spectre simple

C'est en fait la transformée de Fourier du corrélogramme simple, dont une estimation non biaisée est donnée par la relation (BOX et JENKINS, 1976) :

$$S_f = 2 \left[1 + 2 \sum_{k=1}^{m} D_k \cdot r_k \cos 2\pi f K \right]$$

où r_k est le coefficient d'autocorrélation défini ci-dessus ; f est la fréquence considérée : pour un pas de temps j, f = j/2m ; D_k est un filtre destiné à corriger le biais introduit par le fait que les séries étudiées sont discrètes et finies. Il filtre retenu est celui de Tukey (MANGIN, 1984). Il a pour expression : $D_k = (1 + \cos \pi k/m)/2$.

Le spectre simple permet, à l'image d'un prisme qui décompose les différentes longueurs d'onde d'un rayon lumineux, de dissocier les diverses composantes de la variance totale en fonction de la fréquence : la tendance à long terme, les phénomènes périodiques saisonniers et les phénomènes purement aléatoires assimilables au bruit de fond.

6.1.2.2. Le spectre croisé

C'est la transformée de Fourier du corrélogramme croisé. Ce dernier ne présentant pas de symétrie entre les pas positifs et négatifs, le spectre croisé correspond à une fonction complexe du genre :

$$S_C(f) = K_{xy}(f) - i\, K_{xy}(f)$$

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

$$K_{xy}(f) = 2\left(r_{xy}(0) + \sum_{k=1}^{m} (r_{xy}(k) + r_{yx}(k) \cdot D_k \cos 2\pi fk\right)$$

$$Q_{xy}(f) = 2 \sum_{k=1}^{m} (r_{xy}(k) - r_{yx}(k)) \cdot D_k \sin 2\pi fk$$

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

$$S_C(f) = |S_{xy}(f)| \exp(-i\,\theta xy(f))$$

avec $|S_{xy}(f)| = \sqrt{K^2_{xy}(f) + Q^2_{xy}(f)}$ (fonction d'amplitude)

et $\theta_{xy}(f) = \text{Arc tang}\,(Q_{xy}(f)/K_{xy}(f))$ (fonction de phase)

La fonction d'amplitude fournit une décomposition de la covariance totale entre entrée et sortie en fonction de la fréquence. Elle indique ainsi comment la fonction d'entrée est transformée par le système.

La fonction de phase permet d'estimer pour une fréquence donnée le déphasage (φ) entre entrée et sortie :

$$\varphi = \theta_{xy}(f) / 2\pi f$$

6.1.2.3. Combinaison des analyses spectrales simples et croisées

Elle conduit au calcul de deux nouvelles fonctions aux propriétés intéressantes :

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

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

- la fonction de gain qui indique comment le signal d'entrée est amplifié par le système :

$$g_{xy}(f) = S_{xy}(f) / S_x(f)$$

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. 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.

6.1.3. Les paramètres permettant de classer les systèmes karstiques

Les analyses corrélatoires et spectrales constituent des méthodes objectives d'étude des séries chronologiques puisqu'elles ne nécessitent aucunes hypothèses de départ. Aussi sont-elles en mesure de fournir des critères rigoureux pour classer les systèmes karstiques. A partir des résultats obtenus sur les systèmes étudiés dans les Pyrénées françaises et en Espagne, MANGIN (1982, 1984) a retenu 4 paramètres pour établir cette classification :

a) "l'effet mémoire" : 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.

b) la largeur de la bande spectrale : elle est définie par la fréquence de coupure qui est 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.

c) le temps de régulation : il se calcule en divisant la valeur maximale du spectre simple par la surface décrite par cette courbe (qui est ici normée à 2). Il fournit une information sur la durée de l'influence engendrée par une impulsion unitaire sur le système. Ce temps constitue donc un indice caractérisant l'organisation globale des écoulements au sein du système.

d) la réponse impulsionnelle : elle est approchée par la corrélogramme croisé lorsque la fonction d'entrée peut être 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 modulera très peu les impulsions d'entrée et présentera une réponse impulsionnelle pointue et peu étalée alors qu'un corrélogramme très aplati sera caractéristique de systèmes karstiques inertiels possèdant des réserves importantes.

La valeur de ces différents paramètres permet alors de classer les systèmes étudiés entre 2 pôles :

- les systèmes très bien drainés et possédant peu de réserves qui se caractérisent par un effet mémoire réduit, une bande spectrale très large, un temps de régulation court et une réponse impulsionnelle pointue ;
- les systèmes inertiels qui présentent un effet mémoire considérable, une bande spectrale très étroite, un temps de régulation élevé et une réponse impulsionnelle aplatie.

L'étude qualitative des courbes issues des analyses corrélatoires et spectrales permettent 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.

6.2. Application aux systèmes karstiques étudiés

6.2.1. Rappel des contraintes de l'analyse corrélatoire et spectrale

Cette méthode est utilisée à des fins descriptives. Elle impose donc de travailler sur des chroniques sans lacunes, discrétisées à un pas de temps constant. Cette condition demande d'attacher une attention toute particulière à l'acquisision des données sur le terrain afin de réduire au minimum ces lacunes (matériel fiable, contrôles fréquents). Par ailleurs, la non stationnarité des chroniques impose de choisir un moment précis pour le début de l'analyse. Celui-ci doit de préférence coïncider avec un moment où l'état du système karstique est parfaitement bien défini car la comparaison des résultats obtenus sur différents systèmes n'est possible que dans la mesure où les états par lesquels passent les systèmes sont comparables d'un système à l'autre. Les fonctions d'entrée et de sortie étant liées à des phénomènes climatiques

saisonniers, la période requise pour qu'un système karstique passe par tous ses états (recharge, tarissement...) est le cycle hydrologique. Ainsi les systèmes seront étudiés sur un cycle hydrologique en faisant coïncider le début des chroniques avec celui du cycle. De plus, en raison de cette non-stationnarité, il est conseillé de travailler, dans la mesure du possible, sur de longues chroniques (8 à 10 cycles) afin d'approcher le fonctionnement moyen d'un système karstique.

Enfin la taille de la fenêtre d'observation est directement fonction de la taille de la chronique utilisée et du pas de discrétisation adopté , la première imposant la borne supérieure maximale et le second la borne inférieure (voir § 6.1.1.1). Ainsi, pour une chronique discrétisée au pas journalier et portant sur un cycle dont la durée moyenne est de 365 jours, la fenêtre d'observation s'étendra entre 2 et 125 jours.

6.2.2. Les traitements réalisés

En fonction des chroniques disponibles et des évènements que l'on veut plus particulièrement étudier, plusieurs genres d'analyses ont été menés. Les traitements ont été réalisés au laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université d'Orléans à partir d'un logiciel élaboré par GONZALEZ (1984).

a) Analyses sur une longue durée

Elles permettent l'étude des phénomènes ayant une périodicité élevée qui affectent les chroniques et la mise en évidence éventuelle d'une tendance séculaire. Bien souvent, un filtrage préalable des chroniques à l'aide d'un filtre moyenne mobile est nécessaire. Les propriétés de ce filtre ont été présentées au chapitre I V., dans le paragraphe 2.1.3. Une analyse de ce genre a été réalisée sur la chronique des pluies mensuelles mesurées à La Clusaz entre 1950 et 1987. Le traitement a porté sur 444 données et la fenêtre d'observation s'étendait entre 2 et 125 mois. Il a été réalisé à la fois sur les données brutes et sur les données filtrées avec un filtre moyenne mobile d'une amplitude fixée à 13 mois afin d'éliminer les périodicités liées aux fluctuations saisonnières. En ce qui concerne les débits, les chroniques disponibles n'étaient pas suffisamment longues pour pouvoir réaliser une analyse à long terme.

b) Analyses sur le cycle hydrologique

Pour étudier le fonctionnement des systèmes sur le cycle hydrologique une fenêtre d'observation entre 2 et 125 jours a été retenue. La

fonction d'entrée est constituée par les pluies journalières recueillies à l'une ou à l'autre des stations pluviométriques et celle de sortie par les débits moyens journaliers des exutoires de Morette, de la Diau ou du Pont de Pierre. L'analyse a porté sur les cycles 83/84 et 84/85 pour les systèmes de Morette et de la Diau, et uniquement sur celui de 83/84 pour le Pont de Pierre.

c) Analyses sur la période pluviale

La période dite pluviale correspond à la période pendant laquelle les débits ne sont pas influencés par la présence de neige sur les systèmes. Elle débute lorsque les crues journalières dues à la fonte nivale ne sont plus observables à l'exutoire et s'arrête lorsqu'un manteau neigeux commence à se constituer sur les parties hautes des systèmes. Cette période s'étend généralement de Juillet à fin Novembre, soit environ 150 jours. La troncature a donc été fixée à 50 jours.

Les systèmes de Morette et de la Diau ont été analysés sur les périodes pluviales 84 et 85 et celui du Pont de Pierre uniquement sur celle de 84.

d) Analyses sur la période de fonte nivale

La période de fonte nivale est caractérisée par l'observation de crues journalières à l'exutoire des systèmes. Ces crues sont dues aux fluctuations de la fonte nivale qui constitue la véritable fonction d'entrée des systèmes. Celles-ci sont engendrées par les variations diurnes de la température de l'air. Dans ce cas, la fonction d'entrée réelle des systèmes ne correspond plus à une fonction aléatoire, mais à une fonction présentant une périodicité journalière. Le corrélogramme croisé ne pourra donc pas prétendre fournir une image de la réponse impulsionnelle.

A défaut de pouvoir disposer de la fonction d'entrée réelle, la fonction d'entrée sera représentée par l'évolution des températures enregistrées à la station du Col d'Evires. La finalité de ce traitement étant de cerner quel est le rôle exercé par la température de l'air sur le contrôle des débits à l'exutoire, l'analyse n'a porté que sur la période de pleine fonte nivale, c'est-à-dire la période où la fonte du manteau neigeux s'effectue sur l'essentiel de la superficie des systèmes. Un pas de discrétisation de 4 h et une troncature à 125 (soit 500 h) ont été adoptés, ce qui fournit une fenêtre d'observation comprise entre 8 h et 20 jours. Seuls les systèmes de Morette et de la Diau ont été étudiés sous cet angle à partir de la fonte nivale de 1984.

e) Analyses sur un épisode pluvieux

A partir d'une analyse pluie-débit au pas horaire menée sur un épisode pluvieux de quelques jours (5 à 10 j), il est possible de déterminer au moyen de la fonction de gain l'importance des quantités d'eau stockées au cours de la crue (MANGIN, 1982c). Si cet épisode est judicieusement choisi, une telle analyse fournit un moyen d'apprécier les quantités d'eau stockées dans la zone non saturée des systèmes. Pour cela, il faut que la crue survienne après une période de beau temps assez longue pour que les réserves de la zone non saturée aient été largement consommées par l'évapotranspiration. Il faut en outre que la crue ne soit pas trop longue afin d'éviter la réalimentation des réserves du karst noyé. Le pourcentage d'eau mise en réserve se calcule en retranchant à l'unité la moyenne des valeurs de la fonction de gain pour des fréquences qui sont inférieures à la fréquence de coupure et montrent en même temps une atténuation causée précisément par la mise en réserves.

Deux épisodes pluvieux répondant à ces critères ont pu être traités à la fois sur Morette et sur la Diau, l'un en Octobre 83 (du 8 au 18) et l'autre en Septembre 84 (du 5 au 19). Compte tenu de la longueur des chroniques, la troncature a été fixée à 80 h pour l'épisode d'Octobre 83 et 125 h pour celui de septembre 84.

6.3. Résultats et interprétation

Dans ce paragraphe ne sont représentés que les principaux résultats, l'ensemble des résultats est présenté dans l'annexe .

6.3.1. Analyse des précipitations sur une longue durée

Le corrélogramme des précipitations mensuelles (fig. V-31a) présente des valeurs inférieures à $\pm$ 0,1 qui oscillent de part et d'autre de la valeur nulle sans qu'aucune périodicité même annuelle ne puisse être décelée. L'absence de pic de grande amplitude sur le spectre (fig. V-31b) confirme l'absence de périodicités notables dans la succession des pluies mensuelles et indique qu'il n'existe pas de tendance séculaire marquée. Ainsi la répartition de la pluviométrie mensuelle peut être considérée comme un phénomène quasi aléatoire.

Sur le spectre, les faibles fréquences ne représentent qu'une très petite part de la variance totale de la chronique ce qui signifie que les variations à long terme de la pluviométrie mensuelle sont mineures devant celles qui sont observées à court et moyen terme, d'où la nécessité de filtrer la

chronique pour étudier les fluctuations à long terme de la pluviométrie (voir au chapitre IV, § 2.1.3).

Le traitement de la chronique filtrée (filtre moyenne mobile d'une amplitude de 13 mois) montre qu'une périodicité apparaît aux environs de 30 mois (fig. V-32). Cette périodicité existait déjà dans la chronique des données brutes, le filtrage ne fait que la souligner. Nous ne disposons pas pour l'instant d'éléments permettant d'expliquer l'origine de cette périodicité. Par ailleurs, l'amplitude de ce phénomène demeure minime devant les fluctuations à plus court terme de la pluviométrie mensuelle.

Remarque : une analyse longue durée effectuée sur les débits aurait très probablement montré l'existence d'un cycle annuel comme cela a pu être observé sur les systèmes karstiques étudiés par MANGIN (1984a) ou MUET (1985). Cette périodicité annuelle est liée au cycle hydrologique. Elle est induite par le fonctionnement des systèmes eux-mêmes et son amplitude est à mettre en relation avec l'importance de leurs réserves (MANGIN, 1984a).

6.3.2. Analyses sur le cycle hydrologique

6.3.2.1. Analyse des entrées

Pour un même cycle, on constate que les spectres et corrélogrammes obtenus sur les stations du Col d'Evires, de Groisy, du Sappey ou de Thônes sont pratiquement identiques. Ceci paraît logique puisque l'étude climatologique avait déjà montré qu'il existait une certaine homogénéité à l'échelle régionale dans la répartition des précipitations au cours d'un cycle hydrologique. Nous nous contenterons de présenter ici les résultats relatifs à la station de Thônes, lesquels peuvent être directement transposables aux autres stations du massif.

Le corrélogramme décroît toujours très rapidement (fig. V-33a). Il prend des valeurs inférieures à 0,1 dès le 3ème jour. Pour le cycle 84/85, le corrélogramme se stabilise ensuite aux alentours de la valeur nulle. Ceci n'est pas le cas du cycle 83/84 pour lequel le corrélogramme s'écarte parfois assez nettement de la valeur nulle (pour les pas de 24, 48 et 72 jours notamment). Cette différence se traduit également sur les spectres (fig. V-33b). Le spectre 84/85 présente des pics de faible amplitude voisins du bruit de fond (une légère périodicité à 20 j est tout juste décelable) alors que des pics se différencient nettement pour les faibles à moyennes fréquences lors du cycle 83/84 (pics à 62,5, 25, 11,9 et 8,1 jours).

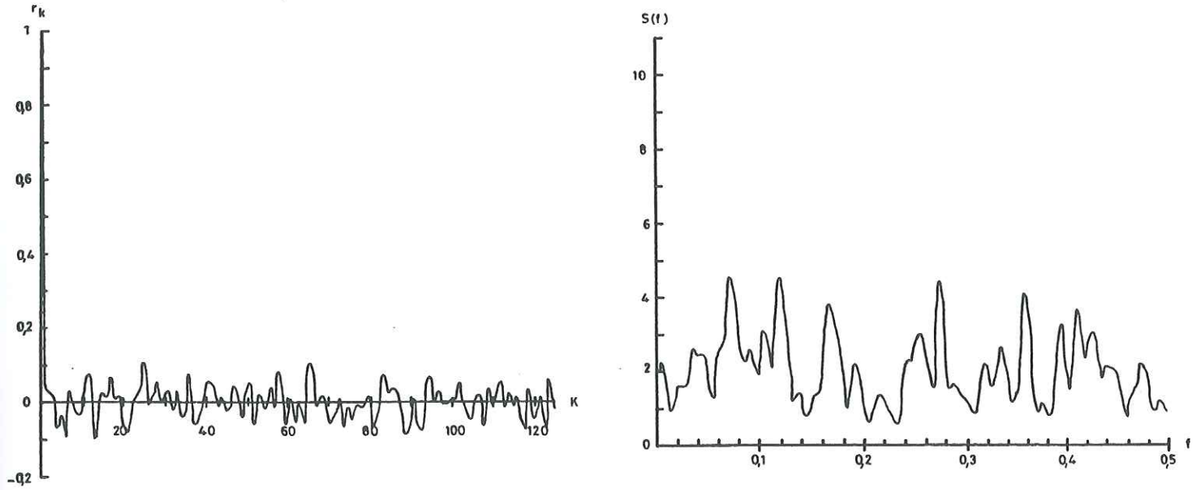


Fig. V-31 : Corrélogramme et spectre des précipitations mensuelles à La Clusaz entre juin 1950 et juin 1987.

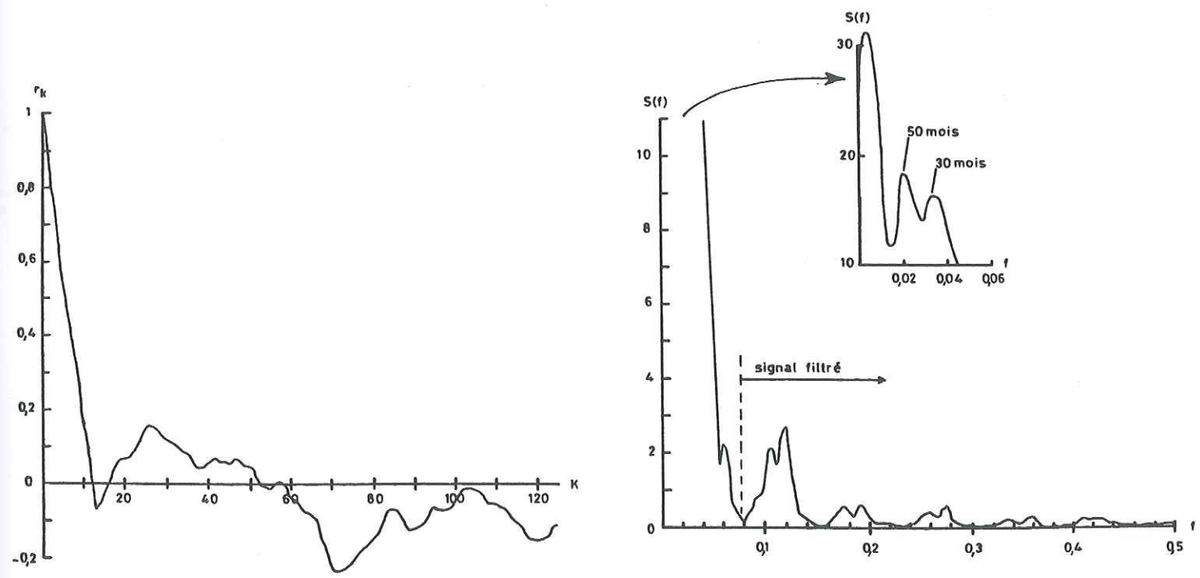


Fig. V-32 : Corrélogramme et spectre des précipitations mensuelles filtrées à La Clusaz entre juin 1950 et juin 1987.

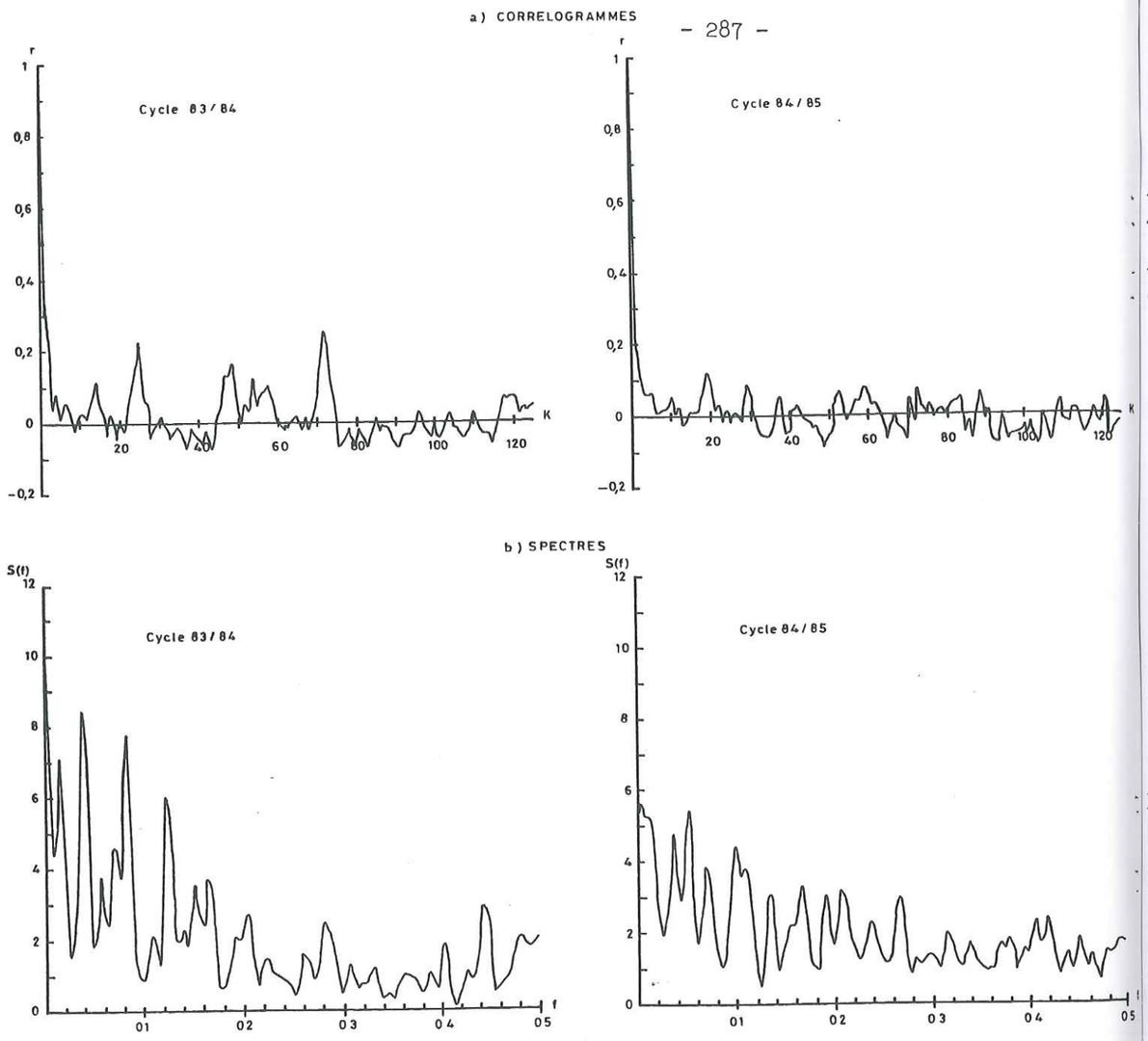


Fig. V-33 : Corrélogramme et spectre de la pluie à Thônes au cours des cycles 83/84 et 84/85.

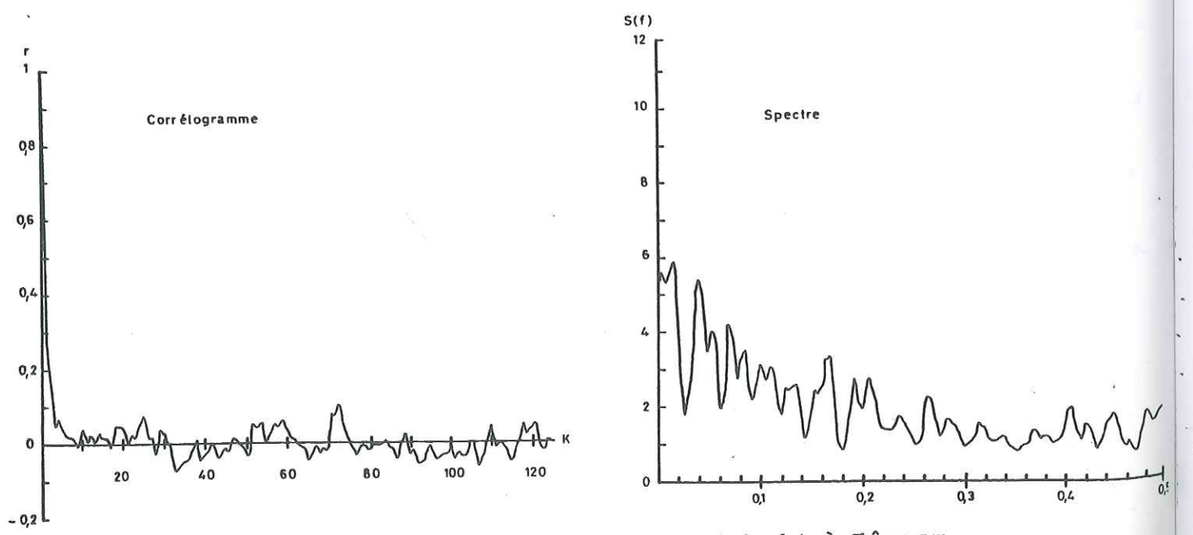


Fig. V-34 : Corrélogramme et spectre de la pluie à Thônes sur une période s'étendant sur deux cycles consécutifs : 83/84 et 84/85.

Lorsque l'on travaille sur l'ensemble des deux cycles, les particularités inhérentes à l'un ou à l'autre des cycles se trouvent atténuées et la pluie présente alors un caractère aléatoire : le corrélogramme décroît très rapidement ($r_k < 0,2$ au bout de 2 jours) puis se stabilise autour de zéro (fig. V-34). L'augmentation des valeurs du spectre vers les basses fréquences traduit l'existence d'une légère tendance due à une faible variation saisonnière : on peut toujours discerner au cours d'un cycle des périodes plus arrosées et des périodes plus sèches.

Nous retiendrons donc qu'en général la pluie peut être considérée comme un phénomène quasi-aléatoire à l'échelle d'un cycle hydrologique. Cependant lorsque le cycle est relativement court, ce qui est le cas du cycle 83/84 d'une durée de 284 jours, ceci n'est plus tout à fait vérifié.

6.3.2.2. Analyse des sorties

Les corrélogrammes et les spectres obtenus sur Morette, la Diau et le Pont de Pierre pour les cycles 83/84 et 84/85 sont présentés sur les figures V-35 et V-36. Ils possèdent une allure assez voisine d'un système à l'autre. Les paramètres descriptifs déterminés à partir de ces graphes sont regroupés dans le tableau V-13.

Les corrélogrammes se caractérisent par une décroissance rapide suivie d'une diminution plus lente. Ce changement de pente des corrélogrammes se produit pour des valeurs de k comprises entre 3 et 6 jours. La rapidité de décroissance du corrélogramme pour les faibles pas souligne la facilité qu'ont les systèmes à évacuer les forts débits. La décroissance plus lente qui suit fait intervenir le rôle régulateur des systèmes. Pour des pas supérieurs à 50-60 jours, une corrélation négative des débits apparaît nettement. Elle semble due principalement à la période de fonte nivale qui est à l'origine d'une période de débits soutenus d'environ 3 mois. Les corrélations négatives sont d'ailleurs plus prononcées lors du cycle 83/84 pour lequel les écoulements de fonte nivale représentent une part beaucoup plus importante de l'écoulement total : 70 % contre 47 % au cours du cycle 84/85.

Les spectres montrent tous une tendance saisonnière associée au cycle hydrologique. Ils s'apparentent beaucoup aux spectres de la pluie, avec cependant une amplification des basses fréquences et une atténuation des moyennes et hautes fréquences. Les systèmes laissent donc passer assez

facilement l'information contenue dans le signal pluie. Ils se caractérisent par une bande spectrale assez large comprise entre 0,20 et 0,34 et des temps de régulation variant entre 18 et 31 jours. De plus, avec des valeurs comprises entre 22 et 36 jours, l'effet mémoire de ces systèmes paraît non négligeable. La comparaison de tous ces paramètres avec ceux déterminés sur les systèmes étudiés par MANGIN pourrait laisser croire que les systèmes des Bornes ont des réserves moyennes s'apparentant à celles du Baget. Mais une telle conclusion s'accorde mal avec les observations et les résultats acquis par ailleurs :

- l'existence d'une bande spectrale large à très large indique un filtrage médiocre du signal d'entrée peu compatible avec la présence de réserves notables ;
- l'étude des tarissements a permis de chiffrer l'importance de ces réserves qui, bien que non négligeables, demeurent réduites (entre 0,1 et 0,7.10^6 m^3) ;
- enfin l'étude des courbes de récession a montré que les systèmes étudiés se rangeaient aux côtés des systèmes d'Aliou et de Bange-l'Eau Morte, dans la catégorie des systèmes très karstifiés possédant peu de réserves.

L'existence d'un "effet mémoire" non négligeable associé à des temps de régulation assez élevés n'est sans doute pas la conséquence de la présence de réserves notables.

6.3.2.3. L'analyse croisée

Elle ne porte que sur les systèmes de Morette et de la Diau pour lesquels on dispose d'une chronique de 2 cycles. Ceci permet en effet de travailler avec un signal pluie quasi-aléatoire et ainsi de pouvoir approcher la réponse impulsionnelle des systèmes à l'aide du corrélogramme croisé. Celui-ci présente tant pour Morette que pour la Diau une allure pointue qui caractérise les systèmes à faible pouvoir régulateur possédant un réseau de drainage bien développé (fig. V-37). La corrélation maximale entre pluie et débit s'observe pour le pas +1. Elle n'est que de 0,43 pour Morette et 0,41 pour la Diau, alors que l'on aurait pu s'attendre à une valeur plus élevée dans la mesure où les systèmes étudiés laissent bien passer le signal pluie.

De la même façon, la fonction de cohérence devrait présenter des valeurs élevées attestant d'une bonne corrélation entre les signaux d'entrée et de sortie. Or en réalité elle n'est dans l'ensemble que de 0,6 (fig. V-38).

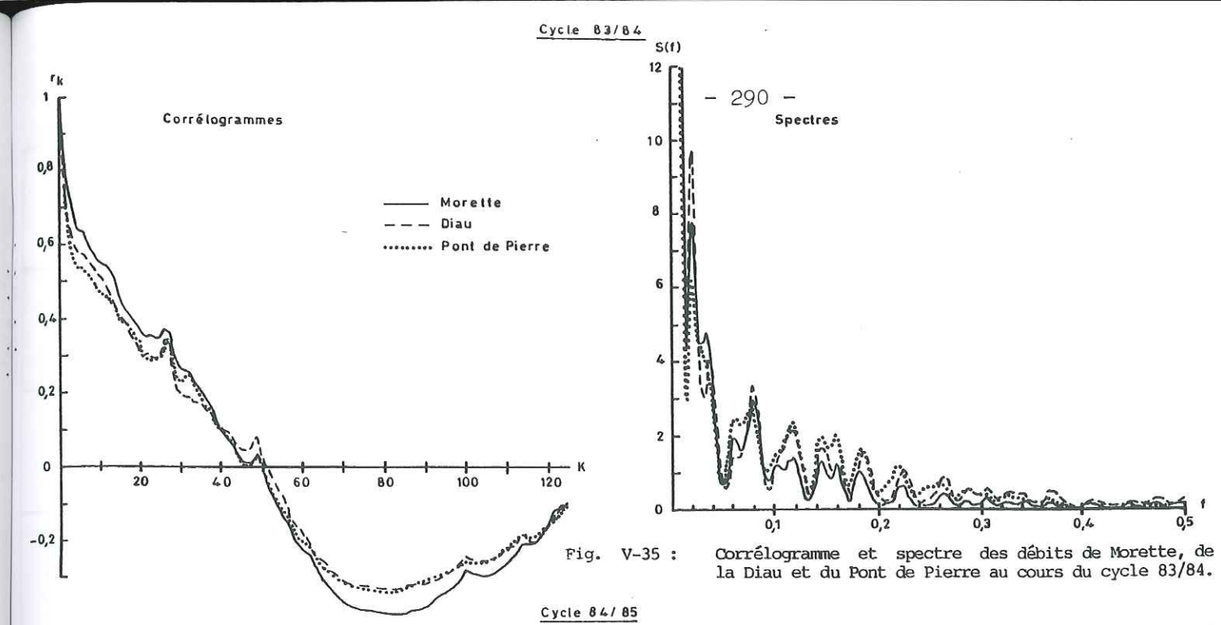


Fig. V-35 : Corrélogramme et spectre des débits de Morette, de la Diau et du Pont de Pierre au cours du cycle 83/84.

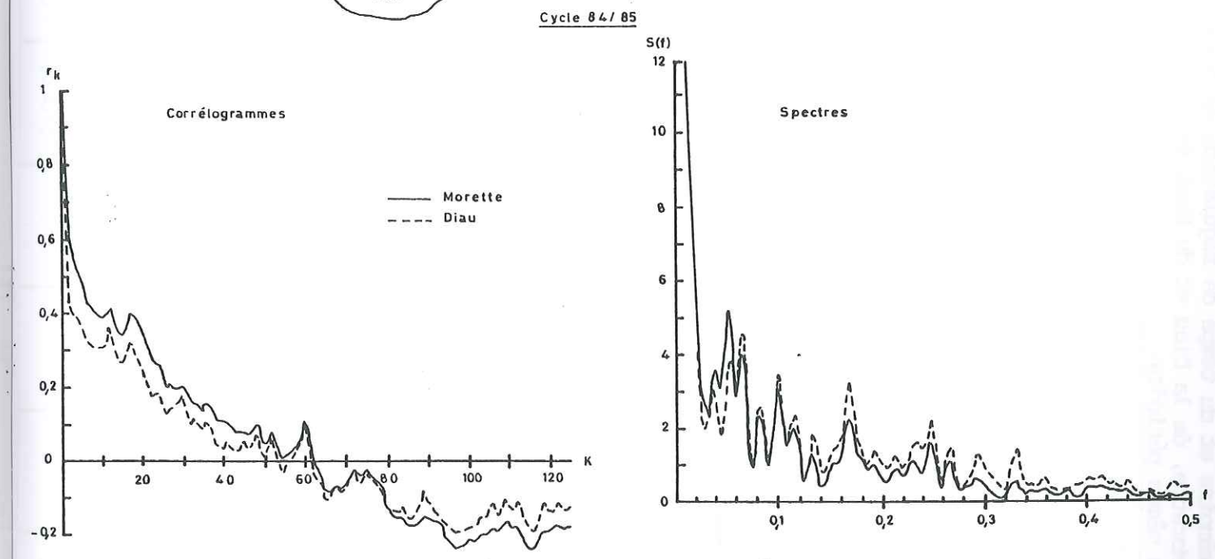
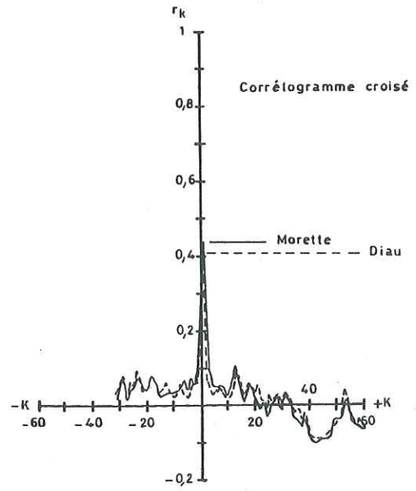


Fig. V-36 : Corrélogramme et spectre des débits de Morette et de la Diau au cours du cycle 84/85.



V-37 : Corrélogramme croisé pluie-débit de Morette et de la Diau sur une période s'étendant sur deux cycles consécutifs : 83/84 et 84/85.

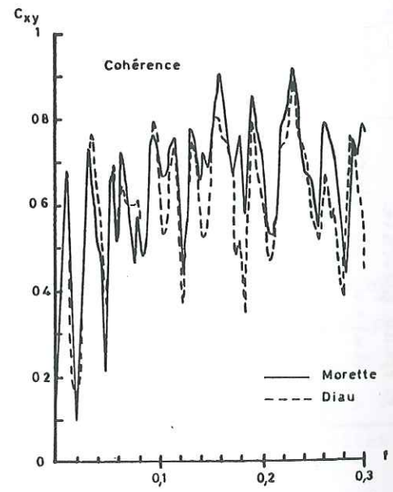


Fig. V-38 : Fonction de cohérence pour la relation pluie-débit sur Morette et la Diau au cours de la période s'étendant entre deux cycles consécutifs : 83/84 et 84/85.

Tab. V-14 : Comparaison de l'effet mémoire et du temps de régulation calculés pour les périodes pluviales 1983, 84 et 85 sur les systèmes de Morette, de la Diau et du Pont de Pierre, avec les précipitations et les débits moyens observés sur ces mêmes périodes.

Période pluviale dates	durée (jours)	Précipitations Totales (mm) Thônes	Groisy	moyennes (mm/j) Thônes	Groisy	Debit moyen (m³/s) Morette	Diau	Pont de Pierre	Effet mémoire (jour) Morette	Diau	Pont de Pierre	Temps de régulation (jour) Morette	Diau	Pont de Pierre
1983 du 20-6 au 25-11	159	627,3	457,6	3,95	2,88	0,787			3			4,5		
1984 du 1-7 au 15-11	138	588,5	424,7	4,26	3,08	1,091	0,424	0,395	14	14	14	13,2	9,2	11,4
1985 du 19-6 au 11-11	146	525,5	375,1	3,60	2,57	0,719	0,247		6	4		6,4	4,3	

Tab. V-13 : Valeurs des différents paramètres déterminés à partir des ACS pluie-débit sur les systèmes de Morette, de la Diau et du Pont de Pierre - Comparaison avec les systèmes étudiés par MANGIN.

Paramètres déterminés à partir des A.C.S.	Cycle 83/84 Morette	Diau	Pont de Pierre	Cycle 84/85 Morette	Diau	Cycles 83/84 et 84/85 Morette	Diau	Systèmes étudiés par MANGIN Aliou	Baget	Fontestorbes
valeur de K pour la rupture de pente (jours)	5	3	3	6	5	5	5			
valeur de K pour $r_K < 0,2$ (jours)	36	31	34	31	22	31	28	5	10-15	50-60
temps de régulation (jours)	31,9	28,5	27,5	24,0	18,6	25,9	21,2	10-15	20-30	50
fréquence de coupure	0,20-0,24	0,24-0,28	0,24-0,28	0,28	0,30-0,34	0,20-0,28	0,28-0,34	0,30	0,20	0,10
valeur minimale du corrélogramme simple	-0,407 (K=83)	-0,342 (K=82)	-0,339 (K=83)	-0,239 (K=97)	-0,197 (K=97)					
valeur maximale du corrélogramme croisé						0,435 (K=1)	0,411 (K=1)			

Par ailleurs, le corrélogramme croisé présente des valeurs positives pour des pas compris entre 0 et -30 jours alors que celles-ci devraient être nulles. Cette anomalie résulte du fait que le signal d'entrée (la pluie) n'est pas un signal totalement aléatoire.

En fait l'inadéquation apparente entre les résultats de l'A.C.S. menée à l'échelle du cycle et la connaissance que l'on a par ailleurs des systèmes étudiés provient de l'existence d'un manteau neigeux qui recouvre une superficie plus ou moins importante des systèmes durant 5 à 6 mois de l'année. Cette couverture neigeuse immobilise à la surface des systèmes un important stock d'eau qui est progressivement libéré pour participer à l'écoulement durant la période de fonte nivale. En contribuant à la régulation des entrées assimilées aux précipitations, le manteau neigeux exerce ainsi sur la fonction de sortie (les débits) un rôle analogue à celui des réserves contenues au sein du karst. Il est donc en partie responsable de l'effet mémoire non négligeable, des temps de régulation assez élevés et de la corrélation pluie-débit pas très bonne constatées sur les systèmes karstiques étudiés.

Pour s'affranchir de cet effet mémoire "parasite" engendré par la constitution d'un manteau neigeux, nous avons été amenés à réaliser des A.C.S. non plus sur la totalité du cycle mais uniquement sur la période pluviale pendant laquelle l'évolution des débits n'est pas influencée par la présence de neige.

6.3.3. Analyses sur la période pluviale

La fenêtre d'observation est comprise entre 2 et 50 jours. En général, on a retenu la station pluviométrique la plus proche du système étudié pour réaliser l'analyse croisée : celle du Col d'Evires pour le Pont de Pierre, celle de Groisy pour la Diau et celle de Thônes ou du Sappey pour Morette.

6.3.3.1. Les entrées

Les corrélogrammes et les spectres de la pluie mesurée aux différentes stations sont presque confondus. Ils soulignent qu'à cette échelle l'homogénéité de la répartition temporelle des précipitations d'une station à l'autre est encore préservée. La période pluviale 1984 (du 1.7.84 au 15.11.84) montre un corrélogramme qui décroît très vite puis présente quelques pics dont les plus importants se situent à 10 et 18 jours (fig. V-39). Ces périodicités se

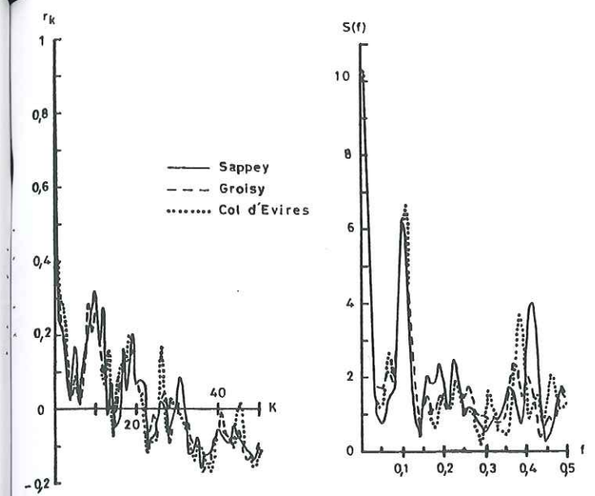
retrouvent sur le spectre caractérisé par plusieurs pics de moyenne amplitude. En 1985 (du 19.6 au 11.11) le corrélogramme devient rapidement nul et le spectre montre une répartition régulière des fréquences dans le domaine temporel (fig. V-40). Le signal pluie peut donc être considéré comme aléatoire durant la période pluviale 1985, ce qui n'est pas le cas pour celle de 1984.

6.3.3.2. Les sorties

Les corrélogrammes et les spectres des débits s'apparentent assez bien à ceux de la pluie (fig. V-41 et 42). La plupart des pics présents dans le signal pluie se retrouvent à la sortie. Cependant les corrélogrammes ont une décroissance plus lente et les spectres montrent une amplification des basses fréquences associée à une atténuation des fréquences élevées qui traduisent un certain effet régulateur exercé par les réserves des systèmes.

L'effet mémoire de Morette est toujours supérieur à celui des deux autres systèmes. L'effet mémoire du Pont de Pierre se situe entre ceux de Morette et de la Diau. Les temps de régulation calculés à partir des spectres confirment cette tendance. En 1984, ils sont successivement pour Morette, la Diau et le Pont de Pierre, de 13, 9 et 11 jours. En 1985, ces valeurs tombent à 6,4 j pour Morette et 4,3 j pour la Diau. Morette est donc le système qui possède le plus de réserves. Ceci est en accord avec les valeurs du volume dynamique calculées précédemment. Il paraît par contre plus délicat de conclure à partir de ces résultats que le Pont de Pierre possède des réserves intermédiaires entre celles de la Diau et de Morette car la fonction de sortie étudiée ne présente probablement pas la totalité des sorties de ce système; Par ailleurs, les corrélogrammes établis sur le cycle 83/84 indiqueraient plutôt que le Pont de Pierre possède moins de réserves que la Diau et Morette.

Les corrélogrammes des périodes pluviales 84 et 85 sont bien différents. En 84 cette période est caractérisée par des précipitations fréquentes et un étiage peu marqué alors que la période pluviale 85 comporte quelques crues et un étiage prononcé. Les quantités d'eau précipitées au cours de ces périodes ne sont pas beaucoup plus importantes en 84 qu'en 85. Il semble que la mise en réserve de l'eau dans ces systèmes soit plus influencée par la façon dont sont distribuées les pluies que par les quantités d'eau qu'ils reçoivent, ainsi que le suggèrent les données du tableau V-14 : il n'apparaît pas de relation entre les hauteurs totales de pluie précipitées et les débits moyens journaliers, ni entre ces derniers et les valeurs de l'effet mémoire ou du temps de régulation.



ig. V-39 : Corrélogrammes et spectres de la pluie aux stations de Groisy, du Sapey et du col d'Evires au cours de la période pluviale 1984.

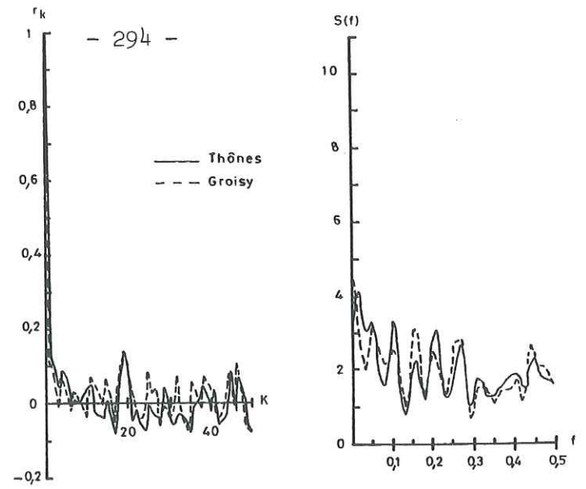
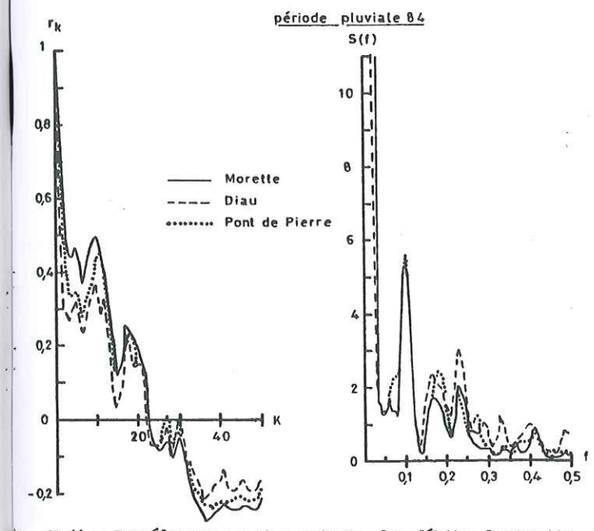


Fig. V-40 : Corrélogrammes et spectres de la pluie aux station de Groisy et de Thônes au cours de la period pluviale 1985.



ig. V-41 : Corrélogrammes et spectres des débits de Morette, de la Diau et du Pont de Pierre au cours de la période pluviale 1984.

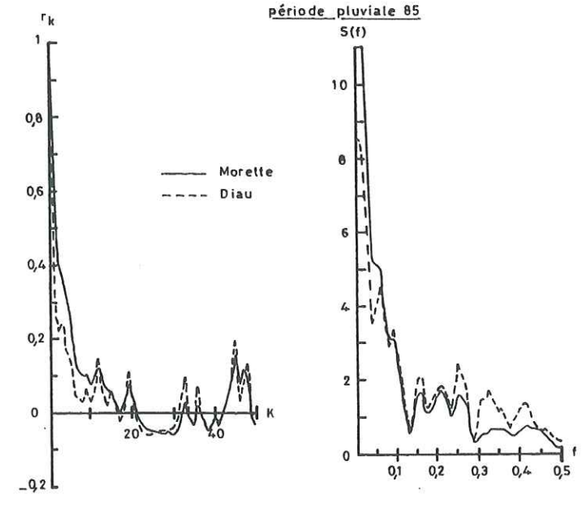
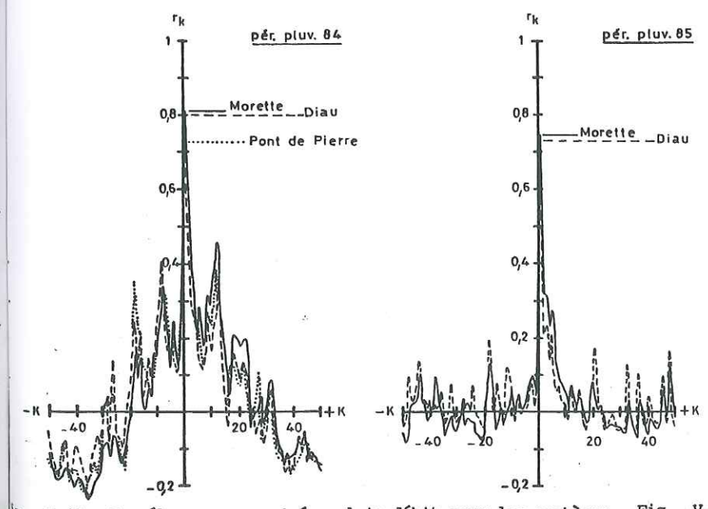


Fig. V-42 : Corrélogrammes et spectres des débits de Morette e de la Diau au cours de la période pluviale 1985.



ig. V-43 : Corrélogrammes croisés pluie-débit pour les systèmes de Morette, de la Diau et du Pont de Pierre au cours des périodes pluviales 84 et 85.

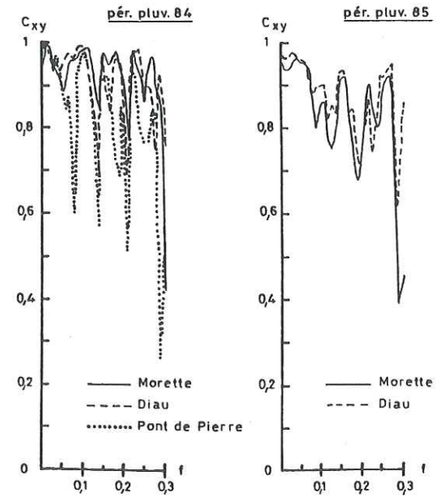
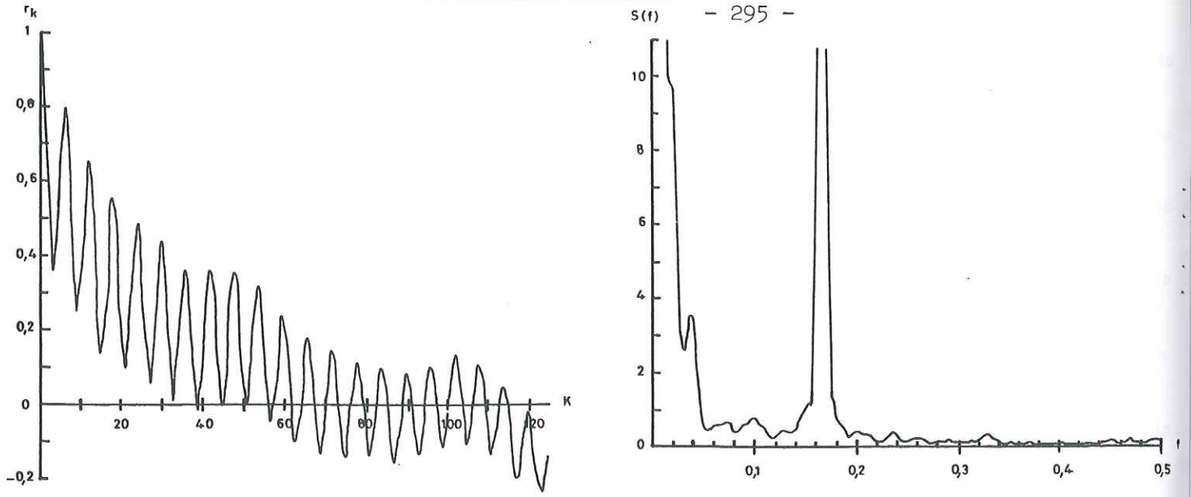
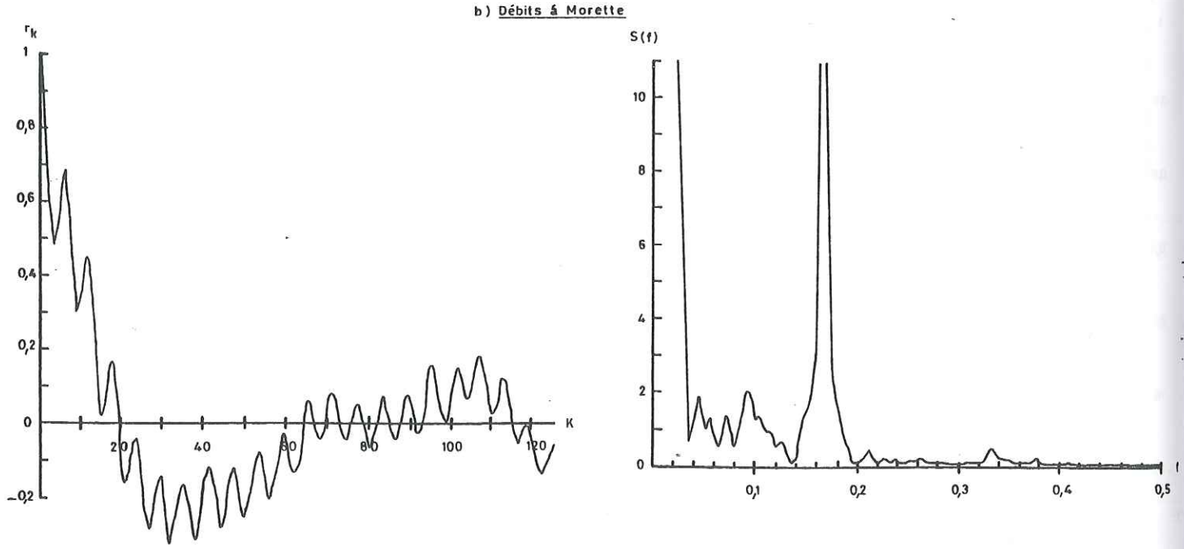


Fig. V-44 : Fonction de cohérence des systèmes de Morette, de la Diau et du Pont de Pierre au cours des périodes pluviales 84 et 85.

a) Températures au Col d'Evires



b) Débits à Morette



c) Débits à la Diau

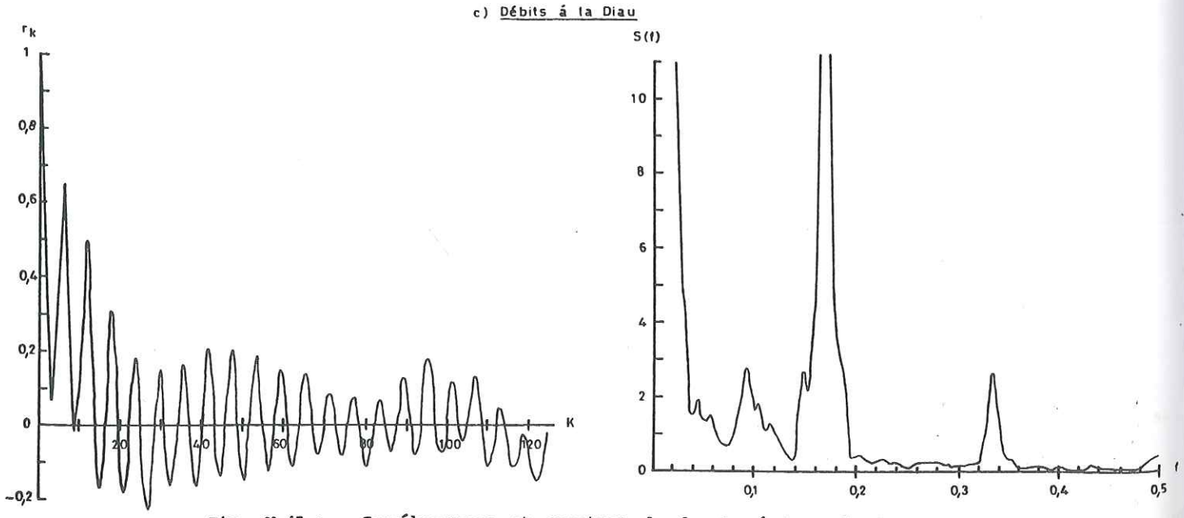


Fig. V-45 : Corrélogrammes et spectres de la température de l'air au col d'Evires et des débits de Morette et de la Diau au pas de 4 h durant la période de pleine fonte nivale 1984.

6.3.3.3. Analyse croisée

Les corrélogrammes croisés montrent qu'il existe au pas de 1 jour une très bonne corrélation entre les entrées et les sorties ($0,7 < r_k < 0,8$) (fig. V-43). Pour obtenir une image de l'hydrogramme unitaire, le corrélogramme croisé de la période pluviale 84 ne peut être retenu car la fonction d'entrée n'est pas aléatoire. Celui de 1985 est pointu et très étroit, c'est l'hydrogramme unitaire de systèmes bien drainés qui modifient très peu la fonction d'entrée. C'est pourquoi on retrouve dans les fluctuations des débits à l'exutoire presque toutes les informations contenues dans le signal pluie.

La fonction de cohérence est dans l'ensemble très bonne pour les basses fréquences : elle est comprise entre 0,9 et 1. Puis elle diminue sensiblement pour atteindre 0,8 aux environs de la fréquence de coupure qui se situe entre 0,25 et 0,30 (fig. V-44). Elle souligne donc la bonne corrélation qui existe entre les entrées et les sorties et permet de dire que durant la période pluviale les systèmes étudiés se comportent comme des systèmes linéaires. On remarque que c'est le système du Pont de Pierre qui possède la moins bonne cohérence alors que celles de Morette et de la Diau sont très voisines. Cette différence se retrouve aussi dans le corrélogramme croisé. Le Pont de Pierre est donc le système qui modifie le plus le signal d'entrée. Trois raisons peuvent expliquer ce comportement :

- le rôle joué par le ruissellement de surface qui altère le signal pluie,
- le voile d'éboulis d'où sort l'émergence qui constitue un obstacle à l'évacuation des forts débits et provoque ainsi une certaine régulation des débits,
- la sous-estimation des débits du système.

6.3.4. Analyse sur la période de fonte nivale

On retrouve dans les corrélogrammes et les spectres simples des débits une périodicité journalière très marquée qui correspond aux variations journalières de la température. Elle représente avec la tendance saisonnière l'essentiel de la variance de la chronique (fig. V-45). Une périodicité secondaire à 1,8 j (f = 0,092) existe aussi. Les spectres montrent qu'à la Diau les signaux d'entrée sont presque toujours amplifiés. A Morette cette amplification est moindre et ne s'observe que pour les fréquences inférieures à 0,1. Par ailleurs le corrélogramme décroît plus lentement à Morette qu'à la Diau et le temps de régulation passe de 51 h pour la Diau à 83 h pour Morette.

Les corrélogrammes croisés (fig. V-46) indiquent que la corrélation entre la température de l'air et les débits n'est pas aussi bonne que ce qu'on aurait pu penser a priori : elle est au maximum de 0,57 à la Diau pour un pas de temps de 28 h et de 0,34 à Morette pour un pas de 32 h. Ceci est confirmé par les faibles valeurs prises par la fonction de cohérence, celle-ci étant sensiblement meilleure à la Diau qu'à Morette.

La fonte nivale joue un rôle indéniable sur l'évolution des débits au printemps. L'A.C.S. croisée température de l'air-débit montre que la température de l'air n'est pas l'unique facteur contrôlant cette fonte. Le vent, la nébulosité et le rayonnement solaire de courte longueur d'onde exercent également un rôle non négligeable sur la fonte de la neige (LARDEAU, 1977).

Le système de la Diau paraît beaucoup plus sensible à l'alimentation par la fonte nivale que celui de Morette. Puisque ces deux systèmes présentent des caractéristiques orographiques assez semblables, il n'y a aucune raison pour que la fonte nivale s'exerce d'une façon distincte d'un système à l'autre. La différence de comportement entre ces deux systèmes est donc à rechercher du côté de leur fonctionnement propre. En période de fonte nivale, le système de Morette possède un pouvoir régulateur plus grand que celui de la Diau, c'est également ce qui avait été constaté au cours de la période pluviale. Ainsi, quelle que soit leur modalité d'alimentation : pluie ou fonte nivale, le fonctionnement comparatif de ces deux systèmes reste inchangé.

6.3.5. Analyse sur un épisode pluvieux

A l'échelle de temps retenue, il apparaît que la pluie ne peut plus être considérée comme aléatoire, des phénomènes périodiques étant clairement mis en évidence pour des fréquences inférieures à 0,2 (fig. V-47). Le corrélogramme croisé ne fournira donc pas une image de l'hydrogramme unitaire. Leur comparaison d'un système à l'autre n'en demeure pas moins intéressante puisqu'ils représentent la réponse des systèmes karstiques à un même signal d'entrée. Pour les deux épisodes pluvieux retenus, on constate que le système de Morette présente à chaque fois un corrélogramme croisé plus étalé et moins pointu que celui de la Diau (fig. V-48). La meilleure corrélation avec la pluie est observée pour un pas de 3 ou 4 h à la Diau et de 7 h à Morette. Ces valeurs sont en accord avec le décalage que l'on a observé généralement entre le moment où se produit une averse et celui où l'on observe la montée de crue. Le pouvoir

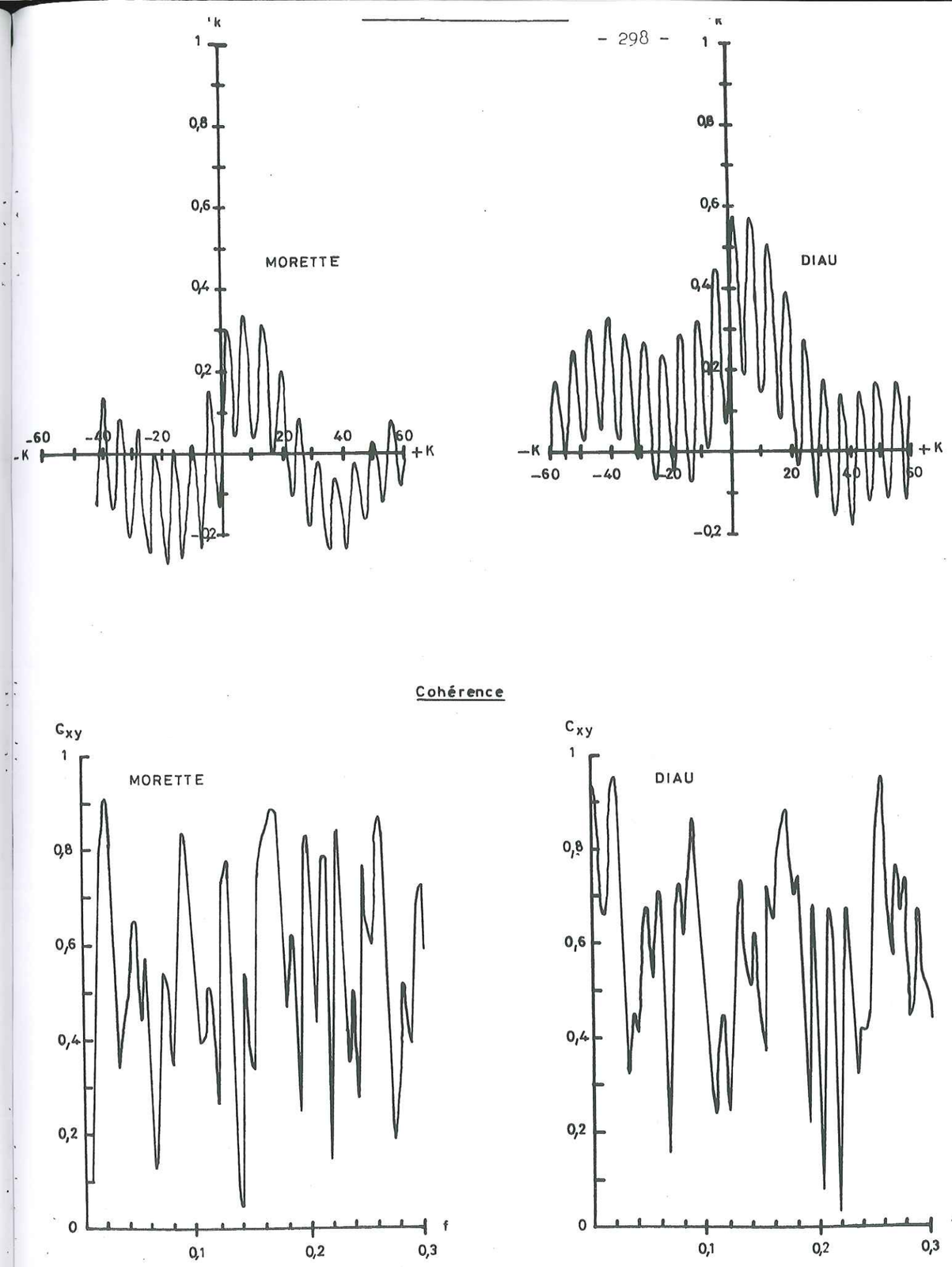


Fig. V-46 : Corrélogramme croisé température-débit et fonction de cohérence des systèmes de Morette et de la Diau durant la période de pleine fonte nivale 1984.

régulateur du système de Morette lors de ces épisodes pluvieux est donc supérieur à celui de la Diau.

Le calcul mené à partir de la fonction de gain indique que le pourcentage d'eau mise en réserve est toujours plus important sur Morette que sur la Diau (tabl. V-15). Les valeurs ainsi estimées des réserves sont assez voisines pour la Diau de celles que l'on peut calculer à partir d'une décomposition de l'hydrogramme (voir § 4.2.2.). Elles sont par contre très supérieures à celles obtenues sur Morette par cette même méthode. La méconnaissance des fluctuations du débit de base durant les crues, qui pourrait être à l'origine d'une surestimation de l'écoulement de crue ne peut être retenue pour expliquer l'écart entre les résultats obtenus sur Morette par ces deux méthodes. En effet, un rapide calcul de déficit d'écoulement effectué sur les périodes pluvieuses étudiées aboutit aux mêmes conclusions.

Les calculs menés à partir des hydrogrammes conduisent à des résultats équivalents entre les deux systèmes. La légère supériorité du volume d'eau stocké à Morette par rapport à la Diau en Septembre 84 est due à l'orage local du 3-9-84 qui n'a concerné que le système de Morette. Nous somme donc amenés à considérer que la forte atténuation constatée sur Morette n'est pas uniquement due à un phénomène de stockage comme nous le supposions au départ. La présence sur le système de Morette de terrains non karstiques susceptibles d'entraîner un retard à l'infiltration est une explication possible à cette atténuation plus marquée du signal pluie.

6.4. Conclusion

L'analyse corrélatoire et spectrale a montré que les chroniques de pluie peuvent être assimilées à un phénomène quasi-aléatoire à l'échelle d'un cycle moyen. Ceci n'est pas toujours vérifié à l'échelle d'une période pluviale.

Les analyses menées à partir de la chronique des débits conduisent à des résultats différents selon que l'on travaille à l'échelle du cycle ou bien de la période pluviale :

1) A l'échelle du cycle les systèmes étudiés possèdent un pouvoir régulateur non négligeable comparable à celui du Baget. Dans ce cas, les mécanismes de régulation ne sont pas uniquement imputables aux réserves, que l'on sait par ailleurs réduites (cf. § 322), contenues à l'intérieur du karst en raison de l'organisation de sa structure de drainage, mais également à la

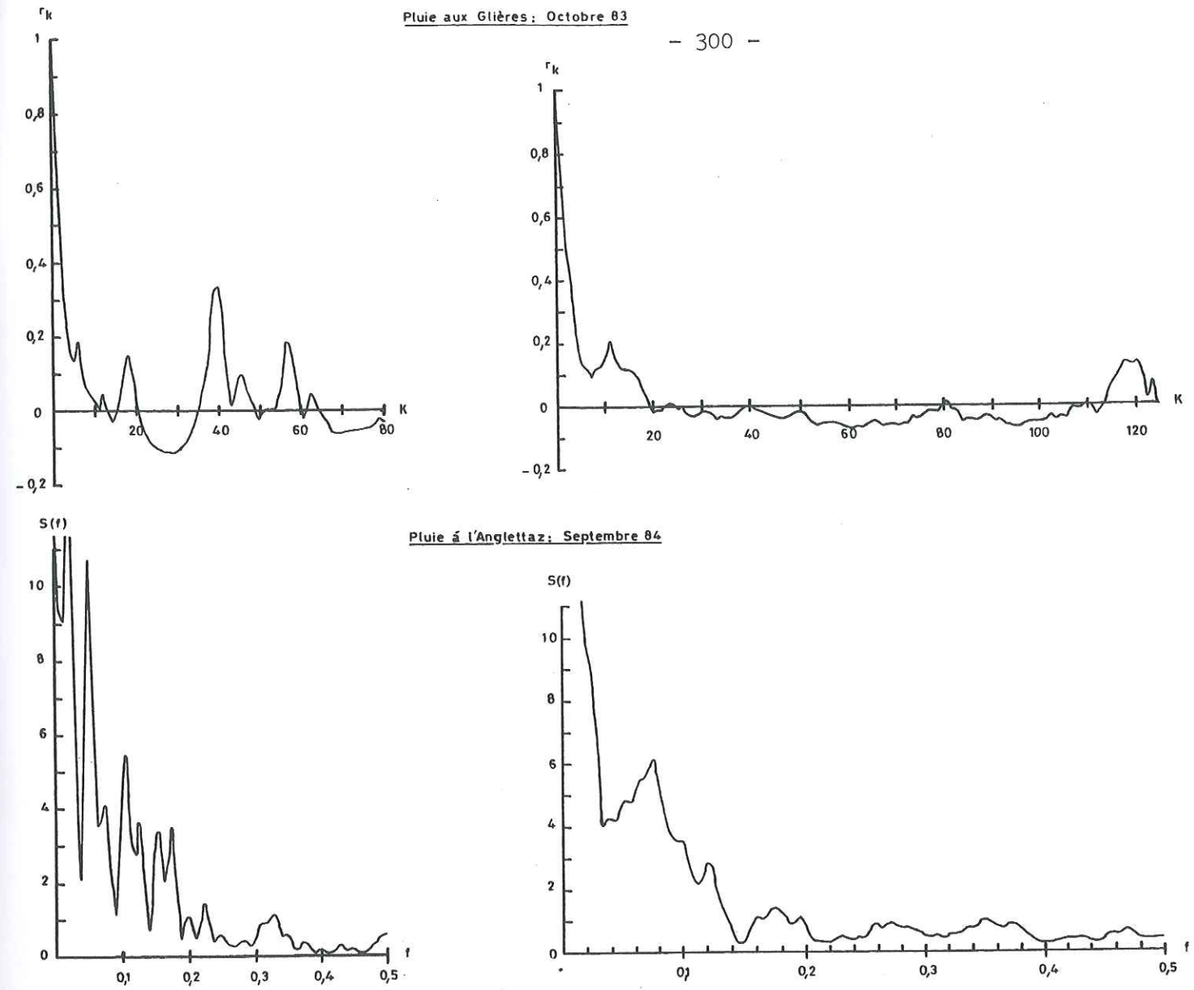


Fig. V-47 : Corrélogrammes et spectres de la pluie mesurée au pas horaire lors d'épisodes pluvieux d'une dizaine de jours à la station des Glières (octobre 83) et à la station de l'Anglettaz (septembre 84).

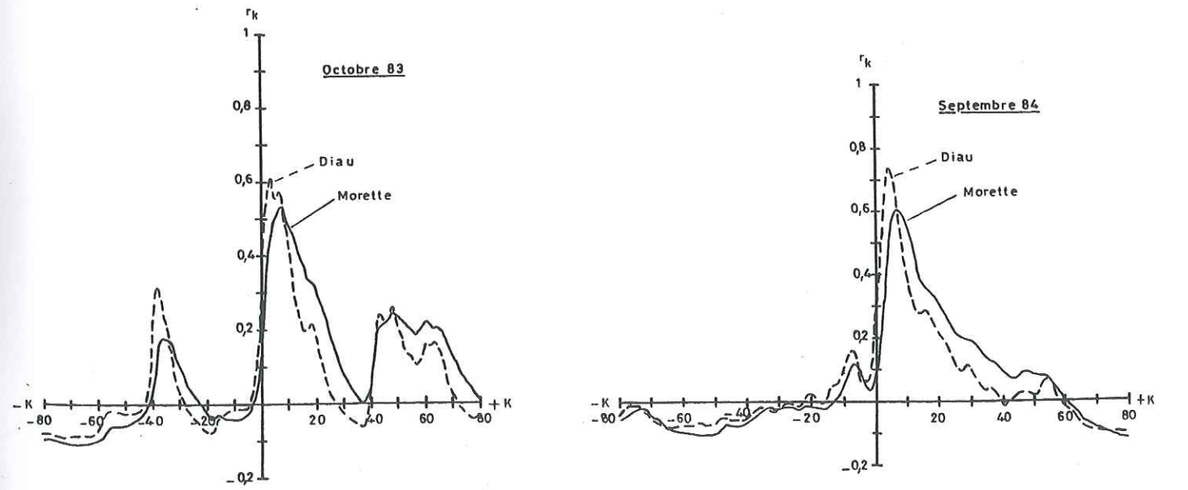


Fig. V-48 : Corrélogrammes croisés issus de l'analyse pluie-débit au pas horaire pour les systèmes de Morette et de la Diau lors des épisodes pluvieux d'octobre 83 et de septembre 84.

présence d'un manteau neigeux.

2) L'effet régulateur exercé par la neige est éliminé lorsque l'on effectue les A.C.S. à l'échelle de la période pluviale. Ce traitement permet alors d'acquérir des informations seulement sur les réserves contenues dans le karst. Il révèle que les systèmes étudiés sont très peu inertiels et s'apparentent aux systèmes bien drainés de type Aliou (MANGIN, 1982à) carastérisés par un hydrogramme unitaire très pointu, un effet mémoire réduit, une bande spectrale assez large et un temps de régulation relativement court. Ces résultats viennent confirmer ceux fournis par l'analyse des courbes de récession et l'interprétation quantitative des traçages.

Les paramètres fournis par l'A.C.S. présentent des valeurs variables d'une période pluviale à l'autre. Celles-ci semblent directement influencées par la façon dont sont distribuées les pluies au cours de la période pluviale. Cependant pour une période pluviale donnée, les fluctuations de ces paramètres et plus particulièrement celles du temps de régulation entre les divers systèmes étudiés peuvent être mises en relation avec les variations de l'importance des réserves du karst noyé de chaque système. C'est ainsi que le système de Morette possède plus de réserves que celui de la Diau. L'importance des réserves du Pont de Pierre ne peut être appréciée car toutes ses sorties ne semblent pas contrôlées.

Lors de la période pluviale 83, il a été possible de comparer le comportement du système de Morette avec celui des systèmes de Bange l'Eau Morte et du Bourneau établis dans le massif voisin des Bauges dont le régime pluviométrique est comparable à celui des Bornes (LEPILLER, MONDAIN, CARDIN, 1988). Il apparaît que l'importance des réserves augmente du système du Bourneau à celui de Morette en passant par celui de Bange. Ainsi l'A.C.S. n'est pas seulement un moyen de caractériser qualitativement le fonctionnement hydrodynamique d'un système karstique. Elle permet aussi de faire des distinctions sur l'importance respective des réserves entre des systèmes caractérisés par un comportement hydrodynamique similaire.

Le pouvoir régulateur exercé par les systèmes karstiques est généralement mis en relation avec leur capacité à mettre de l'eau en réserve. Ceci paraît vérifié lorsque l'on travaille sur la période pluviale et l'est probablement pour la période où la fonte nivale s'exerce sur la majeure partie de la surperficie des systèmes (ce qui est le cas pour les traitements réalisés

Tab. V-15 : Comparaison des résultats obtenus par différentes méthodes pour estimer les pourcentages d'eau stockée à Morette et à la Diau lors d'épisodes pluvieux succèdant à une période de beau temps.

épisode pluvieux étudié	Système Karstique	Pourcentage d'eau stockée A.C.S.	décomposition d'hydrogramme	déficit d'écoulement
Octobre 1983	Diau	60,4	60,5	61,5
	Morette	76,6	59,1	62,9
Septembre 1984	Diau	42,0	36,9	38,0
	Morette	62,7	41,3	53,5

au cours de la fonte). Il paraît par contre nécessaire de faire intervenir un mécanisme supplémentaire pour expliquer le meilleur pouvoir régulateur de Morette par rapport à la Diau mis en évidence par les traitements réalisés à l'échelle d'un épisode pluvieux de plusieurs jours. Le retard à l'infiltration provoqué par l'existence d'un ruissellement de surface participant à l'alimentation du système de Morette pourrait constituer ce mécanisme.

7. SYNTHESE ET CONCLUSON DE L'ETUDE HYDRODYNAMIQUE

Les différentes méthodes utilisées pour appréhender le fonctionnement hydrodynamique des systèmes de Morette, de la Diau et du Pont de Pierre conduisent à des résultats assez cohérents et complémentaires.

Les exutoires étudiés sont caractérisés par un régime pluvio-nival. La période de fonte nivale d'une durée voisine de 3 mois représente une part importante du volume de transit d'un cycle (70 % en 83/84 et 46 % en 84/85). Cette particularité, résultat du climat montagnard auquel sont soumis les systèmes karstiques étudiés, contraint à restreindre l'analyse pluie-débit à la seule période pluviale pour permettre une caractérisation du fonctionnement hydrodynamique intrinsèque de ces systèmes.

L'analyse des courbes de récession ainsi que l'A.C.S. mettent l'accent sur le caractère très karstifié des systèmes de Morette, du Pont de Pierre et de la Diau, ce que laissait d'ailleurs prévoir la forte variabilité des débits de leur exutoire. Ces systèmes possèdent un réseau de drainage très développé qui assure un transit rapide des eaux et engendre une très faible régulation de la fonction d'entrée représentée par la pluie. Sur de tels systèmes les crues sont fortes et les décrues très rapides.

Les traçages réalisés en période de hautes eaux confirment la bonne organisation du drainage : les vitesses apparentes de transit qu'ils permettent de calculer atteignent généralement des valeurs comprises entre 100 et 200 m/h. Ceci s'accorde parfaitement avec l'existence des vastes réseaux spéléologiques que renferment les systèmes étudiés. Cependant une telle organisation du drainage apparaît moins fonctionnelle en régime de basses eaux. En effet, les vitesses apparentes de transit calculées lors des traçages effectués au cours de ces périodes n'excèdent guère 10 m/h et les courbes de D.T.S. sont étalées. Le drainage serait alors partiellement assuré par des structures moins bien karstifiées établies probablement sous les vastes galeries constituant le drain majeur visitable. Ces structures résulteraient de l'adaptation en cours du

réseau de drainage karstique aux conditions actuelles de potentiel hydraulique.

La superposition éventuelle de deux structures de drainage pourrait ainsi expliquer l'existence de réserves au niveau du karst noyé somme toute non négligeables, ce que le caractère très karstifié des systèmes ne laissait pas supposer a priori. Ces réserves sont de l'ordre de plusieurs centaines de milliers de mètres cubes, Morette étant avec ses 670.000 m^3 le système présentant le plus de réserves. Si l'étude des courbes de tarissement donne une estimation du volume d'eau stocké dans la zone saturée du karst, l'A.C.S. fournit également un moyen d'évaluer l'importance relative des réserves à partir du temps de régulation et de l'effet mémoire des systèmes. Ces paramètres ne traduisent pas uniquement l'effet régulateur exercé par les réserves du karst noyé mais l'effet produit par l'ensemble des mécanismes de régulation du système. Ils représentent l'inertie globale du système, bassin-versant y compris, c'est-à-dire l'ensemble des volumes d'eau qui peuvent être momentanément stockés en surface ou à l'intérieur des systèmes karstiques tant au niveau de la zone non saturée qu'au niveau du karst noyé. Ainsi suivant la période retenue pour réaliser une A.C.S. pluie-débit, des phénomènes de régulation liés à du stockage à la surface des systèmes ont pu être mis en évidence :

- lorsque l'on travaille sur un cycle, on fait apparaître le rôle régulateur exercé par la couverture neigeuse ;
- les A.C.S. menées à l'échelle d'un épisode pluvieux assez court paraissent montrer l'effet régulateur qu'engendre le ruissellement superficiel en retardant l'infiltration.

Il est intéressant de noter que cette inertie globale est à l'image des réserves de la zone noyée du karst : c'est toujours le système de Morette qui possède le plus fort pouvoir régulateur. Nous retrouvons là les observations faites par MANGIN (1982c). Les A.C.S. menées à partir des seules périodes pluviales (5 mois) sur les systèmes karstiques d'altitude recouverts d'un manteau neigeux durant 5 à 6 mois de l'année fournissent donc des indications relatives à l'importance des réserves dont la signification est analogue à celles qui sont généralement menées à partir de l'étude d'un cycle hydrologique complet sur d'autres systèmes.

Les systèmes étudiés se caractérisent par un important développement de leur zone non saturée. Les quantités d'eau qui peuvent être immobilisées dans celle-ci restent bien supérieures à celles que renferme le karst noyé. Elles représentent une lame d'eau de 80 à 90 mm soit 4 à 5 fois plus que les réserves stockées dans la zone saturée du karst.

L'étude de la distribution des débits classés a montré l'unité des systèmes de Morette et de la Diau puisqu'aucune fuite vers un autre système ni aucun apport extérieur n'ont pu être décelés. Sur le système du Pont de Pierre, cette même étude n'a pas permis la mise en évidence de fuites vers un autre système qui auraient ainsi pu expliquer le faible débit spécifique caractérisant son émergence. Il semble donc que l'émergence du Pont de Pierre ne soit pas l'unique exutoire du système qui porte son nom. Les résultats du traçage de la perte de Tinnaz en basses eaux confortent cette hypothèse et suggèrent l'alimentation d'exutoires supplémentaires par soutirage des eaux du karst noyé. Un autre argument allant dans ce sens provient de l'A.C.S. L'analyse faite sur la période pluviale 84 indique que le Pont de Pierre a un pouvoir régulateur intermédiaire entre ceux de Morette et de la Diau (fig. V-35). Or nous savons par ailleurs que c'est l'émergence du Pont de Pierre qui possède le plus faible volume dynamique. L'inertie globale du système n'est donc plus ici à l'image des réserves de son karst noyé. Cette différence s'explique très bien si l'on considère que l'émergence du Pont de Pierre ne constitue pas l'unique sortie du système. Le fait de ne pas prendre en compte toutes les sorties du système fait apparaître un déficit d'écoulement qui se traduit sur le corrélogramme par une augmentation de l'effet mémoire et sur le spectre par un accroissement du temps de régulation. Les A.C.S. menées à partir de l'une des sorties du système, l'émergence du Pont de Pierre en l'occurence, contribuent à accroître artificiellement le pouvoir régulateur du système, les autres sorties jouant alors le rôle de "réserves" supplémentaires.

Aucun autre exutoire karstique n'étant connu à la base de la falaise urgonienne, il convient de rechercher les autres sorties du système du Pont de Pierre dans les niveaux stratigraphiques sous-jacents de l'Hauterivien ou du Valanginien. La source des Fringles dans la vallée du Borne pourrait constituer l'une de ces sorties. Mais son débit moyen qui peut être estimé entre 30 et 40 l/s ne contribue à augmenter le débit spécifique du Pont de Pierre que de 3 $l/s/km^2$ si l'on considère que la source des Fringles n'est alimentée que par le système du Pont de Pierre ; ceci n'est probablement pas le cas. Le système du Pont de Pierre possède donc d'autres exutoires qui restent pour le moment inconnus.