Infiltration et circulation des eaux dans les calcaires fissurés : hydrogéologie et bilan hydrique du secteur septentrional du massif de la Chartreuse - Alpes françaises

Jean Pierre Bozonat

▶ **To cite this version:**

Jean Pierre Bozonat. Infiltration et circulation des eaux dans les calcaires fissurés : hydrogéologie et bilan hydrique du secteur septentrional du massif de la Chartreuse - Alpes françaises. Hydrologie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1980. Français. NNT : . tel-00577778

HAL Id: tel-00577778
https://theses.hal.science/tel-00577778

Submitted on 17 Mar 2011

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.

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE
ET MÉDICALE DE GRENOBLE

THESE DE DOCTORAT DE SPÉCIALITE
Spécialité : Géologie appliquée
Option : Hydrogéologie

Infiltration et circulation des eaux dans les calcaires fissurés. Hydrogéologie et bilan hydrique du secteur septentrional du Massif de la Chartreuse.

par Jean-Pierre BOZONAT

Soutenue le 24 Juin 1980 devant la Commission d'Examen

J. SARROT-REYNAULD	Professeur à l'U.S.M.G.	Président
J.C. FOURNEAUX	Maître Assistant à l'U.S.M.G.	Rapporteur
L. KIRALY	Directeur de recherche à l'Université de Neuchâtel	Examinateur
L. RICHARD	Professeur à l'U.S.M.G.	Examinateur
J. ROCHAT	Chargé de Cours à la Faculté de Pharmacie	Examinateur

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE
ET MÉDICALE DE GRENOBLE

THESE DE DOCTORAT DE SPÉCIALITÉ
Spécialité : Géologie appliquée
Option : Hydrogéologie

Infiltration et circulation des eaux dans les calcaires fissurés. Hydrogéologie et bilan hydrique du secteur septentrional du Massif de la Chartreuse.

par Jean-Pierre BOZONAT

Soutenue le 24 Juin 1980 devant la Commission d'Examen

J. SARROT-REYNAULD	Professeur à l'U.S.M.G.	Président
J.C. FOURNEAUX	Maître Assistant à l'U.S.M.G.	Rapporteur
L. KIRALY	Directeur de recherche à l'Université de Neuchâtel	Examinateur
L. RICHARD	Professeur à l'U.S.M.G.	Examinateur
J. ROCHAT	Chargé de Cours à la Faculté de Pharmacie	Examinateur

"Eau, tu n'as ni goût, ni couleur, ni arôme,
on ne peut pas te définir, on te goûte, sans te connaître.
Tu n'es pas nécessaire à la vie : tu es La Vie."

A. de Saint-Exupéry

AVANT-PROPOS

Au moment de conclure ce travail, il m'est agréable de remercier tous ceux qui ont contribué à sa réalisation et en particulier :

- Monsieur le Professeur J. SARROT-REYNAULD qui m'a confié ce travail, l'a suivi tout au long de sa réalisation et me fait l'honneur de présider le Jury.

- Monsieur J.-C. FOURNEAUX, Maître-Assistant qui m'a orienté vers ce sujet d'étude et m'a procuré une aide matérielle dont je lui suis reconnaissant.

- Monsieur L. KIRALY, Directeur de recherche à l'Université de Neuchâtel qui a accepté de me recevoir et de juger ce mémoire.

- Monsieur L. RICHARD, Professeur qui, alors que l'installation de mon réseau de mesures piétinait, a bien voulu me laisser la charge de deux stations climatologiques, me permettant dès lors d'envisager la situation avec plus de sérénité.

- Monsieur J. ROCHAT, Chargé de cours, qui m'a toujours accueilli avec gentillesse dans son laboratoire de chimie analytique.

- Monsieur G. BUFFET qui m'a initié aux techniques d'analyse statistique multi-dimensionnelle et sacrifié beaucoup de son temps pour mettre au point des programmes de calcul utilisables par des hydrogéologues.

- - Messieurs CHEVILLAT et GAGLIARDINI de l'Electricité de France qui m'ont communiqué les enregistrements de production à la centrale du Cernon.

- Monsieur BIJU-DUVAL hydrogéologue à la Direction Départementale de l'Agriculture pour l'intérêt qu'il a porté à ce travail.

- Le personnel de la Météorologie Nationale et du Centre d'Etude de la Neige qui m'a toujours donné avec empressement les conseils et les résultats dont j'avais besoin.

- Les Spéléo-Club de Chambéry et Pontcharra pour leur collaboration lors des colorations.

- Les pilotes d'hélicoptères de la base du Versoud qui ont bien voulu acheminer des tubes totalisateurs sur les hauts-plateaux alors recouverts de neige.

- Mesdames AUGUSTIN et RAFFIN qui se sont chargées des relevés des postes climatologiques de St-Même et du Châlet de l'Alpe.

- Madame Th. VIVENZIO qui a assuré dans des conditions difficiles la dactylographie de ce mémoire.

- Mesdames P. TALOUR, COUTURIER et Messieurs J.P. REVOL et J.P. USELLE qui ont à des titres divers contribué à la réalisation de ce travail.

- Mes amis, B. DRILLAT sans qui le traçage des Eparres n'aurait certainement pas eu lieu, et G. ZAMOLO dont j'ai pu apprécier la bonne humeur tout au long des nombreuses heures de travail que nous avons passées ensemble.

Je tiens à remercier mes camarades de 3ème cycle de l'Institut Dolomieu pour l'aide qu'ils m'ont apportée au cours des expériences de traçages et pour la bonne ambiance qu'ils ont su maintenir dans leurs salles de travail.

Je ne saurais oublier mes ami(e)s et tous les membres de ma famille pour leur aide et leur soutien, eux qui ont été souvent mis à contribution pour des tâches pas toujours réjouissantes.

Je dédie ce travail à mes parents

SOMMAIRE

CHAPITRE I - INTRODUCTION — Pages

I. ORIGINE ET BUT DE NOTRE ETUDE 1
II. CADRE GEOGRAPHIQUE 2
III. CONTEXTE GEOLOGIQUE 3
IV. AUTRES TRAITS DU MASSIF 3
1. Les précipitations 4
2. La végétation 4
étage collinéen 4
étage montagnard 4
étage subalpin 4
3. Activité économique 5

CHAPITRE II - LES DONNEES GEOLOGIQUES

I. LITHOLOGIE - STRATIGRAPHIE 7
I.1. Le Jurassique supérieur 7
"Les Terres Noires" 7
Le "Rauracien" 7
Le "Sequanien" 8
Le Kimmeridgien inférieur 8
Le Tithonique 8
I.2. Le Crétacé inférieur 10
Le Berriasien 10
Le Valanginien 10
les "marnes valanginiennes" 10
les "calcaires du Fontanil" 10
les calcaires à silex 10
L'Hauterivien 11
Le Barremien 11
L'Urgonien 11
La "Lumachelle" 14
L'Albien 15
I.3. Le Crétacé supérieur 15
I.4. Les formations quaternaires 15
I.4.1. Les éboulis 15
I.4.2. Les écroulements 17
I.4.3. Les dépôts glaciaires 17
II. STRUCTURE 19
II.1. Anticlinal jurassique 19

II. 2. Les Hauts-Plateaux de Chartreuse 19
Les failles de Bellefond, de l'Alpe et de l'Alpette . 19
Le Bloc de la Dent de Crolles 21
Le bloc de l'Aup du Seuil 21
Le bloc de l'Alpe-Alpette 24
Le bloc du Granier 24
II. 3. Le socle du synclinal urgonien 27
III. CONCLUSIONS 28

CHAPITRE III - FRACTURATION ET PERMEABILITES

I. INTERPRETATION PHOTOGEOLOGIQUE 31
I. 1. Le massif de l'Aup du Seuil 31
I. 2. Le massif de l'Alpe 33
I. 3. Le massif de l'Alpette 33
II. LES MESURES DE FRACTURATION DE TERRAIN 33
II. 1. Méthode 33
II. 2. Les données 35
II. 3. Génèse et évolution des structures 39
III. ESTIMATION DE LA DISTRIBUTION DES PERMEABILITES DU SYNCLINAL DE CHARTREUSE ORIENTALE 42
III. 1. Mode de calcul de la perméabilité de chaque fracture . 42
III. 2. Estimation empirique du coefficient de proportionnalité C 47
III. 3. Modalités pratiques et résultats 51
Cartes de perméabilités principales et commentaires .
III. 4. Conclusions 53
IV. ESTIMATION DE LA PERMEABILITE DE FISSURES 55
IV. 1. Relations entre perméabilité et fissuration 55
IV. 2. Lever de la fracturation et calcul 56
IV. 3. Les résultats 57
A) Le massif de l'Alpe 58
B) Le massif de l'Aup du Seuil 70
C) Les calcaires tithoniques 72
D) Synthèse des résultats 76
V. CONCLUSIONS

CHAPITRE IV - LES MULTITRACAGES

I. CONDITIONS D'ETUDE 79
I. 1. Traçages réalisés antérieurement à l'étude 79
I. 2. Les relations recherchées 81
I. 3. Les points d'injection 81
I. 4. Les points de contrôle 83
I. 5. Le choix des traceurs 83
I. 6. Les conditions hydroclimatologiques 85
II. LES RESULTATS 85
II. 1. Analyse des échantillons 85
II. 2. Les relations mises en évidence 87
II. 3. Les courbes de restitution 91
III. EXPLOITATION DES RESULTATS 94
III. 1. Informations résultant du traitement des distributions de temps de séjour 94
III. 2. Calcul des paramètres de dispersion 99
IV. TRACAGES DE JUIN 1979 101
V. ORGANISATION DES SYSTEMES 103
VI. CONCLUSIONS 104

CHAPITRE V - LES BASSINS VERSANTS KARSTIQUES

I. CARACTERISTIQUES MORPHOLOGIQUES 107
I. 1. Le bassin versant du Guiers Vif 107
I. 2. Le bassin versant du Mort Ru 109
I. 3. Le bassin versant de Fne Froide 111
I. 4. Le bassin versant de Cernon 112
I. 5. Le bassin versant des Eparres 112
I. 6. Conclusion à l'étude morphologique 113
II. REPARTITION DE LA SURFACE DES BASSINS EN FONCTION DE LA NATURE DU SOL ET DU SOUS-SOL 115
II. 1. Les terrains rencontrés 115
II. 2. Répartition pour chaque massif 115
III. LA VEGETATION 116
III. 1. Les formations rencontrées 116
III. 1. 1. Les pessières 116
III. 1. 2. Les pelouses 117
III. 1. 3. La pinède 117
III. 1. 4. Pelouses et landes calcicoles 117
III. 2. Répartition des associations végétales 117
IV. CONCLUSIONS SUR L'ETUDE DES BASSINS VERSANTS 119

CHAPITRE VI - MORPHOLOGIE DES HAUTS-PLATEAUX

I. LES FORMES KARSTIQUES 121
I. 1. Les formes de surface 121
Le lapiaz sous forêt 121
Les lapiaz de mur 121
Les lapiaz ruiniformes 121
Les lapiaz aux crêtes arrondies 122
Les dolines 122

I. I.2. Les formes karstiques profondes 122
Les puits 122
Les méandres 122
Les galeries 122
Les émergences 122
Les réseaux 122

II. INFLUENCE DES GLACIATIONS 126

III. ESQUISSE DE RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET CONCLUSIONS 127

CHAPITRE VII - CLIMATOLOGIE

1ère PARTIE : LES DONNEES CLIMATOLOGIQUES

I. LE RESEAU HYDROCLIMATOLOGIQUE 129

I.1. Le réseau existant 129
I.2. Le réseau complémentaire 131
I.3. Considérations sur les mesures de précipitations 131

II. LES PRECIPITATIONS 133

II.1. Les données antérieures à 1977 133
II.1.1. Etude des séries antérieures à 1961 133
II.1.2. Les données depuis 1961 135
a) les précipitations mensuelles moyennes . 135
b) répartitions moyennes saisonnières 135
c) nombre moyen de jours de précipitations . 137
d) intensité des précipitations 138
e) les précipitations solides 139

II.2. Les précipitations pour les années 1977-78 et 1978-79 . 139

II.2.1. Les valeurs mensuelles 139
II.2.2. Les répartition saisonnières 143
II.2.3. Les gradients altimétriques des précipitations . 147
II.2.4. Comparaisons des données 148
II.2.5. Les précipitations solides 149

III. LES TEMPERATURES 151

III.1. Les données antérieures à 1977 151
III.2. Les températures de 1977 à 1979 154
III.3. Nombre de jours froids 159
III.4. Les gradients altimétriques des températures 159
III.5. Comparaisons 161

IV. LES VENTS 162

V. L'INSOLATION 163

VI. HYGROMETRIE 164

VII. LES TEMPERATURES DU SOL 164

VIII. CONCLUSIONS SUR L'ETUDE CLIMATOLOGIQUE 168

2ème PARTIE : L'EVAPOTRANSPIRATION

I. ETUDE SUR LYSIMETRE 171

I.1. Caractéristiques de l'appareil 171

I.1.1 Remplissage 172
I.1.2. Capacité d'infiltration 173
I.1.3. Discussion sur l'appareillage et son installation . 173

I.2. Ecoulement du lysimètre 175

I.2.1. Période Novembre 1977 - Avril 1978 175
I.2.2. Période Décembre 1978 - Avril 1979 178
I.2.3. Variations de quelques paramètres physico-chimiques 178
THT 178
Résistivité et chlorures 178
I.2.4. Conclusions concernant les écoulements 180
I.2.5. Bilan d'un épisode neigeux 180

I.3. Le déficit d'écoulement 181
. le coefficient d'infiltration 181
. calcul du coefficient d'infiltration à l'aide des concentrations en chlorure 185
. données du lysimètre des Prés 186
. évaporation mesurée à St Vincent de Mercuze 187

II. CALCUL DE L'EVAPOTRANSPIRATION 187

II.1. L'évapotranspiration potentielle 187

II.1.1. Formule de Thornthwaite 187
II.1.2. Formule de Penman 188
II.1.3. Méthode de Bouchet 190
II.1.4. Méthode de Turc 190
II.1.5. Méthode de Primault 191

II.2. Evaporation à partir d'un sol nu 192

II.3. Déficit d'écoulement 193

II.3.1. Formule de Serra 193
II.3.2. Formule de Coutagne 194
II.3.3. Formule de Turc 194
II.3.4. Méthode de Thornthwaite 195

III. SYNTHESE ET CONCLUSIONS SUR L'EVAPOTRANSPIRATION ... 199

CHAPITRE VIII - SONDAGES ELECTRIQUES

I. APPROCHE THEORIQUE 203

II. MODALITES PRATIQUES 204

III. MISE EN EVIDENCE DE L'ANISOTROPIE DES CALCAIRES ... 205

IV. INFILTRATION SUR LES CALCAIRES 209
Vitesses de déplacement du front d'humidification 214
Coefficients d'anisotropie verticale 216

V. APPROCHE DU BILAN D'UNE AVERSE 218
VI. CONCLUSIONS 220

CHAPITRE IX - HYDROMETRIE

I. LES MESURES DE DEBIT 223
I.1. Le matériel utilisé 223
I.2. Les jaugeages 223
I.3. Les courbes de tarage 225
I.4. Calcul des débits turbinés 225
II. LES DEBITS DU CERNON 225
II.1. Les débits moyens journaliers 227
II.2. Les débits moyens mensuels 227
II..3. Les débits classés 229
III. LES DEBITS DU GUIERS VIF 229
III.1. Les débits moyens journaliers 229
III.2. Les débits moyens mensuels 229
III.3. Les débits classés 234
IV. ETUDE DES CRUES MENSUELLES DU CERNON 234
V. ESTIMATION DU DEBIT MOYEN DE QUELQUES SOURCES 235
Eparres - Fontaine Froide
VI. CONCLUSIONS 237

CHAPITRE X

APPROCHE DU BILAN HYDROLOGIQUE DES HAUTS-PLATEAUX

I. LES TERMES DU BILAN 239
II. BILAN HYDROLOGIQUE POUR LA PERIODE NOVEMBRE 1977 - OCTOBRE 1978 240
III. BILAN HYDROLOGIQUE POUR LA PERIODE JUILLET 1978 - JUIN 1979 241
III.1. Calcul de la lame d'eau précipitée 241
III.1.1. Méthode du gradient 241
III.1.2. Méthode des isohyètes 243
III.2. Calcul du bilan 247
III.2.1. Bassin versant du Guiers 247
III.2.2. Bassin versant du Cernon 247
III.3. Formules donnant la valeur du déficit d'écoulement .. . 248
IV. IMPORTANCE DE LA NEIGE 248
IV.1. Déficit d'écoulement au cours de la période hivernale . . 248
IV.1.1. Hiver 77-78 249
IV.1.2. Hiver 78-79 249
IV.2. Evolution et fonte du manteau neigeux 249
V. BILAN DE QUELQUES AVERSE ESTIVALES 251
VI. LE ROLE DE LA FORET 252
VII. CONCLUSIONS 253

CHAPITRE XI - HYDRODYNAMIQUE KARSTIQUE

I. ETUDE DES COURBES DE TARISSEMENT 257
I.1. La méthode de Maillet 257
I.2. La méthode de Tison 263
I.3. La méthode de Mangin 265
I.3.1. Principe 265
I.3.2. L'infiltration 266
I.3.3. Volume de la zone noyée et de l'infiltration . . 269
I.3.4. Application à la source du Cernon 269
I.4. Méthode de Mijatovic 275
I.4.1. Principe 275
I.4.2. Applications 278
II. EXPRESSION MATHEMATIQUE D'UN HYDROGRAMME 278
III. ETUDE DES DEBITS CLASSES 280

CHAPITRE XII - ETUDE HYDROCHIMIQUE

I. LES PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES : LES METHODES D'ANALYSE 285
I.1. Les paramètres physiques 285
I.2. Les paramètres chimiques 286
II. LA CHIMIE DES APPORTS ATMOSPHERIQUES 287
III. L'ETUDE DES SOURCES 287
III.1. Caractères généraux 288
III.2. Les sources du Jurassique et de ses terrains de couverture 288
III.2.1. Les Plantées 288
III.2.2. Le Boissieu 293
III.2.3. Margillan 295
III.2.4. Les Meunières 296
III.2.5. St Martin 298
III.2.6. Pont du Lac 303
III.2.7. St Même-Le-Bas 305
III.3. Sources situées sur le Néocomien ou ses terrains de couverture 307
III.3.1. Le Planey 307
III.3.2. Mort Ru 309
III.3.3. La Plagne 311

pages

III.3.4. Les Eparres 313
III.3.5. Fontaine Froide 314

III.4. Sources issues directement des calcaires urgoniens ou aptien supérieur 316

III.4.1. Sources issues des calcaires urgoniens ... 316
a) la source du Guiers Vif 316
b) la source du Cernon 319
c) la source du Pré Orcel 321

III.4.2. Sources des calcaires de l'Aptien supérieur . 321
a) source de la Vieille 321
b) source du chalet de l'Alpe 324

III.5. Sources issues des marnes valanginiennes : Les Sables . 324

IV. APPROCHE DE BILAN HYDROCHIMIQUE DU BASSIN DU CERNON 327

V. HYDROGEOLOGIE COMPARATIVE 328

V.1. Analyse classique 328
V.2. Analyse en composantes principales normées 332

V.2.1. Méthode 335
V.2.2. Application aux sources karstiques 335
La source du Mort Ru 337
La source du Guiers Vif 339
La source des Eparres 341
La source du Cernon 343
Serie Mort Ru, Guiers, Eparres, Cernon . 343

IV. CONCLUSIONS 351

CONCLUSIONS .....

BIBLIOGRAPHIE .....

LISTE DES PLANCHES HORS-TEXTE .....

LISTE DES FIGURES DANS LE TEXTE .....

LISTE DES TABLEAUX HORS TEXTES .....

ANNEXES .....

INTRODUCTION

I - ORIGINE ET BUT DE NOTRE ETUDE

Notre étude devait être initialement une recherche des termes du bilan hydrologique sur la partie NE de la Chartreuse grâce à l'analyse des données climatologiques et des bassins versants. Etant donné les moyens modestes mis à notre disposition, on ne put envisager d'autres installations sur les hauts-plateaux que celles de tubes totalisateurs. Ne disposant d'enregistrements continus ni des précipitations, ni des températures en altitude, il devenait délicat d'axer uniquement notre étude sur le déficit d'écoulement, l'infiltration efficace, la sublimation, etc. C'est pourquoi tout en conservant notre conception de travail de départ, nous avons cru bon d'effectuer une étude hydrodynamique doublée d'une étude hydrochimique. L'approche des phénomènes d'infiltration et d'évapotranspiration a été grandement facilitée grâce à l'installation d'une case lysimétrique.

Cette étude ne se veut pas une monographie d'un secteur donné de la Chartreuse mais si elle devait en être une, ce ne pourrait être que celle des hauts-plateaux.

Parmi les récentes études hydrogéologiques relatives à la périphérie de notre secteur, nous pouvons citer celles de J.-C. Fourneaux : "Hydrogéologie du Grésivaudan" (1968), "Etude des échanges nappe-rivière. La nappe de la plaine de l'Isère dans l'ombilic de Grenoble" (1975) et celle de B. Talour "Hydrogéologie karstique du massif du Grand Som" (1976).

De nombreux travaux ont été réalisés sur la région parmi lesquels les plus importants sont ceux de géologues (M. Gidon, P. Bintz, J.P. Robert), de biologistes (L. Richard), de géographes (C. Tanitte, J.C. Ragache).

Nous replacerons, lorsque ce sera possible, notre étude dans le cadre des chaînes subalpines en comparant nos résultats avec ceux obtenus dans les Bauges (G. Nicoud, Y. Lemordant, G. Zmolo) et dans le Vercors (J.L. Barbier, N. Al Ambar).

II - CADRE GEOGRAPHIQUE

Le massif de la Chartreuse appartenant aux chaînes subalpines septentrionnales est limité au Nord et au Sud par deux cluses ; celle de Chambéry-Montmélian et celle de Voreppe-Grenoble qui le séparent respectivement des massifs subalpins des Bauges et du Vercors.

Il est bordé à l'Ouest par les chaînons jurassiens du Mont-Grelle et du Ratz qui constituent sa limite avec le Bas-Dauphiné. A l'Est, enfin il est séparé des massifs cristallins externes de Belledonne par le sillon subalpin de Grenoble à Montmélian : le Haut-Grésivaudan.

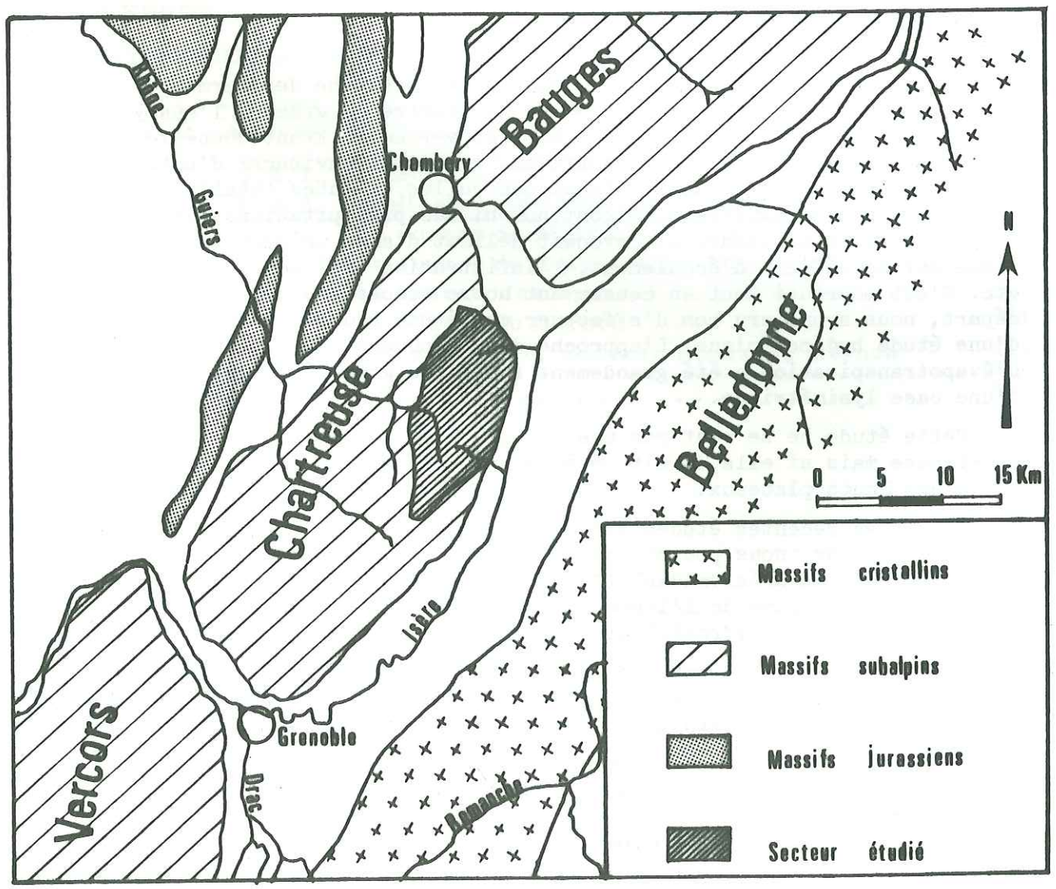


fig. 1 Plan de situation

Notre secteur d'étude couvre une superficie d'environ 110 km2. Il est limité :

- au Nord par l'écroulement du Mont-Granier,
- à l'Ouest par le torrent du Cozon (au NW) par le ruisseau de Malissard (au SE),
- au Sud et Sud-Est par le décrochement du Col de Bellefond,
- à l'Est par le pied du rebord subalpin qui constitue une ligne d'escarpement au-dessus de la vallée de l'Isère.

III - CONTEXTE GEOLOGIQUE

Le massif de la Chartreuse est interprété classiquement comme étant formé par la couverture secondaire décollée et plissée du massif cristallin de Belledonne.

La série stratigraphique marno-calcaire est relativement monotone et marquée par les deux épisodes calcaires urgonien et secondairement tithonique. La chartreuse médiane est une zone de transition entre les faciès jurassiens à influences néritiques ou zoogènes (Mont Grelle, Montagne du Ratz) et un domaine typiquement dauphinois : parties Est (Pli-faille) et Sud du massif. Les lignes isopiques sont orientées SW-NE, obliquement donc par rapport aux lignes tectoniques, mais parallèlement à celles de la fosse vocontienne.

Les plis y sont parallèles entre eux, déversés vers l'W - N-W et légèrement obliques par rapport à l'alignement du massif. On distingue trois systèmes d'anticlinaux majeurs.

- Anticlinal occidental correspondant au chaînon Rocher du Frou-Rocher d'Arpison - La Grande Sure.
- Anticlinal médian englobant les chaînons Corbeley-Outheran, Aliénard-Grand Som et Charmant Som.
- Le pli-faille oriental occupant la dépression des Entremonts de St-Pierre de Chartreuse et la chaînon Granier-Dent de Crolles. Ce pli est chevauchant sur le précédent suivant une ligne grossièrement parallèle à l'allongement du massif.

. Les plis occidentaux sont serrés, plus ou moins déversés et les anticlinaux chevauchent les uns sur les autres. La structure peut se schématiser par un empilement d'écailles tendant à se coucher vers l'Ouest. Les synclinaux sont pincés entre les masses anticlinales. A cet égard le style de ces plis peut être qualifié de déjectif. Le pli-faille se présente comme la juxtaposition de deux rides assez tranquilles à style plutôt éjectif. Ces plis ont été portés à des altitudes supérieures de plusieurs centaines de mètres à celles des reliefs occidentaux. Dans leur partie sud, ils ont été tranchés obliquement par le Grésivaudan. Ces deux plis, les plus internes de Chartreuse correspondent aux structures les plus externes des Bauges, ceci est un trait caractéristique des Préalpes à savoir qu'on s'adresse à des structures de plus en plus externes au fur et à mesure qu'on se déplace vers le Sud.

. Le relief de la Chartreuse occidentale se présente comme une succession de cuestas tournées vers l'Ouest et entaillées de gorges sauvages.

La Chartreuse orientale est plus "ouverte" et le relief y est inversé : synclinaux perchés, anticlinaux érodés. L'érosion s'est souvent arrêtée au Crétacé inférieur et a permis l'établissement de bassins assez vastes comme celui de St-Pierre d'Entremont. Le long du Grésivaudan, les falaises urgoniennes dressent un des escarpements les plus hauts sur le rebord interne des Alpes. A mi-pente se dessine une dépression monoclinale entre les deux cuestas tithonique et urgonienne ; cette banquette des "Petites Roches" surplombe la vallée de l'Isère sur environ 24 km de long à des altitudes moyennes de 800 à 1000 m.

IV - AUTRES TRAITS DU MASSIF

1 - Les précipitations

Aucun relief important ne vient protéger la Chartreuse vers l'Ouest, direction d'où arrivent les vents océaniques pluvieux. Les précipitations y sont très importantes et les cours d'eau abondants : Guiers Vif et Guiers Mort (perpendiculaires aux plis), Vence, Tenaison (subséquents).

2 - La végétation

Sur les flancs du Grésivaudan l'étagement de la végétation est bien marqué :

. Etage collinéen (au-dessous de 1000-1100 m)

Les cultures et les pelouses occupent le pied des collines. L'altitude et la pente croissant, ces formations cèdent la place aux séries du Chêne pubescent (associé au Genevrier, au Buis et parfois au Pin sylvestre) sur des sols très superficiels et des éboulis sur les schistes et les placages morainiques, celle du Charme (Noisetier, Erable, Frêne), sur les sols colluviaux (cônes de déjection).

. Etage montagnard (1000-1550 m)

Une bonne partie du plateau des "Petites Roches" est couverte par des pelouses dont les bordures sont souvent en voie de colonisation par la forêt. L'étage montagnard correspond classiquement dans les Alpes à l'aire de répartition du Hêtre et du Sapin. Le hêtre se rencontre pratiquement partout et domine toutes les autres espèces. Il s'associe au Sapin sur les faces nord et dans les combes et à l'Epicéa sous toutes les expositions.

. Etage subalpin (au-dessus de 1550 m)

Il comprend les séries de l'Epicéa et du Pin à crochets sur lesquelles nous reviendrons ultérieurement (ch. V).

Les flancs de la vallée des Entremonts sont occupés par les séries de l'étage montagnard. La forêt y joue un rôle essentiel (62 % de la surface de la commune de St-Pierre d'Entremont - Isère, 64 % à St-Pierre de Chartreuse). La Chartreuse est la plus boisée (54 %) des Préalpes du Nord, certainement à cause de son relief tourmenté peu favorable à l'activité agricole et pastorale. L'abondance des précipitations n'est pas étrangère à l'exubérance de la végétation que certains auteurs ont qualifiée de tropicale.

3 - Activité économique

L'activité de la Chartreuse était essentiellement agricole et artisanale. Le débardage et l'industrie du bois étaient (et sont encore) des secteurs importants dans la vallée des Entremonts. L'élevage joue un rôle notable dans l'économie cartusienne bien que l'extension du cheptel se heurte au problème de la limitation des surfaces exploitables.

Peu à peu les villages se dépeuplent au profit des vallées avoisinantes ou des grandes agglomérations. Par contre, on assiste à l'essor du tourisme tant estival qu'hivernal et au développement de son cortège d'équipements..(1)

(1) Nous nous garderons bien de faire tout commentaire mais on les devinera aisément.

CHAPITRE II

LES DONNEES GEOLOGIQUES

Nous décrirons dans ce chapitre les terrains rencontrés, leur stratigraphie ainsi que leur structure. Les levés géologiques du secteur étudié ont été effectués au 1/50 000e par M. Gidon entre 1963 et 1967 ; nous nous baserons essentiellement sur les résultats de cet auteur.
Schématiquement la région qui nous intéresse est caractérisée par une succession de puissants niveaux calcaires (Urgonien et Tithonique) séparés par des horizons de marnes et de marno-calcaires.
Nous allons considérer plus en détail les faciès rencontrés tout en nous attachant à souligner les possibilités hydrologiques de chaque terrain.

I - LITHOLOGIE - STRATIGRAPHIE Pl.I

I-1 - Le Jurassique supérieur

"Les Terres noires". Il s'agit d'une puissante série (700 m) de schistes argileux noirs à patine rousse, aspect que leur confère l'oxydation des filonnets de pyrites qui s'y trouvent en assez grande quantité.

La partie inférieure de cette formation est constituée de calschistes et de marno-calcaires en bancs décimétriques, alors que sa partie terminale l'est de marnes qui se délitent en petites plaquettes et se ravinent facilement.

Globalement les Terres noires sont considérées, et à juste titre, comme imperméables ; aussi leur contact avec les formations sus-jacentes est-il jalonné de petites sources.

Le "Rauracien" des auteurs (Oxfordien supérieur). Il est formé par une alternance de marno-calcaires en bancs métriques à patine jaunâtre et de marnes finement litées. Ces dernières de teinte gris bleu se débitent fréquemment en petits crayons, témoins de la double schistosité qui les affecte.

Nous avons effectué, pour chaque niveau stratigraphique, une ou plusieurs mesures calcimétriques, dont les résultats seront donnés de la manière suivante.

marno-calcaires calcite 85 %, dolomite 0 %, insolubles 15 %.
Le Rauracien se comporte dans son ensemble comme un niveau imperméable vis-à-vis des terrains qui le surmontent, et principalement des éboulis. Toutefois, il n'est pas rare d'y trouver de petites sources au rocher et sur la trace de diaclases plus ou moins ouvertes.

Le "Séquanien" des auteurs (Oxfordien terminal et Kimmeridgien inférieur). Il est constitué d'environ 200 m de calcaires bruns à patine fine sans interlits marneux.

calcite 92 % dolomite 1 % insolubles 7 %

Ces calcaires, riches en Radiolaires, forment un ressaut dans la topographie mais leur faible surface d'affleurement ne leur permet de recueillir qu'une part infime des précipitations. Leurs eaux gagnent les niveaux Rauracien ou Oxfordien inférieur à la faveur de fractures de décompression fréquentes près des versants.

Le Kimmeridgien moyen est représenté par 150 m de calcaires marneux en petits bancs alternant avec des lits de marnes.

bancs calcaires: calcite 96 % dolomite 0 % insolubles 4 %
Ce niveau constitue le mur de l'aquifère tithonique : il est le siège d'importantes venues d'eau.

Le Tithonique (Kimmeridgien supérieur - Portlandien). Le Jurassique se termine par une corniche continue d'environ 150 m de puissance que l'on peut subdiviser en 3 niveaux :

- partie inférieure : représentée par des gros bancs calcaires gris séparés par des niveaux marneux ;

- assises moyennes : formées de calcaires plus massifs, plus sombres avec des niveaux de fausses brèches à leur sommet ;

- assises supérieures : constituées de calcaires lithographiques à patine claire. calcimétrie:

Bancs calcaires inférieurs	calcite 96 %	dolomite 0 %	Insolubles 4 %
moyens	calcite 95 %	dolomite 0 %	Insolubles 5 %
supérieurs	calcite 95 %	dolomite 0 %	Insolubles 5 %

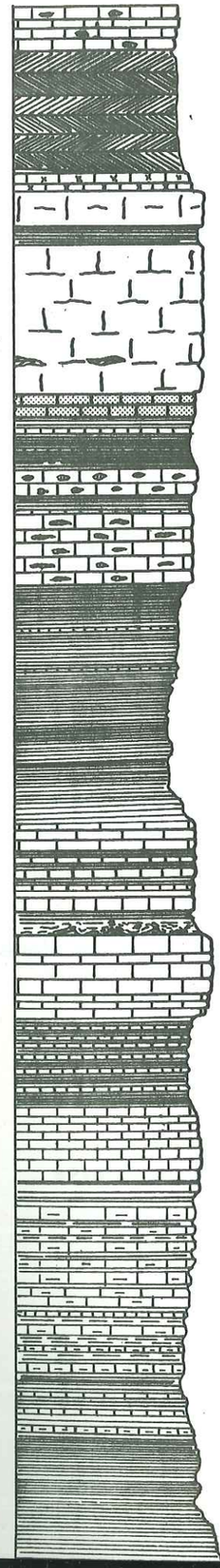
La faible proportion d'insolubles est favorable au développement de formes karstiques. En réalité s'il existe de place en place de beaux exemples de lapiez de surface, il n'y a pas, à proprement parler de réseaux pénétrables.
A cela il faut voir plusieurs raisons :

- la faible superficie des affleurements, souvent recouverts par des terrains Berriasien ou par des moraines, qui implique des apports par les précipitations relativement faibles ;

- l'altitude modeste de ces niveaux qui fait qu'ils sont soumis à l'action d'eaux d'une agressivité moindre que les calcaires urgoniens (les basses températures facilitant la mise en solution de CO^2);

- la structure monoclinale, avec un pendage vers l'ouest des couches tout au long du Grésivaudan, pendage qui tend à ramener les eaux vers l'intérieur du massif, alors que celles-ci s'écoulent fréquemment vers l'Est par l'intermédiaire de fractures.

Lithologie Stratigraphie Pl.1



c6-7C	calcaires a silex	Senonien		
c6-7M	craie marneuse			
n5	"lumachelle"			
n5U	calcaires blancs massifs	Aptien		"Urgonien"
n5D	niveaux sableux et marneux			
n4U	calcaire cristallin	Barremien	sup	
n4a	calcaires spathiques ou sableux		inf	
n3	marnes	Hauterivien		
n2S	calcaires a silex	Valanginien	sup	
n2F	calcaires spathiques bicolores			
n1-2M	Marnes de Narbonne		inf	
n1b	calcaires et marnes	Berriasien	sup	
n1a	marno-calcaires		inf.	
j9b	calcaires massifs du "Tithonique"			
j9a				
j8b				
j8a	calcaires marneux et marnes	Kimméridgien moyen		
j7	calcaires du "Sequanien"			
j6-5	marno-calcaires du "Rauracien"			
j4-2	Terres noires : schistes argileux	Oxfordien inf. Bathonien sup.		

En outre, le Tithonique était certainement entièrement enfoui sous les terrains du Crétacé inférieur pendant la fin du tertiaire, période favorable au creusement de grandes cavités. Nous voyons donc que nous ne pourrons évoquer la possibilité d'écoulements karstiques au sein de cet aquifère mais plutôt d'écoulement de fissures

I-2- Le crétacé inférieur

Le Berriasien

On y distingue classiquement deux niveaux :

Le Berriasien inférieur : il est représenté par des marnes et marno-calcaires à cassure feuilletée ou conchoïdale. On y trouve souvent des traces de slumping.

Le Berriasien supérieur est formé d'une alternance de marnes, marno-calcaires et calcaires francs.

Calcimétrie

Berriasien inférieur	calcite 90 %	dolomite 1 %	insolubles 9 %
Berriasien supérieur	calcite 92 %	dolomite 0 %	insolubles 8 %

L'épaisseur de ces terrains varie de 250 mètres en bordure du Grésivaudan à 500 mètres près de St-Pierre d'Entremont.
On y rencontre peu d'émergences notables.

Le Valanginien

Marnes valanginiennes : Ce sont des marnes bleuâtres à patine jaune avec de rares bancs de marno-calcaires.
Leur puissance, de l'ordre de 400 m généralement, peut atteindre jusqu'à 800 mètres dans la Forêt de Bresson.
Le ruissellement des eaux sur ces assises est très important ; d'ailleurs de nombreux torrents y prennent naissance. Ces marnes se comportent comme un horizon imperméable vis à vis des calcaires valanginiens, des éboulis et des moraines.
On y trouve parfois des sources à faible débit ; les circulations y sont alors liées à de petites fractures ou à des glissements de terrains.

Calcaires du Fontanil : On désigne sous ce vocable des calcaires spathiques à cassure bleutée prenant une teinte roussâtre par altération. Ils sont en général mal stratifiés et montrent de nombreux silex tabulaires gris.

calcite 93 % dolomite 0 % insolubles 7 %

Ce niveau est sûrement le siège de circulations diffuses mais doit pouvoir être karstifié comme en témoigne la présence d'exurgences au contact des marnes sous-jacentes (source des Eparres).

Calcaires à silex. Ils présentent un faciès voisin des précédents mais sont plus sableux avec des silex en rognons blancs. A leur base apparaît un niveau marneux (marnes de Malleval) qui détermine un alignement de sources dans certains secteurs (Le Fourneau).

L'Hauterivien : Cet étage est représenté, sur une centaine de mètres par des marnes noires graveleuses alternant avec des calcaires marneux qui se débitent en miches.

Calcaires	calcite 62 %	dolomite 0 %	insolubles 38 %
marnes	calcite 28 %	dolomite 0 %	insolubles 72 %

On attribue à cet ensemble des propriétés imperméables qu'atteste la présence d'émergences importantes à sa limite avec le Barrémien.

Le Barrémien : Il s'agit d'un ensemble, de 40 à 100 mètres d'épaisseur de calcaires jaunes ou gris souvent spathiques ou sableux.

calcite 71 % dolomite 0 % insolubles 29 %

Du point de vue hydrologique, ce niveau est à rattacher à l'aquifère urgonien.

L'Urgonien : Les falaises urgoniennes sont formées d'une puissante masse d'environ 300 mètres de calcaires cristallins durs et compacts.
La roche est blanche ou rosée et formée de débris d'organismes récifaux.
On y reconnaît au microscope des tests de foraminifères (Milioles-Orbitolines) et des débris d'algues calcaires et de Bryozoaires. La faune visible à l'oeil nu comprend surtout des Rudistes et des organismes encroûtants.

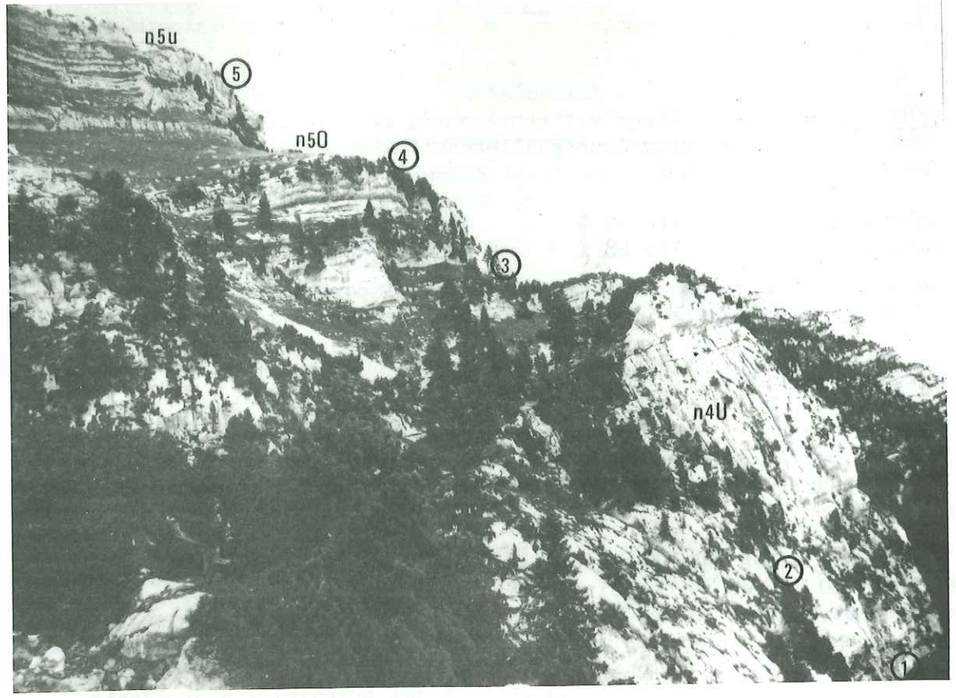
On peut distinguer en falaise :

- La masse inférieure épaisse d'environ 200 m et que l'on rattache au Barrémien supérieur. Ce niveau présente fréquemment un faciès stratifié : on y observe une alternance de calcaires blancs typiquement urgoniens et de niveaux plus marneux déterminant des vires herbeuses. Les fractures et les concrétionnements dus au ruissellement, redonnent localement aux escarpements urgoniens leur aspect massif bien connu. On trouve dans ces niveaux des lentilles de calcaires dolomitiques, voir de dolomie qui déterminent des encorbellements dans les falaises.

- la vire à orbitolines : elle est constituée d'une vingtaine de mètres de calcaires spathiques roux et de marnes graveleuses.

- la masse supérieure identique à la masse inférieure, quoique stratifiée est épaisse d'une cinquantaine de mètres (Aptien inférieur).

Nous avons effectué plusieurs calcimétries sur des échantillons récoltés au col de l'Alpe (voir la localisation de ceux-ci sur la photographie ci-dessous.



Vue du col de l'Alpe (fig. 2)

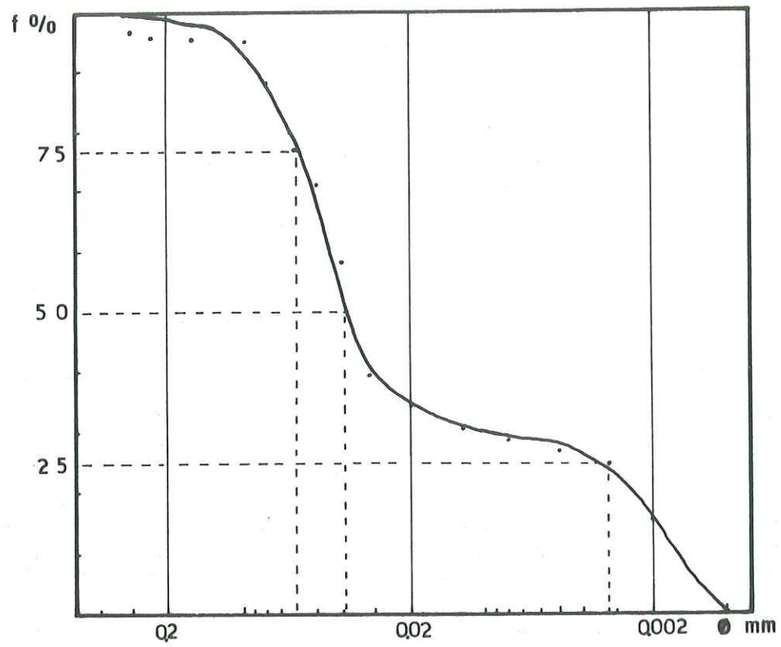
n5U masse urgonienne supérieure n50 vire à orbitolines n4U masse inférieure

échantillon	1	calcite	0 %	dolomite	100 %	insolubles 0 %
	2	calcite	91 %	dolomite	4 %	insolubles 5 %
	3	calcite	91 %	dolomite	4 %	insolubles 5 %
	4	calcite	95 %	dolomite	0 %	insolubles 5 %
	5	calcite	96 %	dolomite	0 %	insolubles 4 %

Nous avons également procédé à une analyse sédimentologique des niveaux d'altération marneux de la vire à orbitolines (deux à trois premiers centimètres).

Les résultats obtenus sont consignés ci-après :

Fig. 3 SOL SUR "V. A ORBITOLINES"



Q3 = 0,06 mm	Q 2 = 0,04 mm	Q1 = 0,003 mm
D60 = 0,045	D10 = 0,0016	Cu = 28,1
So = 4,36	Qdφ = 2,2	S = 0,118

Nous rappelerons la définition des indices numériques utlisés ci-dessus :

Q2 = médiane, abcisse de l'ordonnée 50 % de la courbe granulométrique

Q1 et Q2 (quartiles) abcisses respectivement de l'ordonnée 25 et 75 %

D 10 et D60 (déciles) abcisses respectivement de l'ordonnée 10 et 60 %

Cu = coefficient d'uniformité Cu = D60/D10. Allen-Hazen a montré que plus Cu se rapproche de 1 plus la porosité est grande.

So = Sorting-index de Trask $So = \sqrt{Q3/Q1}$ indice de classement.

S = indice d'asymétrie ou skewness $S = (Q1 \times Q3)/Q2^2$. Cet indice exprime la répartition des éléments par rapport à la médiane Q2

Si S < 1 le classement est maximum du côté des grossiers et inversement

Qdφ de Krumbein.

$$Qd\varphi = \frac{\overline{Q1 - Q3}}{2}$$ indice de classement

$\overline{Q1-Q3}$ = intervalle d'abcisse logarithmique compris entre Q1 et Q3.

Ce sédiment est mal classé, avec un classement maximum du côté des grossiers (dépôt agité). Il est suffisamment fin pour que l'on puisse considérer que sa porosité et sa perméabilité sont faibles.

L'urgonien forme l'ossature du synclinal perché de Chartreuse orientale. Ses calcaires couvrent la majeure partie du plateau et reçoivent des précipitations abondantes. Les conditions lithologiques, structurales et climatiques ont favorisé l'établissement et le développement de vastes réseaux karstiques. L'ensemble des terrains Urgonien-Barrémien inférieur se présente comme l'aquifère le plus important de la zone étudiée.

Par contre la vire à Orbitolines se comporte comme un niveau imperméable que les réseaux ne pourront franchir que suivant des plans de fracture.

La "Lumachelle" de l'Aptien supérieur. Il s'agit de calcaires gréseux à entroques, bien lités à patine rousse. Son épaisseur varie de 20 à 30 mètres.

calcite 89 % Dolomite = 0 Insolubles 11 %

Ce niveau vient reposer en corcordance sur l'Urgonien. La "lumachelle" se désagrège facilement sous l'action des agents géodynamiques externes, pour donner un sol favorable à l'installation de prairies (grains et graviers quartzeux, glauconie...).

On trouve, sur les hauts-plateaux de belles dalles de "lumachelle" intensément lapiazées mais en général ces couches sont recouvertes de matériaux d'altération que nous avons analysés.

SOL SUR APTIEN SUP (L'ALPE)

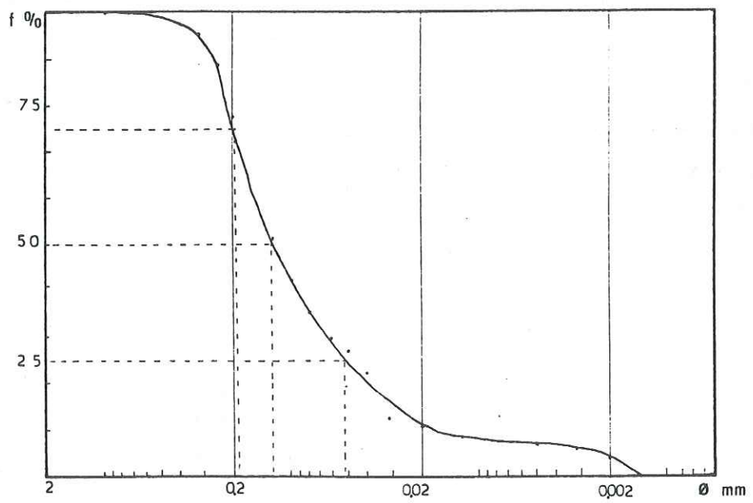


Fig. 4

Q3 =0,19 Q2 = 0,121 Q = 0,05
D60 =0,152 D10= 0,018 Cu = 0,845
So =1,95 Qdφ= 1 S = 0,65

Ce sol, assez grossier, semble bien classé avec une porosité et donc un pouvoir de rétention importants.

La "lumachelle" peut être bien karstifiée ; ses eaux rejoignent, en général, rapidement le réseau urgonien.

En certains points, les niveaux plus imperméables qu'on y rencontre ne sont pas affectés de cassures importantes et peuvent jouer un rôle de collecteur vis à vis des terrains sus-jacents. Ils occasionnent alors de petites sources précieuses pour les alpagistes malgré leur débit irrégulier.

Albien : cet étage n'est représenté que par un seul affleurement de grès verts et de béton phosphaté. Son rôle hydrogéologique est donc négligeable dans notre secteur, contrairement à ce qui se passe dans d'autres régions.

I-3 - Le Crétacé supérieur

Le Sénonien - Il est formé de marno-calcaires feuilletés plus ou moins crayeux et souvent affectés d'une forte schistosité. Son épaisseur est d'environ 100 mètres.

Calcite 64 % Dolomite 13 % Insolubles 33 %

Ces terrains ne sont pas karstifiés mais donnent lieu à des circulations de fissures.

Cette craie marneuse est surmontée au Col de Bellefond par des calcaires lités, blancs cristallins avec des silex blonds ou noirs.

I-4 - Les formations quaternaires

I-4-1- Les éboulis

Les éboulis anciens - Ils sont probablement antéwurmiens : en effet les moraines les recouvrent en plusieurs points de la zone étudiée. Ils s' étendent au pied des crêtes urgoniennes sur tout le pourtour du massif. Ce sont les matériaux urgoniens qui constituent la fraction la plus importante de ce sédiment. On y trouve des blocs de forte taille (plusieurs mètres-cube). Ces éboulis sont parfois cimentés en une brèche de pente à litage parallèle au versant.

Analyse granulométrique

. Chenal de matériel plus grossier

Q3 = 65 mm Q2 = 18 mm Q1 = 2 m
D60 = 34 mm D10 = 0,4 mm Cu = 85
So = 5,7 Qdφ = 2,56 S = 0,4

. Echantillon "moyen"

Q3 = 12 mm Q2 = 3 mm Q1 = 0,82 mm
D60 = 5 mm D1 = 0,07 mm Cu = 71,4
So = 3,8 Qdφ = 1,95 S = 1,09

Ce sédiment est mal classé. Les paramètres caractéristiques de la courbe montrent une hétérogénéité de dépôt marquée. Ce phénomène est bien visible à l'affleurement où la granulométrie varie rapidement d'un point à un autre.

Ces éboulis atteignent leur épaisseur maximale à mi-pente. Ils sont fréquemment réentaillés par l'érosion et les talwegs qui résultent de celle-ci, sont comblés par des niveaux plus récents.

Les éboulis relativement anciens. Ils sont stabilisés et colonisés par la végétation.

Ils recouvrent assez souvent les éboulis anciens au pied du talus hauterivien.

Ils s'étendent également en nappes discontinues voire perchées sous la corniche Tithonique. Certains niveaux sont formés de plaquettes, au maximum décimétriques, résultant d'un phénomène de gélifraction ; ces dépôts sont localement indurés.

Analyse granulométrique.

. Eboulis sur Rauracien

Q3 = 115 mm	Q2 = 46 mm	Q1 = 3,4 m
D60 = 63 mm	D10 = 0,24 mm	Cu = 262,5
So = 5,8	Qdφ = 2,45	S = 0,18

. Eboulis présentant des traces de gélifraction

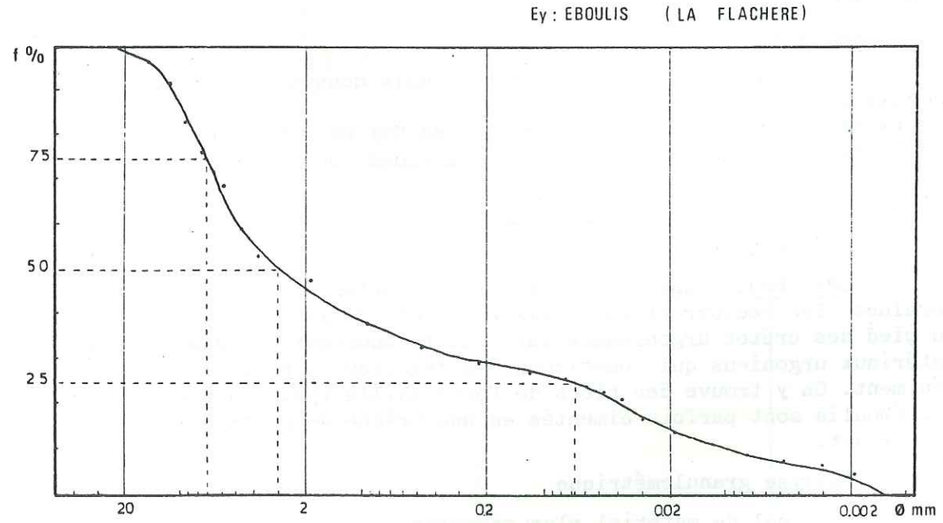


Fig. 5

Q3 = 7,5 mm	Q2 = 3	Q1 = 0,07
D60 = 5,2 mm	D10= 0,011	Cu = 473
So = 10,35	Qdφ= 3,45	S = 0,058

Ces sédiments ont une granulométrie très étalée. Ils présentent un mauvais classement ; celui-ci est maximum du côté des éléments grossiers. Les horizons les plus grossiers jouent un rôle notable dans l'hydrologie des versants. Ils sont le siège de circulations relativement importantes qui donnent des sources au contact du Rauracien ou des Terres-Noires. Il semble que de nombreuses émergences au rocher (Tithonique, Séquanien) voient leurs eaux se réinfiltrer dans ces nappes d'éboulis pourréapparaître plus à l'aval.

Eboulis vifs - Ils ne sont ni stabilisés, ni complètement colonisés par la végétation. Ils tapissent les contreforts des falaises urgoniennes dont ils collectent les eaux de ruissellement.

I-4-2- Les écroulements

Le chaos de Bellefond - Il s'agit d'un amas confus de blocs énormes de calcaire urgonien; certains de ceux-ci reposent sur de petites éminences constituées de matériel plus fin. Ces dépôts tapissent toute la partie sud du synclinal de l'Aup du Seuil. Il est vraisemblable qu'ils soient liés au système de fractures qui jalonne l'accident décrochant de Bellefond : en effet, on trouve de nombreux blocs à forme géométrique semblant avoir été prédécoupés par le jeu des failles.

Ces pans de falaise ont dû être poussés ultérieurement vers le Nord par la petite langue glaciaire qui occupait le cirque de Bellefond au Würm. Des bourrelets morainiques plus ou moins parallèles aux courbes de niveau ainsi que la morphologie tourmentée de ce secteur sont les témoins des stades de retrait et de fonte de ce petit glacier.

L'écroulement du Mont Granier - Il a détruit l'ancienne ville de Saint-André en 1248. Les matériaux mis en mouvement, d'un volume évalué à un demi-kilomètre cube sont principalement constitués de Valanginien et d'Hauterivien. L'Urgonien ne représente qu'une faible partie de la masse considérée. Par contre ses blocs, souvent de taille impressionnante, sont très éloignés du Granier (jusqu'à 7 km), et insérés dans un amas chaotique de néocomien. Il semble que l'écroulement d'une partie de la falaise urgonienne ait déclenché un phénomène de glissement des marnes le long d'un joint de stratification incliné. Ce qui a permis la mise en mouvement du néocomien. Les blocs calcaires ont été roulés dans cette masse fluide qui s'écoulait vers le Nord-Est.

Les eaux issues de la falaise sommitale se réinfiltrent rapidement dans ces amas d'éboulis pour ressortir beaucoup plus à l'aval, dans le secteur des Abîmes de Myans.

I-4-3- Les dépôts glaciaires

Les dépôts élevés (Gwm) - Ils forment une pellicule discontinue à la base des talus d'éboulis du plateau des Petites Roches. Ils se caractérisent par la présence de roches allochtones (amphibolites, grès houillers, quartzites, gneiss) mélangés à des matériaux locaux. Ils sont attribués au maximum du Würm ; on en retrouve des traces jusqu'à 1300 mètres d'altitude.

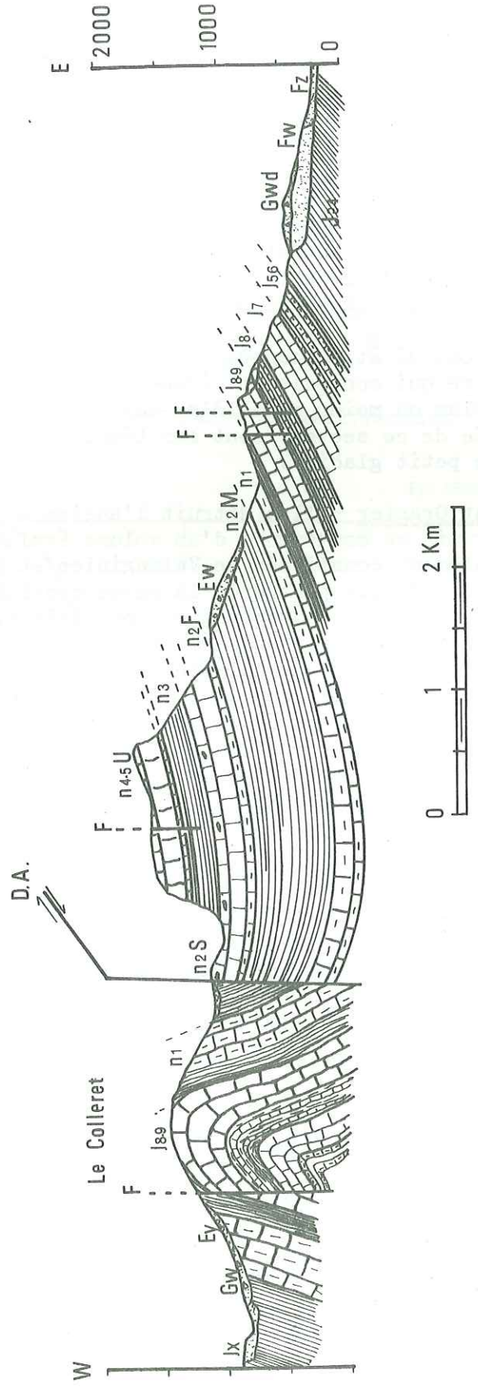
Nous y avons effectué deux analyses granulométriques dans la même carrière :

Analyse 1	Q3 = 10 mm	Q2 = 1,85 mm	Q1 = 0,38 mm
	D60 = 4,2 mm	D10= 0,1 mm	Cu = 42
	So = 5,12	Qdφ= 2,37	S = 2,8
Analyse 2	Q3 = 14 mm	Q2 = 1,75 mm	Q1 = 0,34 mm
	D60 = 2,1	D10= 0,12	Cu = 17,5
	So = 6,41	Qdφ= 2,7	S = 1,55

Ce sédiment reste relativement fin malgré la présence quelque peu sporadique de gros blocs cristallins. Il est mal classé avec un maximum de classement du côté des fines.

Ces moraines sont peu perméables car elles contiennent des argiles. Localement des niveaux de sables ou de graviers déterminent de petites venues d'eau au contact de couches marneuses du Berriasien. Ces dépôts peuvent constituer un niveau imperméable par rapport aux éboulis avec lesquels ils s'imbriquent.

COUPE GENERALE DU PLI-FAILLE ORIENTAL PI. 2



L E G E N D E

D.A. Décrochement du col de l'Alpe
Ey Eboulis relativement ancien
Ew Eboulis anciens
Fz Alluvions modernes de la vallée de l'Isère.
Fw Terrasses fluviatiles antéwurmiennes
Gw Formations glaciaires indifférenciées
Gwd Formation glaciaire de décrue
n4-5U Calcaires urgoniens
n3 Marnes hauterivi
n2S Calcaires à Silex
n2F Calcaire du Fontanil
n2M Marnes valanginiennes
n1 Marnes et calcaires berriasiens
J8-9 Calcaires tithoniques
J8 Kimmeridgien
J7 Calcaires "séquaniens"
J5-6 Marno-calcaires "Rauracien"
J2-4 "Terres Noires"

Les dépôts glaciaires de décrue - Ce sont des formations identiques aux précédentes qui recouvrent les "Terres Noires" ou des alluvions anciennes sur les bordures de la vallée du Grésivaudan.

On peut y reconnaître quelques formes topographiques intéressantes : par exemple au Nord de Barraux l'emboîtement de 4 vallums morainiques traduit l'existence d'autant de stades de retrait, au cours de la décrue des glaciers würmiens.

Du point de vue hydrologique ces terrains joueront le même rôle que les moraines du maximum du Würm.

II - STRUCTURE DU MASSIF PI 2 et 3

Nous pouvons distinguer au sein du massif étudié trois sous-ensembles tectoniques que nous étudierons tour à tour, à savoir d'Ouest en Est.

II-1- L'anticlinal jurassique

Il occupe le flanc Est de la dépression de St-Pierre d'Entremont, depuis le Bec de la Scia au Sud jusqu'à la bordure Ouest du Mont Joigny au Nord.

Ce pli a une direction axiale approximativement méridienne ; il se comprime du Nord au Sud tout en voyant son axe s'élever dans cette direction.
Ce mouvement se traduit par l'ennoyage des terrains jurassiques aux environs d'Epernay alors que la structure se conserve en tunnel sous le Berriasien affleurant au Nord de ce village.

L'ossature de cet anticlinal est constituée de calcaires tithoniques dont les couches dures ont permis la conservation d'un relief conforme à la structure.

Ce pli est légèrement déjeté vers l'Est. Il est tronçonné par de nombreuses failles, transverses à composantes essentiellement horizontales et pouvant atteindre des valeurs importantes (1000 m). De par le jeu de ces accidents, la direction axiale du pli se réoriente aux alentours de N10°-N20°.

La bordure occidentale de cet anticlinal chevauche par l'intermédiaire de ses terrains néocomiens l'anticlinal médian Outheran-Grand Som. Les assises urgoniennes et néocomiennes chevauchantes sont froncées en amorce de flanc inverse le long de la surface de refoulement.

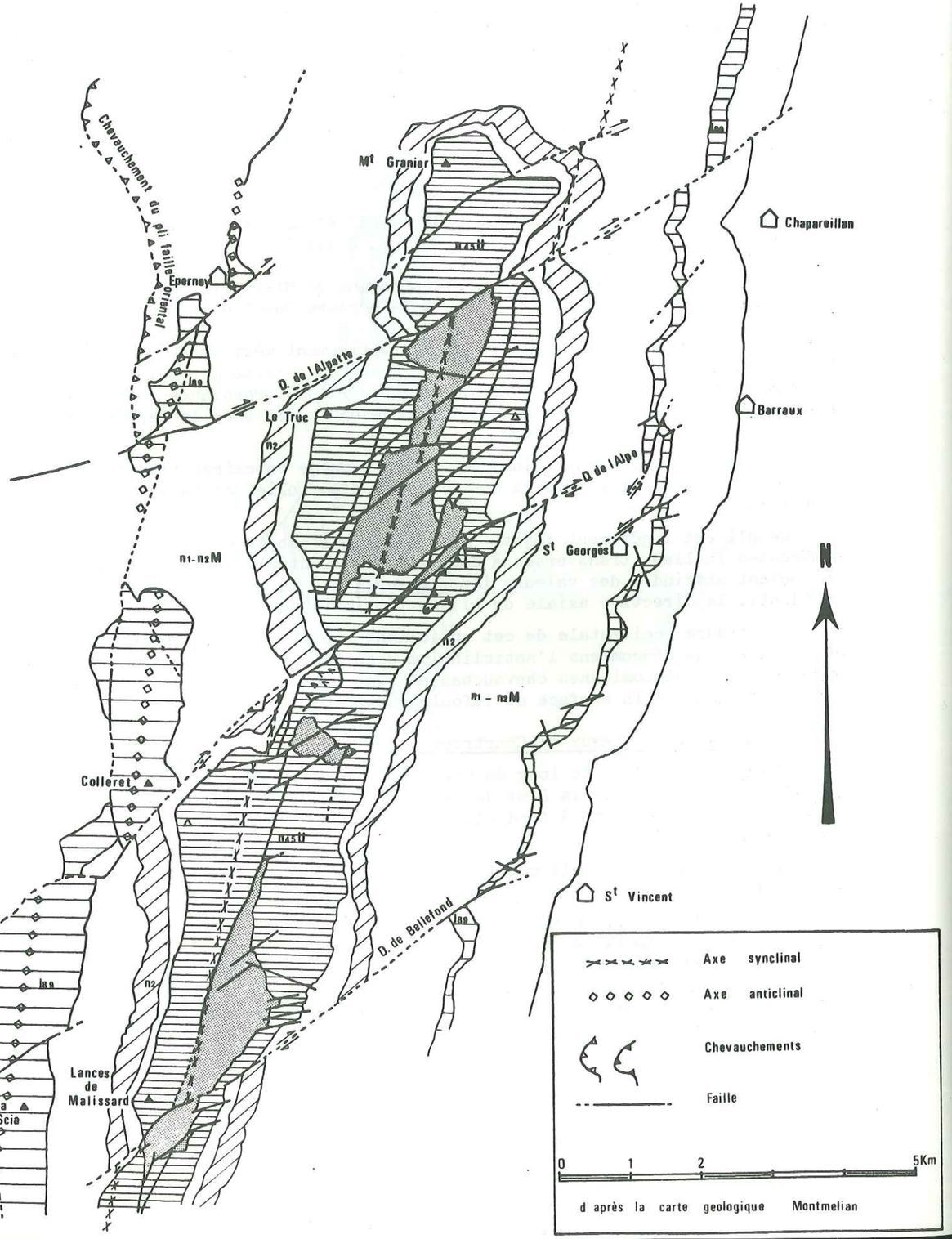
II-2- Les Hauts-Plateaux de Chartreuse

L'Urgonien dessine le long du Grésivaudan, une vaste structure synclinale qui s'étend sur 20 km de la Dent de Crolles au Sud, du Mont Granier au Nord. Il s'agit d'une gouttière à fond plat, d'une largeur d'environ 2 km et d'orientation N10°.

La continuité de ce pli est interrompue par trois grandes failles décrochantes :

. La faille du col de Bellefond, le plus méridional de ces accidents a un rejet dextre, à composante surtout horizontale (1500 m). Elle traverse le synclinal suivant une direction environ N40°. Issue de Chamechaude, elle recoupe la falaise orientale à la Crête de l'Alpette. Il semble que la faille affectant le Jurassique au-dessus de St-Vincent-de-Mercuze en représente bien le prolongement.

SCHEMA STRUCTURAL Pl.3



Au niveau du col de Bellefond, elle amène en continuité les deux flancs opposés du synclinal. Ce contact est toutefois masqué par un lambeau de calcaires sénoniens intensément fracturés.

. La Faille de l'Alpe ; de direction moyenne N50°, décale horizontalement l'axe du pli d'environ 1000 m dans le sens dextre.

Elle affecte de la même manière l'anticlinal jurassique du Colleret. A la traversée du synclinal urgonien, elle se dédouble pour isoler entre ses deux rameaux, le compartiment affaissé du Vallonde Pratcel. Cette enclave est constituée de craie marneuse sénonienne, laquelle est broyée et affectée d'une schistosité parallèle aux plans de faille.

Cet accident détermine un couloir de glissement dans lequel a été entaillé le col de l'Alpe ; il s'amortit plus à l'Est dans les terrains néocomiens.

. La Faille de l'Alpette, la plus septentrionale de ces failles de décrochement présente un rejet dextre selon un azimut N40°. Elle décale l'axe du pli urgonien d'environ 1500 mètres tout en entraînant un soulèvement d'une centaine de mètres du compartiment Nord. Cet accident affecte également le tracé de l'anticlinal jurassique d'Entremont.

. Du Sud au Nord nous voyons donc se succéder les structures suivantes :

- Bloc de la Dent de Crolles
.. Faille du Col de Bellefond
- Bloc de l'Aup du Seuil
.. Faille du Col de l'Alpe
- Bloc de l'Alpe-Alpette
.. Faille du col de l'Alpette
- Bloc du Granier

- Le bloc de la Dent de Crolles. Il s'agit de la terminaison péri synclinale de la gouttière urgonienne qui présente alors un fort plongement axial vers le Nord.

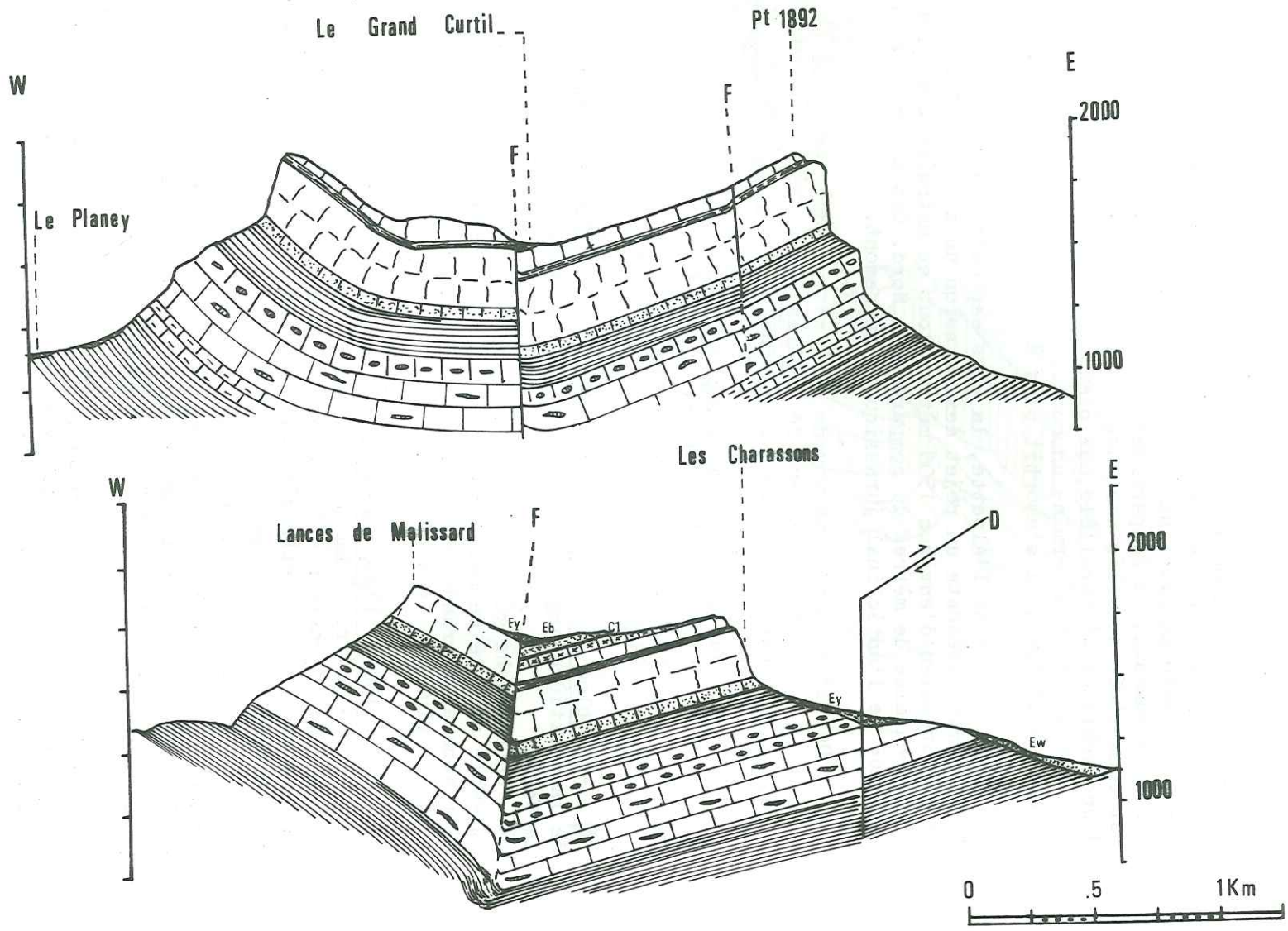
On rattache généralement à ce bloc le coin des Rochers de Bellefond ensemble affecté de nombreuses failles directionnelles (orientées N10°). L'érosion a en grande partie décapé le flanc Ouest de la structure et il n'en subsiste plus que la moitié orientale.

- Le bloc de l'Aup du Seuil. Les couches calcaires y dessinent une vaste gouttière d'environ 8 km de long. Son flanc occidental se gauchit jusqu'à des pendages d'environ 45° tout en s'élevant vers le Sud. Ce mouvement traduit la convergence dans cette direction des axes de cette structure synclinale et de l'anticlinal jurassique de la Scia.

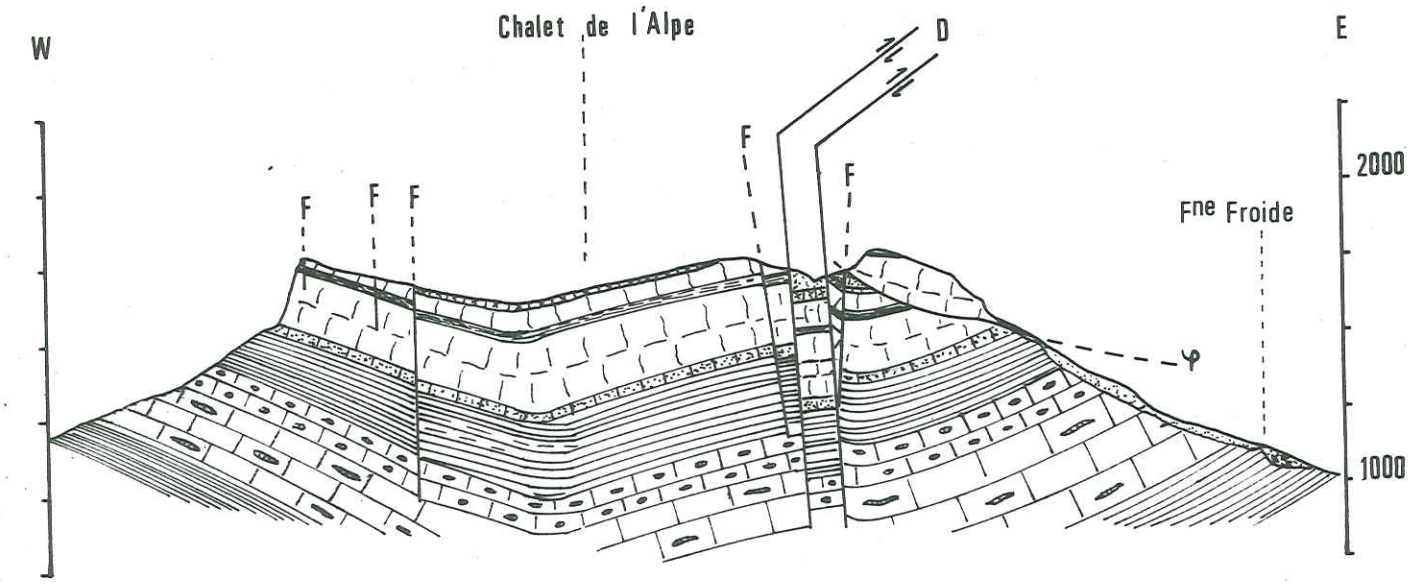
Le fond de cette gouttière est parcouru par une faille orientée N10°, celle-ci abaisse l'Urgonien du flanc Est ainsi que sa couverture, au contact de l'Urgonien de la bordure Ouest de l'auge synclinale. Cet accident tronçonne l'axe du pli et élève le quart Nord-Ouest de la structure, d'une cinquantaine de mètres au-dessus du fond de la gouttière. (Pl.4)

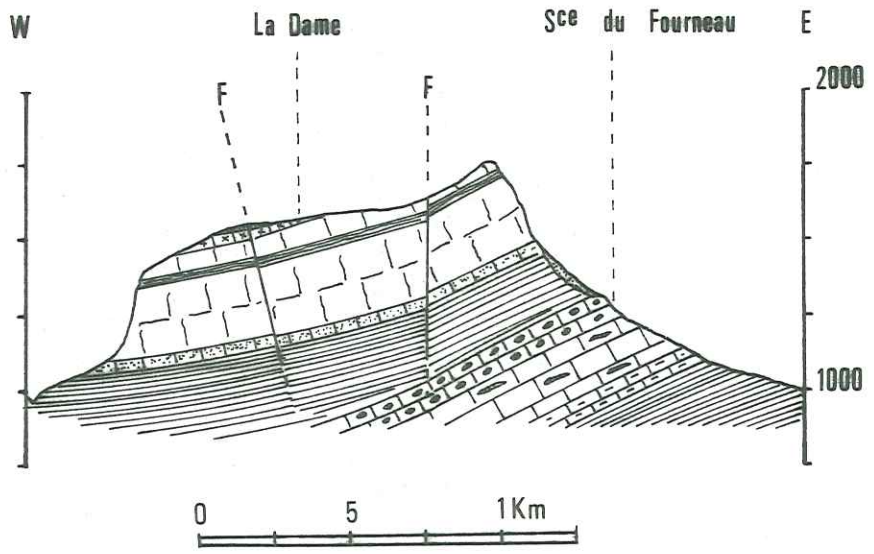
Au Nord de la source du Guiers Vif, l'érosion a entaillé le flanc Ouest du pli dont il ne demeure plus que le flanc oriental. Ce volet urgonien n'est recouvert que par les modestes affleurements d'Aptien supérieur et de Sénonien de la Dame.

SYNCLINAL DE L'AUP DU SEUIL Pl. 4



Pl. 5 L'ALPE – LE VALLON DE PRATCEL – L'ECAILLE DE LA ROUSSE





LA DAME

- Le bloc de l'Alpe. La structure synclinale est plus régulière, avec un fond plat bien marqué. Ses flancs se relèvent avec un pendage de 20 à 30°, pendage plus accentué sur la bordure orientale. (Pl. 5 et 6)

Le coeur du pli est occupé, sur une surface assez conséquente, par la "Lumachelle" aptienne. Ces terrains sont eux-mêmes surmontés par la craie sénonienne au niveau de l'Alpette.

Ce synclinal est affecté de nombreuses fractures orientées principalement N10° et N45° et sur lesquelles nous reviendrons. Aux abords du décrochement de l'Alpette, les terrains du compartiment sud se rebroussent à la verticale et dessinent une synforme à l'Ouest, au col de l'Alpette, une antiforme à l'Est au Pas de l'Alpette. Ce qui laisserait à penser qu'il est intervenu dans ce secteur un plissement d'axe N40°.

Il faut enfin signaler la présence, au sud du col de l'Alpe d'une écaille chevauchante qui a provoqué le plissement des unités autochtones à son front. Elle est constituée de terrains urgoniens d'aspect plus massif en falaise que ceux du Fourneau dans lesquels elle vient s'emboutir. Le plan de chevauchement disparaissant à l'Est sous les éboulis, il n'est pas possible de dire s'il existe ou non une semelle hauterivienne et valanginienne à la base de cette unité. Ses assises sont légèrement pentées vers l'Est.

C'est le seul accident de ce type tout au long du rebord subalpin. Pour M. Gidon, il trouve sa prolongation vers le Nord dans le chevauchement du massif du Margeriaz sur le synclinal des Déserts. Pour cet auteur "le bord subalpin correspondrait sensiblement entre Chapareillan et la Dent de Crolles au passage du plan de faille du chevauchement du massif des Bauges sensu-stricto sur le chaînon Semnoz-Nivolet - Moucherotte".

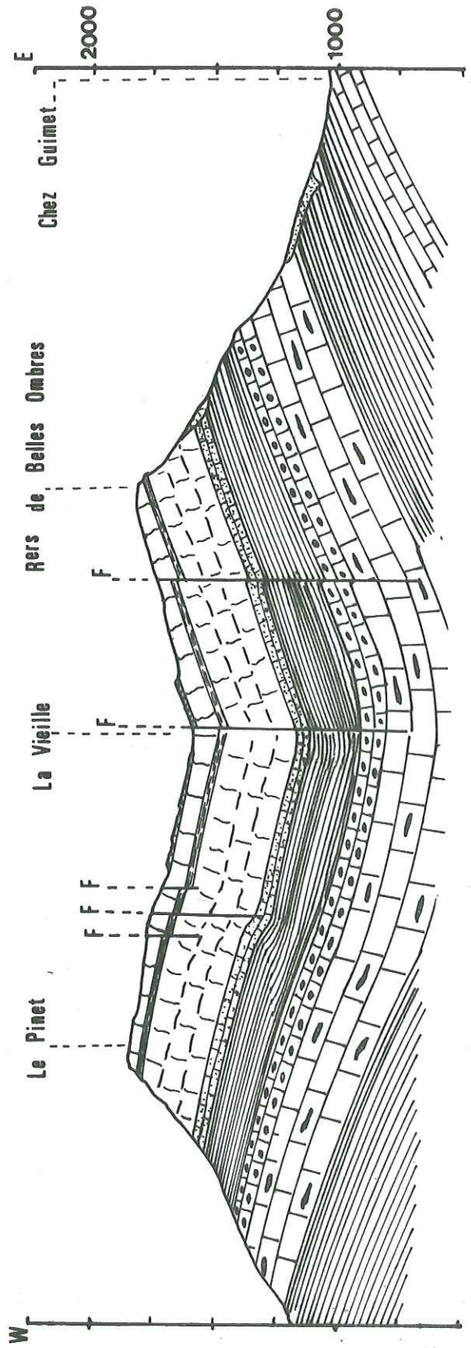
- Le bloc du Granier - De la structure synclinale originale décrochée vers l'Est il ne subsiste plus que le flanc occidental : n'y affleurent que des terrains urgoniens. (Pl. 7)

Le pendage vers l'Est de ce monoclinal oscille aux alentours de 10°.

L'axe synclinal n'y est nulle part matérialisé, ce qui atteste de son déport plus à l'Est au-dessus du Grésivaudan.

Le Granier est recoupé, dans sa partie médiane, par un vaste plan de décrochement (D_4 de Pincherin) orienté N50° dont le rejet horizontal n'est pas mesurable.

Au terme de cette présentation, il apparaît à l'évidence que le jeu des failles qui ont décalé le synclinal initial a conduit à l'isolement de plusieurs blocs indépendants les uns des autres. Nous verrons ultérieurement que ceci n'est pas sans conséquences sur la configuration des circulations karstiques.

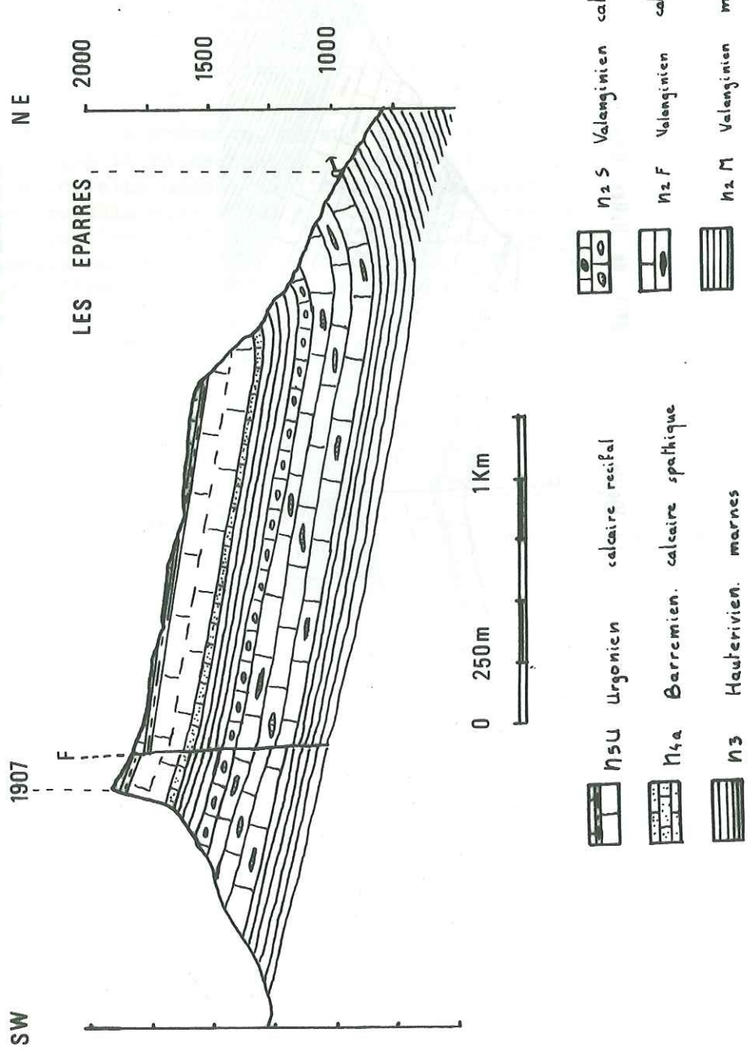


Pl. 6

LE SYNCLINAL DE L'ALPE - ALPETTE

PI.7

LE VOLET URGONIEN DU GRANIER



II-3 - Le socle du synclinal urgonien

Sous les couches urgoniennes, les terrains néocomiens (de l'Hauterivien au Berriasien) ne dessinent que des ondulations à grand rayon de courbure. Les discontinuités majeures précédemment décrites semblent s'y amortir.

L'ensemble des terrains Néocomien inférieur et Jurassique qui déterminent le tracé du bord subalpin, ne constitue ni plus ni moins que le soubassement du flanc Est du synclinal cartusien oriental. Les calcaires du Tithonique y jouent un rôle orographique prédominant. Ils forment une falaise partiellement entaillée par l'érosion, suivant une direction N20°, légèrement différente de celle de l'axe du pli urgonien, ce qui laisse supposer de légers phénomènes de disharmonie au sein des assises néocomiennes.

Le pendage des couches varie de 10 à 20° vers l'Ouest - Nord-Ouest. Cette disposition que l'on peut qualifier de monoclinale, entraîne au niveau des Petites Roches, un relief de cuesta souvent masqué par l'érosion et les dépôts quaternaires.

En allant vers le Nord, le bord subalpin voit le plongement axial de ses couches s'accentuer ; aussi le Tithonique ne tarde-t-il pas à s'ennoyer sous les Abîmes de Myans au Nord du Lac de St-André.

Cette structure présente tout au long de son tracé de nombreuses petites failles dont les composantes sont essentiellement dextres et de faible amplitude.

Nous ne retiendrons que quatre de ces discontinuités.

. Le décrochement de St-Vincent. De direction N60°, il amène le séquanien du bloc méridional au contact du Tithonique du compartiment septentrional. De rejet vertical presque nul, ce contact anormal ne traduit qu'un déplacement horizontal des couches inclinées. Bien qu'il n'y ait pas de continuité visible, on rattache cet accident au décrochement du col de Bellefond avec lequel il paraît s'aligner.

. L'accident de St-Georges. Il recoupe les assises jurassiques supérieures et berriasiennes du bord subalpin et les décale avec un rejet cartographique senestre d'environ 300 m.

. Le décrochement de Barraux. Son rejet senestre entraîne l'alignement du Tithonique méridional dans le plan du Kimméridgien septentrional.

Ces deux accidents attestent un raccourcissement local du flanc Est du pli selon une direction N20°. Ce processus semble être le contrecoup du coulissement vers le Nord-Est du bloc septentrional du décrochement de l'Alpe.

Légèrement plus au sud le Tithonique tend à se replier sur lui-même. Peut-être faut-il y voir l'effet d'un décrochement virtuel dextre lié directement à celui de l'Alpe.

. Le décrochement de Chapareillan. Il décale la corniche Tithonique suivant une direction N40° d'environ 600 m dans le sens dextre. Il constitue, à n'en pas douter le prolongement oriental du décrochement du col de l'Alpette.

III - CONCLUSIONS

Si l'on excepte l'ensemble Urgonien-"lumachelle", les terrains rencontrés se prêtent mal à l'instauration de circulations importantes.

Les autres terrains (Séquanien, Tithonique Valanginien supérieur) lithologiquement favorables aux écoulements n'affleurent qu'en falaise donc sur des superficies faibles.

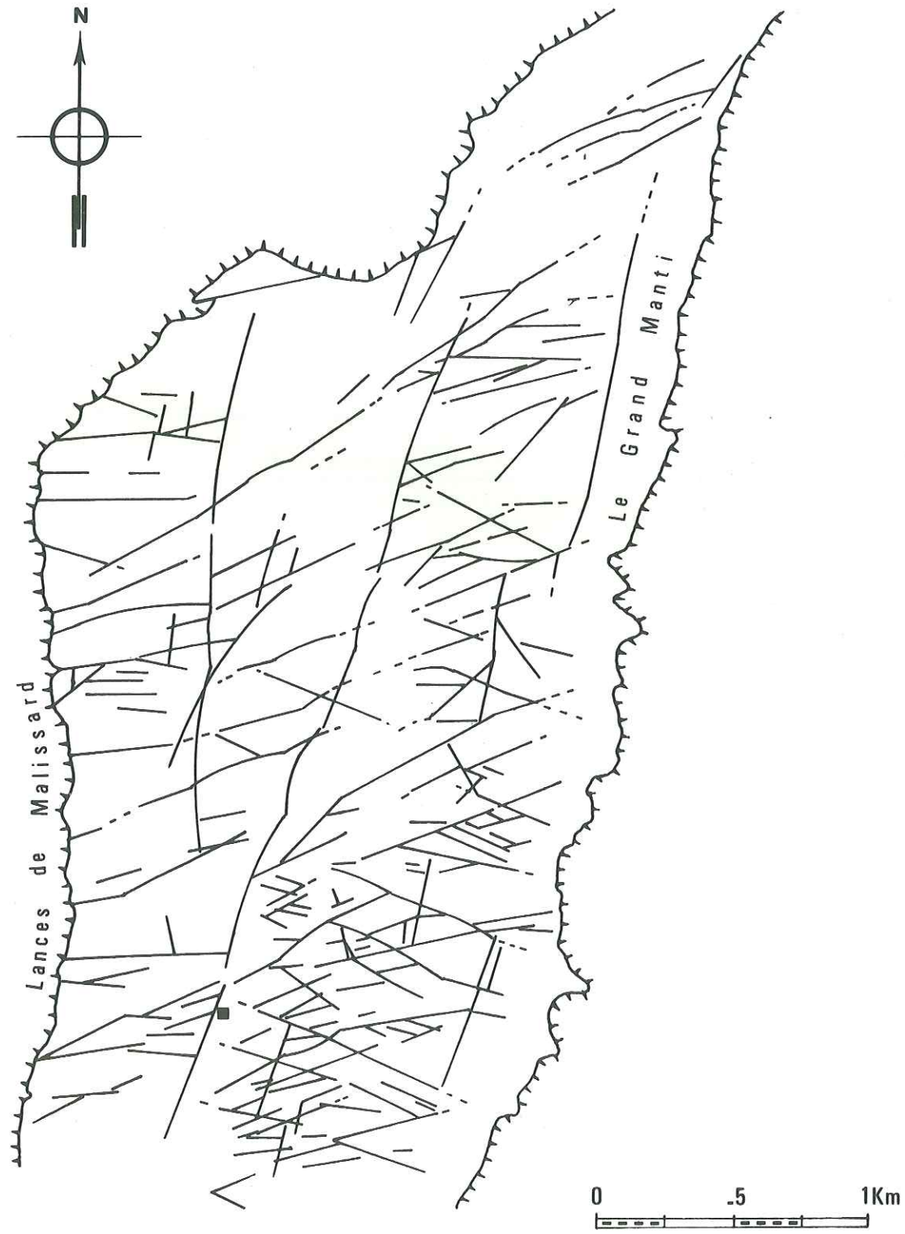
Les formations marneuses occupent quant à elles de vastes surfaces et cloisonnent les différents aquifères potentiels. Toutefois ces niveaux imperméables sont fréquemment recouverts par des formations quaternaires propices aux écoulements.

La structure étudiée est très simple : succession d'un anticlinal et d'un synclinal orientés parallèlement suivant une direction N10 à N20°.

La géométrie des hauts-plateaux permet de penser que les calcaires urgoniens constituent l'aquifère majeur du massif. Seules les grandes failles de décrochement et leurs satellites viennent rompre la monotonie de la structure synclinale étudiée. Ces accidents laissent envisager des écoulements ne se cantonnant qu'au sein de petites unités indépendantes.

Pl. 8

Fracturation du massif de l'Aup du Seuil



Interpretation photogéologique

CHAPITRE III

LA FRACTURATION

. Nous avons présenté au Chapitre II les grands accidents du massif et leur importance sur la structure. Nous avons volontairement omis de traiter la fracturation à une échelle beaucoup plus fine, et de l'intégrer dans un schéma d'ensemble des déformations.

La fracturation du synclinal de Chartreuse orientale a fait l'objet d'une étude détaillée, réalisée dans le cadre d'une thèse de 3ème cycle, par J.-P. Robert. Ce dernier a effectué de nombreuses mesures de terrains ainsi qu'une interprétation photogéologique poussée.

Toutefois, il nous a paru bon de refaire des mesures de ce type tout en adoptant une approche, plus hydrogéologique afin d'aboutir à un calcul de perméabilité des calcaires. Pour ce faire, nous avons exécuté un relevé photointerprétatif des fractures car le travail de J.-P. Robert nous paraissait avoir été fait à une échelle beaucoup trop grande pour que ses résultats soient exploitables quantitativement.

I - INTERPRETATION PHOTOGEOLOGIQUE

La fracturation a été relevée grâce à trois couples de photos aériennes (format 23 x 23 cm, échelle 1/23 500e). Les calcaires urgoniens se prêtent bien à une telle étude car ils présentent de vastes surfaces dénudées sur lesquelles les discontinuités apparaissent assez distinctement. Par contre le tracé de celles-ci s'estompe souvent dans les terrains de l'Aptien supérieur.

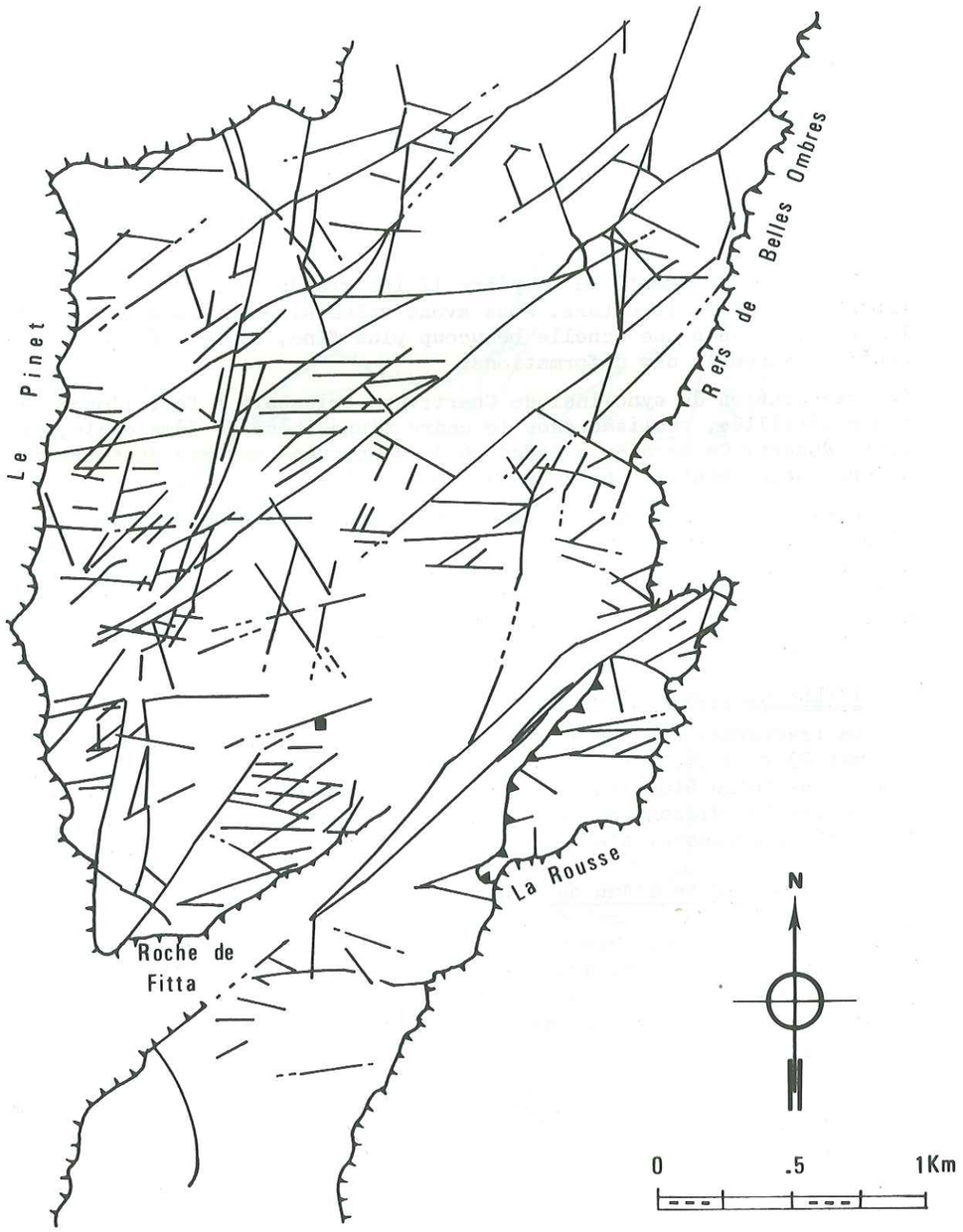
I-1- Le massif de l'Aup du Seuil Pl 8

La fracturation y semble assez serrée, et ce beaucoup plus sur le flanc oriental du synclinal. Mis à part le grand accident longitudinal déjà évoqué, les failles relevées ont des longueurs modestes, mais avec des rejets cartographiables au niveau du contact Urgonien - "Lumachelle".

Nous distinguerons plusieurs directions majeures.

- famille N60-N70° : bien représentée dans la partie Est du massif ;
- famille N10° dont les failles jalonnent l'axe synclinal ainsi que sa bordure orientale où elles abaissent les compartiments occidentaux en une suite de gradins ;
- famille N80-N90° : assez marquée au niveau des Lances de Malissard (Ouest), elle semble absente du reste du massif ;
- famille N110-120 : bien individualisée dans la Lumachelle moins compétente. Elle représente sûrement la famille conjugée du système N60°.

Fracturation du massif de l'Alpe Pl.9



Interpretation photogéologique

I-2- Le massif de l'Alpe Pl.9

La densité de fracture y est relativement importante, tendance qui s'exacerbe sur le flanc ouest du massif. De ce canevas de discontinuités nous ne retiendrons que quelques directions préférentielles de fracturation.

. famille N40-N50° : c'est la famille la mieux représentée. Plusieurs fractures obliques parcourent le synclinal d'un bord à l'autre (4 km). Bien que faible (50 à 100 m) leur rejet dextre n'en n'est pas moins cartographiable. Evidemment, ces failles sont de type D c'est-à-dire qu'elles sont parallèles et liées au décrochement du col de l'Alpe ;

. famille N90°-N100° : les fractures de ce type affectent essentiellement la bordure occidentale du massif. Leur rejet est vertical et sans polarité définie ;

. famille N10° : elle est constituée de failles distribuées un peu partout sur le plateau. De tels accidents soulignent la flexure qu'amorce le versant du Pinet (Ouest) à son raccord avec le fond du synclinal. Ils se développent également dans la partie orientale du massif où elles affaissent les compartiments Est ;

. famille N140° : elle est plutôt mal représentée si l'on se réfère à la densité de ces fractures observables à l'Aup du Seuil.

I-3- Le massif Alpette-Granier Pl.10

Dans le secteur de l'Alpette la fracturation est prépondérante sur les deux flancs du synclinal ; tous les accidents semblent s'amortir dans les terrains sénoniens qui occupent le centre de la structure. On retrouve dans ce massif les mêmes familles qu'à l'Alpe. Elles y jouent un rôle similaire ce qui ne saurait nous surprendre puisque nous avons affaire aux deux moitiés d'un même bloc tectonique. Signalons au Nord-Ouest du massif l'existence d'une faille N100 longue d'environ 1,2 km et qui soulève son compartiment méridional d'une dizaine de mètres.

L'observation devient délicate sur le Granier, surtout dans sa partie centrale, peut-être à cause d'une érosion plus marquée ici que le reste du massif.

Parmi les fractures qu'il nous a été possible de répertorier, celles orientées N90° jouent un rôle prédominant. Les autres directions sont assez dispersées. On y distingue toutefois deux familles N30-N40° et N160-170° ; l'ensemble de ces discontinuités ne se traduit que par un réseau assez discret.

II - LES MESURES DE FRACTURATION SUR LE TERRAIN

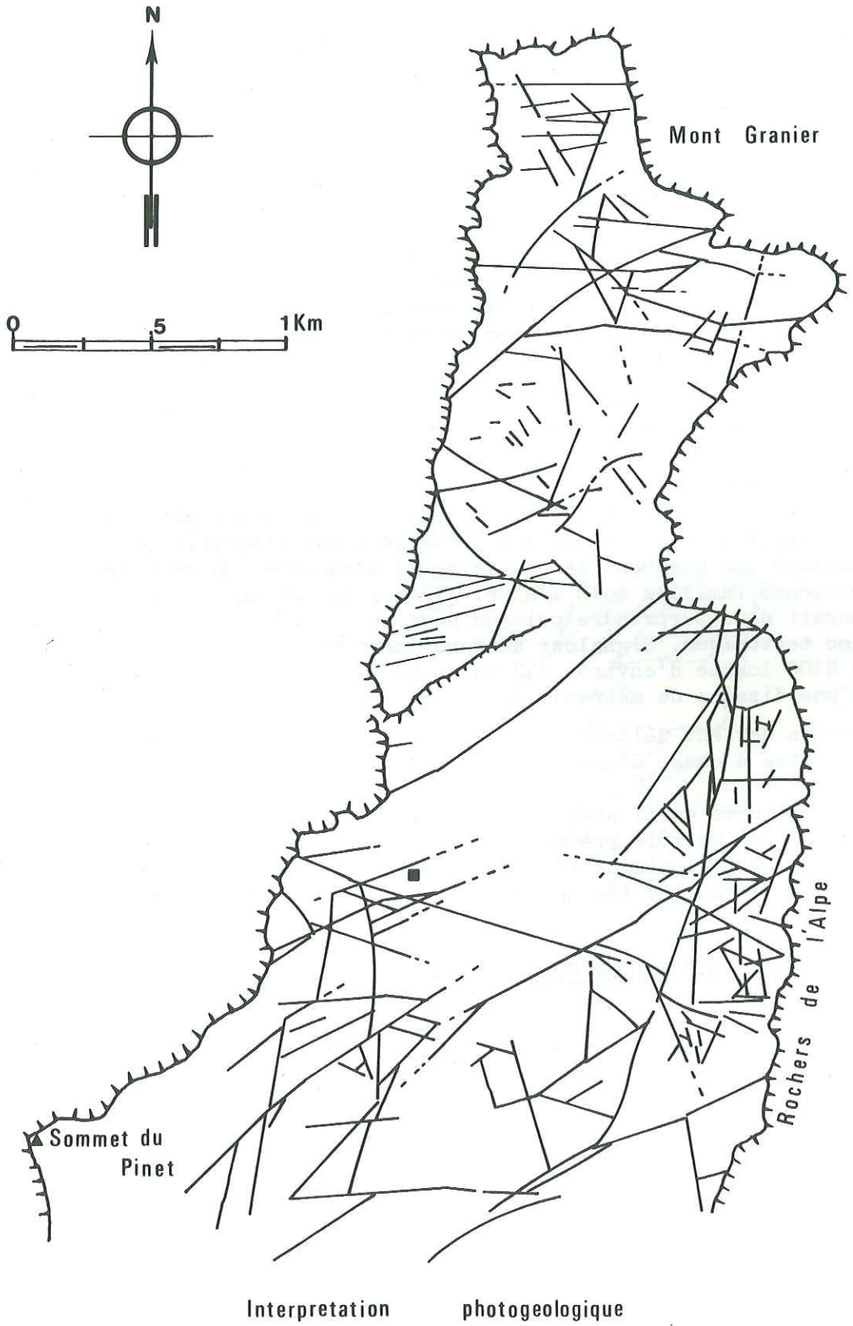
II-1- Méthode

Nous avons effectué des mesures d'orientation (azimut et pendage) d'ouverture et de densité des fractures en plusieurs stations situées soit sur le synclinal urgonien, soit sur le bord de la corniche Tithonique.

+ sur

Fracturation du massif Pl. 10

Alpette – Granier



Interpretation photogeologique

Etant donnée l'importance des phénomènes de dissolution superficielle nous avons évité de récolter nos échantillons à la surface des bancs calcaires : lorsque la topographie s'y prêtait nous avons préféré réaliser de petites coupes.

Pour un point de mesure, on établit des classes de direction de fractures (amplitude 10°) sans tenir compte des pendages. On calcule ensuite le pourcentage du nombre d'individus de chaque classe par rapport au nombre total de plans mesurés à la station. On construit alors le polygone des fréquences d'orientation sous forme de rosace.

Lorsque plusieurs affleurements sont voisins on effectue la démarche décrite ci-dessus pour l'ensemble des données des stations.

II-2- Les données

Nous commenterons les résultats obtenus :

- le massif de l'Alpe

A chaque station, il ressort de nos mesures une direction préférentielle de fracturation (voir planche II).

La vieille	N170°
Le Golet du Pompier	N 70°
Belles Ombres	N 80°
Chalet de l'Alpe	N 80°
Roche de Fitta	N110-120°
Rochers de Fouda Blanc	N110-120°

La famille N80-N100 apparaît comme nettement prédominante. La répartition des autres directions est confuse. Il faut noter cependant la relative constance de la famille N0-N10° et à un degré moindre du groupe N40-N60°.

- le massif de l'Aup du Seuil Pl.12

Les classes les mieux représentées sont les suivantes :
N 90-110°
N 50- 70°
N140°

Il faut constater qu'au niveau de la Forêt du seuil les directions majeures N70° et N140° sont les mêmes que celles déjà observées en photos aériennes, ce qui est loin d'être probant pour les autres stations.

- les calcaires Tithoniques Pl.12

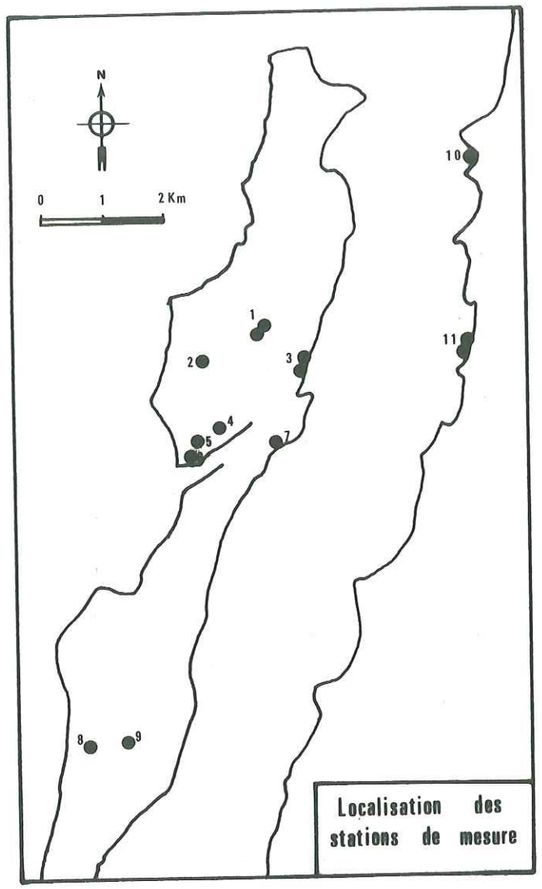
Les familles y sont bien individualisées :

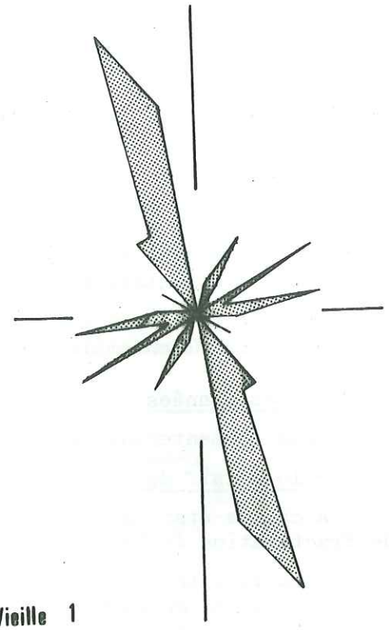
. familles N30° et N150° qui forment un dièdre de cisaillement plus ouvert que celui des hauts-plateaux (N40°-N140°) ;

. famille N80-N100° : très nette à St-Georges où ses fractures sont dans un plan approximativement bissecteur du dièdre ;

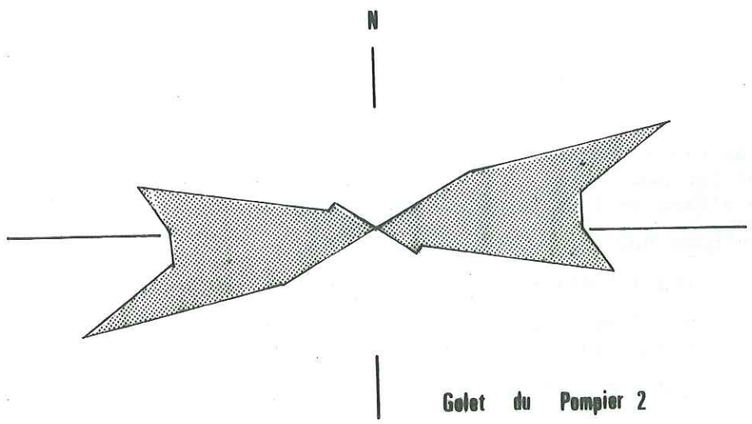
. famille N60-N80° : bien représentée à St-Georges.

FRACTURATION DU MASSIF DE L'ALPE

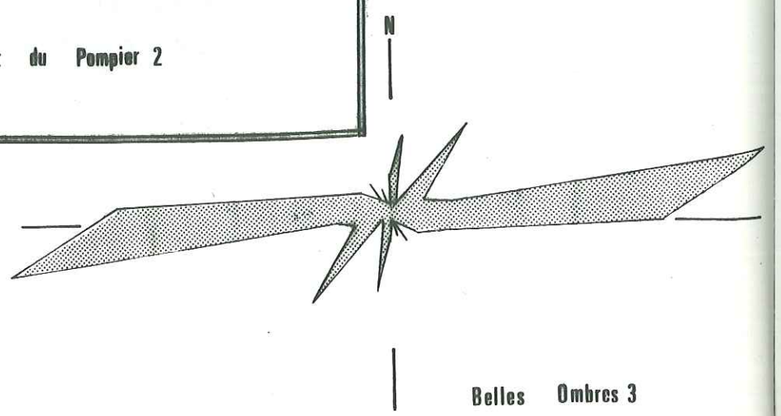




La Vieille 1



Golet du Pompier 2

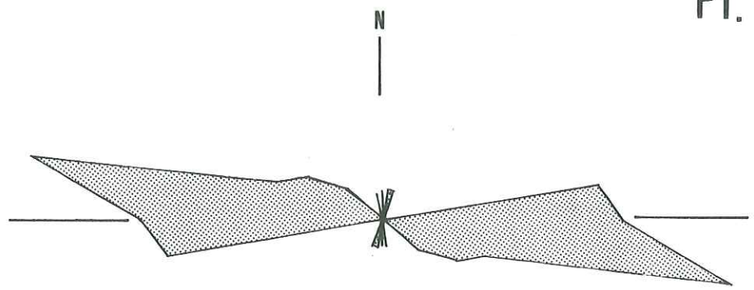


Belles Ombres 3

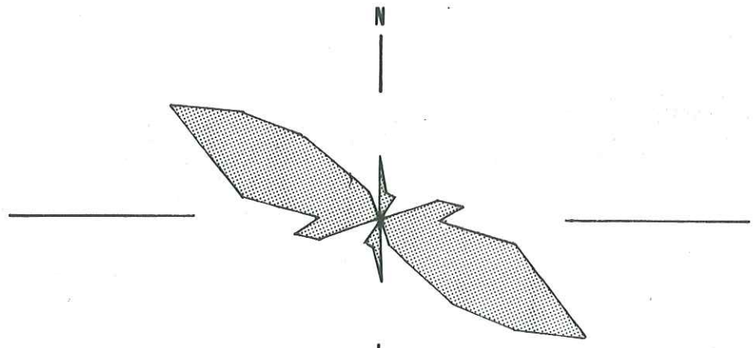
Pl. II

MASSIF DE L'ALPE — MESURES DE TERRAIN

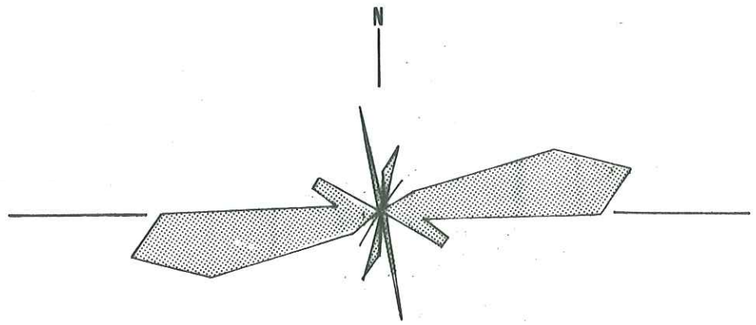
Pl. II bis



Roche de Fitta 6

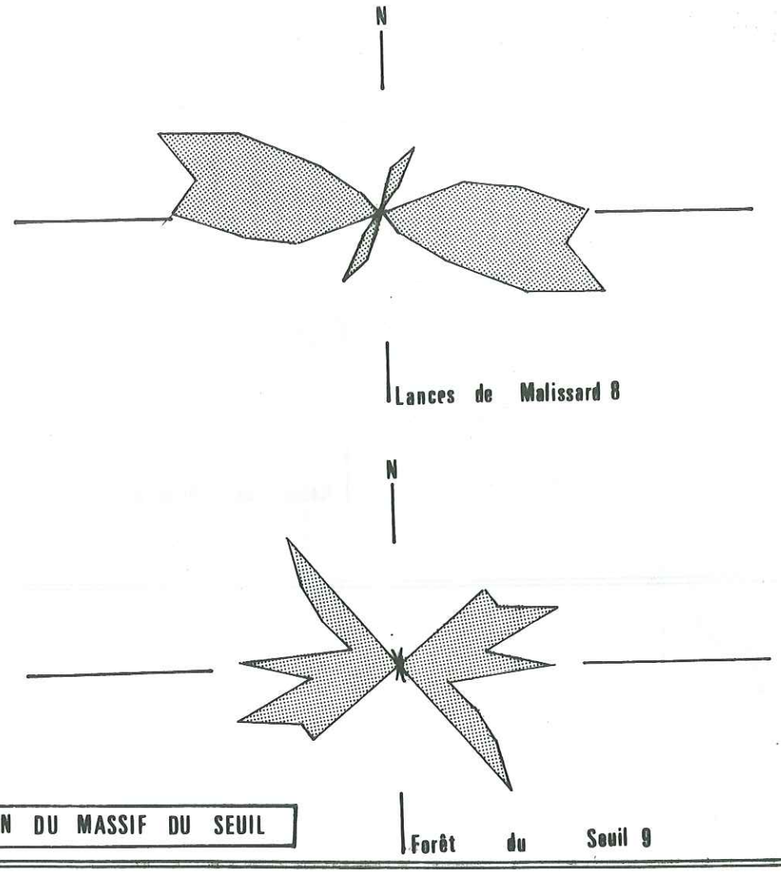


Rochers de Fouda Blanc 5

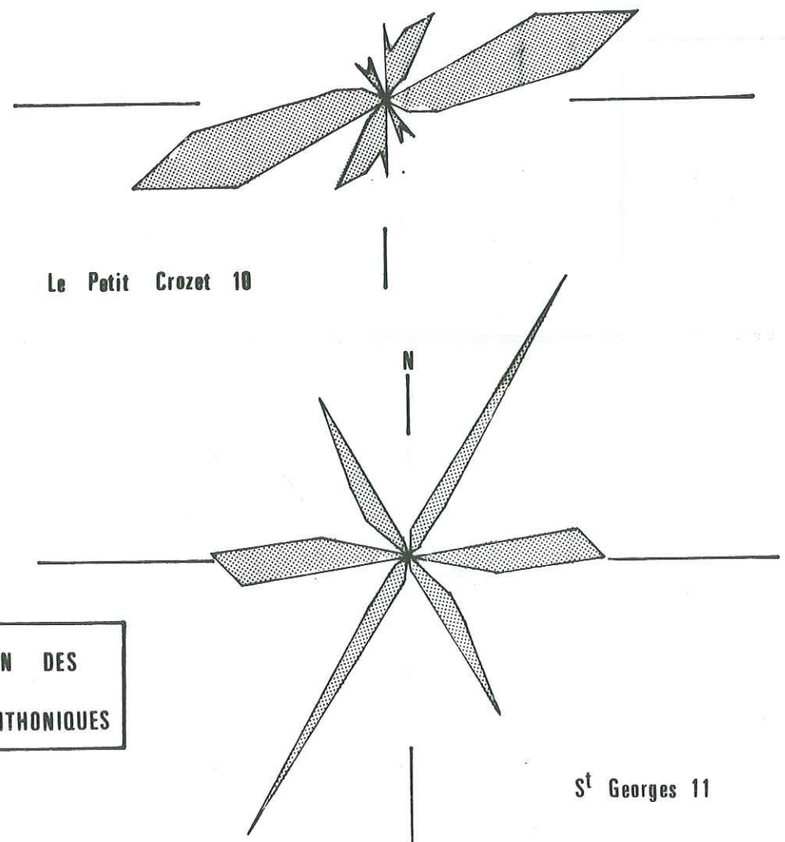


Chalet de l'Alpe 4

PI. 12



a/ FRACTURATION DU MASSIF DU SEUIL



b/ FRACTURATION DES CALCAIRES TITHONIQUES

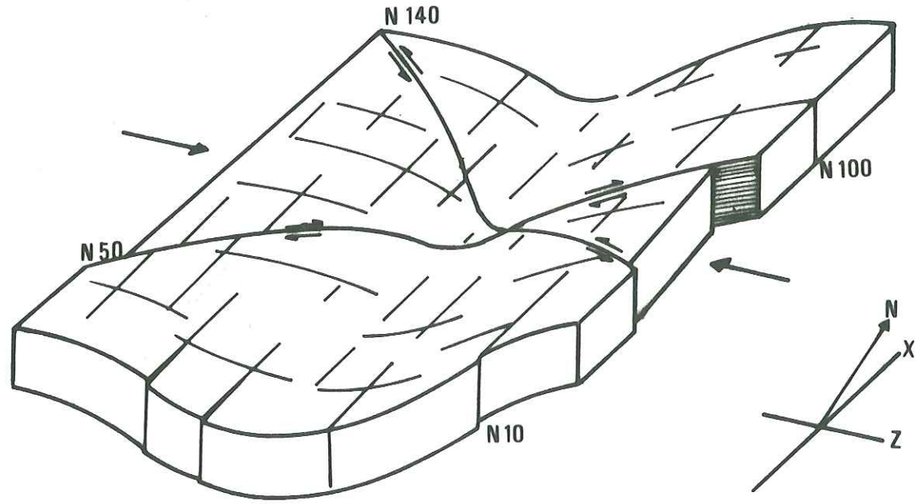
II-3- Genèse et évolution des structures

Les discontinuités observées s'inscrivent dans un schéma classique de déformation : à un pli d'axe N10°, correspondant à une direction de raccourcissement Z N100°, sont associées les familles de fractures suivantes :

- une famille longitudinale N10°, parallèle à l'axe du pli, traduisant les ruptures de la voute de celui-ci ;

- une famille transversale T N90° d'extension plus ou moins parallèle à la direction de raccourcissement ;

- deux familles conjuguées de cisaillement N140° et N50°, cette dernière prenant vite le pas sur la précédente.



SCHEMA DES DEFORMATIONS

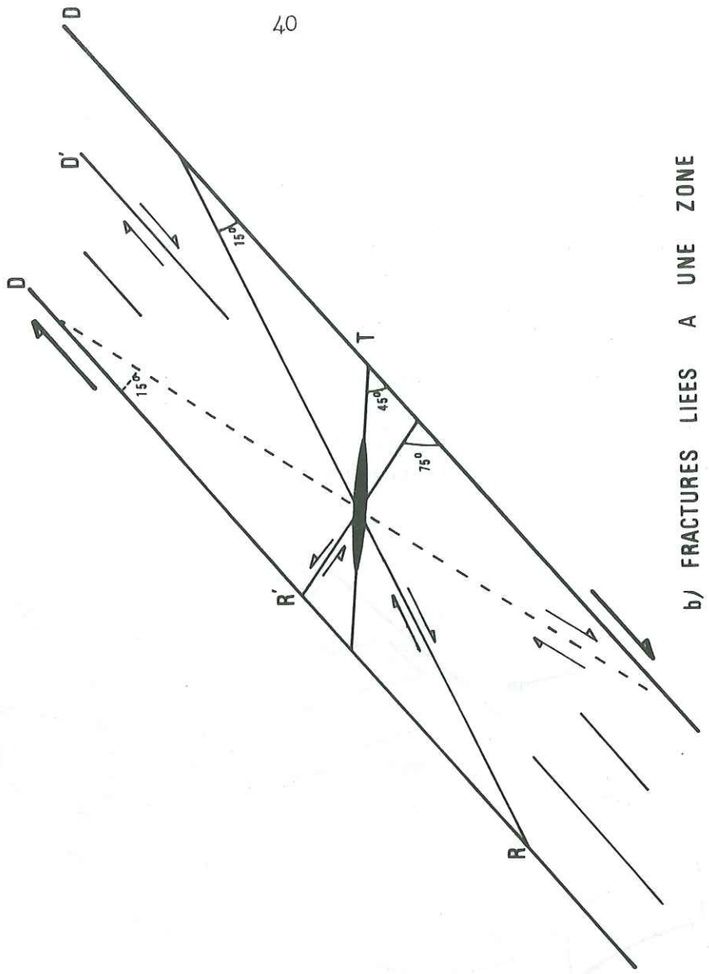
(Fig 6)

Cette première phase de déformation serait selon M. Gidon antérieure au Chattien et correspondrait soit à la phase paléocène, soit à la phase sannoisienne.

Lors d'un deuxième épisode (probablement pendant la phase ponto-pliocène) le coulissement dextre le long des plans de cisaillement préexistants a donné lieu à une deuxième génération de fractures parmi lesquelles nous trouvons :

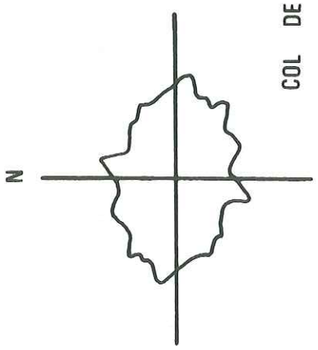
. les fractures N70° : fractures de Riedel R formant un angle de 15° avec les plans de décrochement D ;

PI. 13

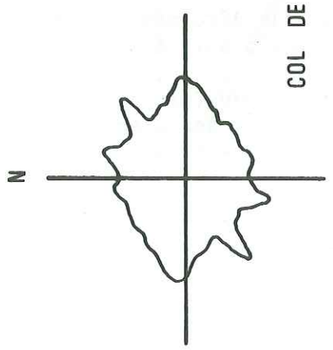


b) FRACTURES LIEES A UNE ZONE DE DECROCHEMENT

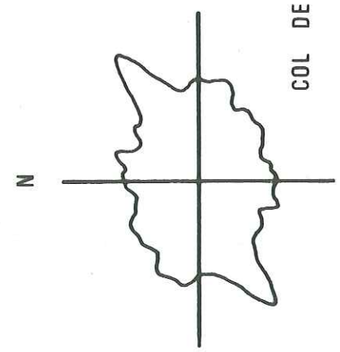
a) FRACTURATION AUX ABORDS DES DECROCHEMENTS : FILTRAGE OPTIQUE



COL DE BELLEFOND



COL DE L'ALPE



COL DE L'ALPETTE

d'après J.P. Robert

. les fractures N90° : fractures d'extension T liées aux mouvements, le long de D et orientées à 45° de celui-ci ;

. les fractures N120° : anciennes fractures N90° tordues aux abords du décrochement ou nouvelles fractures d'extension T à mettre en relation avec le coulissement le long des plans de Riedel R.

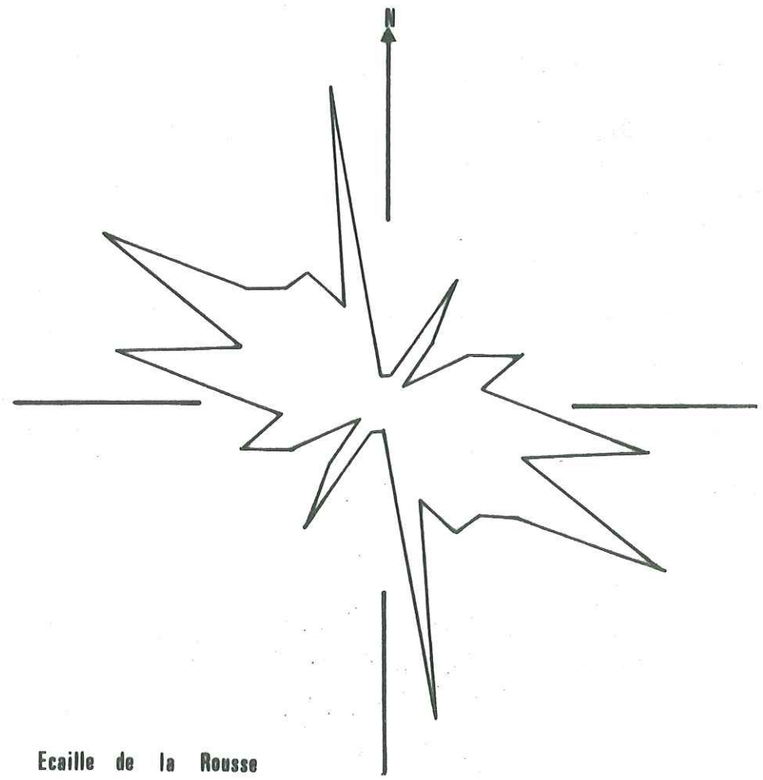
Il y a donc eu, du fait du rejeu des décrochements, réajustement des contraintes s'exerçant au sein du massif. Localement le raccourcissement a pu se faire perpendiculairement au plan D comme en témoigne l'antiforme d'axe N45° du Pas de l'Alpette.

Dans le Vallon de Pratcel la schistosité initialement N0 à N10° (à 45° de D, ou à 90 de Z) a tourné jusqu'à se réaligner avec le plan de décrochement.

Globalement ces réajustements se traduisent par une rotation apparente de l'axe du pli et par un étirement de la structure suivant la direction de celui-ci.

Nous nous sommes proposé de rechercher les relations existant entre la fracturation de l'écaille de la Rousse et celle de l'autochtone précédemment décrite.

Nous avons effectué plus d'une centaine de mesures d'orientation dans les terrains charriés. Ces données nous ont permis de construire la rosace de fracturation ci-dessous.



Ecaille de la Rousse

(Fig 7)

Toutes les familles importantes de l'autochtone sont représentées, principalement celles de direction N100°-N120°. Au vu de ces résultats, on peut conclure qu'il existe au moins unephase de déformation commune aux deux unités.

Le chevauchement pourrait bien être postérieur (ou contemporain) au plissement (peu de direction N10° ou N90°) mais antérieur au rejeu des failles N45° par lesquelles il semble affecté : directions d'extension N90° tournées N100°-N120°, famille D N50° et fractures de Riedel N70°.

On note quelques stries N115° le long du plan de refoulement attestant un raccourcissement selon cette direction.

III- ESTIMATION DE LA DISTRIBUTION DES PERMEABILITES DU SYNCLINAL DE CHARTREUSE ORIENTALE

Nous appliquerons ici la méthode proposée et expérimentée par F. Franciss au laboratoire d'Hydrogéologie de l'Institut Dolomieu. Le calcul des perméabilités est basé sur l'analyse photogéologique de la fracturation. Pour pouvoir exploiter les relevés obtenus grâce à cette méthode, il nous faut procéder à quelques hypothèses simplificatrices :

. les discontinuités sont presques verticales, ce qui permet un traitement du problème à deux dimensions ;

. l'épaisseur de la zone broyée est une fonction linéaire empirique de la longueur apparente L (exprimée en m) des fractures.

$$e = AL$$

e est l'épaisseur moyenne de la zone comprise entre les deux lèvres de la faille : épaisseur de la zone broyée.

III-1- Mode et calcul de la perméabilité K pour chaque fracture

On définit la perméabilité K de chaque fracture (suivant sa longueur L) par rapport à un sous-système délimité par un cercle de diamètre D grâce à la formule :

$$K = Kf \ \frac{e}{D}$$

K = perméabilité équivalente pour un système continu
Kf = perméabilité de la zone broyée
e = épaisseur moyenne de la discontinuité
D = diamètre du cercle (système M.K.S)

La fracture est supposée continue à l'intérieur du sous-système considérée, nous pouvons écrire :

$$K = Kf \frac{AL}{D} = \frac{KfA}{D} \times L = C \times L$$

La formule devient donc

$$\bar{\bar{K}} = CL$$

$\bar{\bar{K}}$ doit être traité comme un tenseur symétrique du 2ème ordre comme le veut la loi d'écoulement en milieu anisotrope :

Loi de Darcy en milieu anisotrope

$$\bar{V}.\bar{n} = -K(\bar{n})\ \bar{J}.\bar{n} \qquad (1)$$

$\bar{V}$ = vecteur vitesse de filtration

$\bar{n}$ = la direction considérée de composantes α , β

$\bar{J} = \overline{\text{grad}\ (\varphi)}$ vecteur gradient de charge

K = coefficient de perméabilité relative suivant la direction $\bar{n}$.

En un point du terrain il existe un couple $\bar{V}$ (u,v) et $\bar{J}(I,J)$ déterminé d'après (1) nous avons :

$$\alpha u + \beta v = -K(\alpha,\beta)\ \{\alpha I + \beta J\} \qquad (2)$$

Nous pouvons écrire la même équation pour la direction $\bar{n}'$ (α',β') orthogonale à $\bar{n}$.

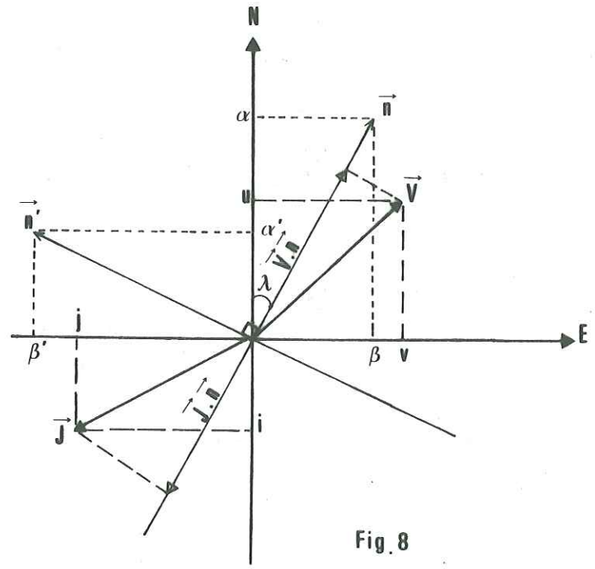


Fig. 8

Nous constatons que $\alpha = \cos\lambda = -\beta'$ nous obtenons
$\beta = \sin\lambda = \alpha'$

$$\beta u - \alpha v = -K'(\alpha',\beta')\ \{\beta I - \alpha J\} \qquad (3)$$

En multipliant (2) par α , puis (3) par β et en additionnant les équations obtenus nous trouvons :

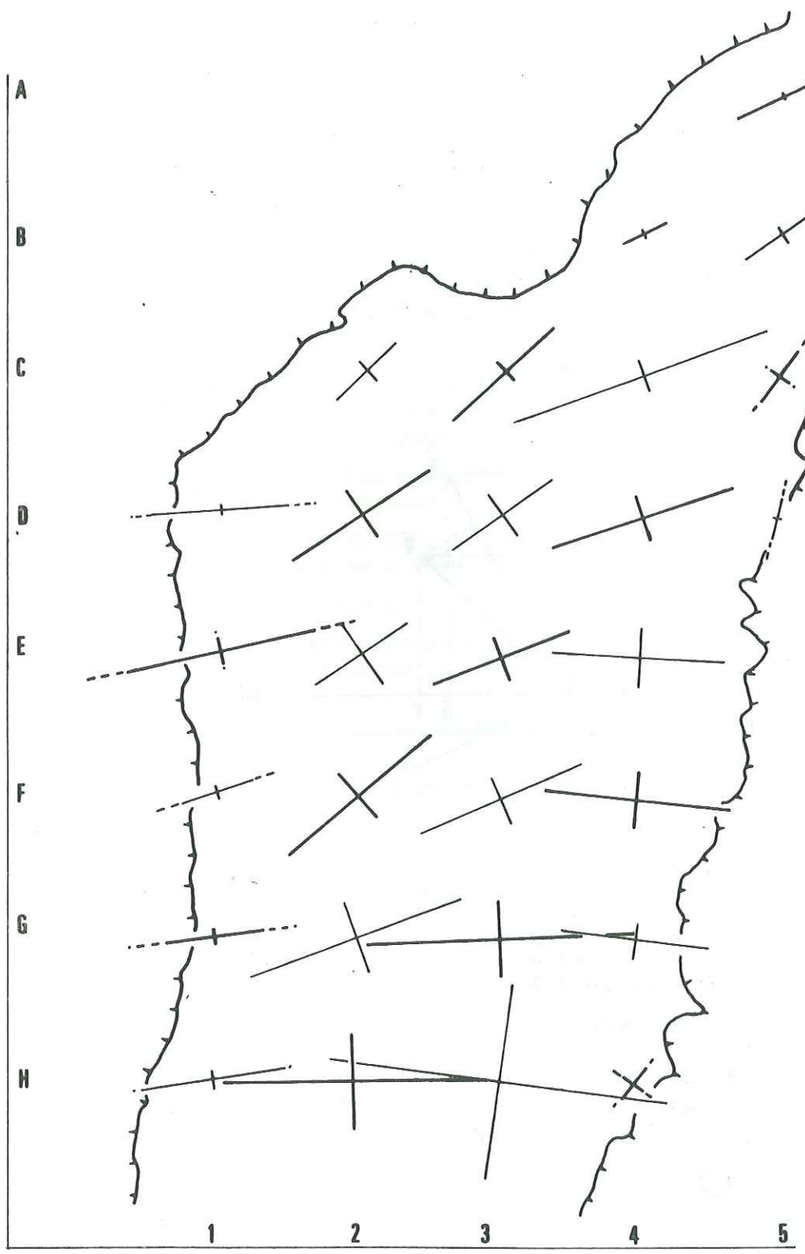
$$-u = +(\alpha^2 K + \beta^2 K')\ I + \alpha\beta\ (K + K')\ J \qquad 4$$

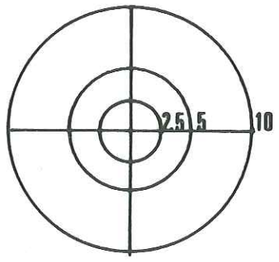
De même multiplions (2) par β et (3) par α et en soustrayant il vient

$$-v = +\alpha\beta\,(K-K')\ I + (\beta^2 K + \alpha^2 K')\ J \qquad 5$$

L'AUP DU SEUIL — Pl. 14

CARTE DES PERMEABILITES PRINCIPALES





Perméabilités x 10^6

(m / s)

Nous obtenons donc les composantes de $\overline{V}$ sous la forme

- u = KNNI + KNWJ
- v = KWNI + KWWJ

soit :

$\overline{v} = -\overline{\overline{K}}.\overline{J}$ avec $\overline{\overline{K}} = \begin{vmatrix} KNN & KNW \\ KNW & KWW \end{vmatrix}$

Calcul des composantes du tenseur $\overline{\overline{K}}$

Si l'on suppose que le coefficient de perméabilité relative K' est nul perpendiculairement à la fracture, les équations 4 et 5 se simplifient

- $u = (\cos^2 \lambda \ K) I + (\cos \lambda \ \sin \lambda \ K) J$
- $v = (\cos \lambda \ \sin \lambda K) I + (\sin^2 \lambda \ K) \ J$

Donc par rapport aux axes NS-EW les composantes du tenseur $\overline{\overline{K}}i$ (fracture i)sont données par les relations suivantes :

$KNNj = K \cos^2 (\lambda i)$ CLi $\cos^2 \lambda i$

$KWWj = K \sin^2 (\lambda i)$

$KNWj = K \sin \lambda i \cos \lambda i$

Nous caractériserons donc chaque fracture uniquement par sa longueur Li et son orientation λi par rapport au Nord (λi comptée positivement vers l'W).

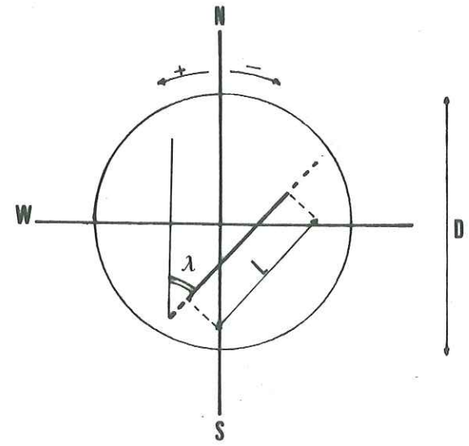


Fig. 9

C n'est pas connu : nous devrons le déterminer de façon empirique.

Effet cumulé de plusieurs fractures.

Le tenseur qui exprime l'effet simultané de plusieurs fractures est la somme des tenseurs relatifs à chaque fracture

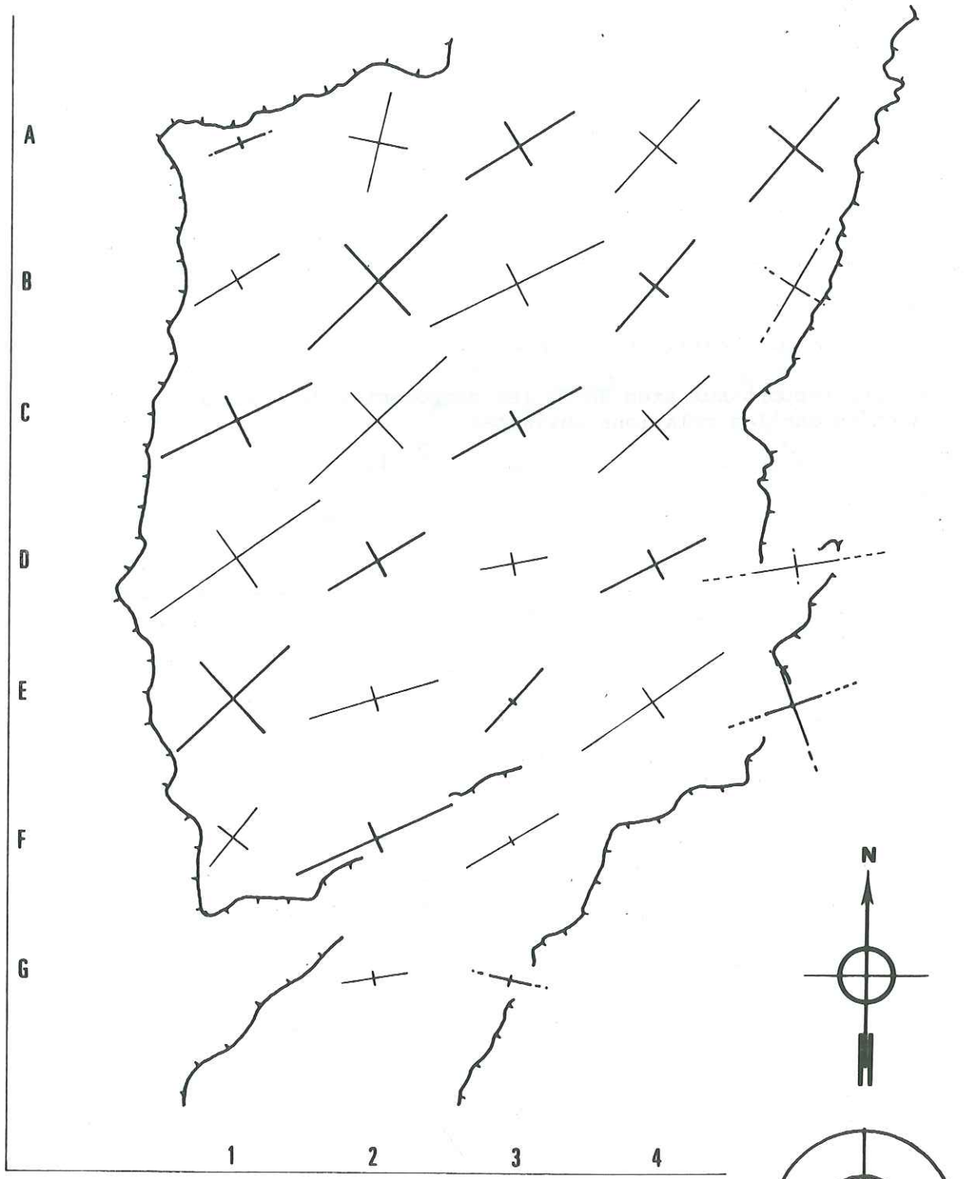
$\overline{\overline{K}} = \overline{\overline{K}}1 + \overline{\overline{K}}2 + ... \ \overline{\overline{K}}i + ... \overline{\overline{K}}n$

Pour un même sous-ensemble cercle, nous effectuerons les sommes

PI. 15

– L'ALPE –

CARTE DES PERMEABILITES PRINCIPALES



$$KNN = \sum_{i=1}^{h} KNNi$$

$$KWW = \sum_{i=1}^{h} KWWi \text{ etc.}$$

Calcul des perméabilités maximale, minimale et moyenne

Les valeurs propres de la matrice K nous donnent les valeurs des perméabilités principales K max et K min et les vecteurs propres associés indiquent l'orientation (λ max, min.) des perméabilités principales.

Nous utiliserons les formules suivantes :

$$\lambda \begin{matrix} max \\ min \end{matrix} = \frac{1}{2} \tan^{-1} \frac{2KNW}{KWW-KNN}$$

$$K \begin{matrix} max \\ min \end{matrix} = \frac{1}{2} (KWW + KNN) \pm \frac{1}{2} \sqrt{(KWW - KNN)^2 + 4K\ NW^2}$$

La famille donnant la perméabilité moyenne s'énonce comme suit :

$$K\ moy = \frac{1}{2} (KNN + KWW)$$

III-2- Estimation empirique du coefficient de proportionnalité C

Cette estimation est basée sur la réponse de l'aquifère à une averse de forte intensité et de courte durée. Dans de telles conditions on admet que la vitesse d'infiltration ne peut dépasser le coefficient de perméabilité K.

Lorsque l'alimentation est très importante, nous pouvons schématiser la loi d'infiltration :

Soit φA et φB les potentiels hydrauliques en deux points d'une fracture verticale

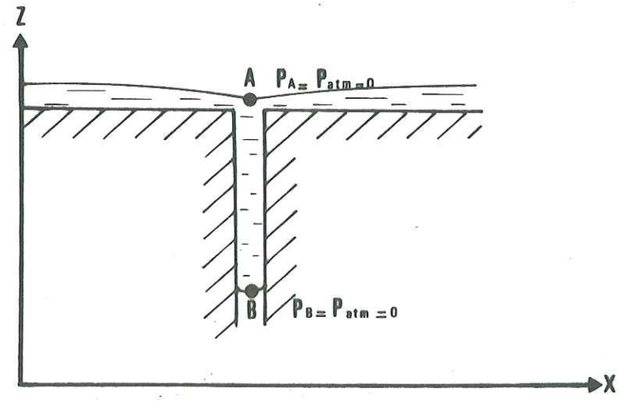


Fig. 10

$$\varphi A = ZA + \frac{PA}{\omega g}$$

$$\varphi B = ZB + \frac{PB}{\omega g}$$

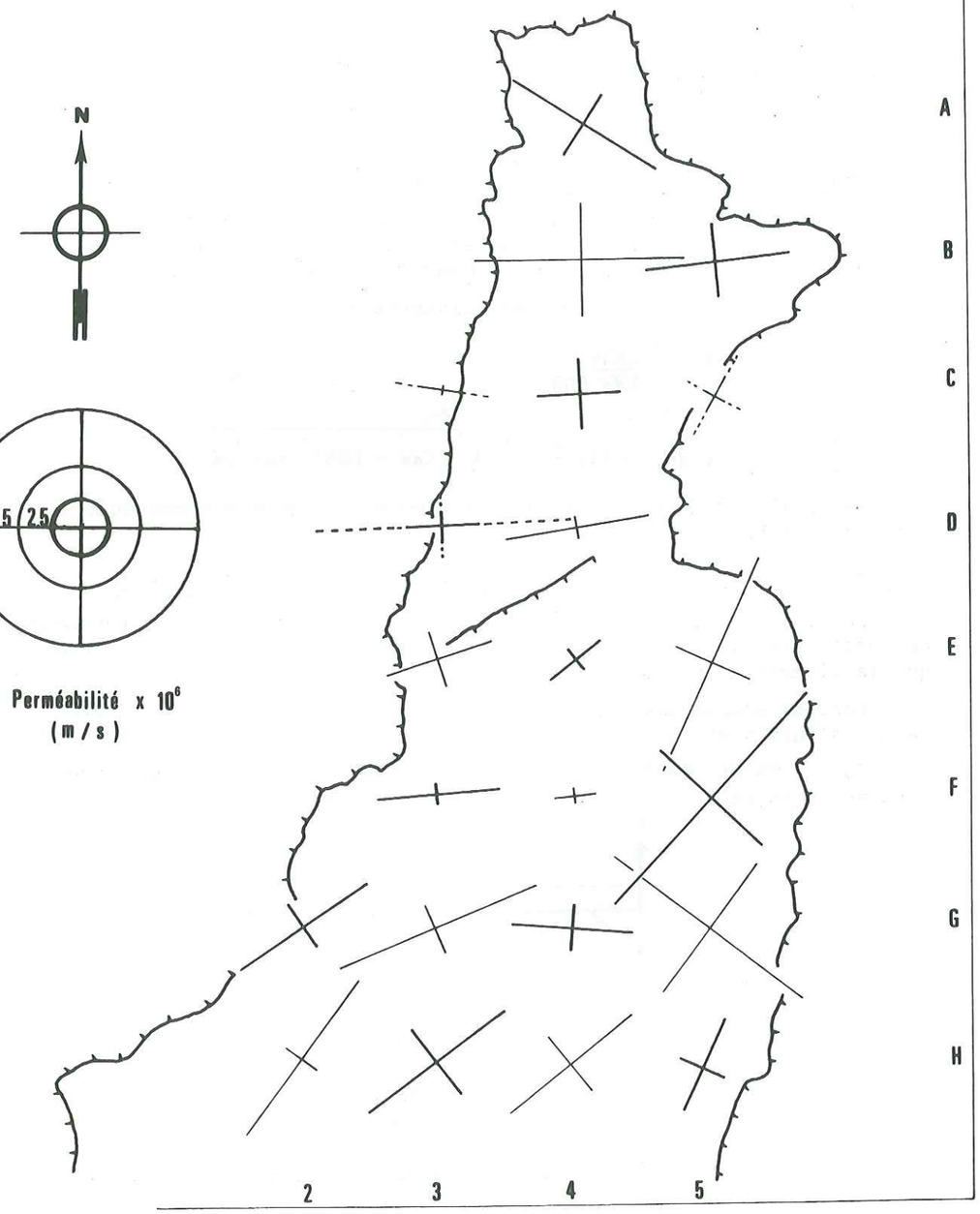
où Z représente la côte du point donné A, P la pression statique du fluide en ce point.

il vient $\varphi A - \varphi B = Za - Zb$

PI. 16

ALPETTE – GRANIER

CARTE DES PERMEABILITES PRINCIPALES



$\overline{J} = -\overline{\text{grad}\,\varphi}$ entraîne $J\,z = \frac{hA-hB}{AB} = \frac{ZA-ZB}{ZA-Zb} = 1$

Le débit Qz transitant selon la direction z, dans une fissure de section S est :

$Qz = K.Jz.S$

La vitesse d'infiltration est i :

$i = \frac{Qz}{S}$

Donc $i = K\ J\ z = K$

On considère que pour une averse très intense dans un intervalle de temps très court, le volume d'eau écoulé V est entièrement dû à cette précipitation.

Pour un cercle d'aire $\Delta A\,i$, de perméabilité équivalente moyenne Ki, il s'infiltre pendant le temps Δtj

$\Delta v = Ki\ \ \Delta Ai\ \ \Delta tj$

A l'échelle du massif nous obtenons :

$V = C \times \sum_{i=1}^{n} \sum_{i=1}^{m} Ki\ \Delta Ai\ \Delta tj = C\ \Delta Ai \sum_{i=1}^{n} Ki \sum_{i=1}^{m} \Delta tj = C\ \ \Delta Ait \sum_{i=1}^{n} Ki$

t = temps de l'averse

Donc :

$$C = \frac{V}{Ait \sum_{i=1}^{n} Ki}$$

Nous n'avons pu calculer C sur notre terrain faute d'averse présentant les caractéristiques souhaitables.

Nous avons donc utilisé le coefficient calculé par N.Al Ambar pour le plateau de Sornin. Cette démarche peut se justifier par le fait que les conditions hydrogéologiques sont semblables et la méthodologie employée est la même.

N. Al Ambar trouve $C = 5 \times 10^{-9} = \frac{Kfc}{D}$ avec D = 400 m

nous pouvons calculer $Kfc = 2 \times 10^{-6}$

Si nous exprimons les longueurs de fractures et le diamètre D en mm suivant leurs représentations cartographiques nous obtenons :

$$C = \frac{1}{32} \times 10^{-6}$$

Massif de l'Alpe - Grenier = perméabilité de fracture

Coordonnées du centre du cercle	Direction de la perméabilité maximale 1	Direction de la perméabilité minimale 2	Kmoy (m/s)	Kmax (m/s)	Kmin (m/s)
A4	-115	25	5.2×10^{-6}	7.2×10^{-6}	3.2
B4	- 88	2	7.3	9.2	5.2
B5	- 82	8	4.7	6.6	2.8
C3	- 98	8	2.7	4.1	.3
C4	- 86	4	3.4	3.7	3.2
C5	- 28	-118	3.4	4.1	2.5
D3	- 87	3	6.7	10.9	2.5
D4	- 81	9	3.4	6	.7
E3	- 70	20	2.3	4.3	2.5
E4	- 51	39	1.2	2.2	.1
E5	- 26	-116	6.6	9.7	3.4
F3	- 84	6	3.1	5.2	1.1
F4	- 83	7	.9	1.2	.6
F5	- 42	-132	9.5	12.1	6.9
G2	- 55	35	4.4	6.6	2.2
G3	- 67	23	5.8	9.3	2.3
G4	- 94	4	3.5	5.2	1.8
G5	-127	37	8.9	10.1	7.7
H2	- 37	127	4.8	7.9	1.6
H3	- 53	37	5.4	7.3	5.6
H4	- 51	39	4.7	6.5	2.9
H5	- 24	-114	3.1	4	2.1

Perméabilité moyenne globale 4.6×10^{-6} m/s Ecart-type = 2.2×10^{-6} m/s
Grenier Perméabilité Moyenne 4.6×10^{-6} m/s Ecart-type = 1.7 CV = 0,37
Synclinal Alpe-Lipette 4.8×10^{-6} m/s Ecart-type : 2 CV = 0,41

Tableau 3

Massif de l'Alpe = perméabilité de fracture

Coordonnées du Centre du cercle	Direction de perméabilité maximale x2	K moy (m/s)	K max (m/s)	K min (m/s)
A5	21	1.5×10^{-6}	2.7	.4
B2	103	4.2	5.3	3.1
B3	33	4.8	6.7	2.9
B4	-133	4.7	6.6	2.8
B5	-132	5.6	7.1	4.1
C1	32	3.4	5.5	1.3
C2	44	8.1	11.	5.2
C3	27	6.7	10.7	2.7
C4	-131	4.2	6.4	2
C5	-132	5.4	7.2	3.5
D1	27	6.2	9.3	3
D2	42	7	10	3.9
D3	28	4.9	8.1	1.7
D4	42	5.2	8.1	2.4
D5	14	3.4×10^{-6}	3.6×10^{-6}	3.2×10^{-6}
E1	36	7.6	11.2	4
E2	31	4.8	6.1	3.5
E3	12	2.4	3.6	1.2
E4	26	4.1	6.3	2
F1	10	2.9	4.7	1.1
F2	44	6	9.4	2.7
F3	16	4.2	7.3	1.1
F4	-133	2.5	4.5	.4
G1	34	5.7	9.3	2.1
G2	19	4.2	7.5	7.4
G3	-129	2.9	3.7	2.1
G4	24	5.4	9.2	1.6
H1	31	3.3	5.7	.9
H2	1	1.1	1.4	0.8
H3	10	1.9	3.1	.7
H4	12	2.2	4	.5

Perméabilité moyenne 4.4×10^{-6} m/s Ecart-type 1.8

Tableau 2

Massif de l'Alpe : perméabilités de fracture

Coordonnées du Centre du cercle	Direction de perméabilité maximale x1	Direction de perméabilité minimale x2	K moy (m/s)	K max (m/s)	K min (m/s)
A5	- 64	26	2.3×10^{-6}	4.5×10^{-6}	0.2×10^{-6}
B2	- 79	11	0.5	1.1	0.2
B3	- 59	31	1.6	2.6	0.4
B4	- 63	27	1.1	2.1	0.1
B5	- 54	36	2.2	3.6	0.8
C1	- 87	3	1	1.8	0.2
C2	- 46	44	2.3	3.4	1.3
C3	- 51	39	3.3	5.6	1
C4	- 69	21	6.5	11.7	1.4
C5	- 36	-126	2.6	3.6	1.7
D1	- 86	4	4	7.5	0.5
D2	- 55	35	4.6	6.7	2.6
D3	- 55	35	3.3	4.8	1.9
D4	- 71	19	2.5	7.7	2.1
D5	- 15	-105	1.8	3.5	1.5
E1	- 77	13	6.5	11.7	3.3
E2	- 56	34	6.1	8.8	2
E3	- 69	21	4.1	6.2	2.7
E4	- 92	2	4.9	7	0.6
F1	- 72	18	2.7	4.8	2.6
F2	- 50	40	5	7.5	2.3
F3	- 66	24	4.7	7.2	2.3
F4	- 95	5	5	7.6	.9
G1	- 83	7	3.8	6.8	2.9
G2	- 69	21	6.1	9.2	3
G3	- 87	3	7×10^{-6}	11×10^{-6}	1.6
G4	- 97	7	3.8	5.9	3
H1	- 82	8	3.4	6.6	4.5
H2	- 89	1	8.1	11.7	7.9
H3	- 96	6	11	14	2.1
H4	- 40	-130	2.4	2.8	

Perméabilité moyenne : 4×10^{-6} m/s Ecart-type 2,3 CV = 0,58

Tableau 1

III-3- Modalités pratiques et résultats

Nous avons subdivisé la carte de fracturation (au 1/22 500 après corrections topographiques) suivant un maillage carré de 23 mm de coté, de diagonale égale à 32 mm.

Les cercles sous-systèmes sont centrés sur les noeuds des mailles et assurent unecouverture minimale de la zone considérée, de par l'égalité de leur rayon avec la demi-diagonale de la maille.

Le traitement numérique des données a été effectué grâce à un petit calculateur programmable H.P. 33E.

Nous fournissons sous forme de tableaux les valeurs de l'azimut de Kmax. et Kmin. ainsi que les valeurs de K max., K min., K moy. pour chaque sous-système.

Les zones de bordure de massif ne couvrent souvent qu'une portion de cercle. Pour éliminer cet effet de bord les valeurs propres et moyennes obtenues ont été multipliées par un coefficient tenant compte du rapport des surfaces considérées.

Voir les tableaux 1, 2 et 3.

Résultats

Les valeurs obtenues sont assez homogènes. On peut admettre que la perméabilité équivalente moyenne varie entre 4 et 5 10^{-6} m/s, ce qui semble conforme avec la réalité (réponse du karst aux averses).

Le massif du Seuil est celui qui présente la plus grande disparité de valeurs, ce qui apparaît bien à l'examen de la carte des fractures.

On pourrait représenter le massif étudié comme un milieu isotrope et homogène de perméabilité moyenne 4,5 x 10^{-6} m/s.

Cartes des perméabilités principales et commentaires

Nous avons tracé pour chaque secteur étudié une carte sur laquelle sont représentés et orientés les axes des ellipses de perméabilité. Ces figures sont censées modéliser les possibilités d'écoulement suivant les fractures. Ignorant la valeur du potentiel hydraulique en chaque point nous ne pouvons déterminer l'orientation des lignes d'écoulement qui sont, il faut le rappeler, tengeantes au vecteur vitesse V. Précisons que généralement en milieu anisotrope les lignes d'écoulement ne sont pas perpendiculaires aux équipotentielles. Lorsque l'extrémité du vecteur gradient décrit un cercle, celle du vecteur vitesse dessine une "ellipse" dont les deux axes sont parallèles aux perméabilités principales. Si le gradient n'est pas parallèle à une de celles-ci, la direction d'écoulement sera oblique par rapport aux équipotentielles.

Nous devons considérer que les planches 14, 15 et 16 représentent des champs de perméabilités et ne simulent les écoulements que lorsque le gradient est parallèle à une des perméabilités principales.

Nous avons représenté en pointillé les valeurs de K max. et K min. après correction de la surface des sous-systèmes.

L'Aup du Seuil Pl 14 p44

Les ellipses de perméabilité sont orientées de N10° à N100°. On trouve les plus grandes valeurs propres sur le flanc Est du synclinal et dans la "Lumachelle". Mis à part en bordure du massif, l'effet des failles longitudinales n'apparaît pas clairement.

Malgré les corrections topographiques, et la prise en compte des failles de décompression, la perméabilité des zones de bordure du massif reste faible. Peut-être les seuls grands accidents existant dans ces secteurs sont-ils ceux qui ont déterminé le tracé des falaises, ce qui explique qu'ils n'apparaîssent pas clairement en photographie aérienne.

L'Alpe Pl.15 p46

Les valeurs de perméabilité obtenues sont assez voisines l'une de l'autre, si ce n'est dans la "Lumachelle" où elles sont moindres, les écoulements se font suivant une direction préférentielle N40-N50 correspondant aux fractures de type D mais aussi à la résultante des 3 systèmes de discontinuités majeures.

Nous avons comparé la répartition des orientations de perméabilité maximale des massifs de l'Alpe et du Seuil.

Le domaine de répartition des azimuts λ max. est moins étendu à l'Aup du Seuil. Par contre, sur ce massif la fracturation est moins bien réglée qu'à l'Alpe où la distribution de λ max. suit approximativement une loi normale.

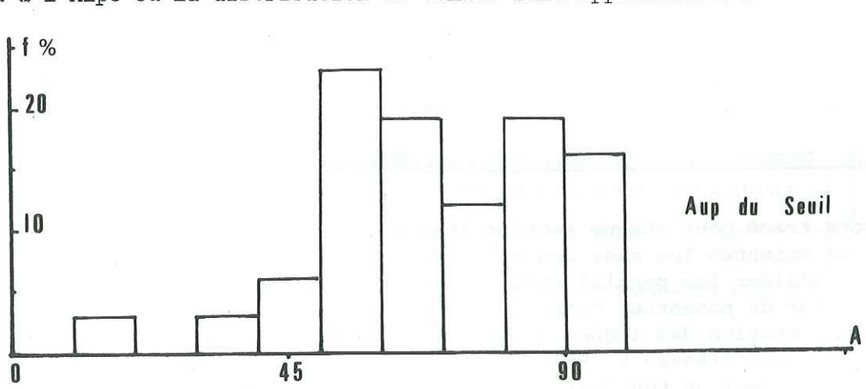


Fig. 10 bis Histogrammes des azimuts de perméabilités maximales

Alpette Granier Pl. 16 p 48

Au niveau du Granier les écoulements de fractures se font vers l'Est et s'associent dans cette directions aux circulations d'interbancs. Les plus fortes valeurs de la conductivité hydraulique sont enregistrées aux abords de la grande faille transverse dite de Pincherin. Notons que c'est dans ce secteur que se développe le réseau spéléologique le plus important du massif, celui des Myriades.

Le Plateau de l'Alpette se caractérise par une assez grande dispersion des résultats tant pour les azimuts que pour les valeurs moyennes de perméabilité.

Pour illustrer ce phénomène, nous avons dressé une carte d'égales valeures de perméabilité pour l'ensemble du synclinal Alpe-Alpette (Pl.17 p 54) L'examen de ce document permet de mettre en évidence :

. deux zones à forte conductivité hydraulique : le flanc Est de l'Alpette (Combe des Arches) et une partie du flanc Ouest de l'Alpe et son raccord avec le fond du synclinal. C'est dans ce dernier secteur que l'on trouve les plus longs réseaux du synclinal: la grotte du Biolet et la grotte aux Ours ;

. des zones à perméabilité plus faible correspondant aux affleurements de l'Aptien supérieur et aux bordures du massif. Ce fait doit être souligné car il est très net, ici comme à l'Aup du seuil. On peut y apporter une seconde explication nullement contradictoire avec celle déjà énoncée. Les secteurs considérés constituent des zones de crêtes et sont fortement exposées à l'action des agents géodynamiques, dont il résulte une érosion intense masquant aussi bien la fracturation originelle que les failles de décompression en bordure du massif.

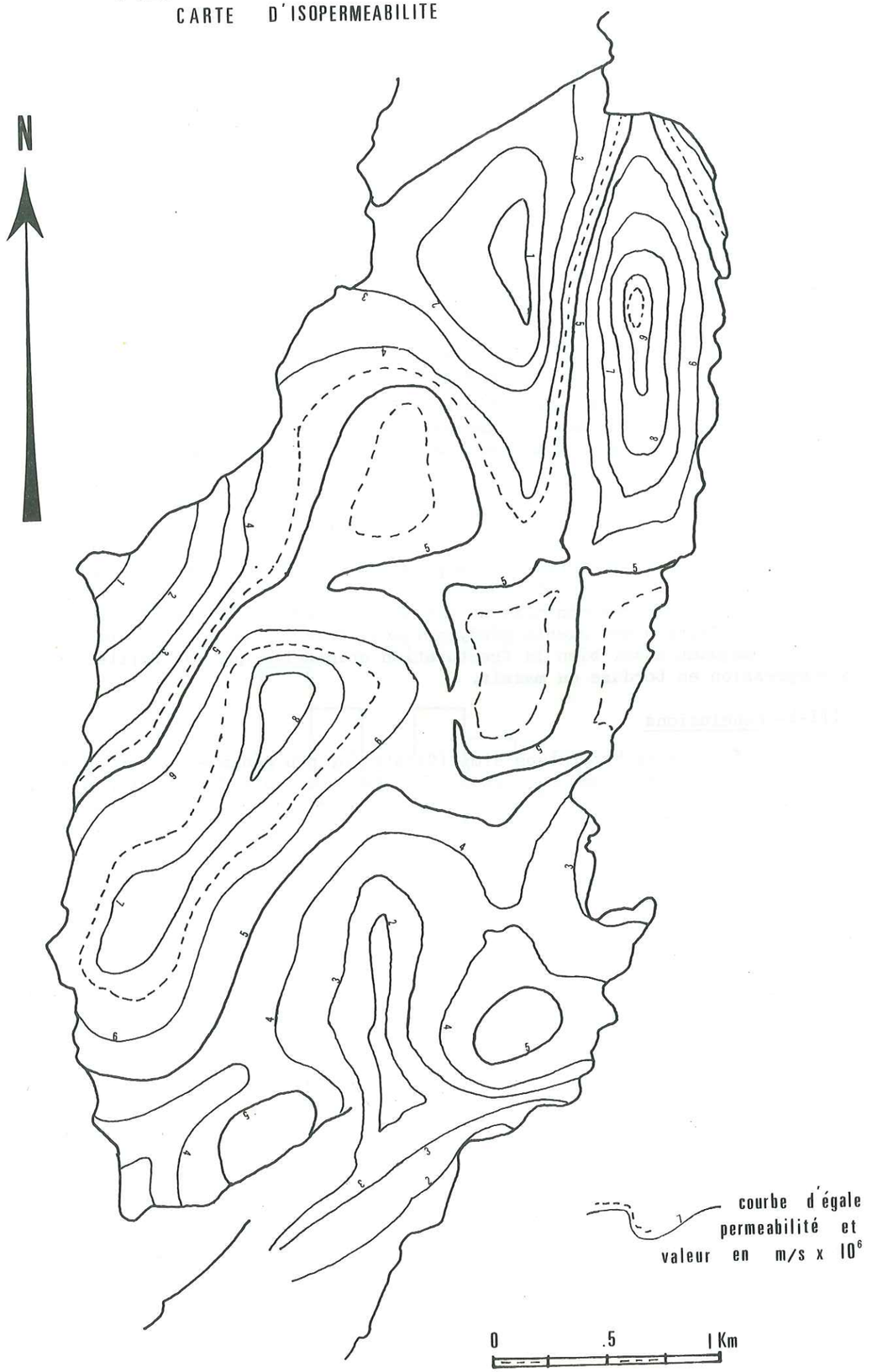
III-4- Conclusions

Malgré quelques hypothèses simplificatrices, peu gênantes à vrai dire, les résultats obtenus semblent assez bien traduire les modalités d'écoulement au sein des calcaires. Nous émettrons une critique qui pourrait se transformer en proposition : à ce type d'étude devrait être associé un travail similaire sur les perméabilités d'interbancs.

Il ne faut pas oublier que la méthode exposée se propose avant tout de modeliser le phénomène d'infiltration. Ceci rend caduques les remarques précédemment formulées (à moins que les bancs soient verticaux...).

A l'aide des données obtenues nous pourrions :

- traiter analytiquement le problème de l'infiltration (différences finies) ;
- étudier les directions d'écoulement exactes en connaissant les tracés des équipotentielles ;
- obtenir à partir des données pluviométriques, les débits à chaque section transversale de la rivière souterraine ;
- établir un modèle pluie -débit pour l'ensemble d'un bassin versant.



IV - ESTIMATION DE LA PERMEABILITE DE FISSURE

IV-1- Relations entre perméabilité et fissuration

Nous avons exploité les données recueillies aux stations précédemment citées (Pl II/12) et nous avons utilisé la méthode de L. Kiraly (1969) qui permet un calcul de perméabilité en milieu anisotrope.

. Soit un système i de fissures parallèles d'orientation $\overrightarrow{n}$, de fréquence f et d'ouverture d, nous pouvons calculer le tenseur $\overline{\overline{K}}$ de perméabilité équivalente grâce à la formule :

$$\overline{\overline{Ki}} = \frac{g}{12\nu} \; fi di^3 \; [I - \overrightarrow{ni} \otimes \overrightarrow{ni}] \quad = \frac{g}{12\nu} \; fi di^3 \; \overline{\overline{Ai}}$$

ou g est l'accélération de la pesanteur = 9,81 m/s

ν la viscosité cinématique de l'eau $=10^{-6}$ m/s

fi fréquence du ième groupe

di ouverture moyenne des fissures du ième groupe

I matrice identité

$\overrightarrow{ni} \otimes \overrightarrow{ni}$ produit tensoriel de la normale au plan de fissure par elle-même.

Soient n1, n2 et n3 les cosinus directeurs de la normale au plan de fracture nous pouvons écrire :

$$\overline{\overline{Ai}} = I - \overrightarrow{n} \otimes \overrightarrow{n} = \begin{vmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{vmatrix} - \begin{vmatrix} n1^2 & n1n2 & n1n3 \\ n2n1 & n2^2 & n2n3 \\ n3n1 & n2n2 & n3^2 \end{vmatrix}$$

$$\text{ou} \quad \overline{\overline{Ai}} = \begin{vmatrix} 1-n1^2 & -n1n2 & -n1n3 \\ -n2n1 & 1-n2^2 & -n2n3 \\ -n3n1 & -n3n2 & 1-n3^2 \end{vmatrix}$$

L'effet simultané de n systèmes de fracture se traduit par une simple sommation de matrices $\overline{\overline{Ki}}$

$$\overline{\overline{K}} = \frac{g}{12\nu} \sum_{i=1}^{n} fi \; di^3 \; \overline{\overline{Ai}}$$

. Etant donné que nous envisageons le problème surtout sous l'angle de l'infiltration, nous négligerons les écoulements dans les intersections de fissures pour lesquelles le tenseur de perméabilité se calcule par

$$\overline{\overline{K}} = \frac{g\pi}{128.\nu} \sum_{K=i}^{m} Fk \; Dk^4 \; . \; [\overrightarrow{mk} \otimes \overrightarrow{mk}]$$

où m_K est l'orientation moyenne de faisceaux d'intersections

F_k la densité des "tubes" dans un faisceau (nombre de tubes par m2 de surface perpendiculaire à m_k)

D diamètre des tubes.

Nous voyons que la perméabilité du réseau connexe des intersections est très importante et jouera un rôle essentiel dans le drainage des plans de fissure.

IV-2- Lever de la fracturation et calcul

Nous avons évoqué précédemment le mode de lever des fractures ; nous amènerons ici quelques précisions supplémentaires.

. L'ouverture des diaclases est difficilement appréciable ; nous l'avons soit estimée quand les conditions étaient trop mauvaises, soit mesurée avec un décimètre ou un jeu de cale d'épaisseur.

Pour chaque fissure nous avons choisi l'ouverture minimale apparente sur l'affleurement. Nous avons divisé ce chiffre d'un facteur 10 pour prendre en compte les phénomènes suivantes :

- la fracture se referme rapidement avec la profondeur ;
- l'existence des ponts rocheux, ainsi que le remplissage par du matériel argileux diminuent largement la conductivité hydraulique des fissures.

Il faut toutefois souligner qu'en certains points de la zone étudiée l'ouverture des fractures sur les premiers mètres de calcaire est telle qu'elle leur confère une perméabilité infinie du point de vue de l'infiltration.

La distribution des ouvertures étant "log-normale" l'ouverture moyenne des fissures est la moyenne géométrique des mesures dj

$$\text{Log } di = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} \text{Log } dj$$

où N est le nombre de fracture appartenant à la famille i.

. La fréquence moyenne fi d'un groupe de fracture nous est donnée par la formule :

$$fi = \frac{N}{\Sigma |\vec{n}.\vec{Ik}|}$$

où

$\vec{n}.\vec{Lk}$ est le produit scalaire du vecteur $\vec{n}$, normale au plan de fracture et $\vec{Ik}$ ligne de lever.

Cette dernière est matérialisée par un décamètre dont on repère l'orientation.

. Les mesures d'orientation ont été reportées sur canevas stéorographique (de schmidt ou de wülf, projection sur l'hémisphère inférieure). Les concentrations des pôles ont permis leur séparation en plusieurs groupes pour lesquels on a choisi arbitrairement un point moyen.

Afin de pouvoir comparer les résultats entre eux, nous avons utilisé comme base un système de référence mobile et lié aux plans de stratification So.

A chaque station, on fait subir à tous les points une rotation telle que la stratification soit ramenée à l'horizontale (pole So au centre du canevas).

Soit n le pole d'un plan de fracture d'azimut α de plongement β les cosinus directeurs sont :

$$n1 = \cos\alpha \quad \cos\beta$$

$$n2 = \sin\alpha \quad \cos\beta$$

$$n3 = \sin\beta$$

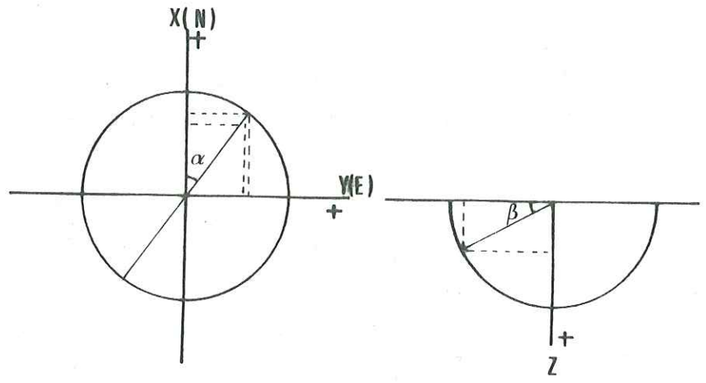


Fig. 11

Les recherches des valeurs et vecteurs propres des tenseurs de perméabilité ont été réalisées grâce à l'ordinateur Wang 2000 du Laboratoire de Pétrologie de l'Institut Dolomieu.

IV-3- Les résultats

Nous donnons ci-dessous les résultats obtenus pour chaque station :

- direction et pendage des familles de fracture (pôle moyen) ainsi que leur ouverture et densité moyenne ;
- calcul des tenseurs $\bar{k}_i = f_i\, d_i^3\, \bar{A}_i$ et $\bar{K}$;
- les valeurs propres $\lambda 1$, $\lambda 2$, $\lambda 3$ et les vecteurs propres associés au tenseur de perméabilité ;
- L'azimut A et le plongement B des directions de perméabilité principale lorsque la stratification est horizontale ;
- L'azimut A' des directions de perméabilité principale (angle donné dans un repère géographique après que les pôles de plan de stratification aient été ramenés dans leur position initiale);

- la conductivité hydraulique globale

$$K = \frac{1}{3} (\lambda 1 + \lambda 2 + \lambda 3)$$

ou mieux

$$K' = \sqrt[3]{\lambda 1 . \lambda 2 . \lambda 3}$$ C Louis (1974)

A) MASSIF DE L'ALPE

. Source de la vieille

Elle est située dans une boutonnière d'érosion laissant apparaître la surface structurale des calcaires urgoniens à travers l'Aptien supérieur.

1ère station de mesures

Nous y avons distingué 4 familles de fractures.

n représente la normale au plan de fracture repérée dans le système So horizontal.

Famille	azimut et pendage	n	$\overline{X}$ ouverture moyenne arithmétique	S écart-type de l'ouverture	d ouverture moyenne (géométrique)	fre fréquence nb/m
fi	90 / 74	9 N4	3×10^{-4} m	$2,8 \times 10^{-6}$ m	$2,3 \times 10^{-4}$ m	0,57
f2	52 / 80	16 / 146	6,1	3,9	4,7	0,95
f3	82 / 168	80 / 28	10,8	6,4	8,1	0,95
f4	85 / 144	55 / 23	10	0	10	0,11

famille 1 alpha= 4.0 beta= 9.0 d=2.30E-04 f= 0.570

$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 2.026E-13 & -4.707E-13 & -1.068E-12 \\ -4.707E-13 & 6.902E-12 & -7.474E-14 \\ -1.068E-12 & -7.474E-14 & 6.765E-12 \end{vmatrix}$$

famille 2 alpha= 146.0 beta= -16.0 d=4.70E-04 f= 0.950

$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 3.599E-11 & 4.225E-11 & -2.166E-11 \\ 4.225E-11 & 7.013E-11 & 1.461E-11 \\ -2.166E-11 & 1.461E-11 & 9.113E-11 \end{vmatrix}$$

famille 3 alpha= 80.0 beta= -28.0 d=8.10E-04 f= 0.950

$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 4.930E-10 & -6.730E-11 & 3.634E-11 \\ -6.730E-11 & 1.231E-10 & 2.060E-10 \\ 3.634E-11 & 2.060E-10 & 3.935E-10 \end{vmatrix}$$

famille 4 alpha= 55.0 beta= -23.0 d=1.00E-03 f= 0.110

$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 7.933E-11 & -4.379E-11 & 2.269E-11 \\ -4.379E-11 & 4.745E-11 & 3.240E-11 \\ 2.269E-11 & 3.240E-11 & 9.320E-11 \end{vmatrix}$$

Matrice totale

$$\bar{\bar{K}} = \begin{vmatrix} 4.974E-04 & -5.666E-05 & 2.967E-05 \\ -5.666E-05 & 2.024E-04 & 2.068E-04 \\ 2.967E-05 & 2.068E-04 & 4.779E-04 \end{vmatrix}$$

valeurs propres

5.073E-04 8.182E-05 5.887E-04

vecteurs propres

0.988	0.152	-0.006
-0.130	0.871	0.473
0.078	-0.465	0.881

Directions de permeabilite principale

A= - 7	A= 80	A= - 88
B= 4	B= - 27	B= 62

A' = N 173° A' = N 80° A' = N 84°

K = N 3,93 x 10^{-4} m/s

K' = 2,90 x 10^{-4} m/s

2ème station de mesure

Famille	azimut et pendage	n	$\overline{X}$	S	d	f
f1	88 / 87	N18 / 2	3×10^{-4} m	$2,8 \times 10^{-4}$	2,3	0,22
f2	80 / 170	N80 / 30	10,6	7	10,9	10,88
f3	88 / 145	N55 / 21	4	1,7	3,7	3,68
f4	42 / 76	5 / N128	8,3	2,5	7,9	7,9

famille 1 alpha= 18.0 beta= -2.0 d=2.30E-04 f= 0.220

$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 2.585E-13 & -7.857E-13 & 8.879E-14 \\ -7.857E-13 & 2.421E-12 & 2.884E-14 \\ 8.879E-14 & 2.884E-14 & 2.673E-12 \end{vmatrix}$$

famille 2 alpha= 80.0 beta= -30.0 d=1.09E-03 f=10.880

$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 1.377E-08 & -1.807E-09 & 1.059E-09 \\ -1.807E-09 & 3.841E-09 & 6.008E-09 \\ 1.059E-09 & 6.008E-09 & 1.056E-08 \end{vmatrix}$$

famille 3 alpha= 55.0 beta= -21.0 d=3.70E-04 f= 3.680

$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 1.329E-10 & -7.633E-11 & 3.577E-11 \\ -7.633E-11 & 7.738E-11 & 5.108E-11 \\ 3.577E-11 & 5.108E-11 & 1.624E-10 \end{vmatrix}$$

famille 4 alpha= 128.0 beta= 5.0 d=7.90E-04 f= 7.900

$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 2.429E-09 & 1.875E-09 & 2.082E-10 \\ 1.875E-09 & 1.494E-09 & -2.664E-10 \\ 2.082E-10 & -2.664E-10 & 3.865E-09 \end{vmatrix}$$

Matrice totale

$$\bar{\bar{K}} = \begin{vmatrix} 1.335E-02 & -7.321E-06 & 1.065E-03 \\ -7.321E-06 & 4.427E-03 & 4.735E-03 \\ 1.065E-03 & 4.735E-03 & 1.193E-02 \end{vmatrix}$$

valeurs propres

1.275E-02 2.117E-03 1.484E-02

vecteurs propres

0.838	0.042	0.544
-0.269	0.898	0.347
-0.473	-0.437	0.764

Directions de permeabilite principale

A= - 17	A= 87	A= 33
B= - 27	B= - 25	B= 50

A' = N 173° A' = N 86° A' = N 14°

K = 9,90 x 10^{-3} m/s

K' = 7,37 x 10^{-3} m/s

. Le Golet du Pompier

Famille	Azimut et Pendage	n	$\bar{X}$	S	d	f
f1	72 / 72	N164 4	.28x10^{-3}m	.27x10^{-3}m	.18	2.29
f2	84 / 98	N6 6	.39	.32	.34	5.07
f3	80 / 123	26 22	.16	.16	.11	1.25
f4	63 / 80	28 N160	.17	.15	.14	1.19
f5	56 / 100	N172 30	.15	.07	.14	.53

famille 1 alpha= 164.0 beta= -4.0 d=1.80E-04 f= 2.290

$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 1.074E-12 & 3.521E-12 & -8.933E-13 \\ 3.521E-12 & 1.234E-11 & 2.561E-13 \\ -8.933E-13 & 2.561E-13 & 1.329E-11 \end{vmatrix}$$

famille 2 alpha= 6.0 beta= -6.0 d=3.40E-04 f= 5.070

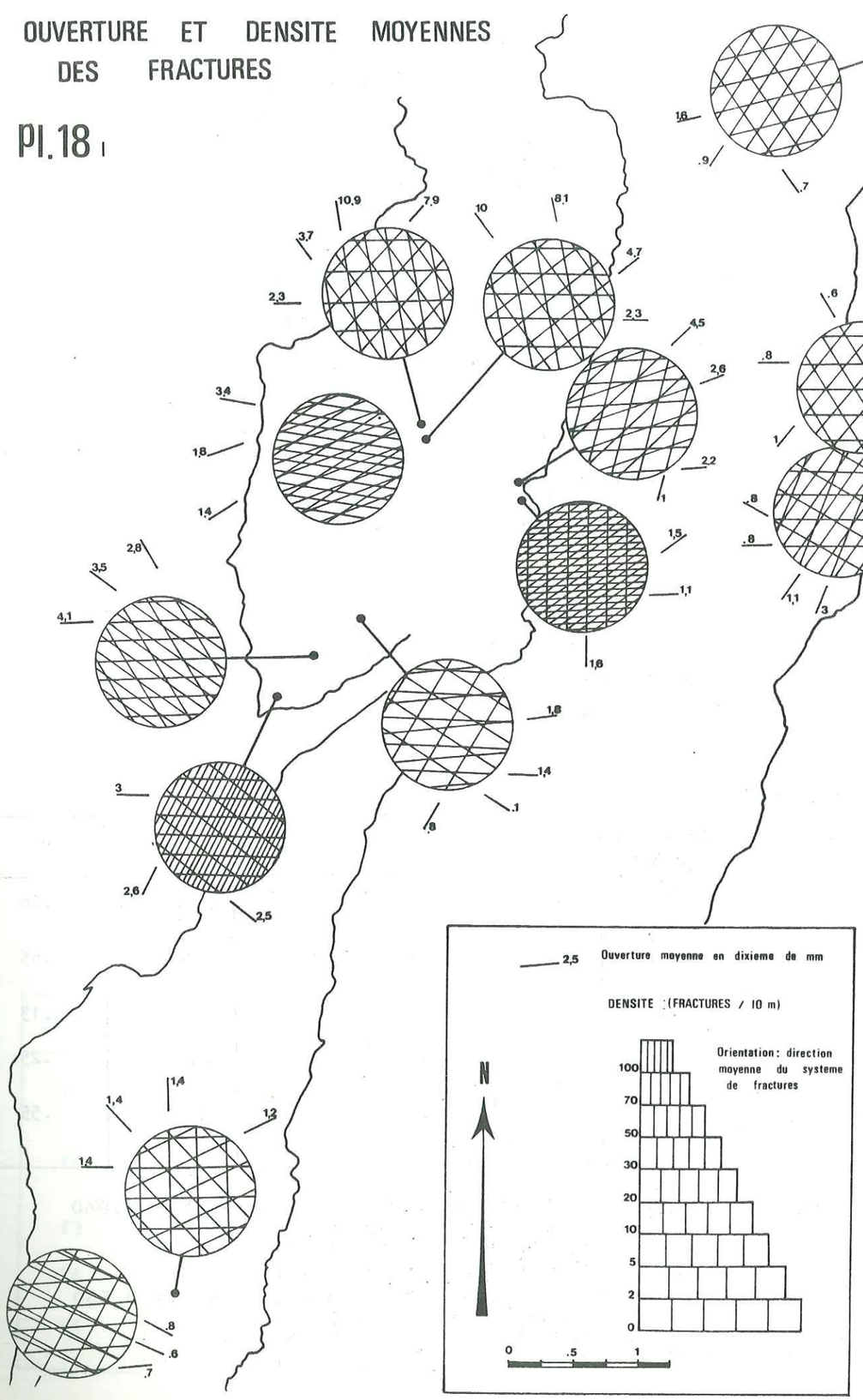
$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 4.330E-12 & -2.048E-11 & 2.060E-11 \\ -2.048E-11 & 1.971E-10 & 2.165E-12 \\ 2.060E-11 & 2.165E-12 & 1.970E-10 \end{vmatrix}$$

famille 3 alpha= 26.0 beta= -22.0 d=1.10E-04 f= 1.250

$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 5.083E-13 & -5.635E-13 & 5.193E-13 \\ -5.635E-13 & 1.388E-12 & 2.533E-13 \\ 5.193E-13 & 2.533E-13 & 1.430E-12 \end{vmatrix}$$

OUVERTURE ET DENSITE MOYENNES DES FRACTURES

Pl.18



famille 4 alpha= 160.0 beta= -28.0 d=1.40E-04 f= 1.190

$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 1.017E-12 & 8.181E-13 & -1.271E-12 \\ 8.181E-13 & 2.967E-12 & 4.629E-13 \\ -1.271E-12 & 4.629E-13 & 2.545E-12 \end{vmatrix}$$

famille 5 alpha= 172.0 beta= -30.0 d=1.40E-04 f= 0.530

$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 3.847E-13 & 1.503E-13 & -6.236E-13 \\ 1.503E-13 & 1.433E-12 & 8.764E-14 \\ -6.236E-13 & 8.764E-14 & 1.090E-12 \end{vmatrix}$$

Matrice totale

$$\bar{\bar{K}} = \begin{vmatrix} 5.980E-06 & -1.354E-05 & 1.498E-05 \\ -1.354E-05 & 1.759E-04 & 2.636E-06 \\ 1.498E-05 & 2.636E-06 & 1.761E-04 \end{vmatrix}$$

valeurs propres

3.579E-06 1.757E-04 1.787E-04

vecteurs propres

0.993	-0.116	0.014
0.079	0.749	0.657
-0.086	-0.651	0.754

Directions de permeabilite principale

A= 5 A= - 80 A= 89

B= - 4 B= - 40 B= 49

A' = N 8° A' = N 98° A' = N 67°

K = 1,19 x 10^{-4} m/s

K' = 0,48 x 10^{-4} m/s

Belles ombres 1

Famille	Azimut et pendage	n	x	s	d	f
f1	86/87	2 N176	6,02x10^{-4}m	8,08x10^{-4}m	2.2x10^{-4}m	1,86
f2	75/70	15 160	5,03	4,7	2,6	.55
f3	45/84	135	6	5,6	4,5	.13
f4	60/100	6 27 N20	.9	.22	.9	.25
f5	15/82	23 105	1	0	1	.55

famille 1 alpha= 176.0 beta= -2.0 d=2.20E-04 f= 1.860

$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 1.203E-13 & 1.376E-12 & -6.890E-13 \\ 1.376E-12 & 1.970E-11 & 4.818E-14 \\ -6.890E-13 & 4.818E-14 & 1.978E-11 \end{vmatrix}$$

famille 2 alpha= 160.0 beta= -15.0 d=2.60E-04 f= 0.550

$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 1.702E-12 & 2.898E-12 & -2.270E-12 \\ 2.898E-12 & 8.611E-12 & 8.265E-13 \\ -2.270E-12 & 8.265E-13 & 9.019E-12 \end{vmatrix}$$

famille 3 alpha= 135.0 beta= 6.0 d=4.50E-04 f= 0.130

$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 5.987E-12 & 5.858E-12 & 8.707E-13 \\ 5.858E-12 & 5.987E-12 & -8.707E-13 \\ 8.707E-13 & -8.707E-13 & 1.171E-11 \end{vmatrix}$$

famille 4 alpha= 20.0 beta= -27.0 d=9.00E-05 f= 0.250

$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 5.448E-14 & -4.650E-14 & 6.927E-14 \\ -4.650E-14 & 1.653E-13 & 2.521E-14 \\ 6.927E-14 & 2.521E-14 & 1.446E-13 \end{vmatrix}$$

famille 5 alpha= 105.0 beta= 23.0 d=1.00E-04 f= 0.550

$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 5.187E-13 & 1.165E-13 & 5.119E-14 \\ 1.165E-13 & 1.151E-13 & -1.910E-13 \\ 5.119E-14 & -1.910E-13 & 4.660E-13 \end{vmatrix}$$

Matrice totale

$$\bar{\bar{K}} = \begin{vmatrix} 6.853E-06 & 8.341E-06 & -1.609E-06 \\ 8.341E-06 & 2.827E-05 & -1.323E-07 \\ -1.609E-06 & -1.323E-07 & 3.362E-05 \end{vmatrix}$$

valeurs propres

3.915E-06 3.098E-05 3.385E-05

vecteurs propres

0.945	0.304	-0.120
-0.322	0.924	-0.203
0.050	0.232	0.971

Directions de permeabilite principale

A= - 18 A= 72 A= 59

B= 3 B= 13 B= 76

A' = N 164° A' = N 72° A' = N 73°

K = 2,29 x 10^{-5} m/s

K' = 1,60 x 10^{-5} m/s

Belles ombres 2

Famille	Azimut et pendage	n	$\bar{x}$ (m)	s (m)	d (m)	f n h/m
f1	88/86	N2 5	2,14x10^{-4}	1,67x10^{-4}	1,10x10^{-4}m	13,16
f2	55/86	12 N147	1,88	1,32	1,50	8,26
f3	40/60	10 N124	2,14	1,95	.96	1,58
f4	0/88	26 N90	2	1,73	1.58	2,88
f5	82/156	N66 16	5,5	-	.37	3,16

famille 1 alpha= 2.0 beta= -5.0 d=1.10E-04 f=13.160

$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 1.542E-13 & -6.062E-13 & 1.519E-12 \\ -6.062E-13 & 1.749E-11 & 5.307E-14 \\ 1.519E-12 & 5.307E-14 & 1.738E-11 \end{vmatrix}$$

famille 2 alpha= 147.0 beta= -12.0 d=1.50E-04 f= 8.260

$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 9.116E-12 & 1.218E-11 & -4.754E-12 \\ 1.218E-11 & 1.996E-11 & 3.087E-12 \\ -4.754E-12 & 3.087E-12 & 2.667E-11 \end{vmatrix}$$

famille 3 alpha= 124.0 beta= -10.0 d=9.60E-05 f= 1.580

$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 9.739E-13 & 6.285E-13 & -1.336E-13 \\ 6.285E-13 & 4.660E-13 & 1.981E-13 \\ -1.336E-13 & 1.981E-13 & 1.355E-12 \end{vmatrix}$$

famille 4 alpha= 90.0 beta= -26.0 d=1.58E-04 f= 2.880

$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 1.135E-11 & 0.000E+00 & 0.000E+00 \\ 0.000E+00 & 2.182E-12 & 4.475E-12 \\ 0.000E+00 & 4.475E-12 & 9.176E-12 \end{vmatrix}$$

famille 5 alpha= 66.0 beta= 16.0 d=3.70E-05 f= 3.160

$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 1.355E-13 & -5.495E-14 & -1.724E-14 \\ -5.495E-14 & 3.662E-14 & -3.874E-14 \\ -1.724E-14 & -3.874E-14 & 1.479E-13 \end{vmatrix}$$

Matrice totale

$$\bar{\bar{K}} = \begin{vmatrix} 1.777E-05 & 9.933E-06 & -2.767E-06 \\ 9.933E-06 & 3.281E-05 & 6.356E-06 \\ -2.767E-06 & 6.356E-06 & 4.474E-05 \end{vmatrix}$$

valeurs propres

1.195E-05 3.580E-05 4.758E-05

vecteurs propres

0.870	0.489	0.059
-0.463	0.775	0.428
0.163	-0.399	0.902

Directions de permeabilite principale

A= - 27	A= 58	A= 82
B= 9	B= - 23	B= 64

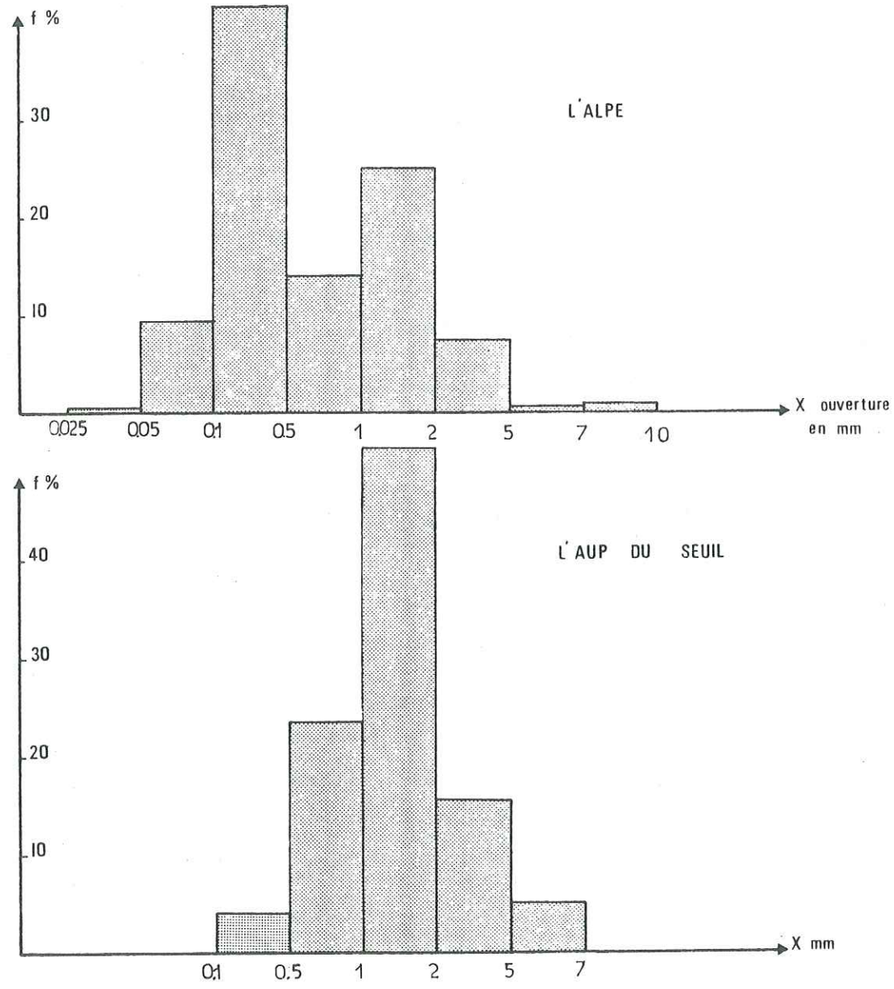
A' = N 168° A' = N 47° A' = N 86°

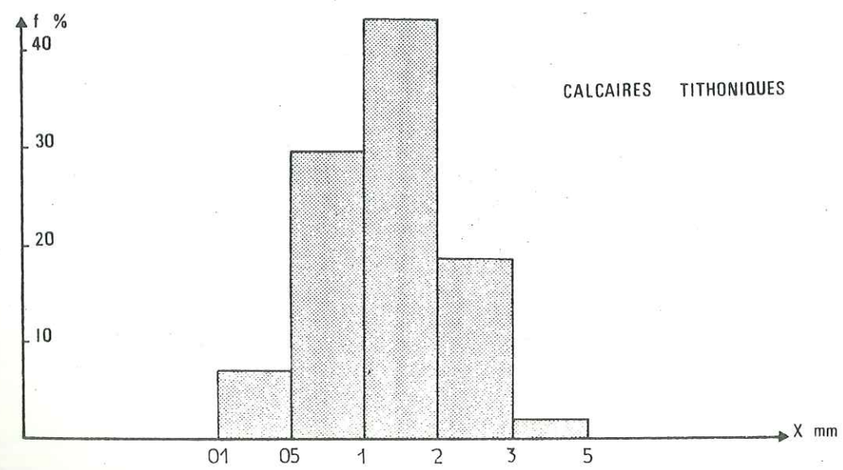
K = 3,18 x 10^{-5} m/s

K' = 2,73 x 10^{-5} m/s

Histogrammes des ouvertures de fractures

Pl. 18 II





. Le Chalet de l'Alpe

Famille	Azimut et pendage	n	$\bar{x}$ (m)	s (m)	d (m)	f nb/m
f1	92 / 88	9 N1	$12,6x10^{-5}$	$5,9x10^{-5}$	$14,4x10^{-5}$	.75
f2	84 / 64	30 N175	18,7	4,8	18,3	.20
f3	65	N155	5	0	5	.11
f4	88 / 172	7 N84	15	0	15	1.07
f5	78 / 30	16 N145	8,3	2,8	7,9	.16

famille 1 alpha= 1.0 beta= 9.0 d=1.44E-04 f= 0.750

$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 5.546E-14 & -3.812E-14 & -3.459E-13 \\ -3.812E-14 & 2.238E-12 & -6.038E-15 \\ -3.459E-13 & -6.038E-15 & 2.184E-12 \end{vmatrix}$$

famille 2 alpha= 175.0 beta= -30.0 d=1.83E-04 f= 0.200

$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 3.134E-13 & 7.981E-14 & -5.287E-13 \\ 7.981E-14 & 1.218E-12 & 4.625E-14 \\ -5.287E-13 & 4.625E-14 & 9.192E-13 \end{vmatrix}$$

famille 3 alpha= 155.0 beta= 0.0 d=5.00E-05 f= 0.110

$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 2.455E-15 & 5.266E-15 & 0.000E+00 \\ 5.266E-15 & 1.129E-14 & 0.000E+00 \\ 0.000E+00 & 0.000E+00 & 1.375E-14 \end{vmatrix}$$

famille 4 alpha= 84.0 beta= 7.0 d=1.50E-04 f= 1.070

$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 3.572E-12 & -3.698E-13 & -4.566E-14 \\ -3.698E-13 & 9.250E-14 & -4.344E-13 \\ -4.566E-14 & -4.344E-13 & 3.557E-12 \end{vmatrix}$$

famille 5 alpha= 145.0 beta= -16.0 d=7.90E-05 f= 0.160

$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 2.997E-14 & 3.424E-14 & -1.712E-14 \\ 3.424E-14 & 5.490E-14 & 1.198E-14 \\ -1.712E-14 & 1.198E-14 & 7.289E-14 \end{vmatrix}$$

Matrice totale

$$\bar{\bar{K}} = \begin{vmatrix} 3.248E-06 & -2.359E-07 & -7.663E-07 \\ -2.359E-07 & 2.956E-06 & -3.124E-07 \\ -7.663E-07 & -3.124E-07 & 5.516E-06 \end{vmatrix}$$

valeurs propres

3.293E-06 2.657E-06 5.770E-06

vecteurs propres

0.733	0.618	-0.282
-0.660	0.746	-0.081
0.160	0.247	0.956

Directions de permeabilite principale

A= - 41 A= 50 A= 16

B= 9 B= 14 B= 73

A' = N 143° A' = N 50° A' = N 37°

K = 3,91 x 10^{-6} m/s

K' = 3,70 x 10^{-6} m/s

. Rochers de Fouda Blanc

Famille	Orientation et pendage	n	$\bar{x}$ (m)	s (m)	d (m)	f
f1	88 / 88	5 N2	$.56x10^{-3}$	$.36\ 10^{-3}$	$.41\ 10^{-3}$	2.49
f2	125 / 87	14 N35	.75	.77	.35	3.83
f3	50 / 118	N34 / 26	.38	.53	.17	.44
f4	5 / 50	0 N90 / 23	.40	.51	.21	.88
f5	86 / 148	0 N58 / 24	.33	.30	.28	.83

famille 1 alpha= 2.0 beta= -5.0 d=4.10E-04 f= 2.490

$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 1.511E-12 & -5.940E-12 & 1.489E-11 \\ -5.940E-12 & 1.714E-10 & 5.200E-13 \\ 1.489E-11 & 5.200E-13 & 1.703E-10 \end{vmatrix}$$

famille 2 alpha= 35.0 beta= -14.0 d=3.50E-04 f= 3.830

$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 6.047E-11 & -7.263E-11 & 3.157E-11 \\ -7.263E-11 & 1.133E-10 & 2.210E-11 \\ 3.157E-11 & 2.210E-11 & 1.546E-10 \end{vmatrix}$$

famille 3 alpha= 34.0 beta= 26.0 d=1.70E-04 f= 0.440

$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 9.614E-13 & -8.095E-13 & -7.061E-13 \\ -8.095E-13 & 1.615E-12 & -4.762E-13 \\ -7.061E-13 & -4.762E-13 & 1.746E-12 \end{vmatrix}$$

famille 4 alpha= 90.0 beta= 23.0 d=2.10E-04 f= 0.880

$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 8.149E-12 & 0.000E+00 & 0.000E+00 \\ 0.000E+00 & 1.244E-12 & -2.931E-12 \\ 0.000E+00 & -2.931E-12 & 6.905E-12 \end{vmatrix}$$

famille 5 alpha= 58.0 beta= -24.0 d=2.80E-04 f= 0.830

$$\bar{\bar{k}} = \begin{vmatrix} 1.395E-11 & -6.833E-12 & 3.587E-12 \\ -6.833E-12 & 7.284E-12 & 5.741E-12 \\ 3.587E-12 & 5.741E-12 & 1.520E-11 \end{vmatrix}$$

Matrice totale

$$\bar{\bar{K}} = \begin{vmatrix} 6.952E-05 & -7.048E-05 & 4.034E-05 \\ -7.048E-05 & 2.410E-04 & 2.040E-05 \\ 4.034E-05 & 2.040E-05 & 2.851E-04 \end{vmatrix}$$

valeurs propres

3.619E-05 2.652E-04 2.942E-04

vecteurs propres

0.925	-0.366	0.098
0.336	0.911	0.241
-0.176	-0.189	0.966

Directions de permeabilite principale

A= 20	A= - 67	A= 68
B= - 9	B= - 10	B= 75

A' = N 22° A' = N 117° A' = N 50°

K = 1,99 x 10^{-4} m/s

K' = 1,41 x 10^{-4} m/s

Rochers de Fitta

Famille	Orientation et pendage	n	$\bar{x}$ (m)	s (m)	d (m)	f nb/m
f1	88/98	ϕ N8 6	.38x10^{-3}	.29x10^{-3}	.24x10^{-3}	.38
f2	68/102	ϕ N12 26	.40	.48	.22	2.40
f3	44/92	ϕ 0 50	.50	.41	.30	2.04
f4	86/128	ϕ N38 10	.84	1.05	.25	.60
f5	26/54	0 N 30 110	.33	.25	.26	14.3

famille 1 alpha= 8.0 beta= -6.0 d=2.40E-04 f= 0.380

$\bar{\bar{k}}$= | 1.580E-13 -7.160E-13 5.407E-13 |
| -7.160E-13 5.152E-12 7.600E-14 |
| 5.407E-13 7.600E-14 5.195E-12 |

famille 2 alpha= 12.0 beta= -26.0 d=2.20E-04 f= 2.400

$\bar{\bar{k}}$= | 5.803E-12 -4.198E-12 9.848E-12 |
| -4.198E-12 2.466E-11 2.093E-12 |
| 9.848E-12 2.093E-12 2.064E-11 |

famille 3 alpha= 0.0 beta= -50.0 d=3.00E-04 f= 2.040

$\bar{\bar{k}}$= | 3.232E-11 0.000E+00 2.712E-11 |
| 0.000E+00 5.508E-11 0.000E+00 |
| 2.712E-11 0.000E+00 2.275E-11 |

famille 4 alpha= 38.0 beta= -10.0 d=2.50E-04 f= 0.600

$\bar{\bar{k}}$= | 3.729E-12 -4.411E-12 1.263E-12 |
| -4.411E-12 5.928E-12 9.870E-13 |
| 1.263E-12 9.870E-13 9.092E-12 |

famille 5 alpha= 110.0 beta= 30.0 d=2.60E-04 f=14.300

$\bar{\bar{k}}$= | 2.292E-10 6.058E-11 3.722E-11 |
| 6.058E-11 8.488E-11 -1.022E-10 |
| 3.722E-11 -1.022E-10 1.885E-10 |

Matrice totale

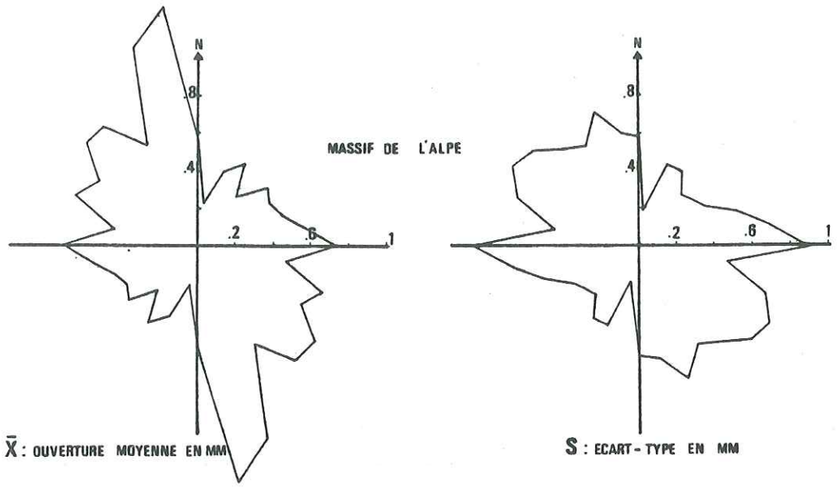
$\bar{\bar{K}}$= | 2.217E-04 4.190E-05 6.212E-05 |
| 4.190E-05 1.436E-04 -8.102E-05 |
| 6.212E-05 -8.102E-05 2.012E-04 |

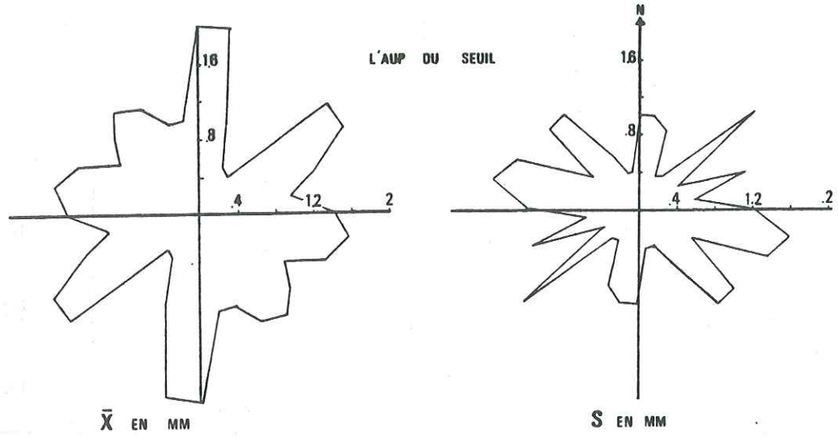
valeurs propres

2.799E-04 5.618E-05 2.305E-04

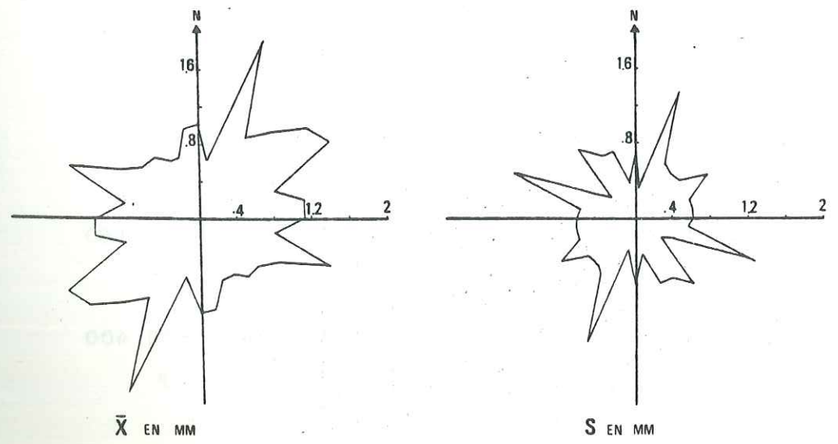
OUVERTURES DES FRACTURES SUIVANT LEURS ORIENTATIONS

Pl.18 III





calcaires urgoniens



calcaires tithoniques

vecteurs propres

0.614	-0.395	-0.682
-0.254	0.719	-0.645
0.747	0.571	0.340

Directions de permeabilite principale

A= - 22	A= - 60	A= 43
B= 48	B= 35	B= 20

A' = N 147° A' = N 116° A' = N 42°

K = 1,89 x 10^{-4} m/s

K' = 1,54 x 10^{-4} m/s

B) MASSIF DE L'AUP DU SEUIL

. Forêt du Seuil

Famille	Orientation et pendage	n	$\bar{x}$ (m)	s (m)	d (m)	f
f1	90 / 86	NO / 4	1.25x10^{-4}	.47x10^{-4}	1.37x10^{-4}	.37
f2	66 / 88	12 \ N157	1.53	1.24	1.23	.44
f3	54 / 74	142 \	1.87	1.32	1.09	.20
f4	178	16 N85	1.5	.57	1.41	.16
f5	135	5 N44	2.02	2.45	1.37	.40
f6	88 / 112	N24 / 5	2.12	1.5	1.18	.18

famille 1 alpha= 0.0 beta= -4.0 d=1.37E-04 f= 0.370

$\bar{\bar{k}}$= | 4.629E-15 0.000E+00 6.620E-14 |
| 0.000E+00 9.514E-13 0.000E+00 |
| 6.620E-14 0.000E+00 9.467E-13 |

famille 2 alpha= 157.0 beta= 12.0 d=1.23E-04 f= 0.440

$\bar{\bar{k}}$= | 1.549E-13 2.817E-13 1.532E-13 |
| 2.817E-13 6.991E-13 -6.506E-14 |
| 1.532E-13 -6.506E-14 7.833E-13 |

famille 3 alpha= 142.0 beta= 0.0 d=1.09E-04 f= 0.200

$\bar{\bar{k}}$= | 9.817E-14 1.256E-13 0.000E+00 |
| 1.256E-13 1.608E-13 0.000E+00 |
| 0.000E+00 0.000E+00 2.590E-13 |

famille 4 alpha= 85.0 beta= 16.0 d=1.41E-04 f= 0.160

$\bar{\bar{k}}$= | 4.453E-13 -3.598E-14 -1.035E-14 |
| -3.598E-14 3.722E-14 -1.183E-13 |
| -1.035E-14 -1.183E-13 4.144E-13 |

famille 5 alpha= 44.0 beta= 5.0 d=1.37E-04 f= 0.400

$\bar{\bar{k}}$= | 5.003E-13 -5.100E-13 -6.423E-14 |
| -5.100E-13 5.359E-13 -6.203E-14 |
| -6.423E-14 -6.203E-14 1.020E-12 |

famille 6 alpha= 24.0 beta= -5.0 d=1.18E-04 f= 0.180

$\bar{\bar{k}}$= | 5.080E-14 -1.090E-13 2.345E-14 |
| -1.090E-13 2.471E-13 1.044E-14 |
| 2.345E-14 1.044E-14 2.934E-13 |

Matrice totale

$\bar{\bar{K}}$= | 1.025E-06 -2.024E-07 1.376E-07 |
| -2.024E-07 2.151E-06 -1.921E-07 |
| 1.376E-07 -1.921E-07 3.039E-06 |

valeurs propres

9.848E-07	2.137E-06	3.094E-06

vecteurs propres

0.985	-0.146	0.086
0.163	0.963	-0.216
-0.050	0.227	0.972

Directions de permeabilite principale

A= 9	A= - 80	A= - 67
B= - 2	B= 13	B= 77

A' = N 8° A' = N 110° A' = N 116°

K = 2,07 x 10^{-6} m/s

K' = 1,87 x 10^{-6} m/s

. Landes de Malissard

Famille	Orientation et azimut	n	$\bar{x}$ (m)	s (m)	d (m)	f
f1	84 \ 120	Ø N35 / 10	.92x10^{-4}	.56 10^{-4}	.76 10^{-4}	.65
f2	68 \ 116	Ø N44 / 26	.75	.45	.62	.60
f3	86 / 84	Ø N6 / 32	.87	.61	.65	1.26
f4	30 / 70	60 / Ø N115	.53	.26	.71	.71

famille 1 alpha= 35.0 beta= -10.0 d=7.60E-05 f= 0.650

$\bar{\bar{k}}$= | 9.964E-14 -1.300E-13 3.997E-14 |
| -1.300E-13 1.942E-13 2.798E-14 |
| 3.997E-14 2.798E-14 2.767E-13 |

famille 2 alpha= 44.0 beta= -26.0 d=6.20E-05 f= 0.600

$\bar{\bar{k}}$= | 8.322E-14 -5.772E-14 4.052E-14 |
| -5.772E-14 8.725E-14 3.913E-14 |
| 4.052E-14 3.913E-14 1.155E-13 |

famille 3 alpha= 6.0 beta= -32.0 d=6.50E-05 f= 1.260

$\bar{\bar{k}}$= | 9.988E-14 -2.587E-14 1.546E-13 |
| -2.587E-14 3.433E-13 1.625E-14 |
| 1.546E-13 1.625E-14 2.488E-13 |

famille 4 alpha= 115.0 beta= -60.0 d=7.10E-05 f= 0.710

$\bar{\bar{k}}$= | 2.427E-13 2.433E-14 -4.650E-14 |
| 2.433E-14 2.019E-13 9.972E-14 |
| -4.650E-14 9.972E-14 6.352E-14 |

Matrice totale

$\bar{\bar{K}}$= | 4.296E-07 -1.547E-07 1.542E-07 |
| -1.547E-07 6.759E-07 1.496E-07 |
| 1.542E-07 1.496E-07 5.760E-07 |

valeurs propres
2.312E-07 7.895E-07 6.607E-07
vecteurs propres
0.739 -0.160 0.654
0.431 0.859 -0.275
-0.517 0.486 0.704
Directions de permeabilite principale
A= 30 A= - 78 A= - 22
B= - 30 B= 29 B= 45

A' = N 53° A' = N 108° A' = N 150°

K = 5,60 x 10^{-7} m/s

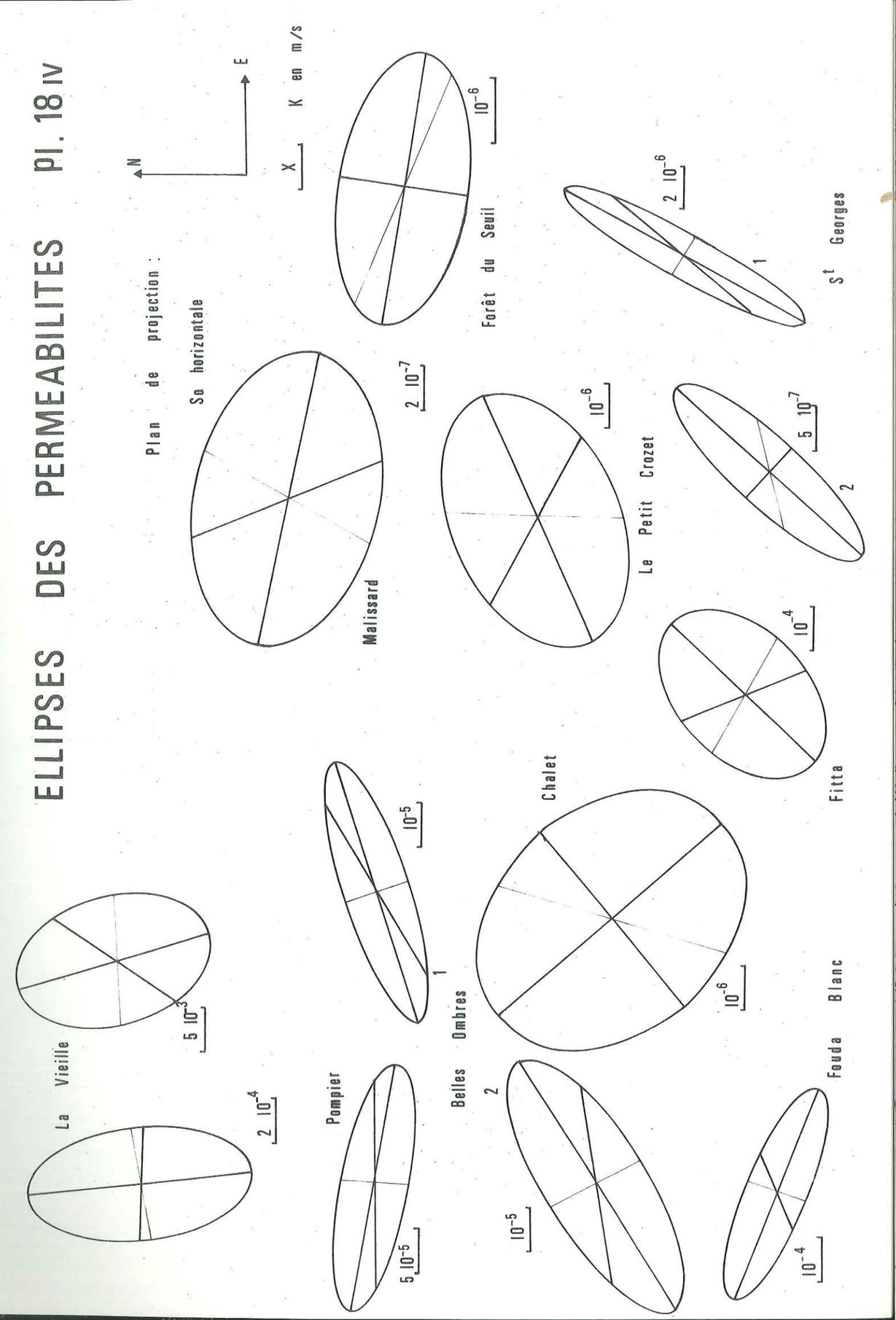
K' = 4,94 x 10^{-7} m/s

C) LES CALCAIRES TITHONIQUES

. Le Petit Crozet

Famille	Orientation et pendage	n	$\bar{x}$ (m)	s (m)	d (m)	f
f1	73 / 88	20 / N170	1,10x10^{-4}	.71x10^{-4}	.98x10^{-4}	1.25
f2	69 / 76	N12 / 34	1.39	.92	1.55	.84
f3	88 / 33	44 / N135	1	.58	.87	2.22
f4	85 / 146	33 / N43	1.27	1.22	.74	.24
f5	25 / 72	25 / N115	.83	.29	.79	1.72

famille 1 alpha= 170.0 beta= 20.0 d=9.80E-05 f= 1.250
$\bar{\bar{k}}$= | 1.689E-13 1.776E-13 3.723E-13 |
| 1.776E-13 1.145E-12 -6.565E-14 |
| 3.723E-13 -6.565E-14 1.038E-12 |
famille 2 alpha= 12.0 beta= -34.0 d=1.55E-04 f= 0.840
$\bar{\bar{k}}$= | 1.071E-12 -4.372E-13 1.418E-12 |
| -4.372E-13 3.035E-12 3.015E-13 |
| 1.418E-12 3.015E-13 2.149E-12 |
famille 3 alpha= 135.0 beta= 44.0 d=8.70E-05 f= 2.220
$\bar{\bar{k}}$= | 1.083E-12 3.782E-13 -5.165E-13 |
| 3.782E-13 1.083E-12 5.165E-13 |
| -5.165E-13 5.165E-13 7.564E-13 |
famille 4 alpha= 43.0 beta= 33.0 d=7.40E-05 f= 0.240
$\bar{\bar{k}}$= | 6.066E-14 -3.411E-14 -3.248E-14 |
| -3.411E-14 6.543E-14 -3.029E-14 |
| -3.248E-14 -3.029E-14 6.840E-14 |
famille 5 alpha= 115.0 beta= 25.0 d=7.90E-05 f= 1.720
$\bar{\bar{k}}$= | 7.236E-13 2.667E-13 1.372E-13 |
| 2.667E-13 2.758E-13 -2.943E-13 |
| 1.372E-13 -2.943E-13 6.965E-13 |
Matrice totale
$\bar{\bar{K}}$= | 2.540E-06 2.872E-07 1.127E-06 |
| 2.872E-07 4.582E-06 3.496E-07 |
| 1.127E-06 3.496E-07 3.850E-06 |



valeurs propres
1.889E-06 4.990E-06 4.093E-06
vecteurs propres
0.869 0.351 0.349
-0.027 0.740 -0.671
-0.493 0.574 0.653
Directions de permeabilite principale
A= - 1 A= 65 A= - 62
B= - 29 B= 35 B= 41

A' = N 168° A' N 72° A' = N 157°

K = 3,66 x 10^{-6} m/s

K' = 3,38 x 10^{-6} m/s

. St-Georges I

Famille	Orientation et pendage	n	$\bar{x}$ (m)	s (m)	d (m)	f
f1	90 / 82	6 N176	9,6x10^{-5}	6,1x10^{-5}	8,3x10^{-5}	.97
f2	35 / 65	2 N122	12,9	7.8	10,9	4.30
f3	70 / 150	6 N64	7.6	4.7	6.3	.46
f4	80 / 130	10 N42	8.3	2.8	7.9	.09
f5	22 / 80	18 N110	30	-	30	.10

famille 1 alpha= 176.0 beta= -6.0 d=8.30E-05 f= 0.970
$\bar{\bar{k}}$= | 8.729E-15 3.817E-14 -5.751E-14 |
| 3.817E-14 5.519E-13 4.021E-15 |
| -5.751E-14 4.021E-15 5.485E-13 |
famille 2 alpha= 122.0 beta= -2.0 d=1.09E-04 f= 4.300
$\bar{\bar{k}}$= | 4.006E-12 2.499E-12 -1.029E-13 |
| 2.499E-12 1.568E-12 1.647E-13 |
| -1.029E-13 1.647E-13 5.561E-12 |
famille 3 alpha= 64.0 beta= 6.0 d=6.30E-05 f= 0.460
$\bar{\bar{k}}$= | 9.315E-14 -4.482E-14 -5.241E-15 |
| -4.482E-14 2.311E-14 -1.074E-14 |
| -5.241E-15 -1.074E-14 1.137E-13 |
famille 4 alpha= 42.0 beta= 10.0 d=7.90E-05 f= 0.090
$\bar{\bar{k}}$= | 2.060E-14 -2.139E-14 -5.639E-15 |
| -2.139E-14 2.510E-14 -5.077E-15 |
| -5.639E-15 -5.077E-15 4.303E-14 |
famille 5 alpha= 110.0 beta= 18.0 d=3.00E-04 f= 0.100
$\bar{\bar{k}}$= | 2.414E-12 7.848E-13 2.713E-13 |
| 7.848E-13 5.435E-13 -7.456E-13 |
| 2.713E-13 -7.456E-13 2.442E-12 |
Matrice totale
$\bar{\bar{K}}$= | 5.349E-06 2.662E-06 8.181E-08 |
| 2.662E-06 2.217E-06 -4.845E-07 |
| 8.181E-08 -4.845E-07 7.119E-06 |
valeurs propres
6.792E-06 6.618E-07 7.232E-06

vecteurs propres
0.802 -0.493 -0.336
0.422 0.867 -0.265
0.424 0.071 0.903
Directions de permeabilite principale
A= 28 A= - 59 A= 38
B= 25 B= 4 B= 65

A' = N 36° A' = N 123° A' = N 60°

K = 4,90 x 10^{-6} m/s

K' = 3,19 x 10^{-6} m/s

. St-Georges 2

Famille	Orientation et pendage	n	$\bar{x}$ (m)	s (m)	d (m)	f nb/m
f1	90	0 N01 / 4	8.5x10^{-5}	6.5x10^{-5}	8.06x10^{-5}	0,91
f2	68 \ 48	0 N64 / 5	6	2.2	5.7	1.34
f3	64 / 40	6 \ 0 N126	10	3.2	9.5	1.58

famille 1 alpha= 1.0 beta= -4.0 d=8.06E-05 f= 0.916
$\bar{\bar{k}}$= | 2.462E-15 -8.274E-15 3.315E-14 |
| -8.274E-15 4.763E-13 5.786E-16 |
| 3.315E-14 5.786E-16 4.741E-13 |
famille 2 alpha= 64.0 beta= -5.0 d=5.70E-05 f= 1.340
$\bar{\bar{k}}$= | 2.008E-13 -9.703E-14 9.445E-15 |
| -9.703E-14 4.921E-14 1.936E-14 |
| 9.445E-15 1.936E-14 2.462E-13 |
famille 3 alpha= 126.0 beta= -6.0 d=9.50E-05 f= 1.580
$\bar{\bar{k}}$= | 8.917E-13 6.371E-13 -8.277E-14 |
| 6.371E-13 4.777E-13 1.139E-13 |
| -8.277E-14 1.139E-13 1.339E-12 |
Matrice totale
$\bar{\bar{K}}$= | 8.951E-07 4.347E-07 -3.284E-08 |
| 4.347E-07 8.201E-07 1.094E-07 |
| -3.284E-08 1.094E-07 1.684E-06 |
valeurs propres
1.287E-06 4.129E-07 1.698E-06
vecteurs propres
0.741 -0.669 0.036
0.660 0.738 0.141
-0.120 -0.080 0.989
Directions de permeabilite principale
A= 42 A= - 47 A= 76
B= - 6 B= - 4 B= 82

A' = N 38° A' = N 130° A' = N 90°

K = 1,13 x 10^{-6} m/s

K' = 0,97 x 10^{-6} m/s

D- SYNTHESE DES RESULTATS

Pour chaque tenseur K nous avons calculé les composantes horizontales de perméabilités maximale, minimale et intermédiaire ainsi que leurs azimuts. Nous avons ainsi pu construire les ellipses de conductivité hydraulique.

Les résultats sont très dispersés. Ceci s'explique aisément si l'on songe aux difficultés rencontrées pour apprécier correctement les ouvertures des fissures. Ces mesures intervenant par leur cube dans les calculs jouent un rôle prépondérant dans l'estimation de K ; ainsi une variation d'un facteur 10 sur les valeurs d'ouverture se traduira-t-elle par une variation d'un facteur 1000 de la perméabilité. C'est ce que nous permet de constater notre étude, pour laquelle nous avons préféré utiliser nos résultats de terrain plutôt qu'attribuer une ouverture arbitraire à chaque famille comme cela se fait trop souvent.

Les valeurs rencontrées oscillent entre 10^{-3} et 10^{-7} m/s. L'ordre de grandeur le plus fréquemment observé est de 10^{-6} m/s pour les calcaires tithoniques et de 10^{-4} m/s pour les calcaires urgoniens. Il semble, toutefois, que ces valeurs soient parfois exagérées lorsque les mesures ont été effectuées sur des surfaces structurales lapiazées rendant les déterminations plus subjectives.

On peut admettre, pour l'Urgonien une perméabilité de bloc variant de 10^{-4} à 10^{-5} m/s à laquelle vient s'adjoindre la perméabilité globale du massif due aux mégafractures (10^{-6} m/s).

La comparaison des rosaces de fracturation et des ellipses de conductivité hydraulique permet de constater qu'en général (mises à part les stations des Roches de Fitta et du Chalet de l'Alpe) le tracé des histogrammes d'orientation des fractures laisse bien présager de la configuration du champ des perméabilités.

On pourrait donc en conclure que les fractures les plus fréquentes ne sont pas moins ouvertes que les autres ; en fait ceci apparaît comme une tendance mais il n'y a aucune corrélation entre ces grandeurs (r = 0,17 après régression linéaire, r = -0,03 après ajustement de type logarithmique). Il n'est pas rare de trouver des fissures à faible densité de répartition mais très ouvertes.

Pour l'ensemble des calcaires urgoniens la fréquence moyenne des fractures est 2,28 fractures par mètre avec un écart-type de 3.4

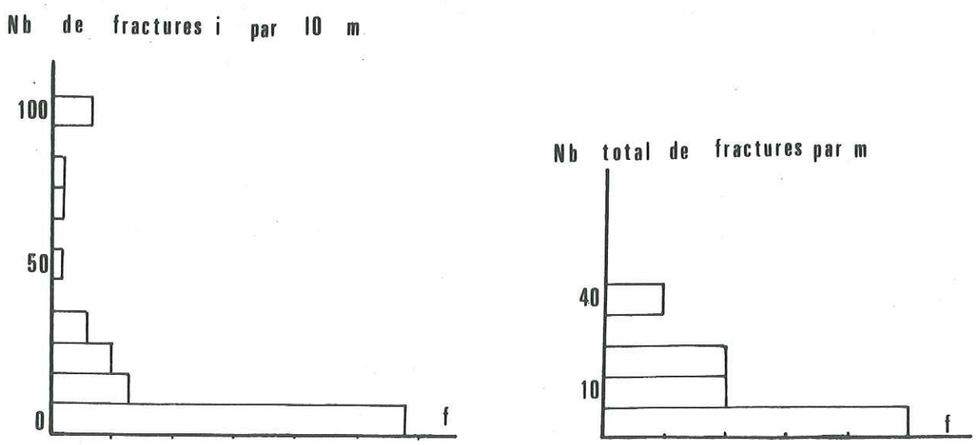


Fig. 12

Si l'on considère la fréquence pour chaque famille i, la classe de densité la mieux représentée est celle qui s'étend de 0 à 10 fractures par mètre. L'effectif des autres classes va en diminuant à mesure que la densité croît.

Pour l'ensemble des familles d'un affleurement la densité est évidemment beaucoup plus forte : de 0 à 10 fractures par mètre mais pouvant atteindre 40 fissures par mètre.

Il semble que les blocs soient parcourus d'un réseau de fissures de densité très moyenne, ce qui est normal pour un milieu compétent comme l'Urgonien.

En général l'anisotropie des terrains est bien marquée. L'orientation des ellipses varie de N6° à N172° dans le plan So horizontal.

V - CONCLUSIONS

Il semble que les efforts tectoniques ayant affecté l'ensemble du massif ont engendré un important système de mégafractures conditionnant un découpage du calcaire en nombreux blocs fissurés.

D'après les calculs effectués par la méthode de F. Franciss et de L. Kiraly, la conductivité hydraulique résultant de la superposition de ces systèmes d'écoulement présente une valeur de l'ordre de 10^{-5} m/s.

En un même point les ellipses de perméabilité dérivant de l'analyse photogéologique et de l'étude de terrain ont souvent des orientations différentes.

En effet, pour le massif de l'Alpe

l'orientation de la perméabilité maximale oscille autour de N50° pour les mégafractures alors qu'elle va de N50° à N170° pour les fissures

Pour le massif de l'Aup du Seuil

α(K mégafracture)$\in$[N50°, N100°]

α(K fissure) $\in$ [N114° et N137°]

Ce phénomène est sans doute dû à la trop grande différence d'échelles d'observation utilisées pour ces deux méthodes.

Il faut considérer que la fracturation des blocs est plus ou moins liée aux mégafractures et constitue un système de deuxième ordre (fractures de Riedel, fentes d'extension sur R, fentes D) associé au jeu des failles majeures.

La multiplication des stations de mesures, associée à la mesure des épaisseurs de zones broyées, pourrait permettre l'élaboration d'un modèle mathématique avec recherche de relations pluies-débits.

Malgré une densité de fissures moyenne la perméabilité du karst de Chartreuse orientale reste élevée, ce qui se traduira par une réponse très rapide des aquifères aux averses.

Signalons que nos calculs ne peuvent faire ressortir les possibilités d'infiltration presque infinies des entonnoirs de dissolution, des puits, des lapiez géants.

CHAPITRE IV

LES EXPERIENCES DE TRACAGE

L'étude géologique nous a montré les hauts-plateaux comme une suite de blocs indépendants et nous a laissé entrevoir quelles répercussions la structure pouvait avoir sur la géométrie des écoulements.

Pour vérifier le concept, déjà étayé à vrai dire, d'"Ilots hydrologiques juxtaposés" et pour apprécier certaines caractéristiques hydrodynamiques des aquifères, nous avons dû procéder à une expérience de multitraçage.

I - CONDITIONS D'ETUDE

I-1- Traçages réalisés antérieurement à l'étude

Le 21 juillet 1965 le Spéléo-Club de Savoie effectuait une coloration à -420 m dans la Grotte du Biolet située sur le versant Ouest du synclinal de l'Alpe . L'uranine injectée ressortait le 25 juillet à la résurgence de Cernon 4,5 km plus au Nord.

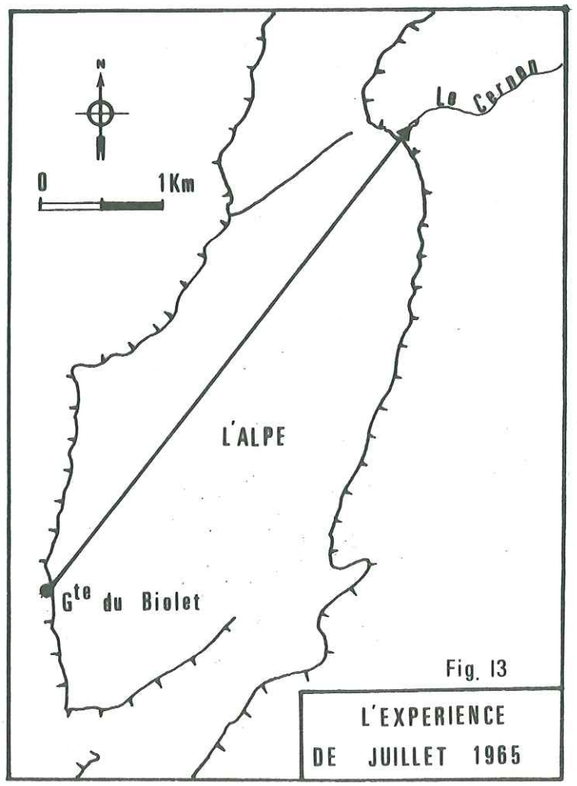
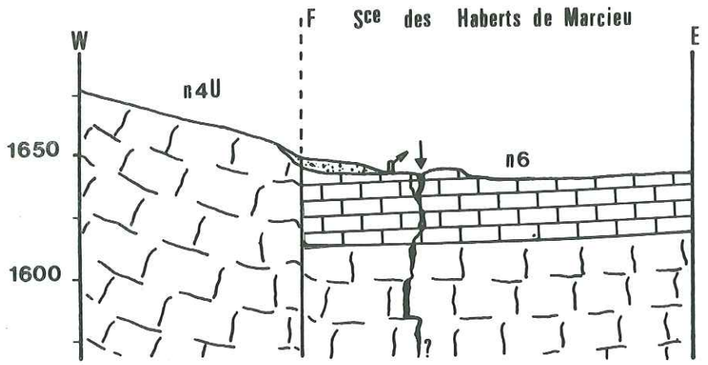
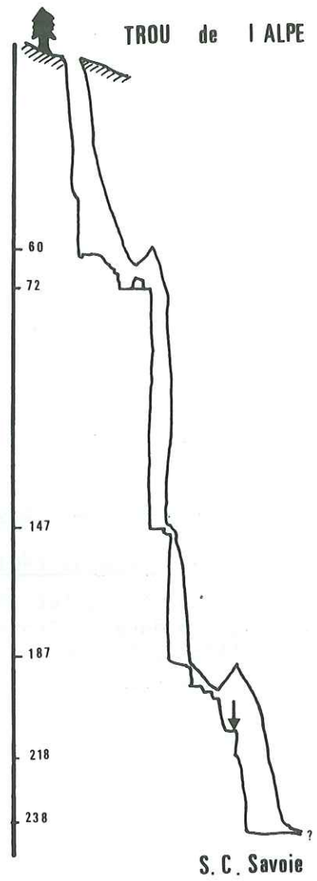


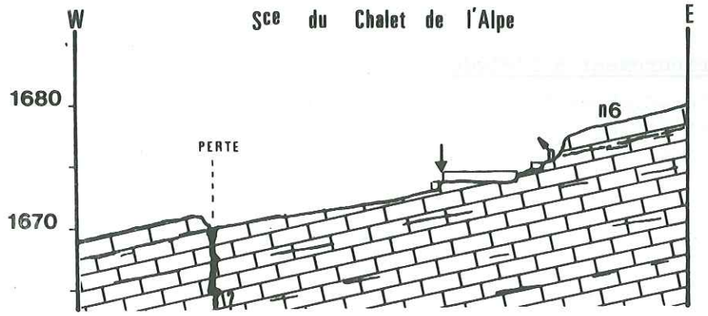
Fig. 13

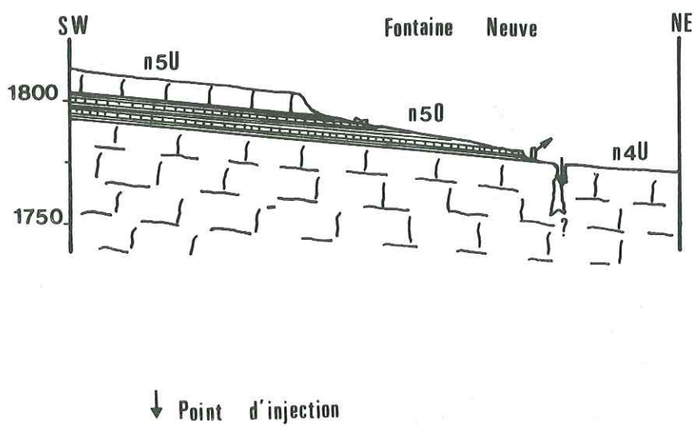
L'EXPERIENCE DE JUILLET 1965

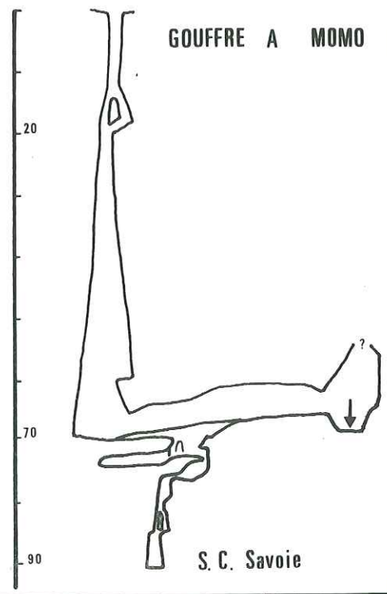
CONDITIONS D'INJECTION PI.19











Le traceur avait donc parcouru le massif à une vitesse moyenne de 47 m/h, normale pour des conditions d'étiage.

On ne peut expliquer la relation mise en évidence qu'en invoquant la conjonction de plusieurs phénomènes.

- Les marno-calcaires hauteriviens peuvent, comme souvent dans les Préalpes, jouer leur rôle de collecteur des eaux de l'Urgonien sur de grandes surfaces ;
- les eaux du massif semblent se rassembler dans l'axe du synclinal puis s'écouler suivant le plongement axial de ce dernier, c'est-à-dire vers le Nord ;
- la faille du Col de l'Alpette contre laquelle vient se terminer le plateau de l'Alpe constitue à la fois un écran et un collecteur pour les eaux du massif, lesquelles eaux sont ensuite ramenées vers l'Est le long du décrochement.

Les contrôles ayant été effectués à l'oeil nu, il n'était pas possible d'affirmer si le massif avait un ou plusieurs exutoires.

I-2- Relations recherchées

. Les traçages que nous entreprîmes avaient plusieurs buts :

- confirmer le modèle échaffaudé à partir de la première expérience,
- déterminer les limites entre les bassins versants bien que certains d'entre elles parussent évidentes (grands décrochements),
- comprendre le rôle de certains accidents tel le chevauchement de la Rousse.

. Signalons que les traçages du Mont Granier ont été réalisés à la demande de la Direction Départementale de l'Agriculture de l'Isère. Les fonctionnaires de cet organisme désiraient déterminer la zone d'alimentation de la source des Eparres (commune de Chapareillan) sujette à de maintes reprises à des pollutions bactériologiques.

I-3- Les points d'injection (Pl. 21)

Il nous a fallu retenir un point pour chaque bloc, plusieurs de ces points correspondant à des pertes de surface.

. La perte des Haberts de Marcieu (a) occupait une position suffisamment centrale par rapport à la gouttière de l'Aup du Seuil pour permettre de caractériser les écoulements de ce massif.

. La perte du Chalet de l'Alpe (e) sise au fond du synclinal de l'Alpe permettait un transit rapide du traceur vers le collecteur du massif puis vers la ou les émergences.

. Les autres points retenus, étaient situés au fond de trois gouffres :

Le Gouffre à Momo (b) sur le volet de la Dame.

Le Trou de l'Alpe (d) sur l'écaille de la Rousse.

Le Gouffre des Myriades sur le Granier. A cause du manteau neigeux trop épais qui obturait l'entrée du réseau au printemps 1979, ce point du être abandonné au profit de la perte de la Source de Fontaine Neuve (f).

Tableau 4	Uranine	Rhodamine WT	Rhodamine B	Bichromate
	colorants xanthéniques			Dichromate de sodium
Forme chimique	C20 H10 O5 Na2	C29 H29 O_5 N2 Na2 Cl	C28 H31 O3 N2 Cl	Na2 Cr2 O7
Forme ionique	anion	cation	cation	anion fragile
Procédés de mesure	Fluorimétrie - Spectrofluorimétrie			Colorimétrie (diphenylcarbazide)
Concentration minimale détectable	10^{-11}			10^{-6} 10^{-8} après reconcentration
Longueur d'onde d'absorbtion maximale	491 nm	554 nm		
Longueur d'onde fluorescence maximale	514 nm	572 nm	576 nm	
Pertes par rétention	faibles	modérées	importantes	faibles
Sensibilité photochimique	importante	faible		modérée
Interférences	eosines	autre Rhodamine sulforhodamines eosines		
Domaine d'utilisation	Hydrologie souterraine	Tous les domaines sauf les milieux fortement retenseurs	Hydrologie de surface (traceur médiocre)	Hydrologie de surface
conditionnement	poudre solution aqueuse	poudre solution sodique	poudre solution acétique	poudre

Caractéristiques et domaines d'utilisation des traceurs employés

Conditions d'injection Tableau 5	Aup du Seuil	la Dame	la Rousse	Alpe-Alpette	Granier
Point d'injection	Habert de Marcieu	Gouffre à Momo	Trou de l'Alpe	Chalet de l'Alpe	Fontaine neuve
Traceur utilisé	Bichromate de sodium	Rhodamine B	Uranine	Rhodamine WT	Uranine
Masse de traceur (Kg)	18	1,060	1	1,640	1
Débit d'injection	3 l/s	0,2 l/s	6 l/mn	3 l/s	2 l/mn
Conditions particulières				présence de neige	présence de neige

I-4- Les points de contrôles (Pl. 21)

A la périphérie du massif plusieurs émergences se révélaient susceptibles d'être alimentées par les eaux provenant des hauts-plateaux :

- au contact Urgonien-Hauterivien : sources du Cernon et du Guiers Vif;
- dans le Valanginien supérieur : sources des Eparres et de Fontaine Fraisière ;
- dans les éboulis couvrant les terrains néocomiens : Mort-Ru, La Plagne et Fontaine Froide ainsi qu'un grand nombre de petites sources à débit irrégulier.

Nous avons retenu les points de contrôle suivants :

1 Source du Guiers Vif
2 Source du Mort-Ru
3 Source de La Plagne
4 Talweg de Pré-Ours
5 Source des Eparres
6 Source du Cernon
7 Source de Fontaine

En raison d'un accès difficile à la Source du Cernon, nous avons installé un préleveur automatique sur ce ruisseau entre l'émergence et le barrage E.D.F. et ce, afin d'éviter les erreurs qui pourraient résulter d'un échantillonnage trop en aval (dilution).

Nous avons installé des fluocapteurs uniquement en des points où ils étaient en mesure de capter l'Uranine et non n'importe quel autre colorant :

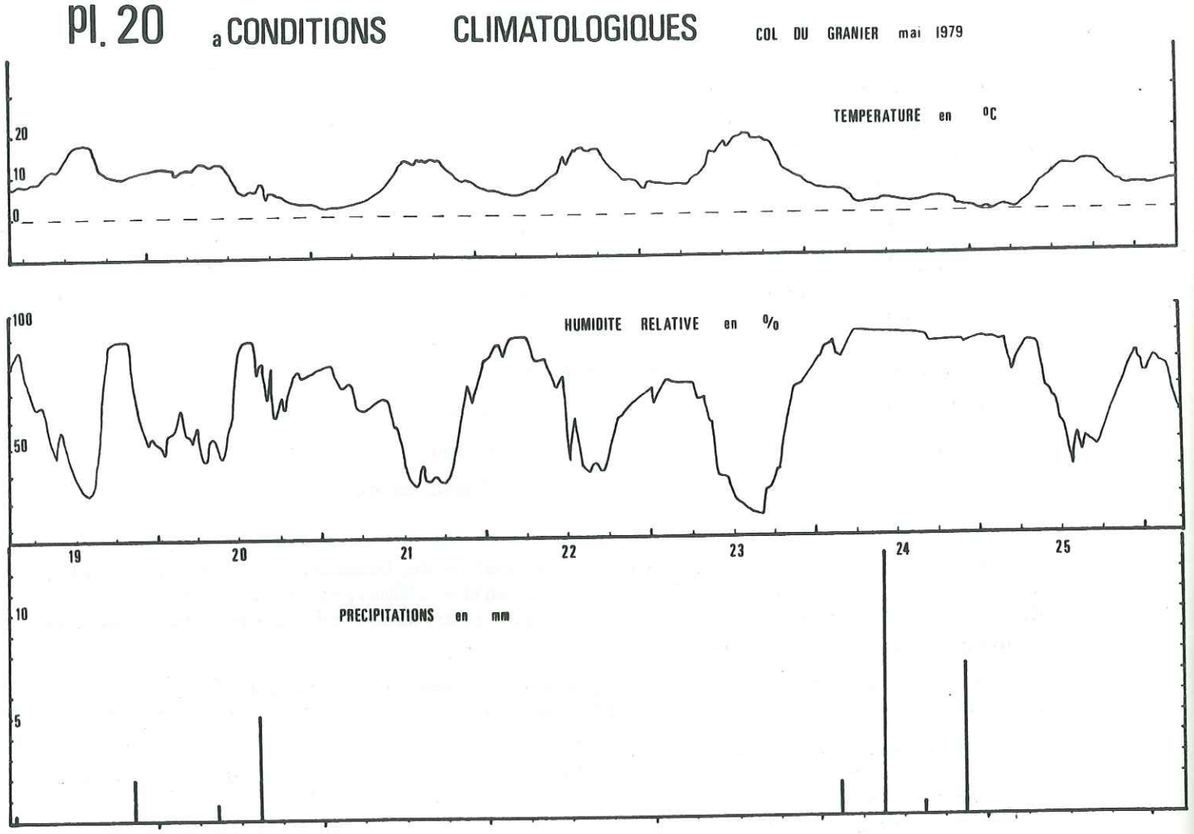
- dans les éboulis bordant à l'Est le Col de l'Alpe ;
- sur le tracé du décrochement de l'Alpette à la Fontaine du Rochereau ;
- sur le versant Est du Granier à la Fontaine Fraisière ;
- à la source St-Martin dans les calcaires Tithoniques en raison d'hypothèses personnelles que nous exposerons ultérieurement.

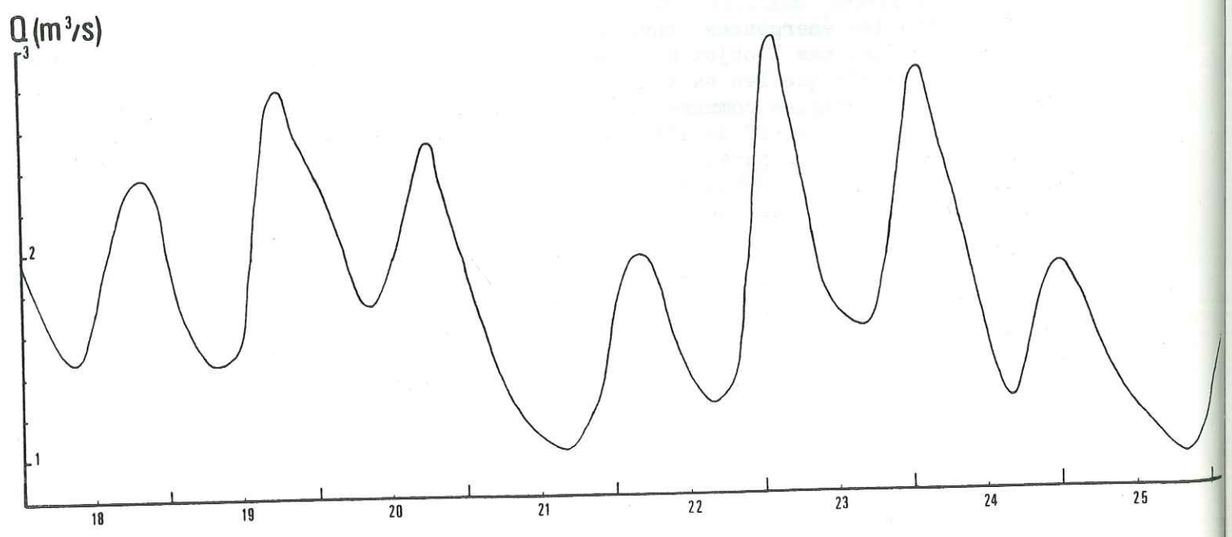
I-5- Choix des traceurs

Nous disposions au Laboratoire d'Hydrogéologie de quatre traceurs, à savoir l'Uranine, la Rhodamine WT, la Rhodamine B et le Bichromate de Sodium. Le Chlorure de Lithium que nous escomptions utiliser ne put être livré à la date souhaitée.

De toutes les émergences concernées, seules les sources du Guiers et du Cernon ne font pas l'objet d'une exploitation pour l'alimentation des villages. Il n'était pas sûr que les eaux du Cernon et celles captées de La Plagne n'aient pas une origine commune. L'emploi du Bichromate, toxique, était donc à proscrire sur le massif de l'Alpe. Ce traceur fut réservé au bloc de l'Aup du Seuil dont les eaux paraissent drainées, de toute évidence, vers la source du Guiers. La masse importante de bichromate utilisée (18 kg) se prêtait mieux à une injection de surface.

L'indépendance marquée du Granier permettait l'emploi du même traceur, à la fois dans ce massif et dans un bloc plus méridional. En outre, la D.D.A. souhaitait que ce traçage puisse avoir un impact psychologique sur la population de la petite ville de Chapareillan. Le traceur devait donc être décelable à l'oeil nu, mais présenter une teinte avenante pour ne pas susciter un vent de panique dans la commune. Un kilogramme d'Uranine aurait





dû largement faire l'affaire. Le même produit fut employé, et en même quantité au Trou de l'Alpe suffisamment éloigné géologiquement pour que l'on ne puisse craindre de phénomènes de redondance à un même exutoire.

La Rhodamine B traceur médiocre fut utilisé au Gouffre à Momo dont les relations avec le Mort-Ru tout proche ne faisaient guère de doute.

L'emploi de la Rhodamine WT s'imposait donc au Chalet de l'Alpe, les conditions géographiques abondant dans ce sens puisque ce traceur, un des meilleurs, aurait à parcourir la distance la plus longue. Cette répartition devait permettre d'éviter tout mélange de traceurs difficilement discernables (Rhodamine B et WT). En outre les colorants ayant à effectuer un parcours aérien avant prélèvement (Guiers-Cernon) étaient les plus réfractaires aux phénomènes d'oxydation photochimique.

I-6- Conditions hydro-climatologiques Pl.20

La période initialement choisie était l'automne 1978. Malheureusement les débits faibles, voir nuls, des pertes à cette époque interdirent toute tentative de traçage.

L'expérience fut reportée au mois de mai 1979, période qui nous a permis de bénéficier de la fonte du manteau neigeaux, fonte qui assure des débits élevés tant au niveau des pertes que des émergences ; la seule difficulté résidait alors dans un accès pénible aux points d'injection.

Nous avons figuré sur les planches 20b et 20a les débits enregistrés au Cernon ainsi ques les conditions climatologiques régnant du 19 au 25 mai au Col du Granier.

Les débits présentent des variations cycliques journalières caractéristiques d'un stade avancé de fonte.

Nous sommes en présence de deux périodes de précipitation, la dernière se traduisant par une augmentation de l'humidité relative et par contrecoup des débits, tout en s'accompagnant d'une baisse des températures. Celles-ci sont toujours restées positives et si la fonte a vu son importance diminuer le 21 et le 22 elle n'a jamais complètement cessé.

L'injection du Trou à Momo a été réalisée par le S.C. Savoie, celle du Trou de l'Alpe par le S.C. Pontcharra "les stalagmitix". Les autres injections ainsi que les prélèvements ont été effectués par des étudiants de 3ème cycle de l'Institut Dolomieu et par quelques bénévoles.

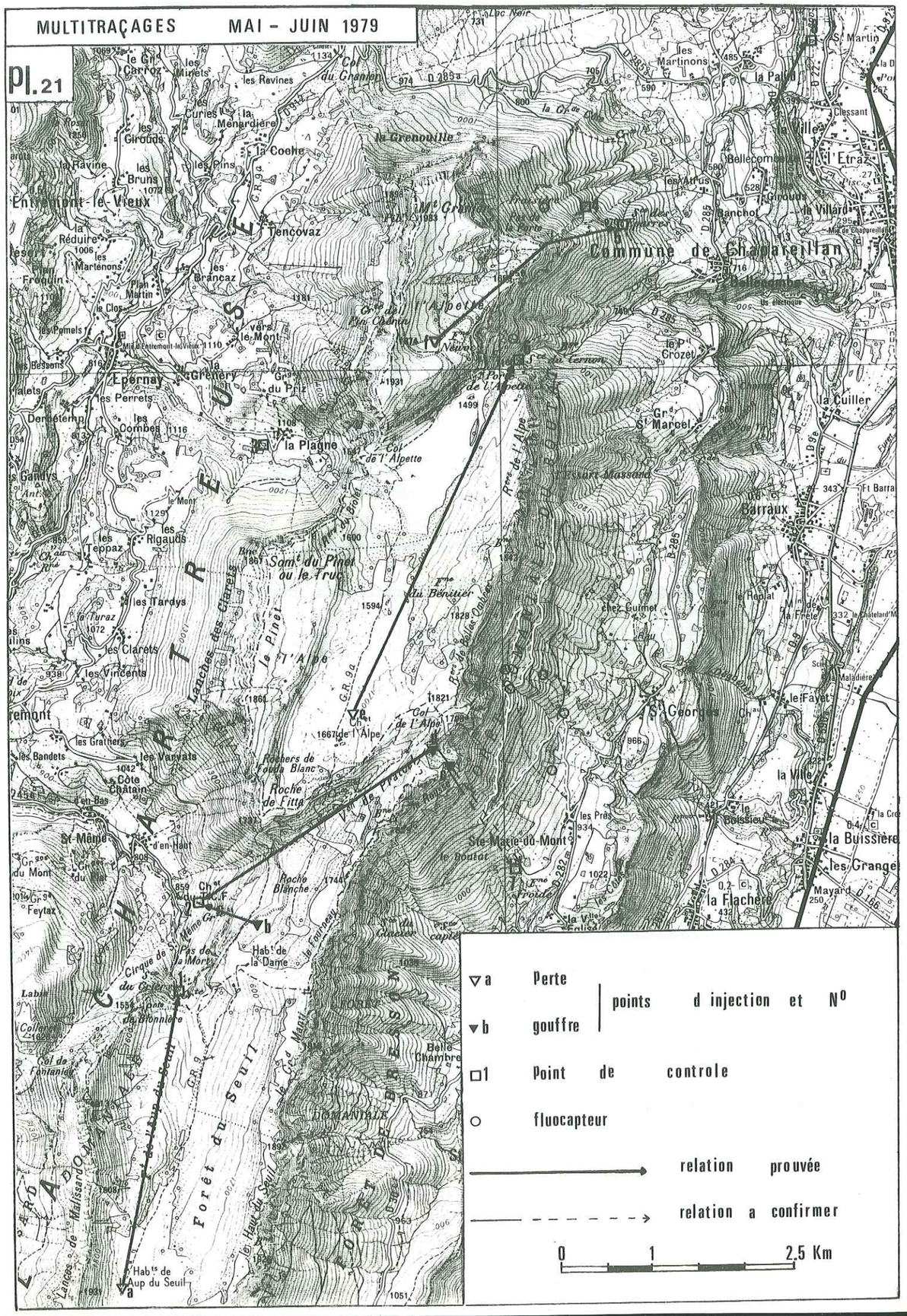
L'intervalle de temps entre deux échantillonages fut fixé à 2 heures.

II - RESULTATS

II-1- Analyse des échantillons

. Les traceurs fluorescents

Les échantillons recueillis ont été analysés au Laboratoire de Chimie analytique de la Faculté de Pharmacie de Grenoble. Nous avons utilisé pour ce faire un spectrofluorimètre Farrand Mark II, appareil dont le principe repose sur le phénomène de fluorescence. La solution de traceur, soumise à l'action d'un rayonnement lumineux de longueur d'onde λa (absorption maximale) émet des radiations lumineuses dont la longueur d'onde λe (émission maximale) est caractéristique du traceur mais différente de λa.



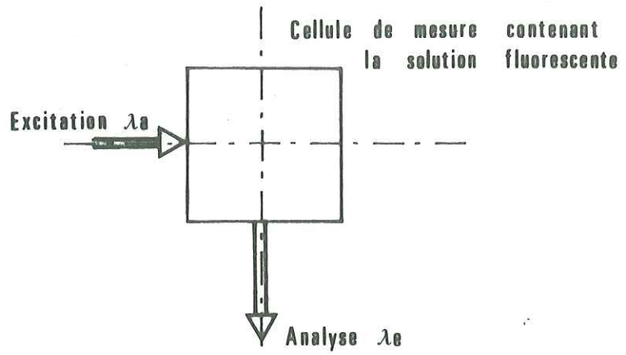


Fig. 14-Principe de la mesure de la fluorescence
d'après J.-C. André et J. Molinari

L'intensité de la lumière émise à la longueur d'onde λe est pour des concentrations de traceurs inférieures à 10^{-5}, à peu près proportionnelle à la concentration de la solution.

. Les fluocapteurs constitués de 5 grammes de charbon actif renfermés dans une toile de nylon ont été traités par une solution alcoolique de potasse. Au bout de 24 h les échantillons ont été analysés par spectrofluométrie.

. Le Bichromate de sodium

Les échantillons prélevés étant trop dilués, nous avons dû procéder à une reconcentration du bichromate. Nous avons opté pour la méthode dite d'extraction du complexe coloré par le butanol.

Les échantillons sont ramenés à un Ph voisin de 2 par adjonction d'acide sulfurique, traités à la diphenylcarbazide puis saturés en Chlorure de Sodium. Le procédé consiste à mélanger un volume V du complexe coloré ainsi obtenu avec un volume v de butanol tel que le rapport des volumes approche le rapport de reconcentration souhaité. Après décantation on recueille le butanol qui a pratiquement dissous le complexe coloré.

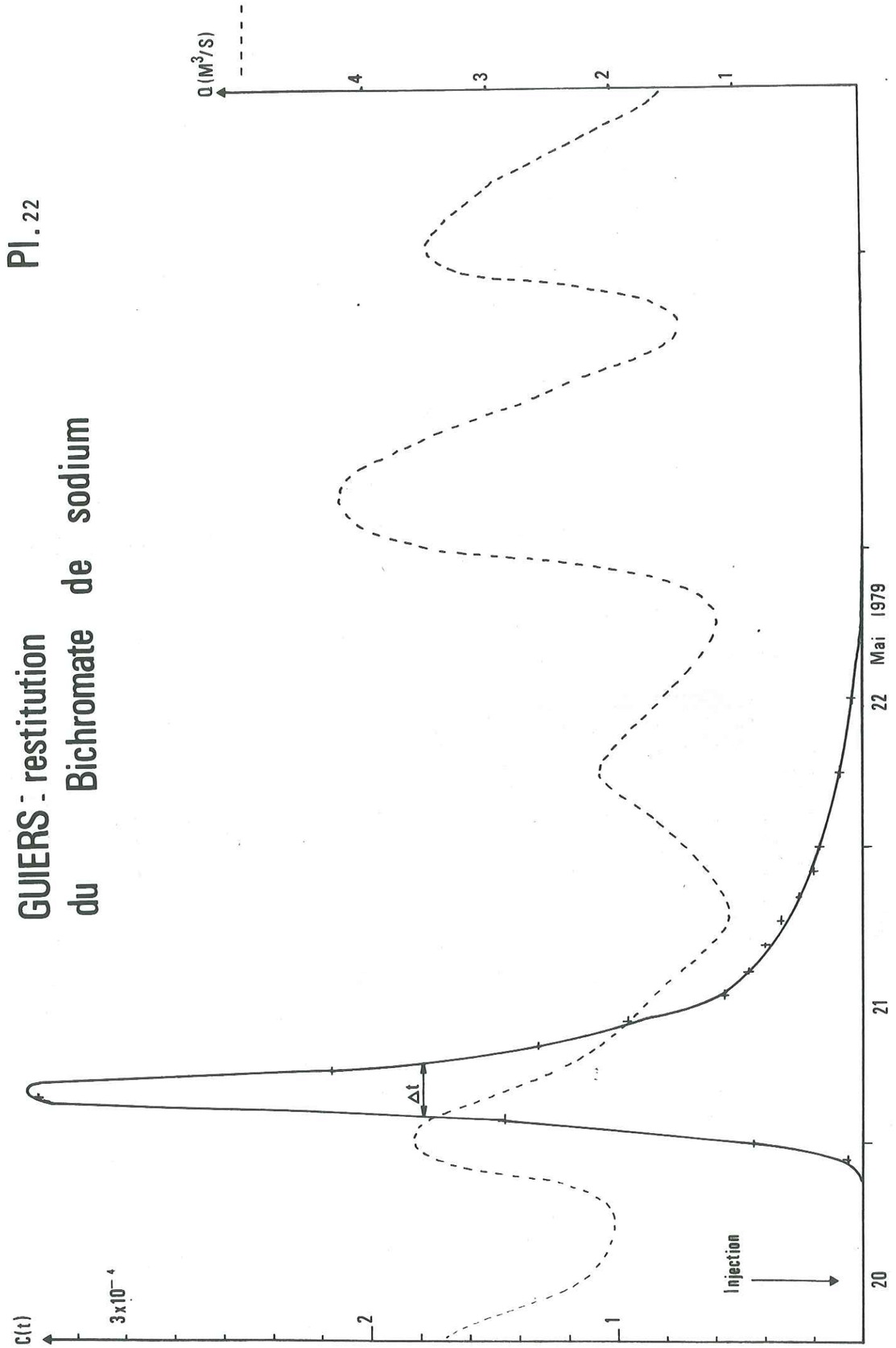
On analyse alors le mélange obtenu par colorimétrie et comparaison avec une gamme étalon établie de la même manière.

II-2- Les relations mises en évidence Pl.2I

- Le bichromate injecté aux Haberts de Marcieu est ressorti à la source du Guiers-Vif ;
- la source du Mort-Ru a vu ses eaux marquées à la fois par la Rhodamine B du Gouffre à Momo et par l'Uranine du Trou de l'Alpe ;
- la Rhodamine WT du Chalet de l'Alpe a été détectée à la source du Cernon ;

PI. 22

GUIERS : restitution du Bichromate de sodium



- la présence d'Uranine à la source des Eparres attestait une relation entre celle-ci et la Perte de Fontaine-Neuve. Etant donnée la position relativement méridionale de celle-ci toute idée d'une alimentation partielle de la source du Cernon par les eaux du Granier semble à bannir ; en effet nous n'avons pu constater que l'absence d'uranine à cette dernière émergence ;

- quelques échantillons recueillis à Fontaine Froide se révélaient positifs. Pour confirmation deux prélèvements furent centrifugés et après cette opération ils témoignaient toujours de la restitution en ce point de la fluoresceine (sodique) du Trou de l'Alpe. La relation mise ainsi en évidence devrait être vérifiée ultérieurement, les indices accumulés étant trop tenus.

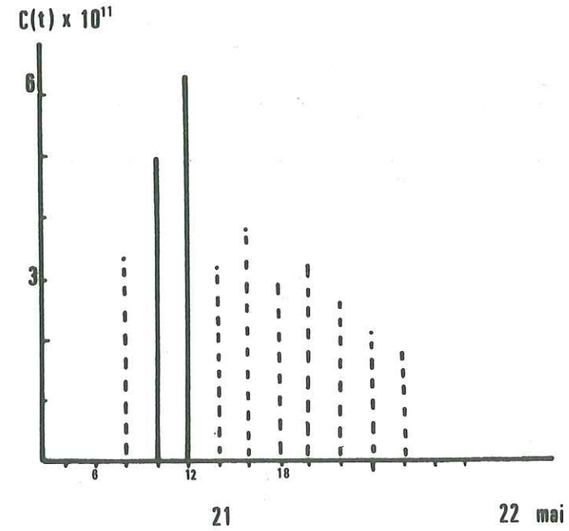
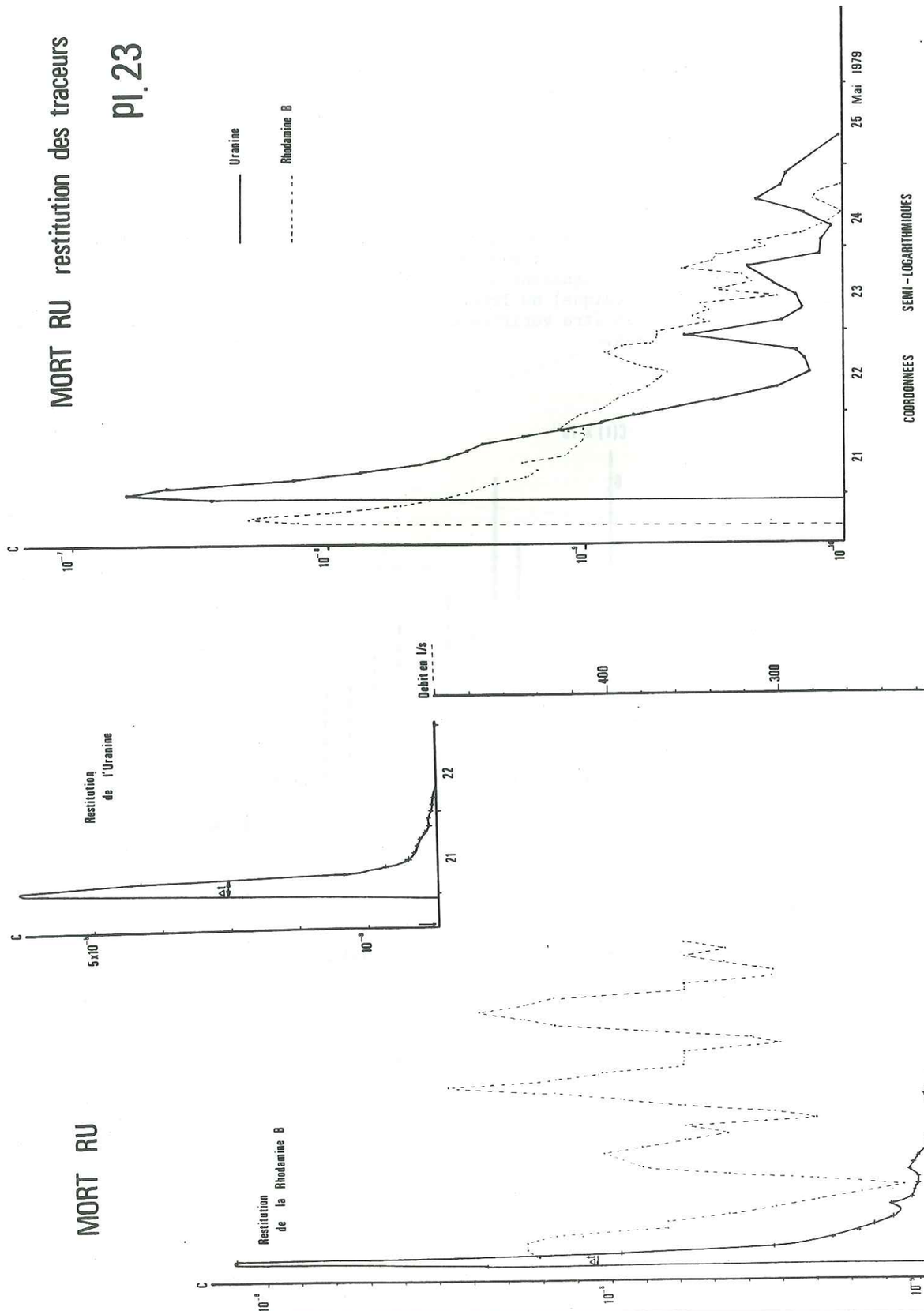


Fig. 15- Restitution de l'Uranine à la Source de Fontaine-Froide

- les quelques échantillons provenant de St-Martin trahissaient la présence d'Uranine dans les eaux de cette source. Ceci prouvait qu'une partie des eaux du torrent de Nancey issu des Eparres (donc marquées) se réinfiltrait à la traversée de la barre Tithonique (seul terrain karstique à l'aval du Valanginien supérieur) pour se diriger ensuite vers le Nord suivant le plongement axial des couches ·



- les fluocapteurs installés à St-Martin et au Rochereau ont été retrouvés hors des tubes en P.C.V. qui les garantissaient de l'action de la lumière. Après traitement l'examen des autres fluocapteurs, intacts, se montrait négatif.

Au vu de ces résultats il apparaît clairement qu'à une structure géologique de blocs (indépendants) correspond une même réalité hydrologique : il n'y a pas de communication entre les grands ensembles et chacun de ceux-ci ne semble avoir qu'un exutoire principal.

Les circulations se font conformément à la stratification comme le prouve le comportement des deux volets urgoniens.

La faille de l'Alpette joue bien le rôle d'écran déjà mentionné, mais ne collecte les eaux de l'Alpe qu'en les entraînant, dans un seul sens (vers le Grésivaudan). On n'a trouvé aucun échantillon positif à la source de la Plagne située dans l'axe de décrochement, mais sur le versant Ouest du massif.

Le trou de l'Alpe apparaît comme situé sur une zone de diffluence des circulations, vers le Mort Ru d'une part, vers Fontaine Froide d'autre part.

Le bassin versant du Mort Ru s'étend certainement au-delà de ce point probablement jusqu'au Col de l'Alpe. Il est limité sur son flanc Nord-Ouest par la dépression de Pratcel jugée désormais comme relativement imperméable.* En effet la Rhodamine B du Trou à Momo n'est arrivée à la source du Mort Ru que quelques heures après son injection, ce que n'aurait pu faire aussi rapidement la Rhodamine WT issue de Chalet de l'Alpe, point beaucoup plus éloigné : le cas d'un mélange néfaste de deux Rhodamines semble pouvoir être écarté dans un premier temps.

Par contre, si la Rhodamine WT avait pu parvenir jusqu'au Mort-Ru, elle ne l'aurait fait qu'après que la Rhodamine B ait été diluée, et dans ce cas un second pic de concentration ne serait pas passé inaperçu.

La prairie de la Dame, 300 mètres au Sud du Gouffre à Momo doit constituer une zone charnière entre le bassin versant de l'Aup du seuil et celui du Mort Ru.

II-3- <u>Les courbes de restitution</u> (Pl. 22 à 25)

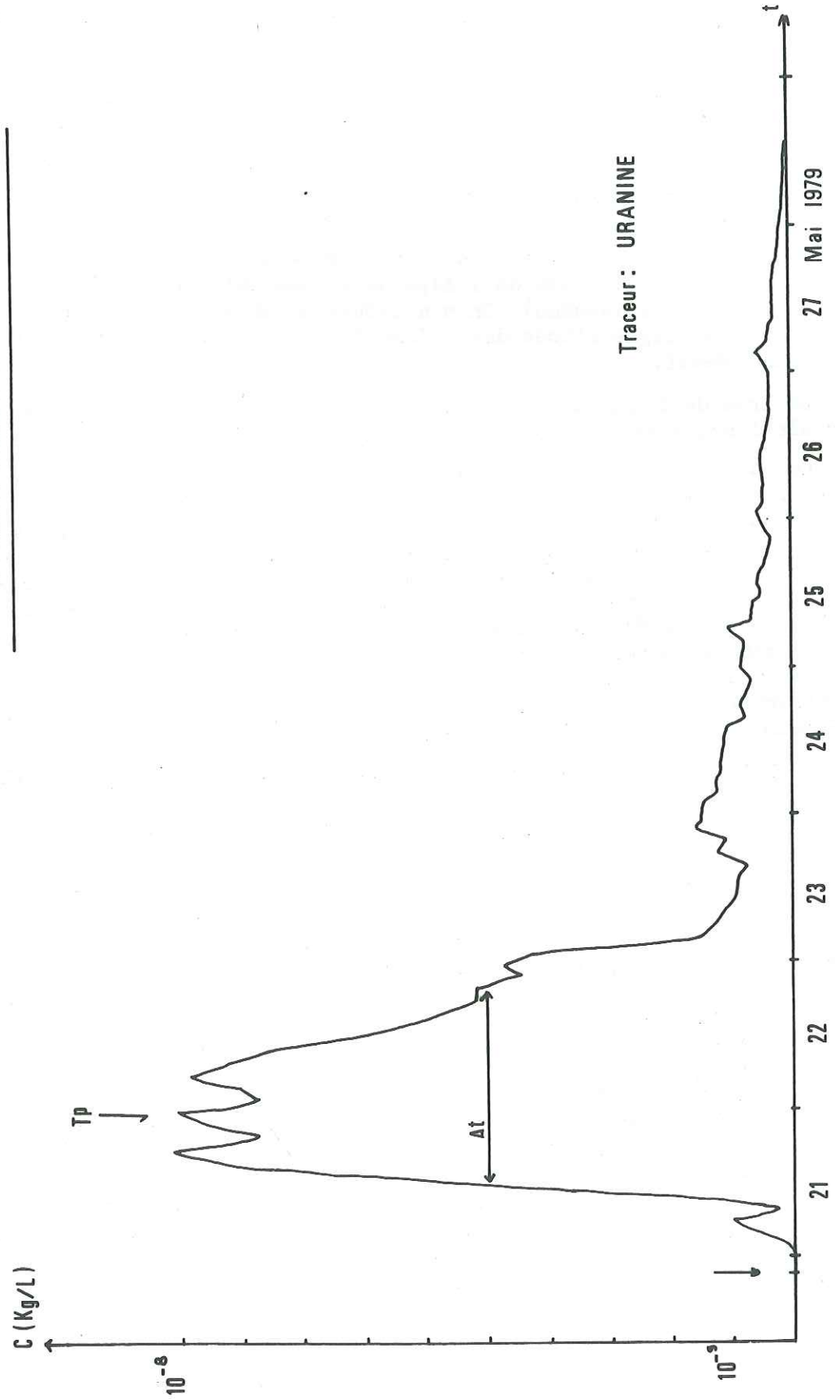
Celles-ci sont unimodales et présentent parfois quelques pics secondaires correspondant à des augmentations du débit des sources. Ces courbes sont très resserrées et traduisent un mauvais mélange du colorant et de la masse fluide.

A la source du Mort-Ru les écarts de concentration entre Rhodamine et Uranine étaient tels qu'il devenait difficile de reproduire les deux courbes à la même échelle. Nous les avons donc tracé séparément en coordonnées arithmétiques puis conjointement sur papier semi-logarithmique. Ceci permet de mettre en évidence une évolution en phase des deux concentrations, lors des dernières journées de restitution. Ce phénomène impliquerait une évolution synchrone des débits dans les collecteurs drainant les pertes du Trou à Momo et de l'Alpe et ce malgré l'écart de distance à l'exutoire entre ces deux zones d'alimentation. Peut-être assiste-t-on à un phénomène de piégeage du traceur dans des galeries de trop plein (ou d'eaux mortes) devenant actives lors de phase de fonte maximum et libérant simultanément leurs eaux marquées.

* tout au moins dans sa partie septentrionale (Sénonien)

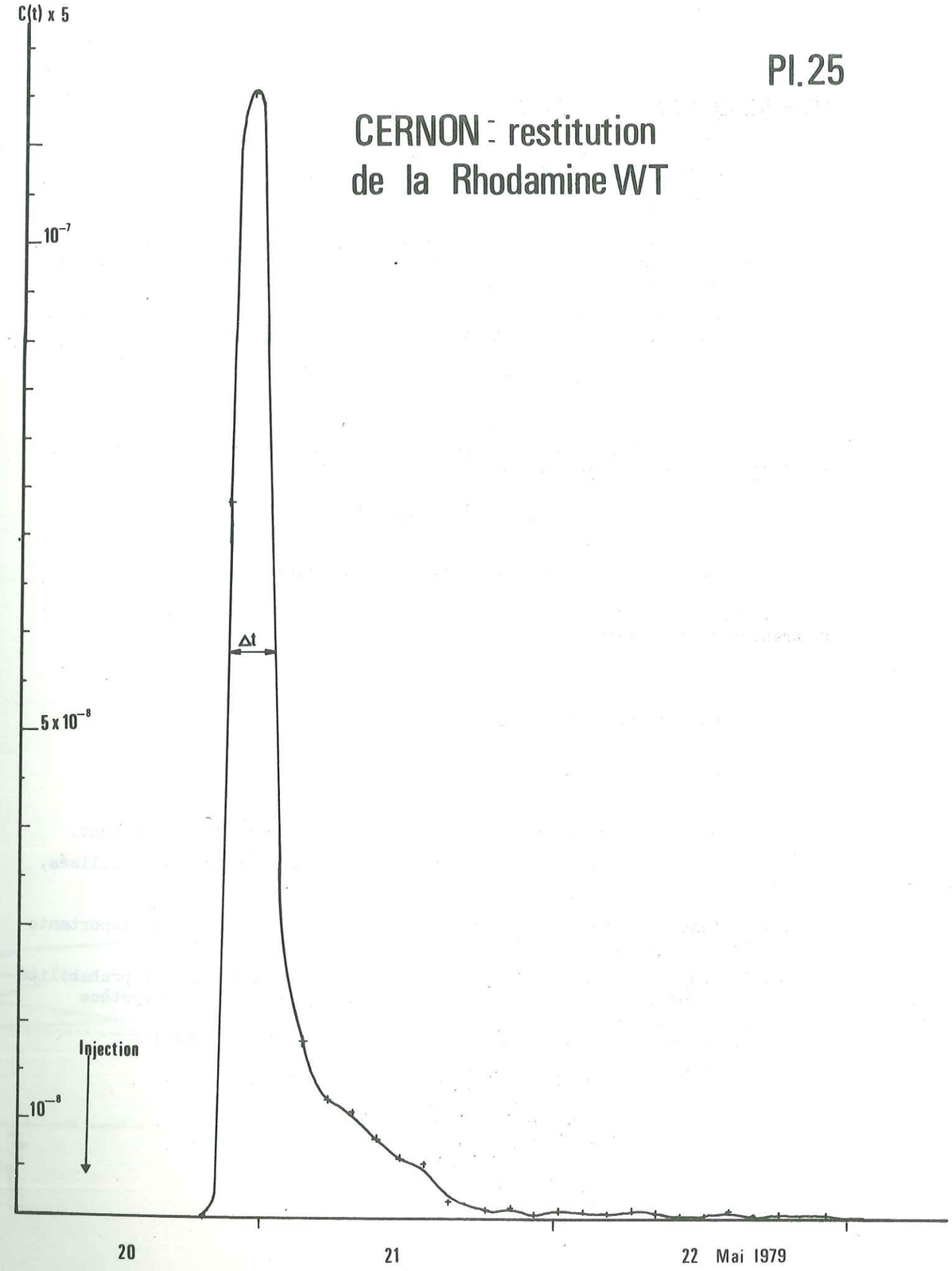
PI. 24

— EPARRES : COURBE DE RESTITUTION —



PI. 25

CERNON : restitution de la Rhodamine WT



III - EXPLOITATION DES RESULTATS

III-1- Informations résultant du traitement des distributions de temps de séjour

A partir des courbes de restitution, un grand nombre de paramètres peuvent être déterminés, tous fort utiles pour la compréhension des modalités de transfert au sein des aquifères.

. La distribution des temps de séjour (DTS) correspond à une normation près à la courbe C(t) des concentrations en fonction du temps.

$$h(t) = \frac{C(t)}{\int_o^\infty C(t)\ dt}$$

. Le taux de restitution représente le rapport de la masse de traceur restituée à la masse injectée Mo

$$\tau = \frac{\int_o^\infty C(t)\ Q(t)\ dt}{Mo}$$

où Q(t) représente le débit instantané à l'exutoire.

. Grâce à la DTS nous pouvons calculer le temps moyen de séjour du traceur dans l'aquifère

$$\bar{t} = \int_o^\infty th(t)\ dt$$

ainsi que la vitesse moyenne $\bar{V}$

$$\bar{V} = L \int_o^\infty \frac{1}{t}\ h(t)\ dt$$

où L est la distance entre les points d'injection et de prélèvement.

Remarquons que ces paramètres diffèrent de ceux classiquement utilisés, à savoir :

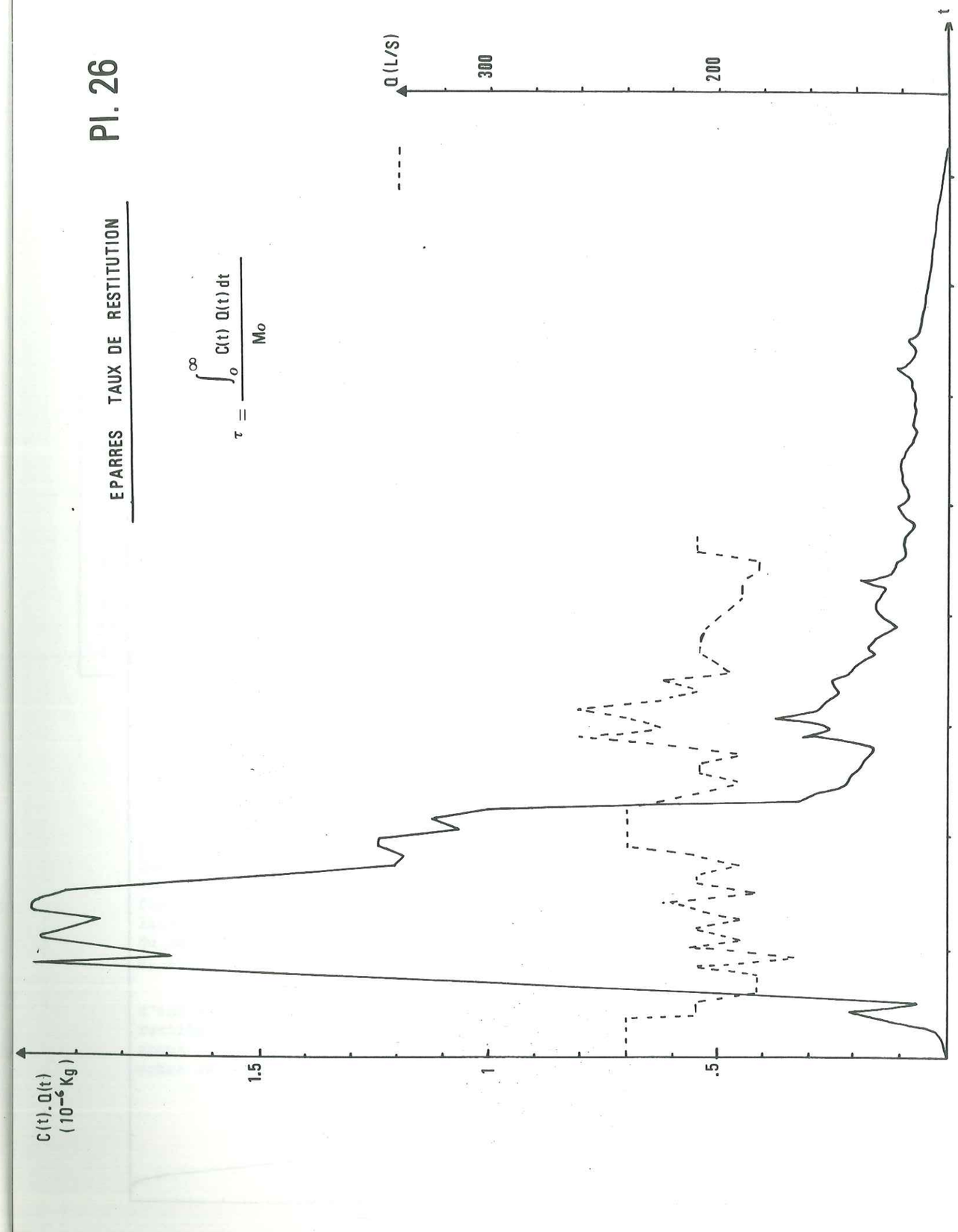
- le temps de transit des particules les plus rapides, donnée importante lors de la simulation d'une pollution ;
- le temps modal tp valeur du temps pour lequel la densité de probabilité h(t) (probabilité qu'à une particule de séjourner dans le système pendant un temps donné) est maximale
  tp correspond au maximum de la courbe des concentrations ;
- la vitesse modale est fonction du temps modal

$$Vp = \frac{L}{Tp}$$

PI. 26

EPARRES TAUX DE RESTITUTION

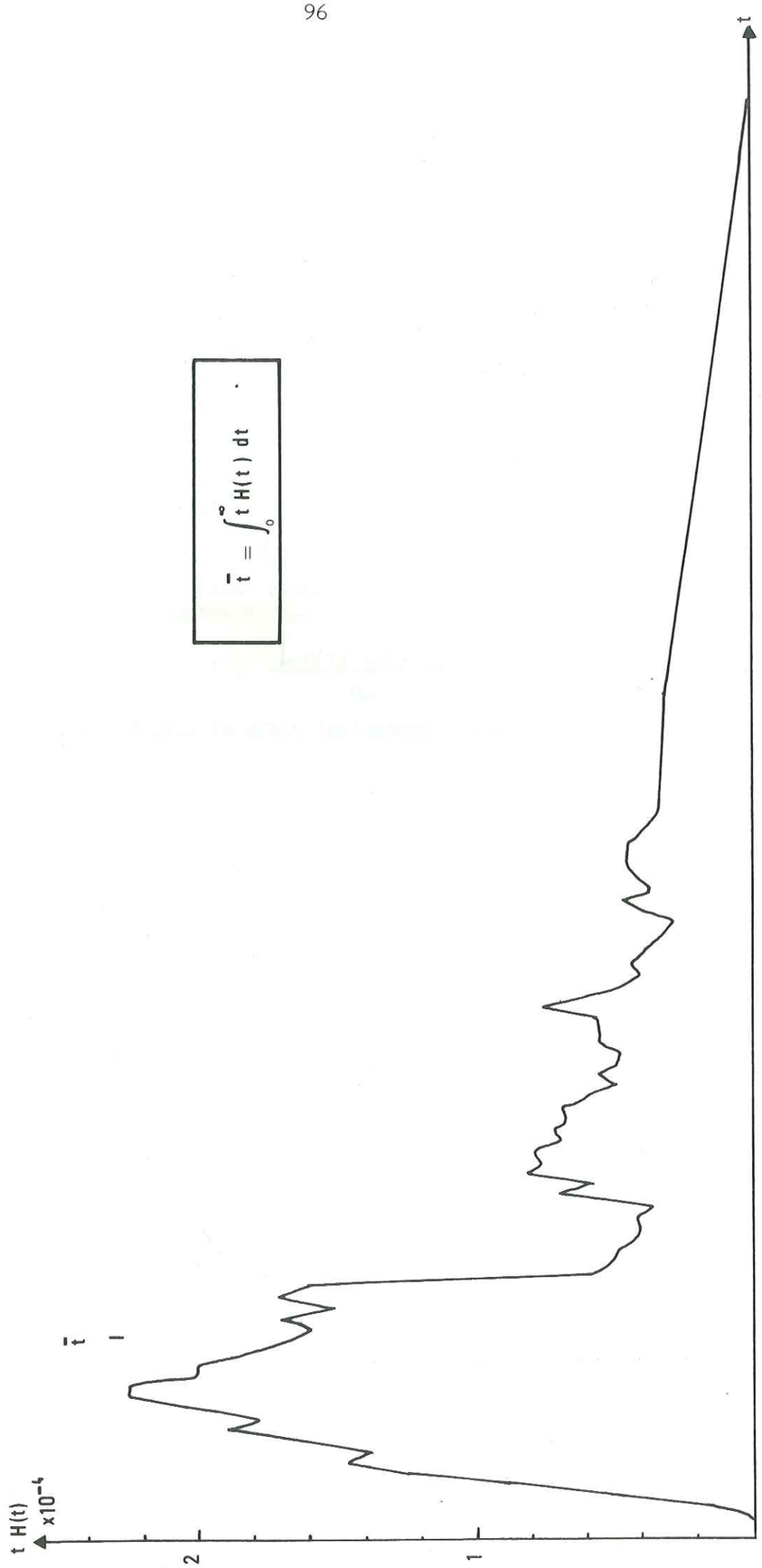
$$\tau = \frac{\int_o^8 C(t)\ Q(t)\ dt}{Mo}$$



PI. 27

EPARRES CALCUL DU TEMPS MOYEN $\bar{t}$

$$\bar{t} = \int_0^\infty t\,H(t)\,dt$$



Nous avons calculé les valeurs $C(t).Q(t)$, $t\,h(t)$, $\frac{1}{t}\,h(t)$ et tracé les courbes correspondantes. τ $\bar{t}$ et $\bar{V}$ ont été obtenus par planimétrage. Nous donnons les différentes courbes étudiées pour la source des Eparres. Pour toutes les autres sources la démarche a été la même que celle présentée.

Nous obtenons les résultats suivants :

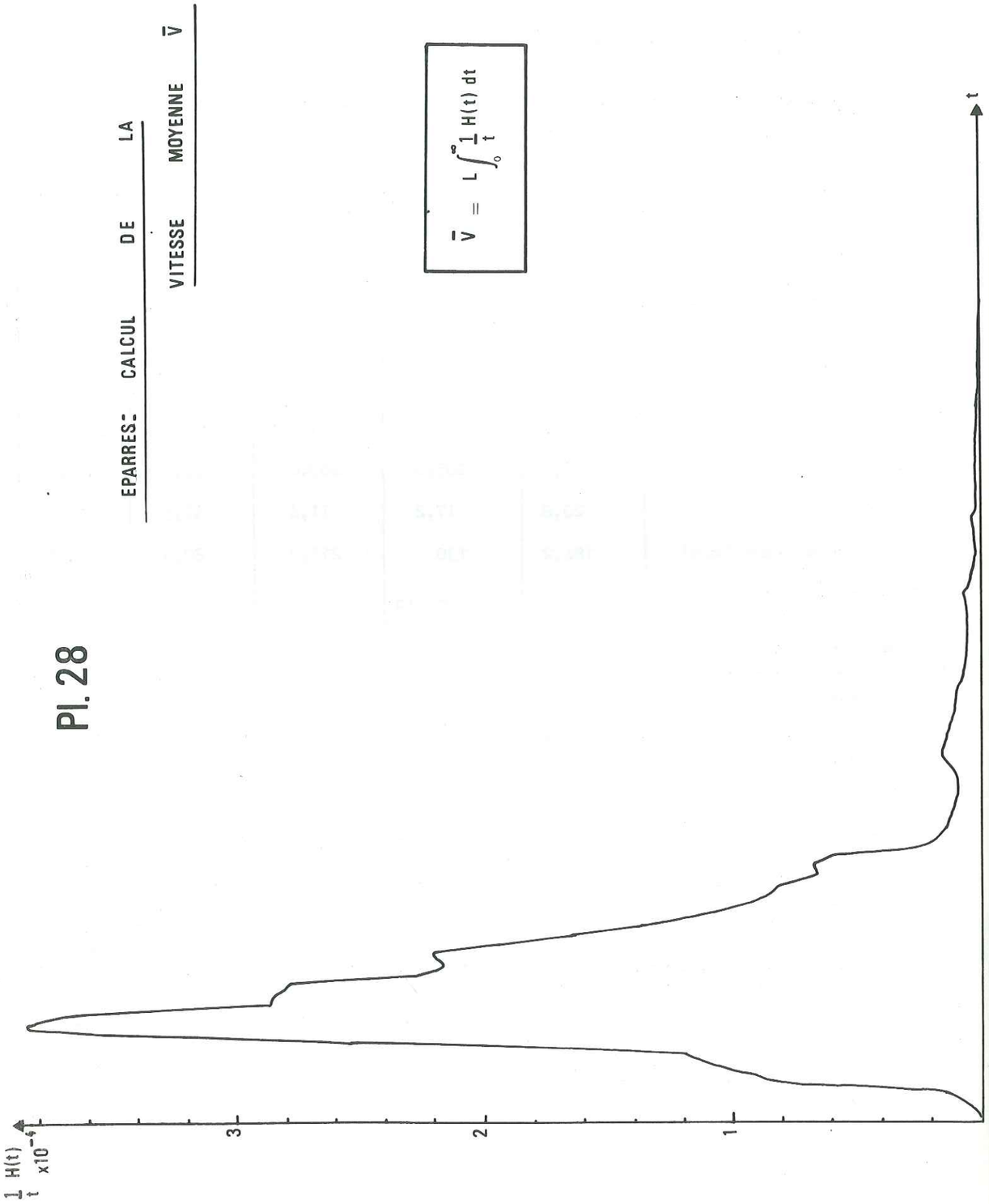
	Guiers	Mort Ru Rhodamine B	Mort Ru Uranine	Eparres	Cernon
L distance entre le point d'injection et l'exutoire (m)	3325	925	3100	2474	4294
α pente apparente du réseau (%)	15,2	50,2	18,2	33,6	12,2
tp temps modal (h)	15,2	4,5	11,5	24	11
Vp vitesse modale (m/h)	218,7	205,6	269,6	103,1	390,3
$\bar{t}$ temps moyen (h)	20,8	17,2	11,4	47,5	12,6
$\bar{V}$ vitesse moyenne (m/h)	184,2	130	215,7	80,3	334,5
M masse de traceur récupérée (Kg)	15,9	0,349	0,514	0,283	0,836
τ taux de restitution (%)	88	33	51,4	28,3	51 %

Remarques :

- Les vitesses de transferts sont très fortes probablement à cause de l'organisation des réseaux mais aussi à cause des conditions hydrodynamiques (crue).

- la pente du réseau n'influe pas sur la vitesse de transfert. Par contre, les systèmes où les vitesses modales sont les plus grandes sont ceux pour lesquels l'injection a été faite le plus près possible d'un collecteur. Quand ce dernier se trouve être le plus important du système, le transit est alors très rapide : cas de la source du Chalet de l'Alpe toute proche du fond du synclinal. Les vitesses plus faibles enregistrées à la source du Guiers laissent à penser par comparaison que le grand accident longitudinal de l'Aup du seuil sur lequel se situe les Haberts de Marcieu partage le rôle de collecteur du massif avec le réseau plus occidental développé dans l'axe synclinal ;

- il semble que plus l'écart entre temps modal et temps moyen est grand, c'est-à-dire que plus le nuage s'étale dans le temps, plus le taux de restitution soit faible. Les pertes par rétension dans l'aquifère varient donc comme la stagnation du traceur dans certaines laisses du réseau et non comme la distance parcourue.



III-2- Calcul des paramètres de dispersion

Dans un modèle hydraulique à "dispersion convective" l'équation de transfert d'un traceur dans une direction x est :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = Dl \frac{\partial^2 C}{\partial X^2} - V \frac{\partial C}{\partial X}$$

ou C est la concentration en traceur de phase liquide en Kg/m3
Dl est le coefficient de dispersion longitudinale en m2/s
V la vitesse moyenne des particules en m/s.

Cette approche suppose qu'en toute section du milieu étudié la vitesse du fluide est constante et que seule change la concentration en soluté.
Le système est fermé à la diffusion à ses deux extrémités, c'est-à-dire qu'une molécule ne traverse qu'une fois sa surface d'entrée et qu'une fois sa surface de sortie. On vérifie la relation suivante :

$$\bar{t} = \frac{Ve}{Q}$$

où Ve est le volume parcouru par l'eau mobile
Q le débit pendant la restitution.

Pour une injection-impulsion l'expression de la courbe de concentration en fonction du temps est :

$$C(t) = \frac{q}{\sqrt{4 \pi Dl\ t}} \exp\left[\frac{(X - Vt)^2}{4\ Dl\ t}\right]$$

q est la masse de traceur par unité de surface dans la section d'injection en m2/S

$$q = \bar{V} I$$

I est l'intégrale de la courbe de restitution en Kg.s/m3

$$I = \int_o^\infty C\ (t)\ dt$$

Dl rend globalement compte de tous les phénomènes conduisant à l'élargissement dans le temps d'une injection instantanée : diffusion moléculaire, dispersion cinématique (la distribution des vitesses est parabolique dans les cheneaux).

On calcule Dl grâce aux équations suivantes :

$$Dl = \frac{q^2}{4 \pi tp\ Cmax^2} \quad (1) \qquad \text{ERIKSSON et al. (1963)}$$

ou

$$Dl = \frac{A^2}{4 \pi tp\ In2} \quad \text{avec } A = \frac{\bar{V}\ \Delta t}{2} \quad (2) \quad \text{TAYLOR Gl. (1954)}$$

Cmax est la concentration maximale observée

t est l'intervalle de temps pendant lequel la concentration dépasse la valeur Cmax/2

Nous définirons enfin le nombre de Peclet Pe

$$Pe = VL / Dl$$

Un nombre de Peclet infini traduit un écoulement-piston. Par contre un Pe faible correspond à une grande dispersion.

Nous avons calculé les paramètres énumérés ci-dessus et les avons consignés dans le tableau suivant : .

	Guiers	Mort-Ru Rhodamine B	Mort-Ru Uranine	Eparres	Cernon
q masse de traceur par unité de surface dans la section d'injection Kg/m^2	.465 10^{-3}	1.9 10^{-8}	8.4 10^{-8}	8.4 x 10^{-8}	4.09 x 10^{-8}
Concentration maximale Cm en Kg/m3	356 x 10^{-9}	2,09 x 10^{-11}	6.14 x 10^{-11}	10^{-11}	2,3 x 10^{-11}
Dl1 coefficient de dispersion longitudinale calculé selon (1) (m^2/s)	2,48	1,07	3.59	9.04	6.05
Dl2 calculé selon (2) (m2/s)	1,19	.84	2.05	7.48	3,90
Pe1 nombre de Peclet = $\frac{V\ X}{Dl1}$	68,6	31.21	51.73	6.10	65,94
Pe2 = $\frac{V\ X}{Dl2}$	142,9	39,76	90,60	7,38	102,30
Ve = volume de l'eau mobile en m^3	123 613	22 724	14 586	35 873	86 068
ζ coefficient de dispersion intrinsèque : $\frac{Dl1}{V}$ (m)	48,5	29,6	59,9	405,2	65,1

Interprétations des résultats :

. Les concentrations maximales des traceurs fluorescents sont du même ordre de grandeur : le choix des masses injectées paraît homogène.

. Les valeurs de Dl obtenues par la deuxième méthode sont systématiquement plus faible, par contre, le classement des aquifères reste le même, quelque soit le mode de calcul employé.

La dispersion représente l'ensemble des phénomènes entraînant l'éloignement dans le temps et dans l'espace de particules initialement voisines. Dans les réseaux karstiques, les dimensions des conduits, les variations brutales entre les sections de ceux-ci ainsi que les vitesses importantes observées conduisent à un étalement modéré du traceur. Signalons qu'en rivière Dl atteint des valeurs supérieures à 40 m2/s.

Les coefficients observés sont donc relativement faibles sauf à la source des Eparres. L'injection à travers le manteau neigeux, le fait que le débit d'injection soit très faible, instillant le traceur dans le collecteur principal sont autant de raisons d'expliquer cette anomalie. Il en est de même, mais dans de moindres proportions, au Cernon où la couverture nivale posait un problème similaire.

Les écoulements du Mort-Ru ont le Dl le plus faible ce qui est en contradiction avec l'étalement du traceur que nous avons déjà mentionné. Il semble donc que la distance de mélange conditionne la valeur du coefficient de dispersion.

. A cet égard, le nombre de Peclet est un paramètre plus caractéristique du mode de circulations. Les Pe se classent comme les taux de restitution, prouvant que dans le karst les écoulements à nombre de Peclet élevé, donc de type piston, sont les plus conservatifs de la masse de soluté.

Lorsque l'injection a eu lieu près d'un collecteur les nombres de Peclet sont élevés, ce qui prouve que le Trou de l'Alpe est tout près d'un drain important.

. Les volumes d'eau mobile sont faibles vu la taille du massif et nous inclinent à penser que les réserves des aquifères sont faibles.

En conclusion, il apparaît que si les phénomènes de dispersion existent dans les aquifères étudiés, ils révètent, en général une importance modeste. Nous classerons les écoulements du massif et pour une période de fonte dans une position intermédiaire entre le type piston-diffusion et le type piston pur.

IV - LES TRACAGES DE JUIN 1979

Devant les doutes qui planaient encore, quant à l'origine des eaux de Fontaine-Froide, nous avons décidé de procéder à une nouvelle expérience de traçage très localisée cette fois.

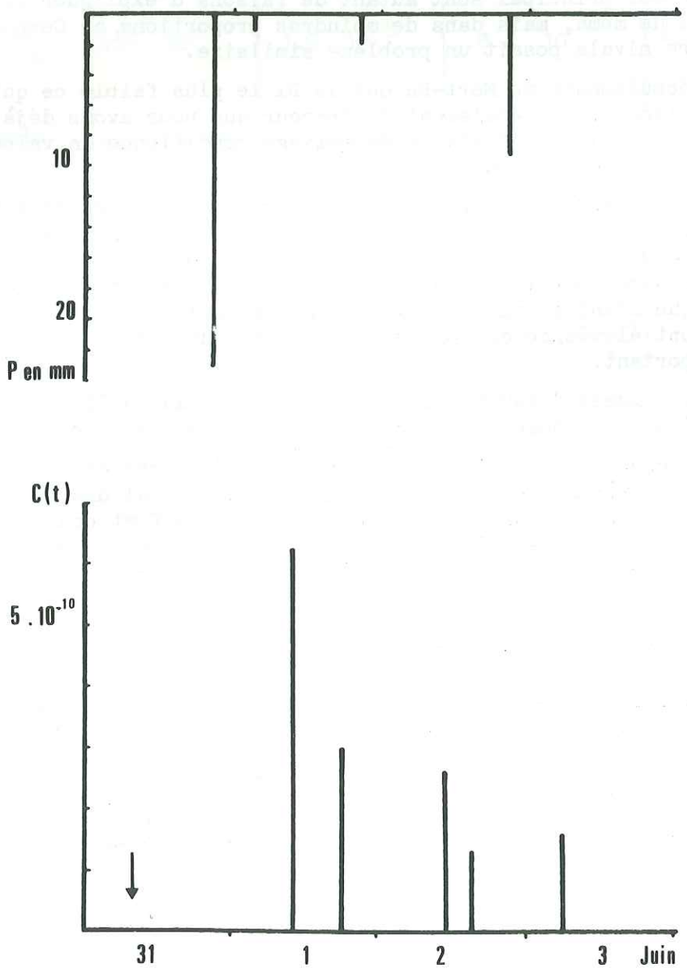
Un kilogramme de Rhodamine B en solution alcaline a été injecté dans la Grotte de la Rousse, dont la forme actuelle donne tout lieu de penser qu'elle a joué un rôle de collecteur des eaux d'une partie de massif.

L'injection a été effectuée à la base d'un puits vertical, arrosé d'un filet d'eau de débit inférieur à 1 l/mn. Ce débit dût augmenter de façon notable à la suite des violents orages qui éclatèrent à cette époque.

L'échantillonnage fut assuré par un préleveur automatique installé à Fontaine-Froide.

Sur l'ensemble des échantillons analysés (une trentaine) cinq seulement se montrèrent positifs et séparés par des intervalles qui ne présentait aucune trace de Rhodamine. Signalons toutefois, qu'au cours des analyses le spectrofluorimètre donnait des signes de défaillance et qu'il dût être révisé par la suite.

Précipitations à la station des Près et restitution de la Rhodamine B à Fontaine-Froide (Fig. 16).



Les pics observés vont décroissant dans le temps et pourraient être en relation avec les averses enregistrées à la station des Près toute proche. Toujours est-il qu'on peut s'étonner de voir de telles discontinuités entre les échantillons. Un maximum de précautions ayant été prises lors de l'installation et des vidanges du préleveur il semble que l'hypothèse d'une pollution des récipients soit à écarter. Il faudrait voir dans ce phénomène le signe d'apports temporaires de traceur au réseau principal, apports variant au gré des conditions hydrodynamiques et chimiques (sorption-désorption ?).

Si l'on s'en tient à cette interprétation positive des résultats, les vitesses modales calculées sont faibles, ce qui est normal vu la nature des terrains que les circulations doivent traverser (éboulis anciens).

	L distance point d'injection-exutoire (m)	pente apparente du réseau %	Tp Temps modal h	Vp vitesse modale m/h
Traçage du 20 mai 79 au Trou de l'Alpe	1500	38,1	22	68,2
Traçage du 31 mai 79 à la Grotte de la Rousse	1075	56,6	26	41,4

Dans un tel milieu les pertes par rétention sont énormes (surtout pour la Rhodamine) ce qui explique les faibles concentrations notées.

V - ORGANISATION DES SYSTEMES

Les traçages nous ont permis de mettre en évidence 6 unités hydrogéologiques soit du Sud au Nord :

- L'ensemble de l'Aup-du-Seuil qui s'étend de la Source du Guiers jusqu'aux Haberts de Marcieu et par continuité probablement jusqu'au décrochement de Bellefond ;
- le bassin versant du Mort-Ru dont les limites ont déjà été précisées ;
- la dépression de Pratcel ;
- le bassin versant de Fontaine-Froide constitué de la partie méridionale et orientale de l'écaille de la Rousse. Le réseau du Mort-Ru vient empiéter sur celle-ci à la faveur de failles transverses comme celle sur laquelle s'ouvre le Trou de l'Alpe. Localement le plan de chevauchement perdrait donc le caractère imperméable qu'atteste l'existence d'écoulements vers l'Est ;
- le bassin d'alimentation de la source du Cernon comprenant tout le synclinal Alpe-Alpette du décrochement du Col de l'Alpe à celui du Col de l'Alpette ;

- le bassin versant des Eparres couvrant toute la partie méridionale du Granier jusqu'à la faille de Pincherin. Etant donnée l'orientation E-W des fractures et des réseaux karstiques on peut repousser cette limite vers le Nord selon une droite approximativement orientée N 90° et passant par le Pas de la Porte. Les eaux de la partie septentrionnale du Granier s'écoulent de façon plus ou moins diffuse à travers les éboulis pour ressortir en de petites émergences comme celle de la Fontaine Fraisière. Il se peut que le coefficient de dilution plus élevé aux Eparres soit également dû aux circulations dans le Valanginien.

Mentionnons enfin que les grandes sources étudiées sont amputées d'une partie infime de leurs débits par les circulations de versant liées à des failles de décompression.

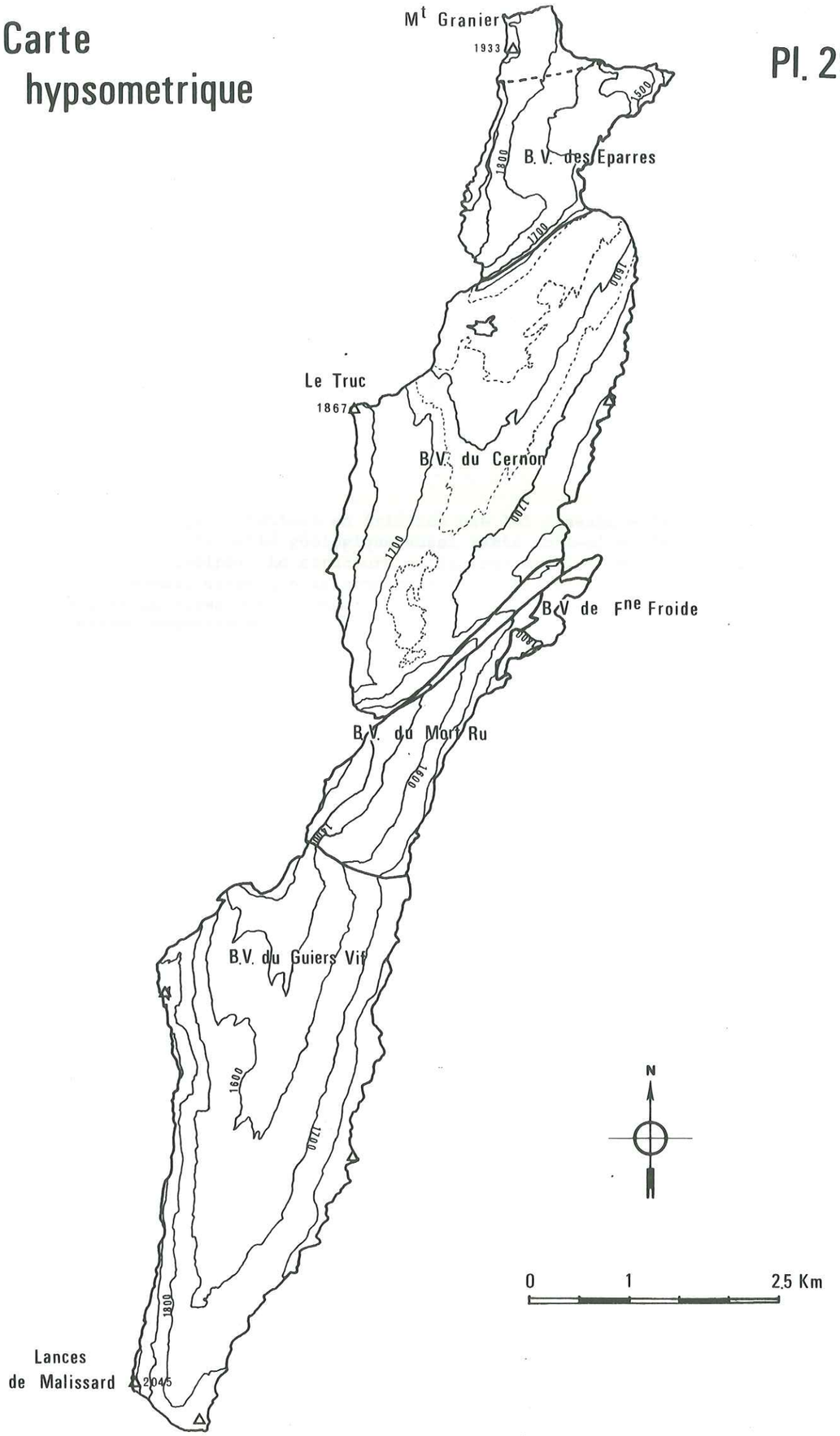
VI - CONCLUSIONS

Ces traçages mettent en évidence une loi classique dans les Préalpes à savoir qu'une unité géologique aussi vaste soit-elle n'a souvent qu'un exutoire principal. La structure et la fracturation imposent un mode d'écoulement, ainsi que la géométrie et la hiérarchie des réseaux. Les failles majeures conditionnent la localisation des zones de drainage et des limites imperméables.

L'analyse numérique des données se révèle fructueuse pour la comparaison des écoulements entre eux et pour la compréhension globale des modes de transit dans les aquifères. Cette démarche permet en outre une simulation de pollution qui, nous l'espérons n'adviendra jamais sur les Hauts-Plateaux.

Carte hypsometrique

Pl. 29



CHAPITRE V

LES BASSINS VERSANTS KARSTIQUES

Les expériences de traçages nous ont permis de définir les zones d'alimentation des grandes sources karstiques, et de constater une bonne concordance entre bassins versants géographiques et hydrologiques.

Nous allons essayer dans ce chapitre de déterminer les caractéristiques des aires d'alimentation de chaque émergence.

I - CARACTERISTIQUES MORPHOLOGIQUES

I-1- Le bassin versant du Guiers-Vif (Massif de l'Aup du Seuil)

C'est le bassin le plus vaste des hauts-plateaux. Les surfaces ont été évaluées à partir de l'étude des cartes topographiques I.G.N. au 1/25 000. Nous avons admis que les précipitations tombées sur les falaises ruissellent vers l'extérieur du massif et ne contribuent pas à l'alimentation des exurgences. Seule la partie supérieure de la falaise urgonienne, à partir de la vire à Orbitoline a été comptabilisée dans le calcul des surfaces des bassins versants. L'incertitude sur celles-ci est généralement faible (inférieure à 10 %).

Surface totale du bassin versant de la source du Guiers-Vifs : 9,083 km2.

Répartition des surfaces en fonction de l'altitude

Tranches d'altitude (m)	Superficie (km2)	Pourcentage
1320 - 1400	.65	.72
1400 - 1500	.542	5.96
1500 - 1600	1.696	18.68
1600 - 1700	3.429	37.75
1700 - 1800	1.530	16.84
1800 - 1900	1.559	17.16
1900 - 2000	.250	2.75
2000 - 2045	.025	.28

A partir de ces données nous pouvons construire la courbe hypsométrique

du bassin versant : les tranches d'altitude majeures s'étalent de 1500 à 1900 m avec une prédominance marquée de la classe 1600 - 1700 m. Au moins 50 % de la surface du bassin correspondent à la zone faiblement pentée vers le Nord qui s'étend au fond du synclinal. Sur les flancs de ce dernier la pente se redresse brutalement.

Les lances de Malissard (2045 m) représentent le point culminant du massif.

L'altitude médiane correspondant à l'ordonnée 50 % de la courbe hypsométrique a pour valeur 1605 m.

Nous pouvons également calculer l'altitude moyenne $\overline{H}$

$$\overline{H} = \frac{\sum_{i=1}^{n} Si \times \left[hi - h(i-1)/2 \right]}{\sum_{i=1}^{n} Si}$$

où Si représente la surface comprise entre les courbes de niveau limites de la classe hi et hi-1

$\frac{hi - h(i-1)}{2}$ est l'altitude moyenne de la tranche de terrain considéré

Nous trouvons pour $\overline{H}$ une valeur de 1680 m supérieure à la médiane.

La morphologie du bassin peut s'exprimer par un certain nombre d'indices:

- l'indice de compacité ou indice de Gravelius K

$$K = 0{,}28 \; P. \; S^{-\frac{1}{2}}$$

P est le périmètre du bassin versant en Km

S est la superficie en Km2

K représente le rapport existant entre le périmètre du bassin et celui du cercle de surface équivalent. Cet indice est égal à 1 pour un cercle et croît à mesure que la déformation s'accentue (K = 1,12 pour un carré, K = 1,5 pour un rectangle cinq fois plus long que large).

- le rectangle équivalent au bassin à même surface, même périmètre et même hypsométrie. Sa longueur L et sa largeur l sont telles que L.l = S et 2 (L + l) = P.

$$L = S^{\frac{1}{2}} \; \frac{K}{1{,}12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1{,}12}{K}\right)^2} \right]$$

Dans le cas du massif de l'Aup du Seuil K, L et l sont égaux respectivement à 131, 5.353 km, 1.697 km, ce qui traduit une forme du massif rectangulaire mais assez compacte.

- l'indice de pente Ip défini par M. Roche permet de situer les bassins dans une échelle de pente et de les comparer entre eux

$$Ip = \frac{1}{L} \sum_{i=1}^{n} xi \; \frac{\left[ai - a(i-1) \right]^{\frac{1}{2}}}{xi}$$

où xi est la distance séparant les courbes de niveau ai et a(i - 1)

. soit fi la fraction de la surface totale du bassin S comprise entre ai et ai-1 nous obtenons

$$Ip = L^{-\frac{1}{2}} \sum_{i=1}^{N} (fi \; di)^{\frac{1}{2}}$$

où di = ai - a(i - 1) dénivellée entre les courbes ai et ai-1
Si sur la courbe hypsométrique, on détermine les altitudes h5 et h95 ayant 5 % de la surface du bassin au-dessus et au-dessous d'elles l'expression de l'indice de pente global nous est donné par :

$$Ig = \frac{h5 - h\,95}{L} = \frac{D}{L}$$

Si D est en m et L en Km, Ig s'exprime en °/₀₀ unité usuelle des mesures de pentes

Nous avons trouvé Ip = 3.27
Ig = 68,2

Nous consignerons les résultats obtenus sous la forme du tableau suivant :

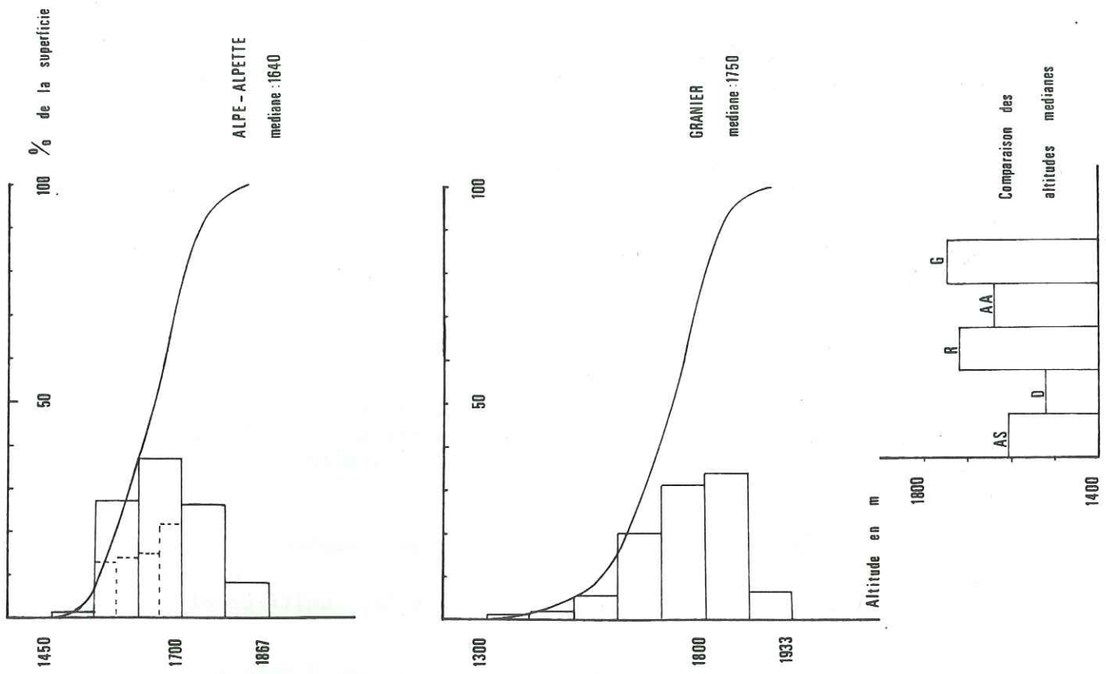
S Km2	P Km	L Km	l Km	K	Ip	Ig °/₀₀
9,083	14,0	5,353	1,97	1,31	3,27	68,2

I-2- Le bassin versant du Mort-Ruz (La Dame)

Il a la forme d'un trapèze rectangle dont la base serait représentée par la limite Est de la falaise urgonienne.
Superficie : 2,036 km2.

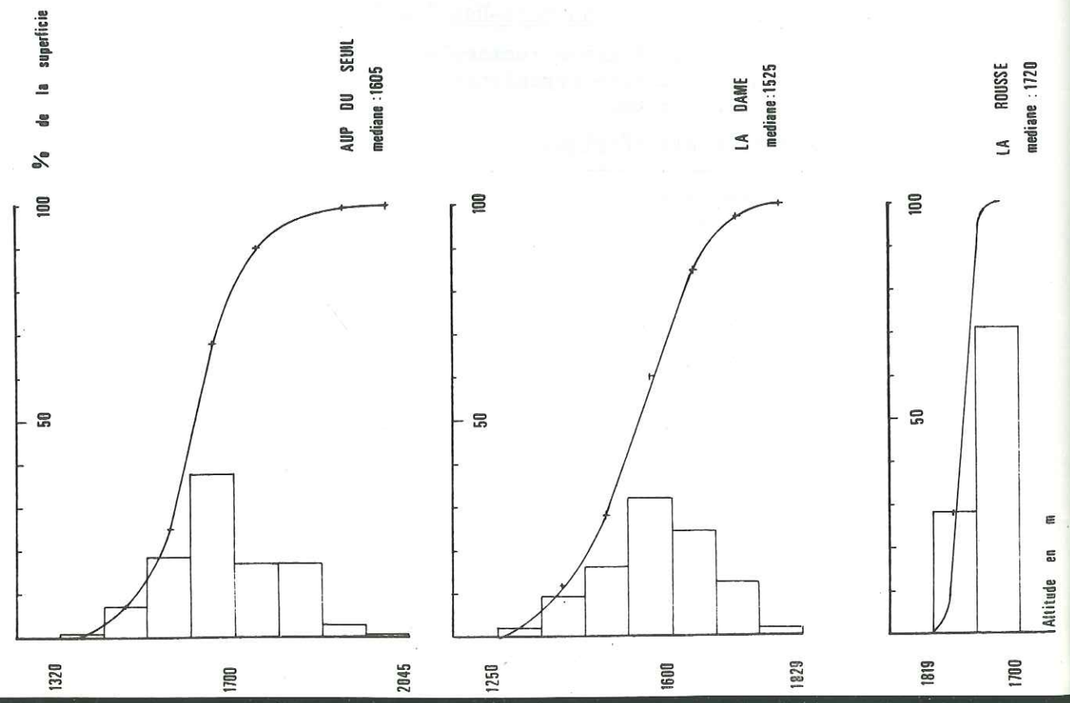
La répartition altimétrique est la suivante :

Tranches d'altitude (m)	Superficie (Km2)	Pourcentage
1250 - 1300	.042	2.05
1300 - 1400	.190	9.36
1400 - 1500	.333	16.37
1500 - 1600	.654	32.16
1600 - 1700	.500	24.56
1700 - 1800	.256	12.57
1800 - 1829	.042	2.05



Courbes hypsomètriques Pl. 30

Frequences altimetriques



Le bassin versant descend régulièrement vers l'Ouest depuis le point côté 1829 jusqu'au rebord de la falaise dominant le cirque de St-Même (1250 m).

70 % du massif sont compris entre 1400 et 1700 m, la fréquence maximale étant atteinte pour la tranche 1500 - 1600 m.

Les altitudes moyenne (1550) et médiane (1525) sont très voisines, traduisant ainsi la relative constance des pentes du massif.

Indices morphométriques:

S Km2	P Km	L Km	P Km	K	Ip	Ig °/oo
2,036	7,625	3,214	0.6335	1.51	4.07	135,3

Ce bassin forme une bande étroite étirée suivant une direction N20° et assez pentue dans son ensemble.

I-3- Le bassin versant de Fontaine-Froide

Nous n'avons figuré et étudié que la partie urgonienne de ce bassin. En fait il faut considérer qu'une partie des éboulis flanquant à l'Est l'écaille de la Rousse participe à l'alimentation de Fontaine-Froide (cf. chapitre hydrométrie).

La bande calcaire considérée est très étroite et les erreurs sur la détermination de sa surface importantes (plus de 30 %) en raison du morcellement tectonique poussé de ce secteur.

Superficie : 0,250 km2

Répartition altimétrique

Tranche d'altitude (m)	Superficie en Km2	Pourcentage
1819 - 1800	.071	28.57
1800 - 1730	.179	71.43

Altitude médiane : 1780 m Altitude moyenne : 1767 m

Dans sa partie Nord, ce bassin est fortement penté vers l'Est et ceci jusqu'au ressaut de la barre urgonienne très peu accusée dans ce secteur. L'extrémité sud de l'écaille est subhorizontale et domine la très belle falaise de la Rousse.

Indices morphométriques :

S Km2	P Km	L Km	P Km	K	Ip	Ig °/oo
0,250	3.00	1.320	.190	1.69	2,58	75

Cette zone apparaît comme une bande allongée étirée suivant une direction NS L'indice de pente est faible.

I-4- Le bassin versant du Cernon (Alpe-Alpette)

C'est une vaste gouttière orientée N20° et entaillée par quelques échancrures y permettant l'accès depuis les vallées avoisinantes : au Nord le col de l'Alpette et la porte de l'Alpette, à l'Est les cols de Belles-Ombres et de l'Alpe, au Sud le Pas de l'Echelle.

Superficie = 8.474 km2

Répartition altimétrique

Tranches d'altitude m	Superficie Km2	Pourcentage
1400 - 1500	.077	.91
1500 - 1600	2.315	27.32
1600 - 1700	3.125	36.87
1700 - 1800	2.256	26.62
1800 - 1867	.696	8.21

Ce bassin présente une faible dénivellée. Plus de 90 % de sa surface se situe entre les altitudes 1500 et 1800 m, avec une densité de probabilité maximale pour la tranche 1600 - 1700 m. Le point le plus élevé, le sommet du Pinet (ou le Truc) se trouve à 1867 m.

Altitude médiane 1640 m Altitude moyenne 1662 m

Indices morphométriques :

S Km2	P Km	L Km	P Km	K	Ip	Ig °/oo
8,474	12,750	4,606	1.840	1.24	2.87	60,8

Le bassin apparaît comme un losange assez compact à pente régulière et douce en son centre.

I-5- Le bassin versant des Eparres (Le Granier)

Devant les difficultés rencontrées pour fixer avec précision la limite Nord du bassin versant des Eparres nous avons analysé la morphologie du Massif du Granier dans son ensemble ; cette démarche n'entraîne pas d'erreur notable sur la détermination des divers paramètres puisque la surface du massif ne diffère pas sensiblement de celle du bassin versant (moins de 15 %)

Surface du massif = 2,625 km2

Répartition altimétrique

Tranches d'altitude m	Superficie Km2	Pourcentage
1300 - 1400	.024	.90
1400 - 1500	.048	1.91
1500 - 1600	.143	5.44
1600 - 1700	.524	19.95
1700 - 1800	.821	31.29
1800 - 1900	.899	34.24
1900 - 1933	.167	6.35

Les surfaces occupées par chaque tranche vont croissant avec l'altitude traduisant la forme triangulaire du bassin.

La classe 1800 - 1900 représentant la zone de crête Ouest montre la fréquence maximale.

Altitude médiane = 1750 m Altitude moyenne = 1756 m

Indices morphométriques :

S Km2	P Km	L Km	P Km	K	Ip	Ig °/oo
2,625	7,50	2,878	.912	1.31	4,10	125,1

Ce bassin offre une forme relativement ramassée à pente accusée vers l'Est. Il se termine dans cette direction par un promontoire rocheux au pied duquel se trouve la source des Eparres.

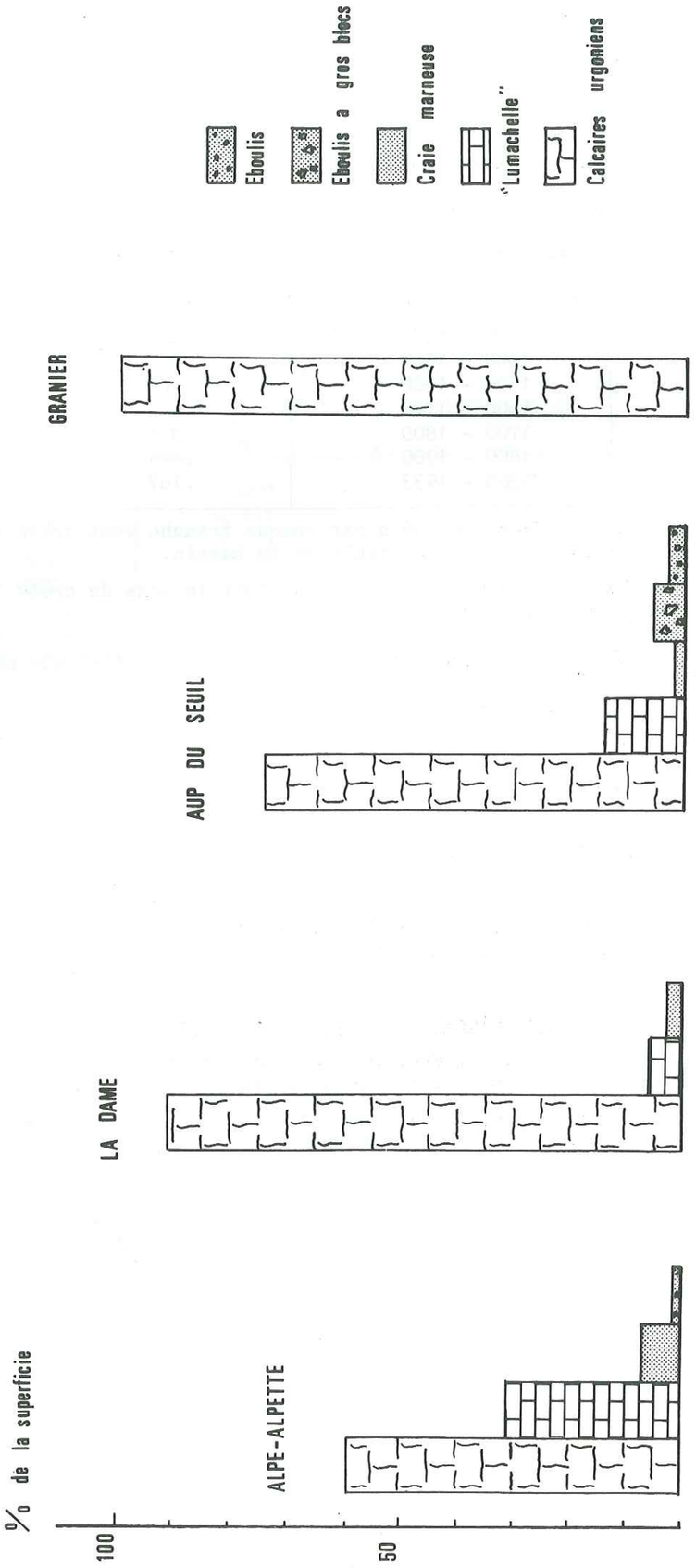
I-6- Conclusions à l'étude morphologique

Les deux plus grands bassins ont des caractéristiques identiques : surface modeste, forme plutôt compacte et dans l'ensemble pentes assez faibles.

Les autres aires d'alimentation sont de petites dimensions avec des indices de compacité variables mais des déclivités prononcées.

Pl.31

Repartition des terrains



III - REPARTITION DE LA SURFACE DES BASSINS EN FONCTION DE LA NATURE DU SOL ET DU SOUS-SOL (Pl. 31)

II-1- Les terrains rencontrés

- Les calcaires urgoniens ont un rôle important de par la superficie qu'ils occupent. Leur surface est formée de grandes dalles intensément lapiazées présentant des formes d'érosion caractéristiques sur lesquelles nous reviendrons au chapitre morphologie. L'infiltration à travers ces terrains est très rapide.

- La "lumachelle" de l'Aptien supérieur est beaucoup moins karstifiée et la plupart du temps recouverte d'une mince couche de sol. On y note des formes très émoussées : les cannelures sont élargies, les crêtes ont des silhouettes arrondies. Il semble que le manteau végétal y favorise une dissolution sur toute la surface du lapiaz. Les dolines sont fréquentes dans les terrains de ce type.

- Les calcaires sénoniens n'affleurent que rarement. Ils sont masqués par les prairies occupant le fond des synclinaux.

- Les éboulis sont presques toujours colonisés par la végétation. Leur effet se traduira par un retard apporté à la progression du front d'infiltration, aussi bien que par un stockage momentané des précipitations. Ceci permet le développement de phénomènes d'évapotranspiration.

II-2- Répartition pour chaque massif

II-2-1- L'Aup du Seuil

L'urgonien représente 74 % de la surface du bassin versant, reléguant les autres terrains à un rôle mineur.

II-2-2- La Dame

Le pourcentage de calcaires urgoniens y est très élevé (91 %). La "Lumachelle" et le Sénonien constituent le substratum épargné par l'érosion de l'alpage de la Dame.

II-2-3- Alpe- Alpette

Les terrains autres que l'Urgonien y prennent une place essentielle (49 %) qui se traduira plus sur les termes du bilan d'une averse que sur le temps de réponse à celle-ci.

II-2-4- Granier

Comme l'écaille de la Rousse, le plateau du Granier est entièrement constitué d'Urgonien. L'étroite bande marneuse de la vire à Orbitolines souligne l'existence de buttes témoins d'Urgonien supérieur(Aptien inf)qui dénotent l'intense érosion dont ce bassin a été le siège.

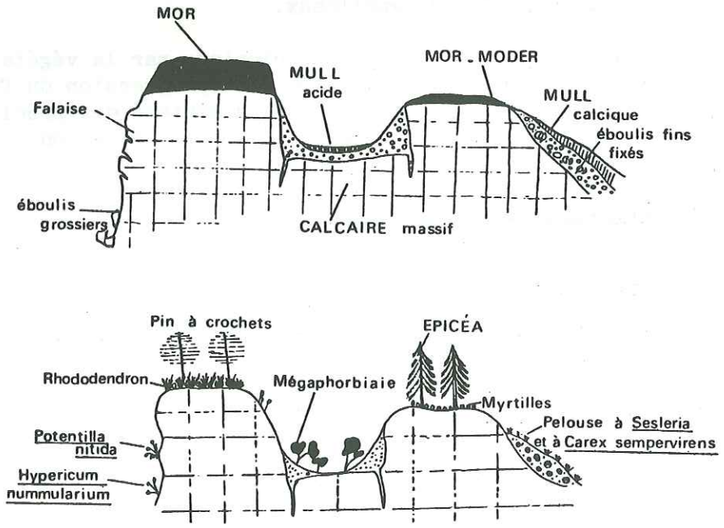
III - LA VEGETATION (Pl. 32)

Nous avons utilisé pour ce travail la carte de la végétation Montmélian au 1/50 000 levée par L. Richard. Nous retiendrons les mêmes subdivisions que cet auteur. Les formations rencontrées appartiennent à la série subalpine.

III-1- Les formations rencontrées

III-1-1- Les pessières

On les rencontre sur les calcaires lapiazés voire ruiniformes de l'Urgonien. L'Epicéa y est associé avec les myrtilles au sein de groupes végétaux différents suivant l'exposition et l'humidité du sol. Celui-ci est un mor-moder sur les dalles calcaires, un mull acide dans les dépressions.



— Groupements végétaux sur calcaires lapiazés du subalpin (d'après ANCHIERI, modifié).

Extrait de la notice de la carte de la végétation

Montmélian 1/50 000 L. Richard

Fig. 17

Rappelons que le mull est un humus biologiquement très actif caractérisant les milieux aérés et où la litière se décompose rapidement. Le moder est un humus acide caractéristique des forêts de résineux. Le mor, très acide et très peu actif du point de vue biologique donne un horizon de 5 à 20 cm d'épaisseur dans lequel la matière organique se décompose lentement.

Un mull est généralement perméable et son pouvoir de rétention élevé. Par contre, d'après Keller, l'humus acide des forêts refuse l'eau et augmente le ruissellement de surface. La percolation se fait alors surtout à la périphérie des troncs. Finalement la litière n'absorbe que très peu d'eau et l'infiltration de celle-ci sera uniquement différée et se produira dans les entonnoirs de dissolution des calcaires.

III-1-2- Les pelouses

Celles-ci constituent le faciès de dégradation des pessières. Il est frappant de constater que les limites des alpages se calquent sur celles de la "lumachelle" et des calcaires sénoniens. Ces formations beaucoup plus tendres que l'Urgonien sont propices à l'établissement de pâturages toujours activement exploités.

On y rencontre par place de petites dépressions colmatées par des argiles de décalcification. L'ensemble se comporte comme un niveau relativement perméable mais rétenseur. Pendant l'hiver la reptation et le poids du manteau neigeux couchent l'herbe des prairies. A la fin de la période d'enneigement cette herbe est rase et le ruissellement s'en trouve facilité.

III-1-3- La Pinède de Pin à crochets

Elle s'installe sur les flancs des synclinaux principalement sur leurs crêtes. Etablie sur des horizons d'humus brut, cette formation offre une couverture très discontinue, laissant affleurer sur de vastes étendues des calcaires urgoniens pratiquement à nu.

III-1-4- Pelouses et landes calcicoles

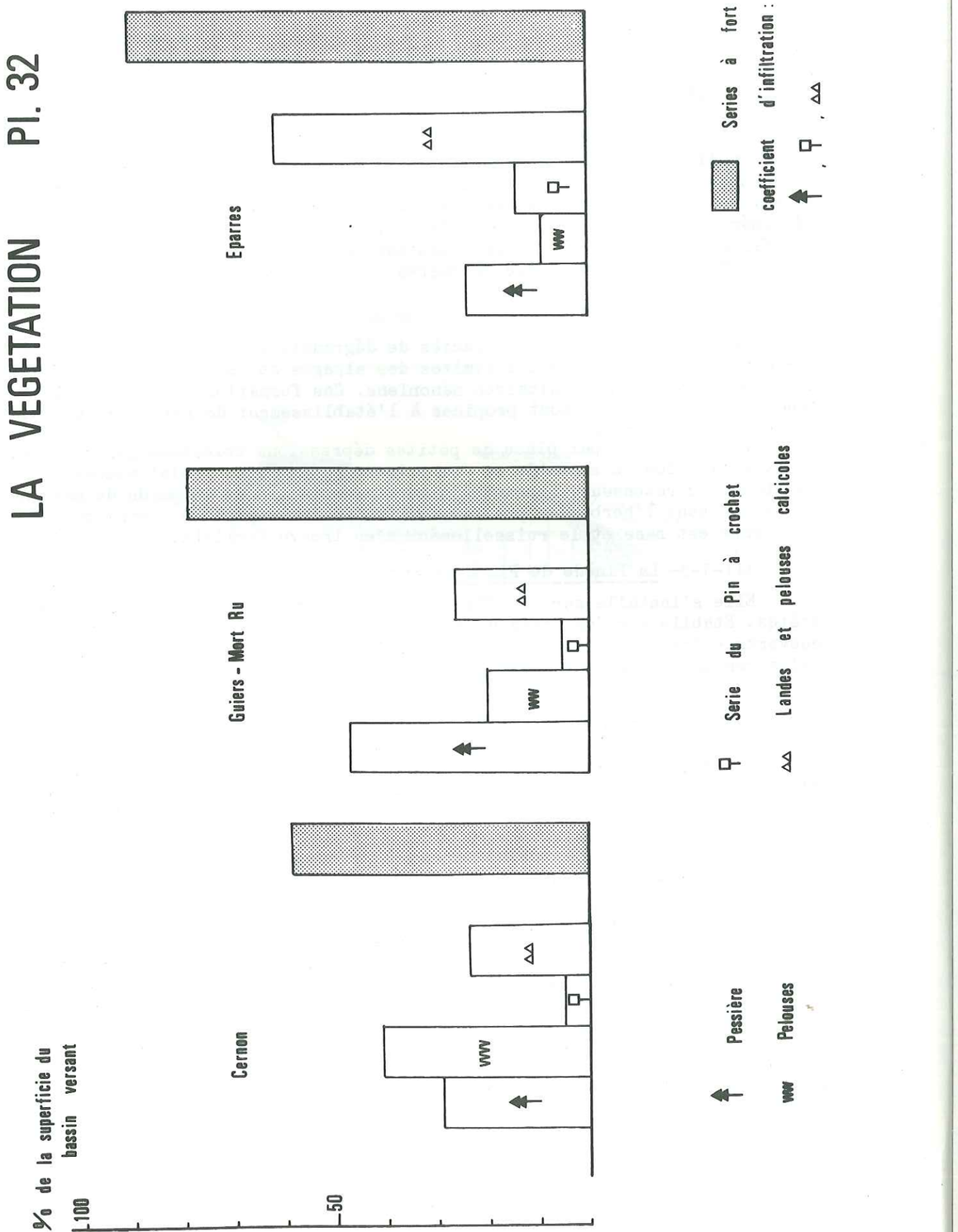
Ces associations représentent les faciès de colonisation de la série du Pin à crochets. Ce sont principalement des landes sur les dalles rocheuses et de maigres pelouses lorsque le sol est plus épais. De loin en loin s'y accrochent quelques pins et arbustes.

III-2- Répartition des associations végétales

III-2-1- Massifs de l'Aup du Seuil et de la Dame

Les deux bassins versantsont été associés pour tenir compte du fait que les débits enregistrés sur les Guiers correspondent à la somme des débits de la Source du Guiers et de Mort-Ru. Cette zone est couverte par des vastes pessières (47 % de la surface totale du bassin versant), témoin la Forêt du Seuil qui peut être considérée comme une forêt primitive. La partie méridionale du fond du synclinal est recouverte de prairies (20 %) alors que ses flancs le sont surtout de landes (26 %).

LA VEGETATION PI. 32



III-2-2- Le massif de l'Alpe

La prairie y est prédominante (41 %) alors que pessières et landes ont une extension modeste (respectivement 29 et 24 %). Ces formations se retrouvent à des emplacements comparables à ceux décrits pour l'Aup du Seuil.

III-2-3- Le massif de Granier

Ce bassin versant est surtout occupé par la lande (62 %) et les pessières (24 %) présentant ainsi la plus forte proportionde tout le massif de formations à fort coefficient d'infiltration (90 %).

III-2-4- Conclusions

Pour les trois massifs étudiés les faciès principaux ne sont jamais les mêmes et soulignent les différences de répartition des terrains déjà constatées. Les Pinèdes ne s'installent qu'en des zones fort limitées (14 % au maximum). Les surfaces couvertes par la forêt sont toujours inférieures à celles de l'ensemble des autres formations.

IV - CONCLUSIONS DE L'ETUDE DES BASSINS VERSANTS

Bien qu'appartenant au même massif, à la même structure les différents bassins se révèlent tous différents tant au point de vue de leur morphologie que de leur répartition géologique.

Leurs caractéristiques permettent de préjuger de ce que sera leur comportement hydrogéologique.

La répartition de la végétation vient renforcer les divergences existant entre ces bassins, divergences qui s'exprimeront dans les termes du bilan.

CHAPITRE VI

MORPHOLOGIE DES HAUTS-PLATEAUX

Nous évoquerons brièvement dans ce chapitre quelles sont les formes d'érosion observables sur les hauts-plateaux.

I - LES FORMES KARSTIQUES

I-1- Les formes de surface

Suivant la nature du substratum, la végétation et l'exposition, ces formes présentent un aspect différent :

Le lapiaz sous-forêt : Il se développe généralement sur les calcaires urgoniens. Ceux-ci sont intensément découpés par des fissures profondes et élargies par dissolution. Les dalles calcaires sont parcourues par des cannelures aux bords arrondis. De place en place s'ouvrent de petites dépressions garnies d'argiles de décalcification et par conséquent plus humides que le milieu ambiant. Il semble que l'érosion karstique soit plus active en zone boisée. Témoin,la Fôrêt du Seuil où l'on rencontre de nombreuses petites dolines coalescentes et des formes d'érosion très évoluées conduisant à la constitution d'un lapiaz ruiniforme, voir géant. A l'intersection des diaclases peuvent s'ouvrir des puits à section modeste,et profonds de quelques mètres à une quarantaine de mètres. Le fond de ces cavités est fréquemment occupé par un culot de neige.

Les lapiaz de mur : Ils se localisent essentiellement sur les flancs des synclinaux, lorsque le pendage des couches devient tel que l'infiltration y est réduite. Les dalles calcaires sont alors profondément cannelées dans le sens de la plus grande pente. La surface de la roche présente de petites crêtes aigues et dentelées. Lorsque la pente s'adoucit, se dessinent de petits entonnoirs de dissolution dans lesquels s'engouffrent les eaux de ruissellement.

Lapiaz ruiniformes : Ils se développent sur les crêtes exposées aux vents d'ouest, dans le secteur du Pinet (massif de l'Alpe) et du Granier.
Les calcaires sont parcourus par de grands couloirs de plusieurs mètres de profondeur. L'alternance de strates plus ou moins gélives conduit à l'élaboration de reliefs particuliers : tables de lapiaz, champignons, karmonites.

Lapiaz aux crêtes arrondies : contrairement aux précédents, ces formes ne se développent pas sur l'Urgonien mais sur la "lumachelle". Les cannelures sont élargies et leurs crêtes ont un aspect émoussé.

Les dolines : elles sont fréquentes dans la "lumachelle" et dans le sénonien ; leur diamètre peut atteindre la centaine de mètres. Elles sont en principe ouvertes vers l'aval, fermées vers l'amont. On les rencontre souvent au front des petites cuestas que dessinent les couches de l'Aptien supérieur. Ces dolines sont dues à l'action des eaux de fonte de neige.

I-2- Les formes karstiques profondes (Pl. 33 et 34)

Les puits : ce sont des formes de drainage vertical, à parois généralement lisses. Leur section augmente à leur base à cause du rejaillissement latéral de l'eau pendant les périodes de crue. Leur coupe est "en éteignoir". Ce type de galerie est creusé à l'emplacement de discontinuités subverticales. Certains gouffres ne sont qu'une succession continue de puits : le Trou de l'Alpe (238 m), le Gouffre du Névé (220 m).

Les méandres : ce sont des sortes de micro-canyons souterrains dues à l'enfoncement des eaux par dissolution localisée de la roche. Le processus de dissolution s'amorce suivant un joint de stratification. Certains méandres peuvent atteindre plus de 50 m de hauteur pour une largeur ne dépassant pas quelques décimètres.

Les galeries : ce sont des collecteurs à section compacte, à prédominance horizontale se développant à partir de fissures ouvertes. Nous distinguerons deux types de galeries en fonction de la vitesse des circulations aquifères en régime noyé :

- les galeries paragénétiques correspondent à des écoulements relativement lents permettant une sédimentation continue de matériaux fins et entraînant un creusement par corrosion uniquement à la voute du conduit ;

- l'écoulement dans les galeries syngénétiques et suffisamment rapide pour qu'il n'y ait aucun dépôt et que la corrosion s'effectue sur toute la section du conduit.

Lorsque l'écoulement passe du régime noyé à une circulation à surface libre le plancher d'une galerie syngénétique pourra être entaillé et l'on aboutira au creusement d'un méandre (galerie en trou de serrure).

Les émergences : elles ne sont pénétrables que sur des distances très restreintes. Les explorations par plongée, à la source du Cernon et du Guiers n'ont pas dépassé quelques centaines de mètres.

Les réseaux : Ils sont formés d'une succession de galeries peu inclinées et de puits parfois très hauts (200 m au Golet du Tambourin). De très beaux réseaux se développent sur le flanc ouest du synclinal de l'Alpe.

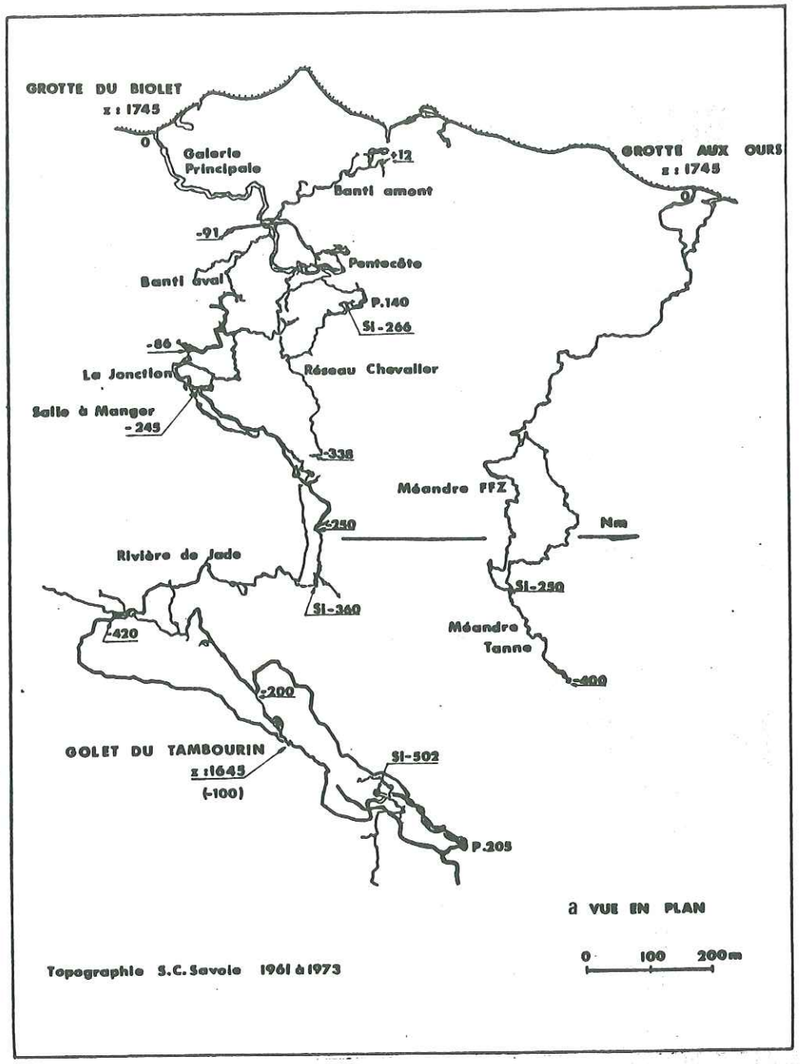
. le réseau Biolet-Tambourin ; longueur totale 22 702 m Dénivellée : 470 m

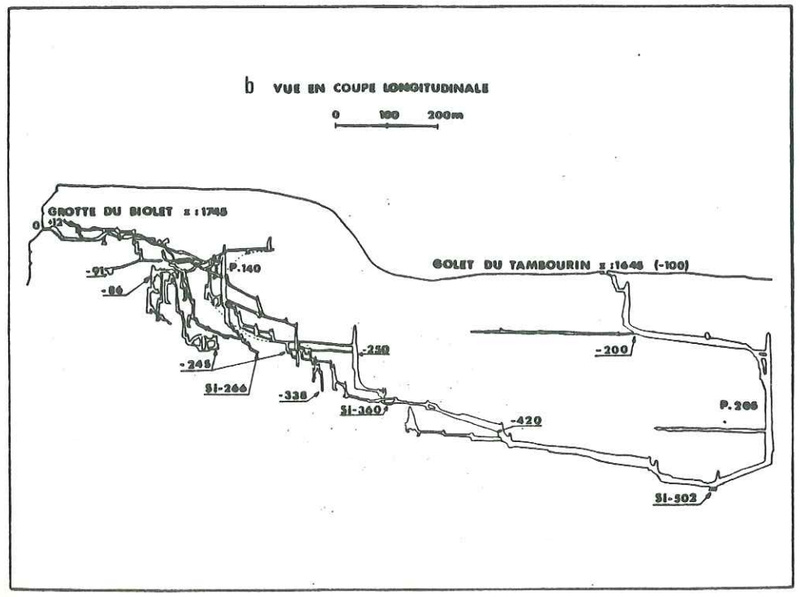
. le réseau de la Grotte au Ours, longueur totale 6000 m Dénivellée: 520 m

. le Golet du Pompier, total topographiée 2214 m Dénivellée: 508 m

Sur le Mont-Granier le Gouffre des Myriades fait l'objet d'une prospection très active menée par le SC Savoie : Développement 5690 m, profondeur 505 m.

Pl. 33

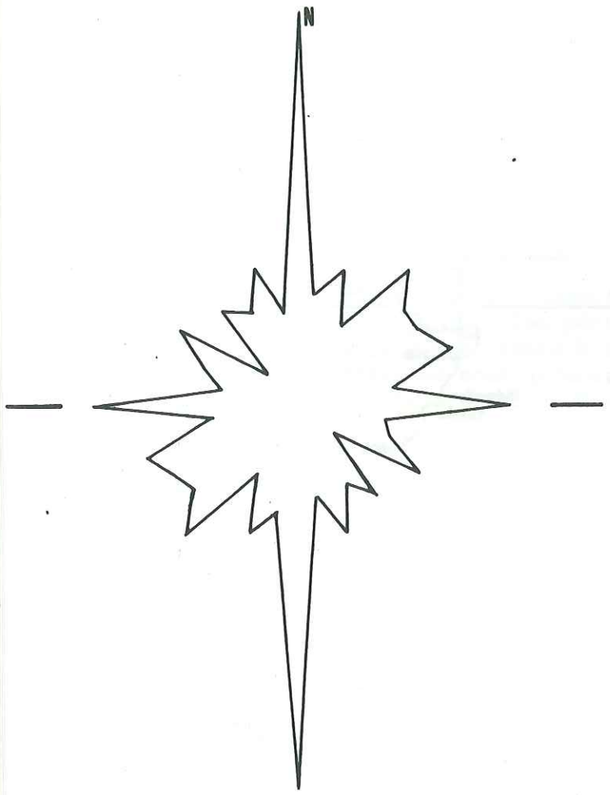




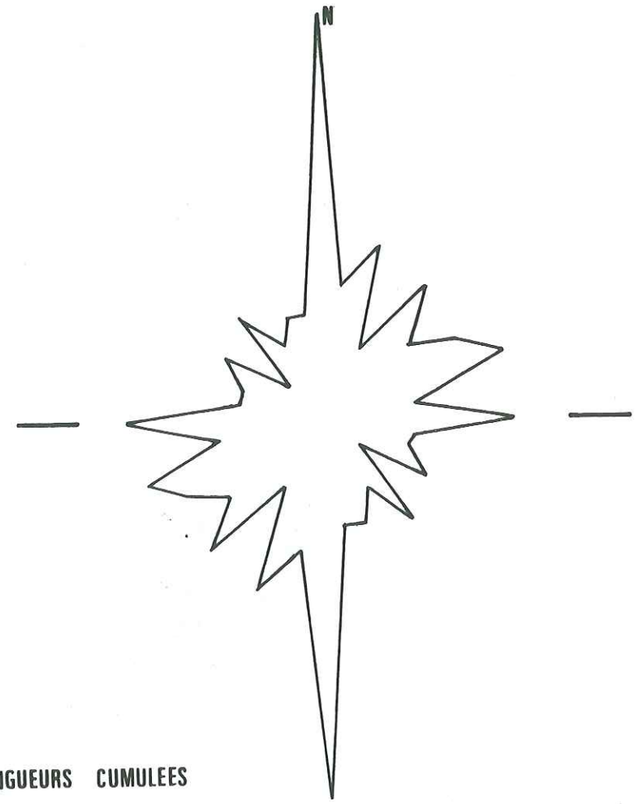
BIOLET - TAMBOURIN

PI. 34

ORIENTATION STATISTIQUE DU RESEAU



NOMBRE D'INDIVIDUS



LONGUEURS CUMULEES

Il est frappant de constater l'absence de tels réseaux sur le versant Est du synclinal de l'Alpe et sur les flancs du massif de l'Aup du Seuil. Dans ce dernier secteur les couches sont plus redressées que sur le Pinet et le Granier. Par conséquent les terrains ont plus tendance à travailler en compression (composante tengantielle à la stratification du poids des terrains amont). En outre, à cause de la pente, l'écoulement tend à être différé (ruissellement de surface) ou bien à s'enfoncer à la faveur de joints de stratification inclinés. Tout concourt donc au non développement de grandes galeries, et à l'élaboration de petits puits facilement obturables. Il faut noter que dans ces secteurs la densité de la fracturation est moindre que sur le versant du Pinet.

Nous avons étudié la répartition statistique des directions de karstification de la grotte du Biolet. Le tracé du réseau a été stylisé et chaque tronçon de galerie ainsi obtenu a été repéré par son azimut par rapport au Nord et par sa longueur. Nous avons travaillé sur une carte établie par le SC Savoie au 1/3500. Le réseau a été décomposé en un peu plus de 500 tronçons qui ont été classés en fonction de leur azimut suivant des intervalles ouverts de 10°. Nous avons pris en compte à la fois l'effectif de chaque classe et les longueurs cumulées au sein de celles-ci.

Classement en fonction des effectifs : deux directions N0° et N90° apparaissent clairement, la première étant largement prédominante. Viennent ensuite les direction N40° et N70°, N120° et N160°.

Il est intéressant de constater que nous trouvons comme orientations majeures celles qui correspondent à des fractures d'extension.

La direction NO apparaît bien en carte alors que l'allongement du réseau est Est-Ouest.

Classement en fonction des longueurs cumulées : nous retrouvons les mêmes grandes familles que précédemment mais les directions N90 sont moins bien représentées ce qui prouve que les tronçons N90° sont plutôt courts.

Il n'en reste pas moins vrai que les directions de karstification majeure correspondent aux directions de fracturation. L'écoulement suivant des joints de stratification sans contribution de la fracturation semble donc jouer un rôle moindre.

L'importance de la direction NO mérite d'être expliquée : la Grotte du Biolet s'ouvre par une vaste galerie fossile de fort diamètre (4 à 5 m) longue d'environ 500 m. Son orientation est subméridienne, c'est-à-dire perpendiculaire au pendage des couches. Cette galerie est recoupée en plusieurs points par des méandres plus ou moins actifs et orientés suivant le pendage. De par sa morphologie et sa position, cette galerie a de quoi intriguer :

- elle est située en altitude dans la zone de creusement des méandres alors que c'est une galerie de type collecteur ;
- elle est perchée et n'a aucune relation avec l'hydrographie souterraine actuelle.

Nous devons considérer que pour jouer son rôle de collecteur, cette galerie devait occuper une position relativement basse, sinon par rapport à l'ensemble du massif du moins par rapport aux terrains situés sur sa marge occidentale.

La non conformité desdeux réseaux laisse à supposer qu'il est intervenu une phase de plissement entre les périodes d'élaboration de ceux-ci. Il est donc fort probable que cette galerie soit antépliocène ou contemporaine du plissement.

Nous admettrons avec J. Debelmas que les efforts tectoniques ayant engendré les plis de Chartreuse se sont exercés sur le matériel urgonien continu, sans quoi les blocs calcaires évoqués par certains auteurs se seraient rapprochés, mais sûrement peu plissés. Par contre les voutes anticlinales ont éclaté en crevasses tectoniques au niveau de leurs charnières.

Ainsi avant le Pliocène existait bien une dalle calcaire au-dessus de l'actuelle vallée des Entremonts. Cette dalle encore peu plissée était en continuité avec les calcaires formant aujourd'hui les flancs du Pinet, et contribuent à l'alimentation du collecteur de la Grotte du Biolet.
Ce dernier s'oriente suivant une direction parallèle à l'axe du pli déjà ébauché mais qui sera repris et accusé au cours de la phase ponto-pliocène. Pendant cette dernière le matériel des voutes anticlinales se disloque, facilitant l'action de l'érosion quaternaire. Par contre, celle-ci aura beaucoup de mal à s'exercer sur les fonds des synclinaux où la compacité des matériaux a été accrue par compression et recristallisation.

L'ensemble des processus évoqués conduit à l'isolement de véritables bastions urgoniens et permet de mieux comprendre la position de la galerie du Biolet. Il n'est donc pas étonnant que la direction de karstification NO soit privilégiée : parallèle à l'axe du pli, parallèle aux crevasses tectoniques.

Signalons enfin qu'il est possible de noter dans la grotte du Biolet la présence de planchers stalagmitiques discontinus, ainsi que d'argiles glaciaires avec quelques rares passées sableuses et graveleuses.

II - INFLUENCE DES GLACIATIONS

Les formes mineures (roches moutonnées, striées..) laissées par les glaciations sont très difficilement observables car masquées par le modèle karstique post-glaciaire. En effet ce dernier est probablement très récent (tardiglaciaire) car on a pu montrer que les traits caractéristiques de la morphologie karstique sont effacés au bout de quelques siècles d'englacement.

Selon TANITTE A. (1967) les hauts-plateaux ont été occupés pendant le quaternaire par de petites calottes glaciaires (fjeld) où par des névés (fjeld de névé). Les traces les plus évidentes de ces épisodes sont les seuils de débordements situés à la périphérie du massif : du nord au sud : le Pas de l'Echelle, les Lances du Guiers au-dessus de St-Même, les Crêtes de l'Alpette.

Le vallon de Pratcel présente une auge glaciaire complète surmontée d'un petit cirque d'alimentation. Il est possible d'y observer une succession de verroux (Haberts de Valfroide, Pas de l'Echelle, Roche de Fitta) et d'ombilics.

Il semble en outre que de petites glaciers locaux se soient accrochés au flanc des falaises urgoniennes. Il en reste aujourd'hui de nombreuses traces (arrachement en quart de sphère) sur tout le pourtour du massif. L'écoulement diffus de la glace a de surcroît bisauté le sommet de la muraille urgonienne en certains points : (Lanches des Clarets).

Pendant les phases de glaciation nous pouvons considérer que toute évolution karstique était bloquée. Pendant les interglaciaires et les interstadiaires les quantités d'eau et de sédiment à évacuer étaient probablement énormes d'où un creusement actif des réseaux, accompagné d'un colmatage temporaire de galeries par solifluxion.

Certaines cavités, et dolines situées au fond du synclinal peuvent être attribuées aux eaux de fonte des grands glaciers quaternaires. Ces cavités peuvent être interprétées comme des pertes fossiles de torrents sous-glaciaires ou de torrents alimentés par les eaux de fonte des derniers placages glaciaires.

III- ESQUISSE DE RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET CONCLUSIONS

On ne rencontre aucun dépôt tertiaire sur les hauts-plateaux. La première phase d'érosion date cependant probablement de l'éocène bien qu' aucune poche de matériel sidérolithique n'ait été signalée dans ce secteur. Au miocène, la surrection des massifs cristallins externes est déjà entamée et les hauts-plateaux sont dans une zone de rivage. La proximité du niveau de base déterminé par la mer miocène n'a pas permis le développement d'un système karstique à fort dénivellé mais a pu faciliter l'élaboration d'un réseau à faible pente (à fleur de peau).

Les grandes galeries n'ont pu être creusées au quaternaire relativement sec : elles sont donc contemporaines d'une phase climatologique, humide et par conséquent peut-être pliocènes ou antépliocènes.

Au quaternaire le développement du karst est ralenti. L'évolution s'accélère aux interglaciaires sous l'action de l'eau de fonte de la neige et des névés et en raison de la répétition des cycles gel/dégel.

Contrairement à ce qui a été observé en Chartreuse occidentale, il paraît difficile de trouver une corrélation entre la géométrie des galeries et les phases glaciaires. Si certaines galeries semblent s'étager à des altitudes bien définies, il n'en va pas de même des exutoires qui généralement sont uniques. On ne trouve pas à leur périphérie de grandes galeries, fossiles correspondant à d'anciennes émergences, et en position telle qu'elles aient pu recueillir les eaux des hauts-plateaux. Si l'on s'en tient à ces constatations on s'explique mal un étagement des réseaux sans variations d'altitude des émergences.

Nous considérons plutôt que ces portions de réseau peu inclinées correspondent à des galeries creusées préférentiellement suivant des joints de stratification plus tendres.

CHAPITRE VII

ETUDE CLIMATOLOGIQUE

I - LE RESEAU HYDROCLIMATOLOGIQUE (Pl. 35)

I-1- Le réseau existant

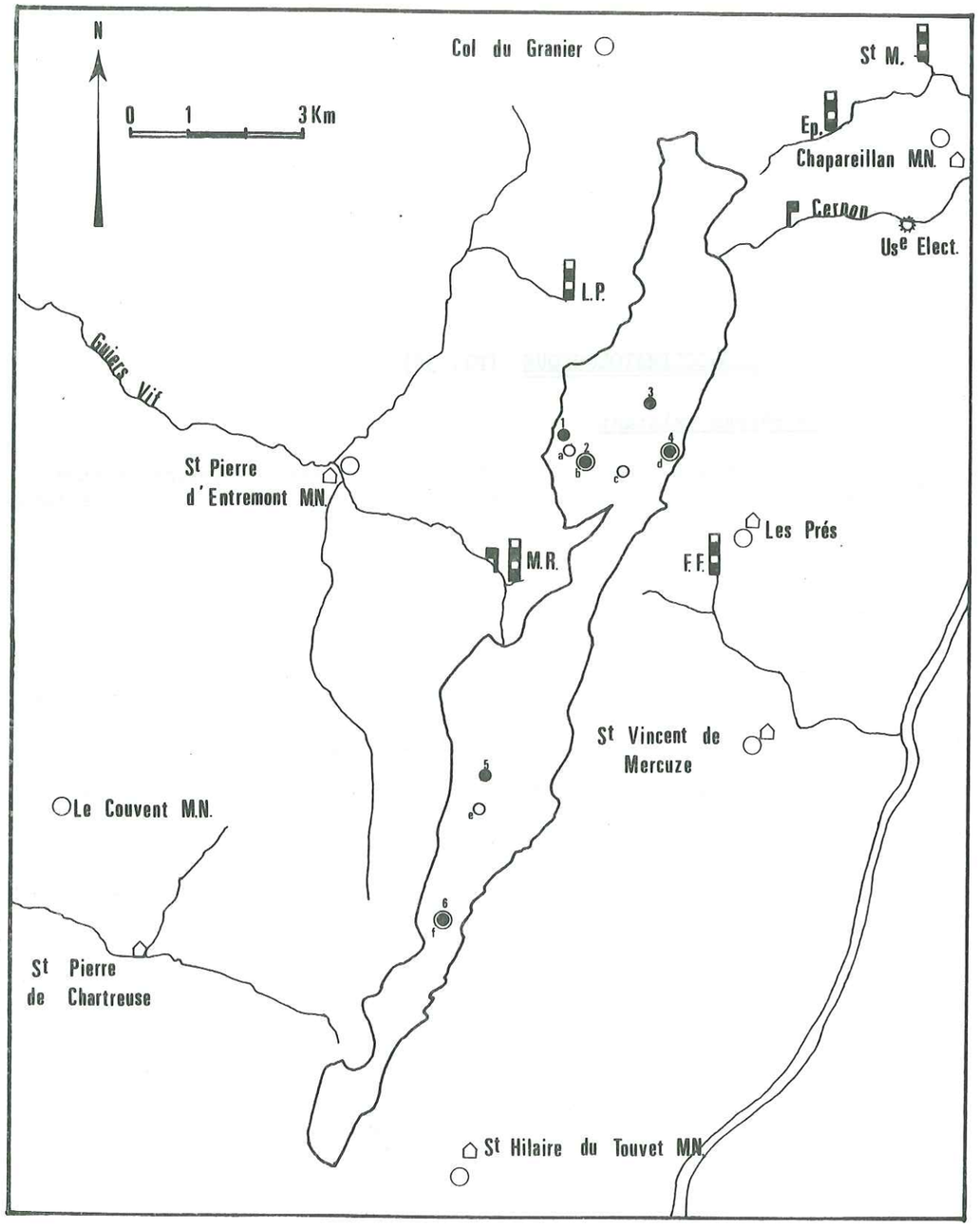
Nous avons utilisé, pour notre étude, les relevés de quatre postes climatologiques de la Météorologie Nationale. Nous donnerons les caractéristiques de ceux-ci.

Situation	Altitude	Appareillage
St-Pierre de Chartreuse (Le Couvent)	945 m	Pluviomètre "Association" 400 cm2 SPIEA Thermomètre MINI- Thermomètre MAXI Planche à neige Héliographe
St-Pierre d'Entremont	644	Pluviomètre "Association" 400 cm2
St-Hilaire du Touvet (Les Gaudes)	970	Pluviomètre "Association" 400 cm2 Thermographe Thermomètre MINI- Thermomètre MAXI Planche à neige.
Chapareillan (Le Villard)	270	Pluviomètre "Association" 400 cm2

Nous nous sommes occupé du fonctionnement de deux autres stations que M.L. Richard (Laboratoire de Biologie végétale) a eu l'amabilité de nous confier. Ces deux postes nous ont permis de resserrer la maille d'observation trop lâche dans certains secteurs.

Col du Granier	1140	Pluviographe à augets basculants 2000 cm2 Thermo-hygrographe Thermomètre MINI - MAXI Thermosonde enregistreuse (température à 1 m de prof.)
St-Marie du Mont (Les Près)	930	Pluviographe à augets basculeurs 2000 cm2 Thermo-hygrographe Thermomètre MINI Thermomètre MAXI Thermosonde Case lysimétrique $\emptyset$ = 0,5 m2

RESEAU HYDROMETEOROLOGIQUE Pl. 35



Limnigraphe

Echelle limnimètrique

Station climatologique

Tube totalisateur — 77-78 ; 78-79 ; 77-79

I-2- Le réseau complémentaire

Afin d'assurer des mesures continues d'infiltration/évapotranspiration il fut décidé d'installer une station dans un endroit facile d'accès (St-Vincent de Mercuze). Ce poste fut équipé du matériel suivant :

- un pluviographe à augets basculeurs, 2 000 cm2,
- un tube totalisateur de 456 cm2 de section permettant de rechercher une relation entre les données de ces deux types d'appareil,
- un thermographe enregistreur,
- une case lysimétrique d'1 m2 de surface,
- un bac d'évaporation de 0,18 m2 de surface,
- un évaporomètre Piche.

Ne disposant pas de valeurs de précipitations au-dessus de 1100 mètres, nous avons implanté 6 tubes à neige sur les hauts-plateaux :

- 2 à l'Aup du Seuil, un au Col de Bellefond (f) et l'autre aux Haberts de Marcieu (e) ;
- 4 sur le massif de l'Alpe suivant une coupe Ouest-Est : à la Cabanne du Pinet (a), aux Haberts de St-Vincent (b) au réservoir du Chalet de l'Alpe (c), le dernier au col de l'Alpe (d) ;

L'enneigement exceptionnel de l'hiver 77-78 devrait mettre en évidence l'importance des perturbations que la topographie peut engendrer sur les mesures.
Trois tubes furent déplacés pendant l'été 78 ; deux (e) et (a) de quelques centaines de mètres jusqu'en 5 et 1. Celui du réservoir fut installé sur le flanc Ouest du col de Belles-Ombres (3).

Une case lysimétrique fut implantée à la station des Prés.

Nous avons établi deux stations limnimétriques :

- sur le Guiers-Vif au Pont du Drugey situé au coeur du cirque de St-Même ;
- sur le Cernon, en amont de son confluent avec le talweg de la Plious.

Enfin, les sources de Mort Ru (MR) de la Plagne (LP), de St-Martin (St-M), des Eparres (Ep) et de Fontaine Froide (F.F.) furent équipées d'une échelle limnimétrique.

I-3- Considérations sur les mesures de précipitations

Le pluviomètre SPIEA adopté par la Météorologie Nationale est réalisé en matière plastique, ce qui évite les phénomènes d'évaporation trop fréquents sur les anciens modèles "Association". En outre cet appareil présente une forme conique qui a l'avantage de ne pas perturber les filets d'air au-dessus de sa bague réceptrice ; il arrive à capter 4 % de plus que les pluviomètres "Associations".

Les pluviographes à augets donnent de bons résultats tant qu'ils sont soumis à des précipitations peu importantes (30 mm/h) ce qui est le cas général. On leur reproche d'affecter les trajectoires des gouttes ainsi que leur collecte, donc d'avoir un coefficient de captation médiocre.

Les totalisateurs sont des modèles en PCV rigide de 3 m de hauteur. Trois types de charge-antigel en solution y furent adjointes par ordre d'efficacité croissante : Chlorure de Sodium, Chlorure de Calcium et Glycol-Ethylène. Malgré la présence de ces produits on a pu constater le gel du mélange en surface pour des températures inférieures à -5°C. Il semble que l'eau ou la neige nouvellement tombée reste en surface et diminue localement la concentration en antigel. La mesure devient alors impossible. Il est probable qu'une partie de ces apports soit sublimée lors des phases de redoux et ce, malgré la présence d'un film d'huile de 5 à 10 mm d'épaisseur.

Ce type de pluviomètre crée des turbulences autour de sa surface réceptrice.

Lorsque le vent est fort une bonne part des précipitations neigeuses échappe à la mesure. Nous pouvons remédier à cet inconvénient soit par l'adjonction d'un écran autour du sommet du tube, soit par le choix d'un site abrité de toute circulation trop importante : une petite clairière semble un point idéal. Mentionnons que lorsque l'enneigement est trop important, les tubes peuvent être comblés par de la neige soufflée ("chasse-neige") ou glissée. Nous donnerons après l'expérience de l'hiver 77-78 quelques exemples de sites défavorables.

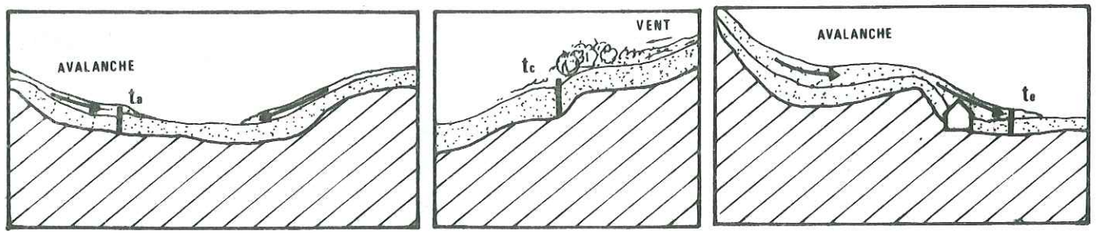


Fig. 18

D'après divers études en régime nival il apparaît que les mesures de précipitations obtenues avec des totalisateurs de ce type doivent être majorées de 10 % pour tenir compte des pertes à la réception et par évaporation.

Par contre, nous avons testé le comportement d'un tube par rapport à celui d'un pluviographe à la station de St-Vincent donc en régime presque exclusivement pluvial.

Pour 26 couples de points, nous obtenons la relation suivante :

$$P\ (\text{tube}) = 0{,}970\ P\ (\text{Pluviographe}) - 19\ \text{mm} \qquad r = 0{,}999$$

La corrélation est très bonne et permet d'affirmer que le déficit de ce genre de totalisateur est d'au moins 3 %.

II - LES PRECIPITATIONS

II-1- Les données antérieures à 1977

II-1-1- Etude des séries antérieures à 1961

Nous avons tenté de mettre en évidence les fluctuations à grande échelle de la pluviosité.

a) Le Couvent

Nous avons utilisé les résultats fournis depuis 1922 par le poste du Couvent. L'analyse de telles séries temporelles est facilitée par l'emploi des moyennes mobiles qui atténuent les fluctuations annuelles. La figure ci-dessous représente les moyennes d'ordre 7 calculées pour les précipitations annuelles au Couvent.

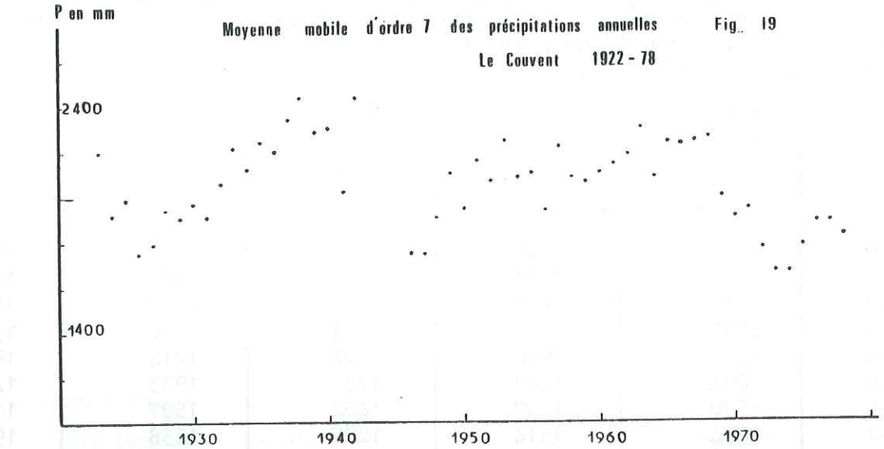


Fig. 19

Il semble que l'on puisse mettre en évidence deux phases de recrudescence des précipitations

- période 1930 - 1940
- période 1950 - 1970

Depuis 1970 la pluviosité serait moindre. Toutefois les variations constatées ne sont pas assez nettes pour que l'on puisse tirer quelque loi que ce soit. Nous avons dressé le polygone des fréquences des modules pluviométriques pour tenter d'ajuster leur répartition à une loi statistique.

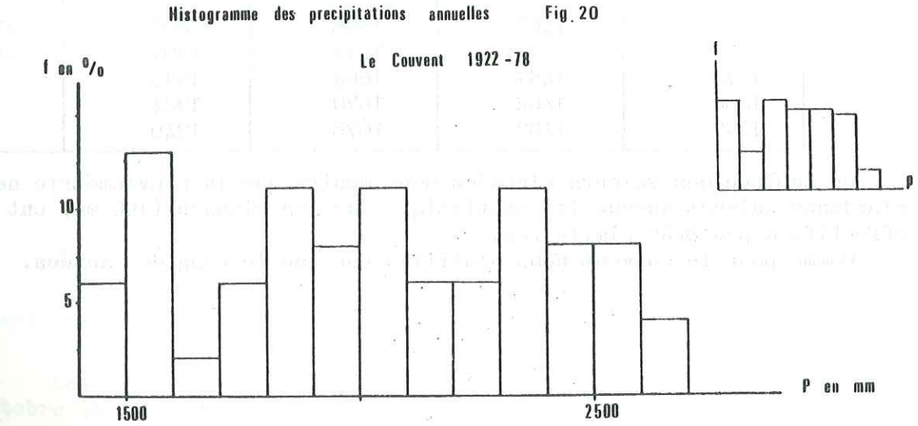


Fig. 20

L'histogramme nous montre que la distribution n'est ni gaussienne, ni gausso-logarithmique, ni Gamma incomplète. Nous ne définirons pas de module moyen mais nous nous contenterons du rang des années par rapport aux précédentes.

b) St-Hilaire

Un poste climatologique a fonctionné au Sanatorium des Etudiants (1150 m) de 1933 à 1961. Nous avons cherché à établir une corrélation entre les données des précipitations au Sanatorium et aux Gaudes en prenant comme variables explicatives celles du Couvent.

Nous obtenons la relation suivante :

pour P annuelle 1300 mm P Gaudes = 0,772 P(sanatorium)+ 298 m

grâce à laquelle nous avons pu calculer les précipitations annuelles aux Gaudes pour la période 1933-50 en nous basant sur les données de M. Grisollet (Sanatorium). Nous avons utilisé les données corrigées par la M.N. pour la période 1951-1961.

Il est possible de dresser le tableau suivant :

	193.	194.	195.	196.	197.
-0		2019	1619	2188	1793
-1		1581	2014	1670	1347
-2	1286	1272	2132	1687	1198
-3	1397	1387	1081	1598	1356
-4	1386	1940	1924	1214	1676
-5	2094	1482	1757	1913	1462
-6	1530	1457	1402	1597	1162
-7	1794	1514	1297	1238	1901
-8	1186	1893	2085	1790	1583
-9	2026	1171	1664	1439	

Valeurs classées

1081	1347	1514	1687	2014
1162	1356	1530	1757	2019
1171	1386	1581	1790	2026
1186	1387	1583	1793	2085
1198	1397	1597	1794	2094
1214	1402	1598	1893	2132
1238	1439	1619	1901	2188
1272	1457	1664	1913	
1286	1462	1670	1924	
1297	1482	1676	1940	

Ce tableau des valeurs classées nous montre que la pluviométrie ne s'ordonne suivant aucune loi statistique car les classes (100 mm) ont des effectifs à peu près similaires.

Comme pour le couvent nous n'utiliserons que le rang des années.

II-1-2- Les données depuis 1961

a) Précipitations mensuelles moyennes

Stations	alt.	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
Le Couvent	945m	154	176	175	184	177	162	160	156	140	131	197	180	1892
St-Pierre D'Entremont	644	137	158	154	156	150	141	144	145	138	116	181	166	1786
St-Hilaire	970	130	156	134	125	122	125	113	124	107	96	147	154	1533
Chapareillan	270	87	94	94	78	78	94	90	89	89	71	119	106	1089

Précipitations mensuelles et annuelles moyennes 1961-1978

Nous avons figuré planche 36 la répartition moyenne des pluies au cours des différents mois, ainsi que les maxima et minima enregistrés.:

- il y a peu d'écarts entre les valeurs moyennes ;

- les minima sont les plus forts au printemps et au début de l'été prouvant qu'il pleut toujours un peu en cette période, alors que certains hivers peuvent être très secs (présence d'air polaire froid) ;

- c'est au début de l'hiver que les précipitations peuvent être les plus abondantes et aussi en Juillet-Août (orages).

Nous pouvons constater une disparité dans les mesures entre les stations de Chartreuse à pluviosité élevée et celles du Grésivaudan beaucoup plus sèches. Aussi, nous refuserons nous à définir un gradient pluviométrique global à tout le secteur étudié et pour une période assez longue.

b) Les répartitions moyennes saisonnières sont les suivantes :

Stations	Hiver	Printemps	Eté	Automne	Indice saison-nier
Le Couvent	510 (25,6 %)	536 (26,9 %)	478 (24 %)	468 (23,5 %)	PHEA
St-Pierre	461 (25,8 %)	460 (25,8 %)	430 (24,1 %)	435 (24,4 %)	HPAE
St-Hilaire	440 (28,7 %)	381 (24,9 %)	362 (23,6 %)	350 (22,8 %)	HPEA
Chapareillan	287 (26,4 %)	250 (23 %)	273 (24,1 %)	279 (25,6 %)	HAEP

Ces répartitions sont extrêmement confuses mais permettent de constater que l'hiver est bien la saison la plus arrosée.

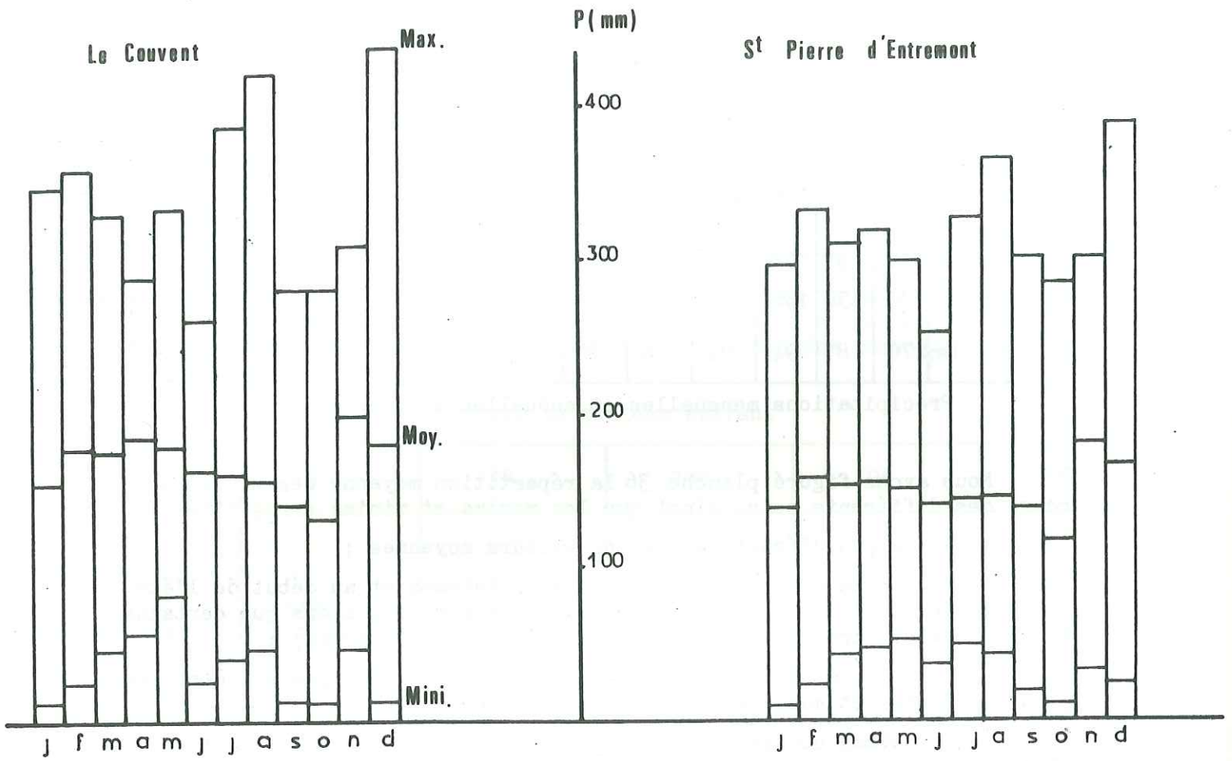
Nous réutiliserons les données de St-Hilaire.

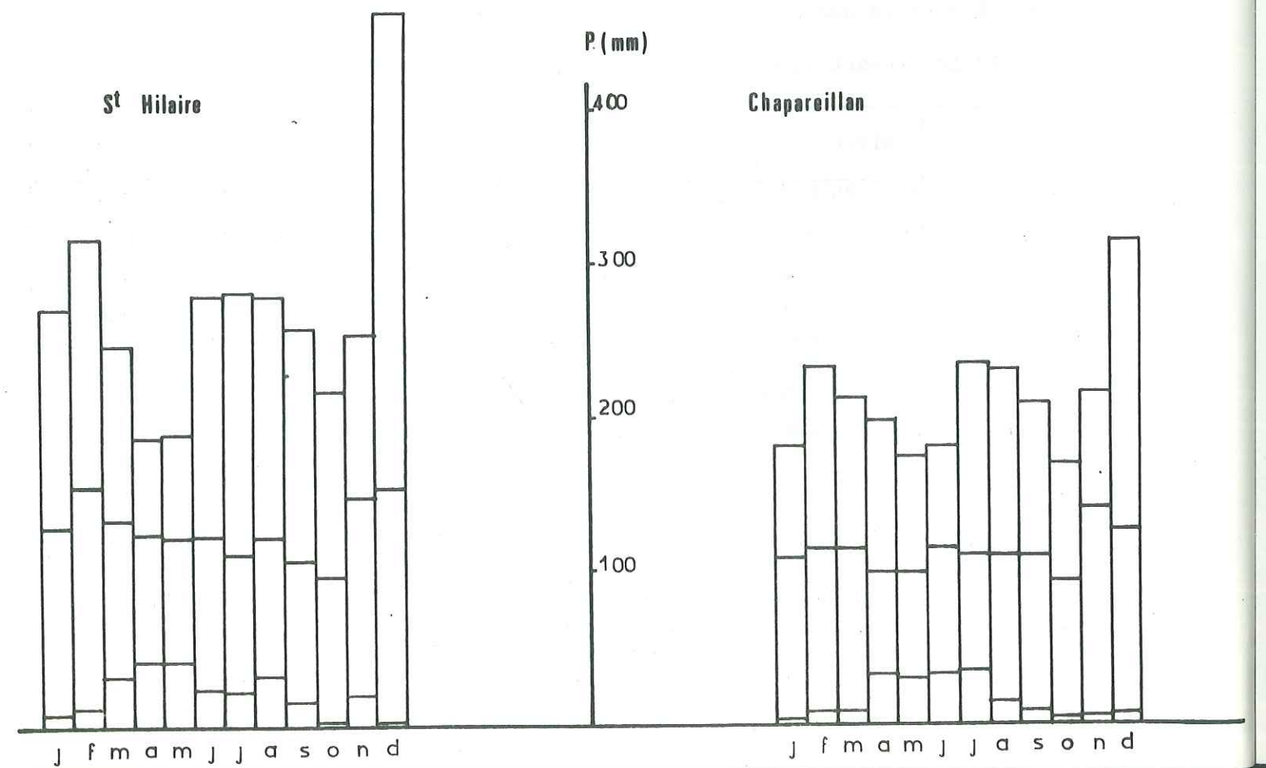
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Ecart-type	75,8	112,6	71,9	49,7	33,1	60,1	67,4	68,9	73,8	63,7	68,72	127,6

Les moyennes mensuelles sont assez voisines mis à part septembre et octobre qui sont plus faibles. Les écarts-types sont forts surtout en hiver. Nous procèderons à une analyse de variance pour vérifier si les variations constatées entre certains mois sont significatives. Nous calculerons F tel que :

Précipitations mensuelles Pl.36

(1961 - 78)





$$F = \frac{\left[\sum_{i=1}^{K} \frac{Ti^2}{ni} - \frac{TG^2}{N}\right] / V1}{\left[\sum_{i=1}^{K} \sum_{j=1}^{n} xij^2 - \frac{Ti^2}{ni}\right] / V2}$$

- K est le nb de moyennes effectuées = 12
  n le nombre d'années considérées = 18
- xij représente la pluviométrie d'un mois i pour l'année j
- pour un mois donné i Ti est le total des valeurs mesurées, ni est l'effectif du groupe défini pour cet intervalle de temps

$$N = \sum_{i=1}^{K} ni = 216 \qquad TG = \sum_{i=1}^{K} Ti$$

- V1 est le degré de liberté sur K,

$$V1 = K - 1 = 11$$

V2 le degré de liberté sur le nombre total de mesure

$$V2 = N - K = 204$$

Nous trouvons F = 1,04, alors que les tables de Snedcor nous donnent F = 1,75 pour les valeurs de V1 et V2 calculées ci-dessus. L'hypothèse nulle est acceptée. L'hétérogénité des moyennes n'est pas significative. Nous ne pourrons affirmer que l'indice saisonnier trouvé est représentatif.

Nous donnerons à titre indicatif les résultats fournis par M. Grisollet pour la station du Sanatorium (1150 m).

1933-1950	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
Pluviométrie moyenne	179	140	96	109	129	158	116	134	143	135	187	157	1683

Nous trouvons pour la période considérée un indicatif saisonnier HAEP entièrement différent de celui précédemment défini, ce qui confirme les allégations ci-dessus.

c) Nombre moyen de jours de précipitations

Nous avons établi le nombre moyen de jour de précipitations pour la période 1961-1975.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
Le Couvent	16	15	17	16	18	16	12	14	12	11	16	15	177
St-Pierre D'Entremont	10	10	10	11	13	12	9	10	9	7	11	10	121
St-Hilaire	12	11	12	13	14	8	9	10	10	5	14	11	129
Chapareillan	9	8	9	8	10	9	7	8	8	6	11	8	101

Comme prévu la station du couvent est celle où il pleut le plus souvent. Par contre St-Hilaire se montre moins ensoleillée qu'Entremont où les précipitations sont plus importantes.

Les pourcentages saisonniers sont les suivants :

	Hiver	Printemps	Eté	Automne	Indice saisonnier
Le Couvent	46 (26 %)	51 (28,8 %)	42 (23,7 %)	39 (22 %)	PHEA
St-Pierre d'Entremont	30 (24,8 %)	34 (28,1 %)	31 (25,6 %)	27 (22,3 %)	PEHA
St-Hilaire	34 (26,4 %)	39 (30,2 %)	27 (20,9 %)	29 (22,5 %)	PHAE
Chapareillan	25,8 (24,8%)	27 (26,7 %)	24 (23,8 %)	25 (24,8 %)	PHAE

L'indicatif saisonnier est peu marqué : le printemps est la saison la moins ensoleillée. L'automne en Chartreuse, l'été en Grésivaudan sont les saisons les moins pluvieuses.

d) Intensité des précipitations

On définit un coefficient de fréquence = $\frac{\text{nombre de jours de précipitations}}{\text{nombre de jours dans le mois}}$

Coefficient de fréquence sur 15 ans : 1961-1975

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Indice
Le Couvent	0,52	0,54	0,55	0,53	0,58	0,53	0,39	0,45	0,40	0,35	0,53	0,48	PHEA
St-Hilaire	0,39	0,39	0,39	0,43	0,45	0,27	0,26	0,32	0,33	0,16	0,47	0,35	PHAE

Coefficient d'intensité = $\frac{\text{Précipitations mensuelles}}{\text{Nombre de jours de précipitations}}$, sur la même période

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Indice
Le Couvent	9,38	10,73	10,41	11,75	10,28	10,69	13,33	11,14	12,42	11,55	12,69	12,07	AEPH
St-Hilaire	10,41	12,82	11,00	9,77	9,00	16,25	12,56	12,40	11,20	18,6	10,86	14,09	EAHP

Les averses sont les plus intenses à l'automne et en été sur le plateau des Petites Roches. Il pleut souvent et longtemps au printemps mais les précipitations y sont modérées.

e) Les précipitations solides

Elles jouent un rôle très important au niveau des hauts-plateaux. Nous donnerons les résultats obtenus aux stations du Couvent et de St-Hilaire situées malheureusement trop bas pour être représentatives du massif.

	O	N	D	J	F	M	A	M	Hiver
Le Couvent	12	58	75	62	98	87	53	3	449
St-Hilaire	6	40	60	54	83	60	34	.	337

Hauteurs moyennes mensuelles (en cm) de neige Période 1961-76

Décembre et janvier apparaissent comme les mois les plus enneigés.

N'	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Le Couvent 196.	-	32	66	60	41	77	67	49	63	65
197.	91	49	50	55	72	56	48	52	67	moyenne 59
St-Hilaire 196.	-	36	59	38	46	43	40	40	40	39
197.	60	30	30	33	47	44	29	41	49	moyenne 41

D'une année sur l'autre le nombre de jours de neige N' est extrêmement fluctuant : il varie du simple au triple pour le couvent, du simple au double pour St-Hilaire.

Mis à part pour quelques années exceptionnelles les variations de N' aux deux stations sont synchrones, ce qui laisse à supposer que les épisodes neigeux intéressent tout le massif ou au moins ses sommets d'une façon continue.

Les coefficients nivométriques, rapport du nombre de jours de neige N' au nombre de jours de précipitations prennent les valeurs moyennes suivantes :

Le Couvent $Q = \frac{59}{177} = 0,33$

St-Hilaire $Q = \frac{41}{129} = 0,32$

Ces deux nombres très voisins indiquent clairement que s'il neige moins à St-Hilaire c'est faute de précipitations et non pas parce que les conditions thermiques ne sont pas réunies.

II-2- Les précipitations pour les années 1977-78 et 78-79

Pour cette période nous bénéficions des données de 7 stations citées au § I.

II-2-1- Les valeurs mensuelles *

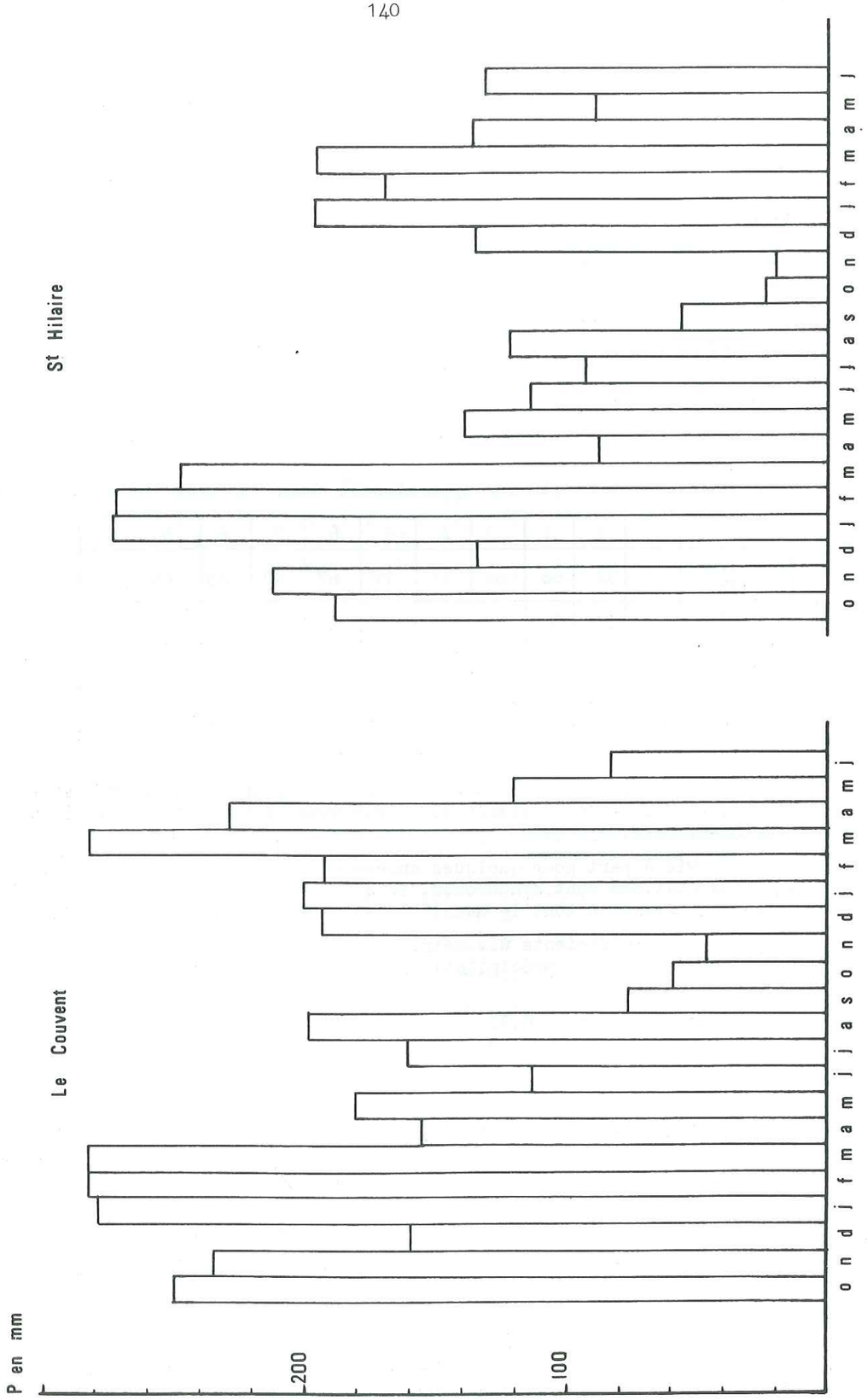
Nous avons choisi 2 années hydrologiques, oct. 77, sept. 78 et J78-J79 se chevauchant légèrement mais correspondant à la période de mesure de débits sur le Cernon.

* Juillet 78 - Juin 79

PLUVIOMETRIE

PL.37

OCT. 77 - JUIN 79



		O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	Total oct. 77 sept. 78
1977 - 1978	Le Couvent	249	234	159	278	282	282	155	180	113	160	198	76	2366
	St-Pierre D'Entremont	216	202	153	245	265	242	100	175	135	117	186	74	2110
	St-Hilaire	188	212	134	273	272	247	88	139	114	93	122	56	1938
	Chapareillan	148	130	107	180	179	183	48	79	94	70	83	34	1235
											Total juillet 78 - juin 79			
1978 - 1979	Le Couvent	59	47	193	200	192	282	228	120	83	1838			
	St-Pierre D'Entremont	37	26	181	191	180	259	180	128	189	1748			
	St-Hilaire	24	20	135	197	169	195	136	89	131	1330			
	Chapareillan	21	5	167	116	131	130	78	56	101	992			

Nous avons figuré les variations de pluviosité pour ces 4 stations sur les planches 37 et 38.

Si sur l'ensemble de l'année les variations de pluviosité sont en phase on peut néanmoins noter des différences d'évolution entre les postes ce qui traduit l'existence d'épisodes pluvieux localisés.

Les résultats obtenus confirment la tendance marquée des stations de Chartreuse à enregistrer des précipitations plus fortes que la normale.
Les relevés ne sont continus à la station des Prés que depuis décembre 77.
Par contre le poste du col du Granier n'a repris son fonctionnement normal que depuis avril 78.

		O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	Total
77-78	Col du Granier	182	171	116	204	207	207	104	150	132	113	131	70	1787
	Les Prés	167	189	133	173	230	225	59	118	115	116	132	76	1733
78-79	Col du Granier	49	2	197	147	182	197	139	112	157	Total J78 -J79			1532
	Les Prés	27	13	163	220	177	218	78	81	113	Total J78 -J79			1414

N.B. : Les valeurs soulignées ont été obtenues par corrélation avec des stations voisines. Malgré son altitude et son exposition aux vents d'Ouest la station du Granier est relativement peu arrosée et semble jouir de conditions pluviométriques particulières quoique dans la lignée des autres postes de Chartreuse. Les données sont complètes pour la station de Saint-Vincent de Mercuze.

	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	Année
1977 - 1978	122	174	114	145	253	189	58	100	82	77	85	63	1462
1978 - 1979	20	7	122	146	113	161	86	77	93	33	125	37	1020

Juillet 78 - Juin 79 1050

Pour la période d'étude :

- l'automne 77, et les hivers 78 et 79 sont très pluvieux ;
- la fin de l'été et l'automne 78 sont relativement secs.

Durant l'été 1978 deux pluviomètres furent installés, l'un à St-Même, l'autre au Chalet de l'Alpe. Les relevés journaliers furent assurés par les gérants de la Maison Familiale pour le premier, par les bergers de l'Alpe pour le second.

	J	J	A	S	O
St-Même	131	126	108	54	67
Chalet de l'Alpe	-	148	142	91	-

Ces données nous ont permis de compléter celles des totalisateurs. Nous obtenons pour ceux-ci :

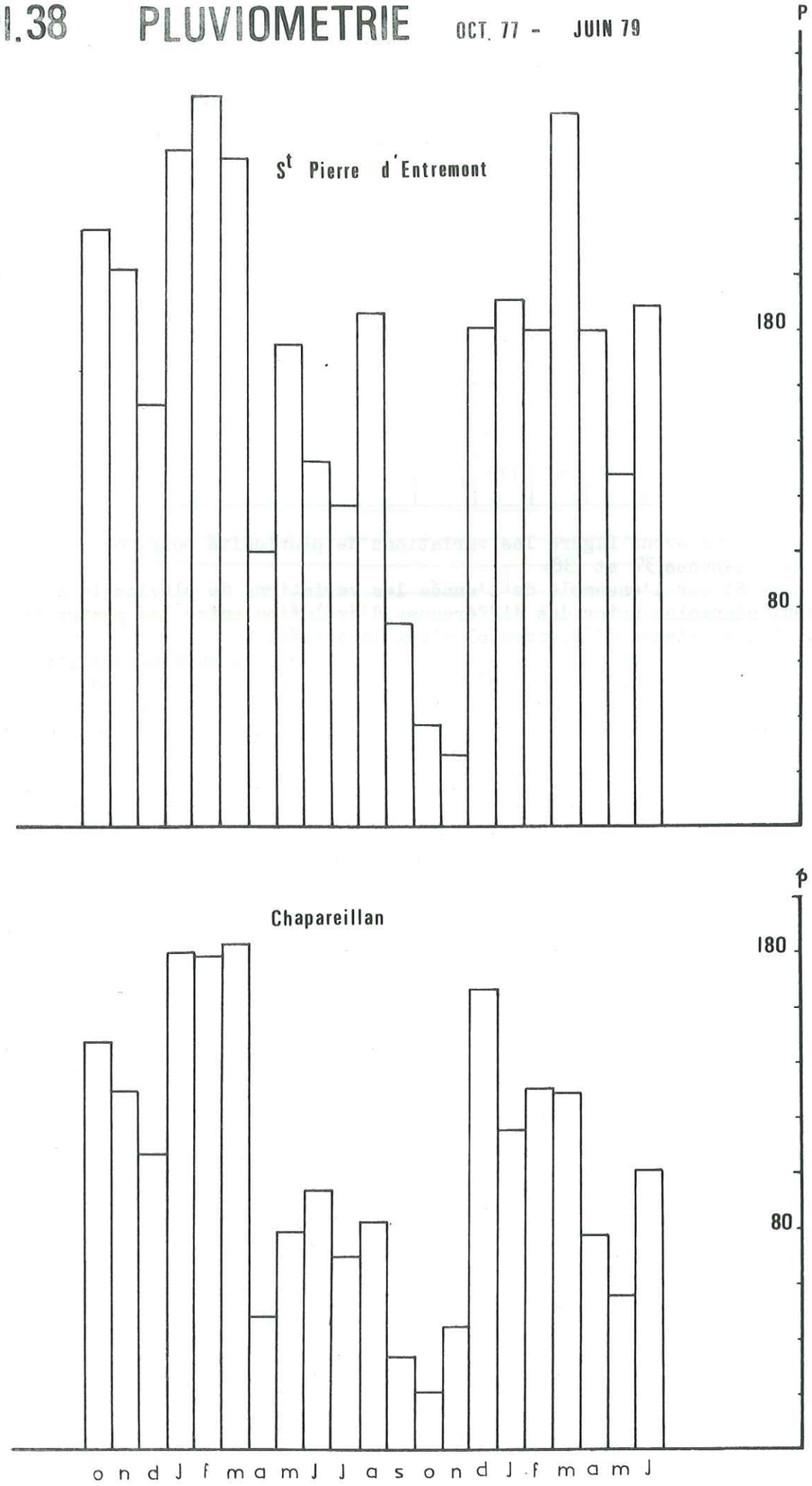
	Pinet	Haberts de St-Vincent	Réservoir	Col de l'Alpe	Habert de Marcieu	Col de Bellefond
n°s	a	b2	c	d4	e	f6
altitude	1788	1660	1680	1830	1614	1770
nov. 77 oct. 78	3121	2174	2574	2064	-	1768
	Pinet	Haberts	Col de Belles Ombres	Col de l'Alpe	Habert	Col de Bellefond
	1	b2	3	d4	5	f6
altitude	1820	1660	1675	1830	1610	1770
juillet 78 juin 79	2057	1889	2039	2424	2075	2486

Nous devons rajouter à la première série de valeurs au moins 200 mm correspondant aux pluies d'octobre (77) si nous voulons les comparer à celles des stations de la Météorologie Nationale.

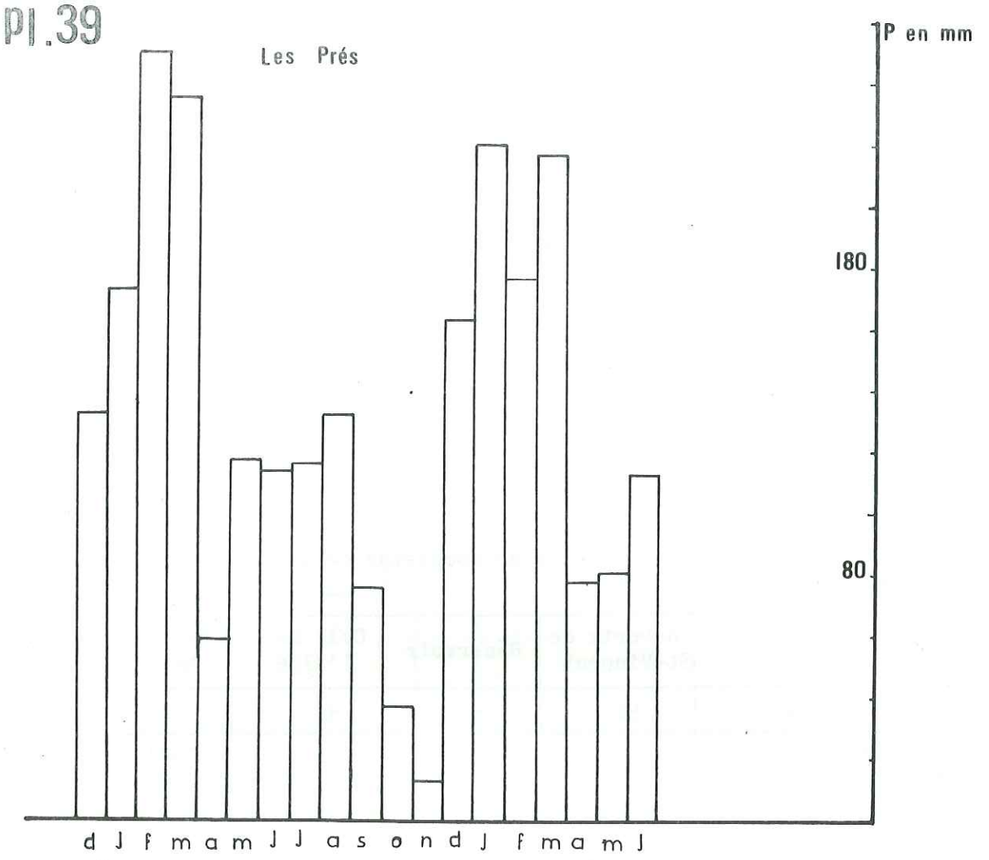
II-2-2- Les répartitions saisonnières

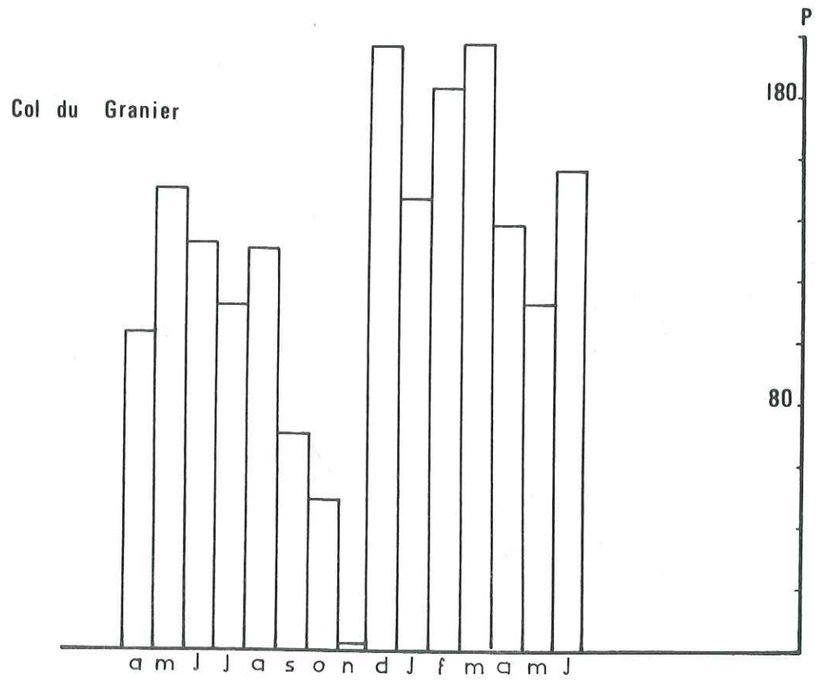
Nous avons calculé les valeurs des précipitations saisonnières pour les deux périodes considérées.

PI.38 PLUVIOMETRIE OCT. 77 - JUIN 79



Pl.39





PLUVIOMETRIE 77 - 79

a) Octobre 1977 - septembre 1978

	Hiver	Printemps	Eté	Automne	Indice saisonnier
Le Couvent	719 (30,4)	617 (26,1)	471 (19,9)	559 (23,6)	HPAE
St-Pierre d'Entremont	663 (31,4)	517 (24,5)	438 (20,8)	492 (23,3)	HPAE
St-Hilaire	679 (35)	474 (24,5)	329 (17)	456 (23,5)	HPAE
Chapareillan	466 (37,7)	310 (25,1)	247 (20,0)	312 (25,3)	HAPE
Col du Granier	527 (19,5)	461 (25,8)	376 (21)	423 (23,7)	HPAE
Les Près	536 (30,9)	402 (23,2)	363 (20,9)	432 (25,9)	HAPE
St-Vincent de Mercuze	512 (35)	347 (23,7)	244 (16,7)	359 (24,6)	HAPE

Les stations se partagent en 2 groupes suivant leur indice climatique : les postes Nord du Grésivaudan ont un automne à pluviosité plus élevée que le printemps et inversement pour les autres stations.

Les indices sont bien marqués surtout pour l'hiver et l'été.

b) Juillet 78 - Juin 79

	Hiver	Printemps	Eté	Automne	Indice saisonnier
Le Couvent	585 (31,8)	630 (34,3)	441 (24,0)	182 (9,9)	PHEA
St-Pierre D'Entremont	552 (31,6)	567 (32,4)	492 (28,1)	137 (7,8)	PHEA
St-Hilaire	501 (37,7)	420 (31,6)	309 (23,2)	100 (7,5)	HPEA
Chapareillan	414 (41,7)	264 (26,6)	254 (25,6)	60 (6,0)	HPEA
Col du Granier	562 (36,7)	448 (29,2)	401 (26,2)	121 (7,9)	HPEA
Les Près	560 (39,6)	377 (26,7)	361 (25,5)	116 (8,2)	HPEA
St-Vincent de Mercuze	381 (36,3)	324 (30,9)	255 (24,3)	90 (8,6)	HPEA

Seules les deux stations de Chartreuse sont plus arrosées au printemps qu'en hiver. Une fois de plus les différences saisonnières sont nettes alors que nous avons vu que les moyennes sur 18 ans se classent de manière confuse.

A l'échelle d'un cycle annuel, les saisons sont bien marquées mais il n'en n'est plus de même une année sur l'autre.

c) Nombre de jours de précipitations

Oct. 77 - Sept. 78	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	Total	Indice
Le Couvent	14	19	14	20	20	21	22	23	14	14	11	9	201	PHAE
St-Pierre d'Entremont	10	15	9	14	15	19	11	15	11	10	4	6	139	PHAE
St-Hilaire	14	15	12	18	16	18	16	16	13	11	6	7	162	PHAE
Chapareillan	10	11	9	15	13	18	9	10	8	9	5	6	123	PHAE
St-Vincent de Mercuze	14	15	14	19	19	16	14	16	16	14	9	8	174	HPEA

La disparité entre les différentes stations tient au fait qu'un jour n'est considéré comme pluvieux que si les précipitations qui y sont enregistrées sont supérieures à 0,1 mm. Cette limite est très basse et certains observateurs notent comme "Trace non mesurable" des pluies de cet ordre.

L'examen de ce tableau confirme, pour un cycle les résultats moyens de la période 1961-78, à savoir que le printemps est la saison la moins ensoleillée.

Juillet 78- Juin 79	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Total	Indice
Le Couvent	14	11	9	9	8	16	20	20	23	19	13	17	179	HPEA
St-Pierre d'Entremont	10	4	6	3	3	13	17	15	15	17	11	11	133	HPEA
St-Hilaire	11	6	7	5	3	15	17	15	18	15	10	11	131	HPEA
Chapareillan	9	5	6	3	2	15	13	12	15	11	7	10	108	HPEA
Col du Granier	12	13	10	5	3	26	29	20	20	20	12	17	187	HPEA
Les Prés	16	9	10	3	5	15	24	19	20	20	11	12	164	HPEA
St-Vincent de Mercuze	14	9	8	8	4	14	24	20	18	16	12	12	159	HPEA

Nous remarquons la même divergence entre les mesure des observateurs et celles des pluviographes, ces derniers pouvant cumuler des eaux de condensation. Cette année diffère légèrement de la moyenne dans le sens où l'hiver a une pluviosité plus marquée que le printemps.

Les indices sont tous identiques traduisant une homogénéité des conditions climatiques sur le massif.

II-2-3- Les gradients altimétriques des précipitations

Les gradients mensuels ont été déterminés grâce au calcul des régressions linéaires Pluviométrie-Altitude, en tenant compte uniquement des postes climatologiques.

Les données des totalisateurs ont été intégrées dans la détermination des gradients annuels.

Mois	Gradient mm / 100 m	Relations (P en mm et H en m)
Octobre	7,2	P = 0,072 H + 128
Novembre	5,9	P = 0,059 H + 143
Décembre	2,5	P = 0,025 H + 112
Janvier	7	P = 0,070 H + 155
Février	3,2	P = 0,032 H + 216
Mars	6,2	P = 0,062 H + 179
Avril	6,4	P = 0,064 H + 39
Mai	7,3	P = 0,073 H + 79
Juin	4	P = 0,040 H + 82
Juillet	5,9	P = 0,059 H + 62
Août	4,6	P = 0,046 H + 74
Septembre	2,8	P = 0,028 H + 43
Octobre	2,8	P = 0,028 H + 13
Novembre	1,3	P = 0,013 H + 6
Décembre	3,8	P = 0,038 H + 139
Janvier	6,7	P = 0,067 H + 124
Février	7,5	P = 0,075 H + 107
Mars	8,9	P = 0,089 H + 139
Avril	7,7	P = 0,077 H + 74
Mai	4,5	P = 0,045 H + 61
Juin	3,1	P = 0,031 H + 100
Oct. 77 - Sept. 78	73,3	P = 0,733 H + 1257
Juil.78 - Juin 79	75,6	P = 0,756 H + 853

Les corrélations sont bonnes au printemps et en été, médiocres en hiver et marquent la singularité des stations de Chartreuse pour cette période.
Les gradients sont forts en hiver et au début du printemps, très faibles pendant l'automne 78.

II-2-4- Comparaison des données

Nous avons obtenu les chiffres suivants :

Le Couvent	1977-78	2366 mm	1978-79	1838 mm
St-Hilaire	1977-78	1938	1978-79	1330

Sur 52 valeurs annuelles de précipitations au Couvent l'année 1977-78 occupe la 43ème place (83 %), l'année 1978-79 la 21ème.

- 83 % des valeurs sont inférieures à 1977-78 ce qui en fait une année très excédentaire ;
- 40 % des valeurs sont inférieures à 1978-79 ce qui en fait une année plutôt déficitaire.

Le tableau de la page 134 nous permet de déterminer les rangs des précipitations des 2 années étudiées pour St-Hilaire :

1977-78 : 39ème rang (82 %) année très pluvieuse
1978-79 : 11ème rang (23 %) année relativement sèche.

Nous donnerons à titre de comparaison le classement pour l'année civile 1978 de quelques stations du département de l'Isère suivant leur pluviométrie.

Stations	Pluviométrie annuelle	Rang (sur 69 stations)	Altitude en m
Le Couvent	2023	1	945
Fond de France	1945	3	1082
St-Pierre D'Entremont	1783	4	644
Autrans	1638	6	1050
St-Hilaire	1583	7	970
St-Laurent du Pont	1421	11	415
Villard de Lans	1377	13	1050
Theys	1280	15	615
Allevard	1190	20	495
Chapareillan	1143	24	470
Tencin	1135	28	236
St-Martin d'Hères	961	47	212

Nous pouvons constater que les stations du massif quelques soient leur altitude et leur exposition figurent parmi les plus arrosées du département.
Les stations de Chartreuse enregistrent des précipitations beaucoup plus élevées que celles du Vercors (Autrans, Villard-de-Lans) pourtant situées en position comparable.

II-2-5- Les précipitations solides

a) Lame d'eau tombée sous forme de neige

		N	D	J	F	M	A	M	Hiver
77-78	Le Couvent	145	24	257	163	213	90	82	974 mm
	St-Hilaire	101	12	230	151	115	34	6	649 mm
78-79	Le Couvent	57	48	107	24	143	153	27	557 mm
	St-Hilaire	20	39	118	11	73	49	27	337 mm

Au cours des deux années étudiées, les fortes chutes de neige se produisent en janvier et mars et peuvent s'étendre jusqu'en mai.

Nous définirons un coefficient nivométrique annuel :

$K = \frac{P'}{P} = \frac{\text{lame d'eau tombée sous forme de neige}}{\text{PLUVIOMETRIE TOTALE}}$

	1977-78	1978-79
Le Couvent	0,41	0,30
St-Hilaire	0,33	0,25

Les coefficients sont nettement plus forts pour la station du Couvent et pour l'hiver 1977-78.

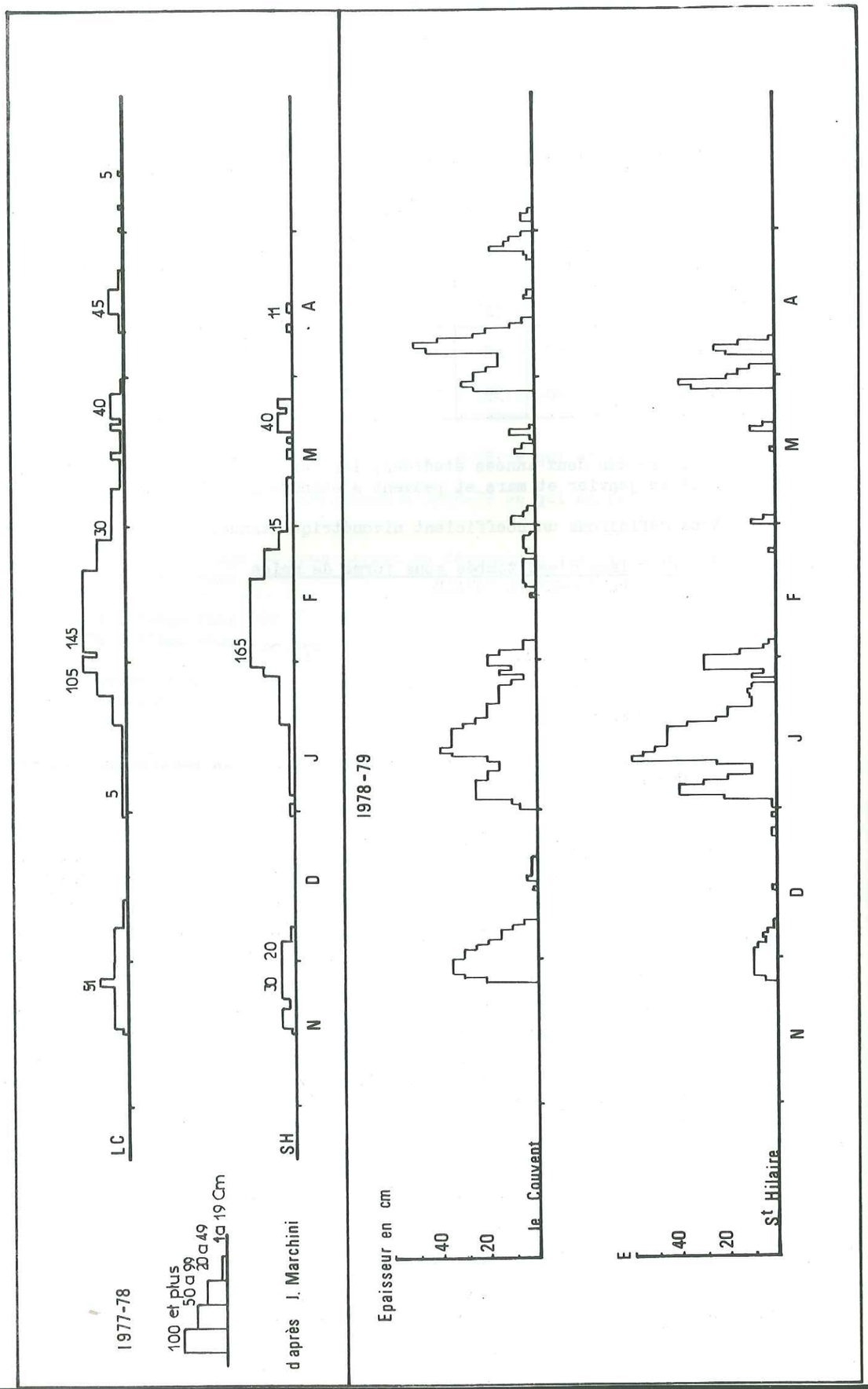
b) Nombre de jours de neige

		N	D	J	F	M	A	M	Hiver
77-78	Le Couvent	11	5	19	12	17	6	3	73
	St-Hilaire	16	8	16	8	10	6	1	65
78-79	Le Couvent	6	4	13	9	12	12	3	59
	St-Hilaire	3	5	10	3	6	5	2	34

Nous calculerons Q = N'/N rapport du nombre de jours de neige au nombre total de jours de précipitations

	1977-78	1978-79
Le Couvent	0,36	0,33
St-Hilaire	0,40	0,25

Sauf au Couvent pour l'année 1977-78 Q est supérieur à K, ce qui implique que la neige tombe plus fréquemment que la pluie par petites quantités.



c) hauteur de neige tombée

Ces hauteurs mensuelles sont obtenues par cumul des hauteurs quotidiennes de neige relevées à la planche à neige.

		N	D	J	F	M	A	M	Hiver
1977-78	Le Couvent	112	20	196	129	124	63	11	655 cm
	St-Hilaire	84	10	267	170	102	15	-	648 cm
1978-79	Le Couvent	58	15	97	23	67	95	-	355 cm
	St-Hilaire	11	6	135	13	64	37	-	266 cm

Si nous reportons au tableau de la page 139 nous constatons que 1977-78 a un enneigement nettement supérieur à la moyenne ; par contre 1978-79 est déficitaire du point de vue de la neige comme elle l'est du point de vue des précipitations dans leur ensemble.

d) Epaisseur du manteau neigeux

Nous avons figuré Pl.40 l'épaisseur de neige couvrant le sol pour les 2 hivers étudiés.

Le manteau neigeux dû à des chutes précoces est relativement instable et le sol est souvent à nu en décembre.

Au cours de l'hiver 1977-78 la neige se maintient de façon continue de janvier à mars avec un maximum au mois de février. L'évolution du manteau est beaucoup plus discontinue en 1978-79 et le mois de février se passe pratiquement sans neige.

Par contre, quelques chutes se reproduisent début avril et elles seront d'importance sur les sommets.

Au-dessous de 1000 m la neige est très instable à cause de phases de redoux qu'amènent les perturbations océaniques.

III - LES TEMPERATURES

III-1- Les données antérieures à 1977

III-1-1- Le Couvent

La météorologie nationale a bien voulu nous fournir les résultats suivants :

Moyennes annuelles en °C

		1961 8,8	1966 7,8	1971 7,8	1976 8,0
		1962 7,0	1967 8,	1972 7,7	1977 8,0
		1963 6,9	1968 7,7	1973 7,3	1978 7,3
1959	8,7	1964 8,1	1970 7,3	1974 7,5	
1960	7,7	1965 7,2	1980 7,3	1975 7,6	

Valeur médiane 7,7 moyenne 7,7

Moyennes mensuelles sur cette période :

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
.2	1.1	2.0	6.0	10.2	13.5	16	15.5	13.1	9.0	4.0	.6°C

Pour les 10 dernières années, le nombre moyen de jours sans dégel (ceux où la température maximum sous abri est restée inférieure ou égale à 0°C) est le suivant :

J	F	M	A.....	N	D	Total
5	5	4	<1	3	7	<25

Nombre de jours très froids : Minimum sous abri 10°C
Moyennes mensuelles sur les 17 dernières années

J	F	M	A	N	D	Total
3	2	<1	0	1	2	<9

Si les températures sont assez basses dans l'ensemble, on note qu'il fait rarement très froid au Couvent.

III-I-2- St-Hilaire

Nous donnons les résultats obtenus à la station du Sanatorium pour la période 1933-1962 et aux Gaudes depuis 1969

	193.	194.	195.	196.	197.
0		6,6	7,8	7,1	7,6
1		6,4	7,3	8,1	8,2
2		7,1	7,9	6,3°C	7,9
3	7,1	8,2	7,6	.	7,5
4	7,9	6,7	6,6	.	7,9
5	7	8,1	7,7	.	8,1
6	7,2	7,3	5,6	.	6,3
7	7,5	7,3	7,5	.	8
8	7,3	7,9	7,2	.	7,4°C
9	6,8	8,3	8,1	7,6	

Moyenne 1933-62 : 7,4 moyenne 1969-78 : 7,85

Les moyennes mensuelles sont les suivantes :

période 1933-1950 Sanatorium

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
-.9	.3	3.4	6.8	9.9	13.4	15.6	15.5	13.1	8.2	3.5	.5°C

Période 1969-1970 Les Gaudes

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1	.9	3	5.9	10.8	13.8	16.6	16.3	13.1	8.4	3.7	.8°C

Si nous corrigeons les valeurs de sanatorium en utilisant les gradients thermiques mensuels calculés par Angot, nous obtenons :

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
-.2	1.2	4.5	8.1	11.2	14.6	16.7	16.5	14.1	9.1	4.2	1.2°C

Les valeurs ainsi pondérées sont presque toutes plus élevées que celles de Gaudes. Nous pouvons voir deux raisons à cela :

- les températures ont diminué entre les 2 périodes ;
- les gradients thermiques sont différents de ceux d'Angot, ce qui est le plus probable.

Nous avons tracé ci-dessous les variations des températures moyennes mensuelles et des températures Maximum et Minimum

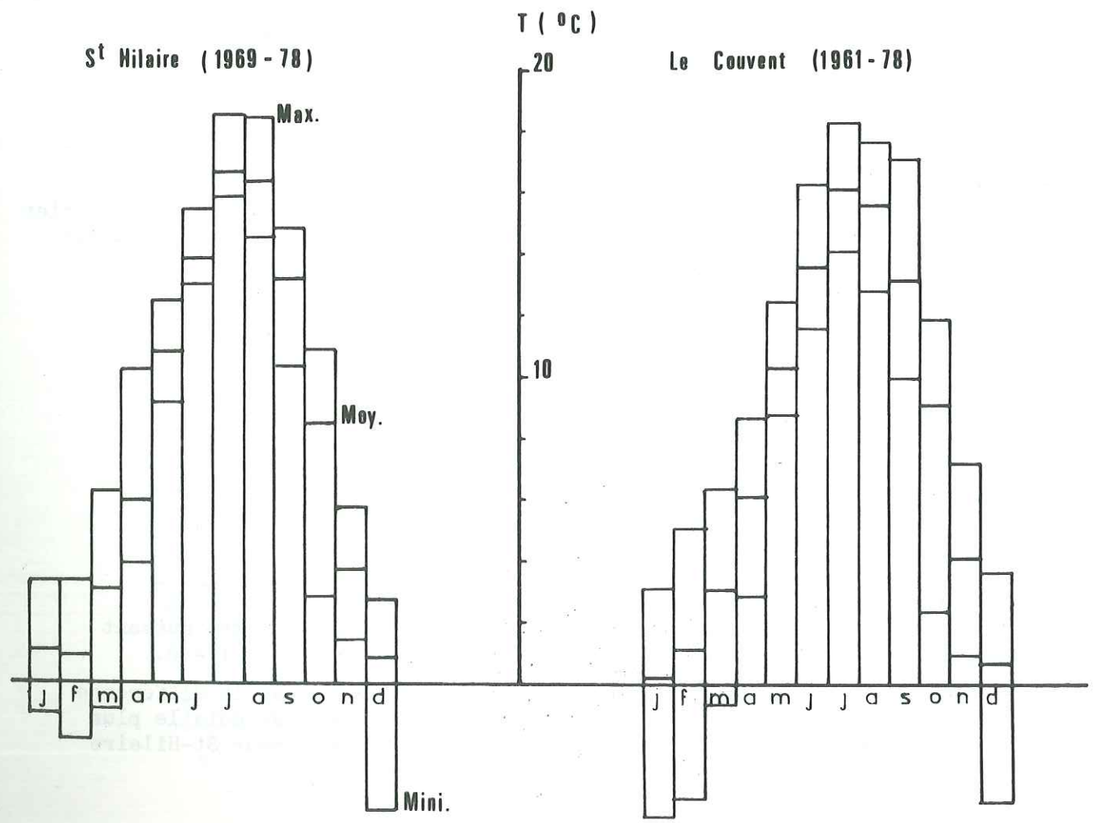


Fig 21

Les températures moyennes croissent de façon sensible à partir de mai puis cette croissance s'accélère jusqu'en juin.

La décroissance à l'automne est beaucoup plus forte que la remontée en printemps.

L'écart entre les températures extrêmes croît en hiver, témoignant ainsi de la variabilité des conditions climatiques en cette saison.

Hiver et été sont nettement marqués ; le mois le plus froid est février à St-Hilaire, janvier au Couvent. Le maximum des températures est atteint en Juillet.

III-2- Les températures de 1977 à 1979

Nous disposons des relevés plus ou moins complets à 5 stations.

		O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	Moyenne
77-78	Le Couvent	11.6	3.2.	2.8	-.4	.5	3.5	3.8	8.4	12.7	15.3	14.8	12.5	7.4°C
	St-Hilaire	10.7	2.3	2.2	-1.0	.3	3.7	4.5	9.1	13.3	15.9	15.2	13	7.4
78-79	Le Couvent	8.4	4.4	3.8	1.0	1.1	3.9	4.0	11.0	14.4	Juillet 1978- Juin 1979			7.9
	St-Hilaire	8.3	3.6	2.9	1.9	1.1	4.4	4.5	11.9	15.0				8.1

1977-78 est une année plus froide que la moyenne, 1978-79 légèrement plus chaude.

Les températures baissent brutalement en novembre 1977. Janvier et février sont relativement froids. La remontée des températures se fait avec un palier marqué en mars-avril. Septembre octobre apparaissent comme encore bien ensoleillés.

Les moyennes saisonnières sont les suivantes :

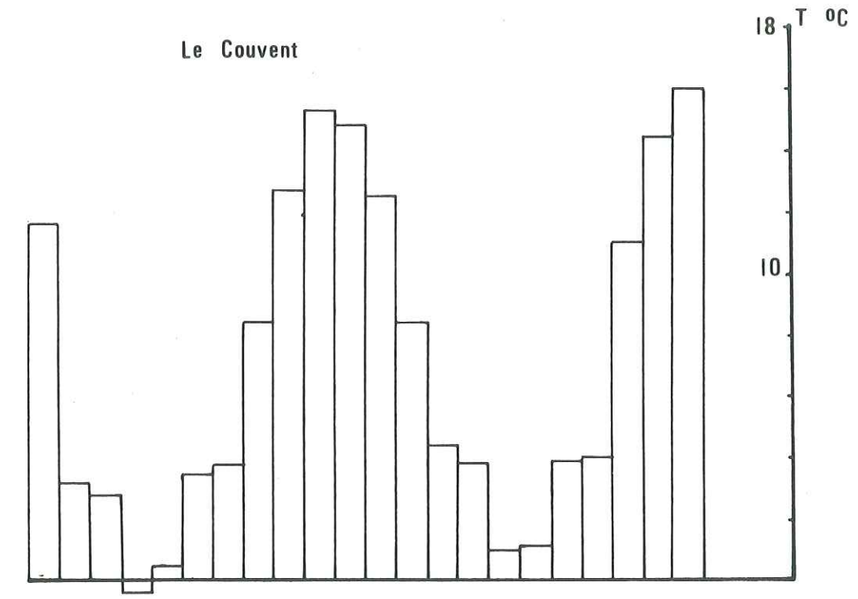
		Hiver	Printemps	Eté	Automne
1977-78	Le Couvent	I°C	5°2	14°3	9°1
	St-Hilaire	5	5.8	14.8	8.7
1978-79	Le Couvent	2	6.3	14.8	8.4
	St-Hilaire	2	6.9	15.4	8.3

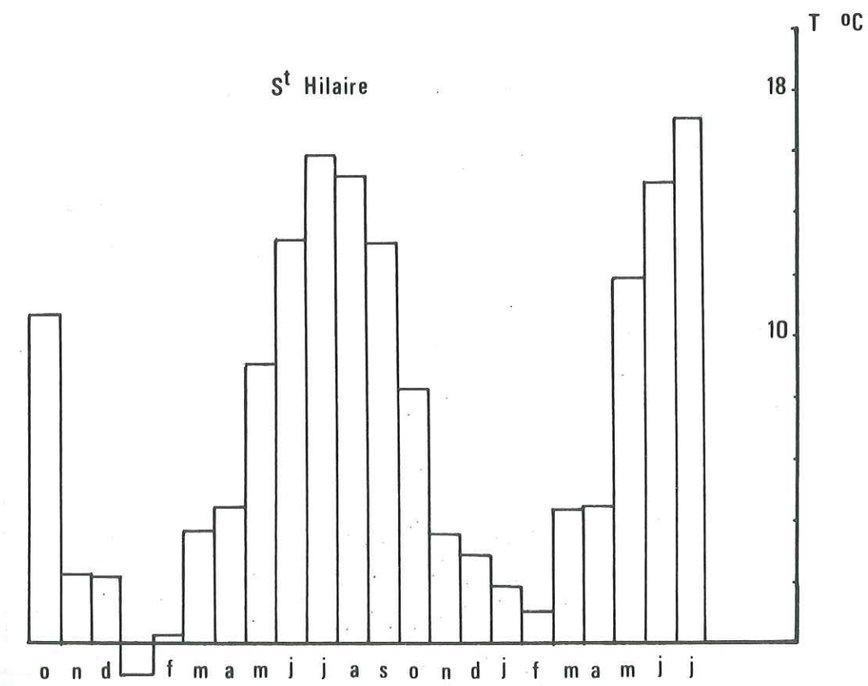
La température de l'automne est nettement supérieure à celle du printemps contrairement à ce que l'on observe dans les climats typiquement continentaux où la chute de température est brutale à la fin de l'été.

L'amplitude de la variation annuelle moyenne mesurée par la différence entre la température moyenne du mois le plus chaud et celle du mois le plus froid est modérée 15°7 et 16°9 pour le couvent 14°3 et 16°8 pour St-Hilaire alors qu'elle atteint 18 à 20° dans les vallées.

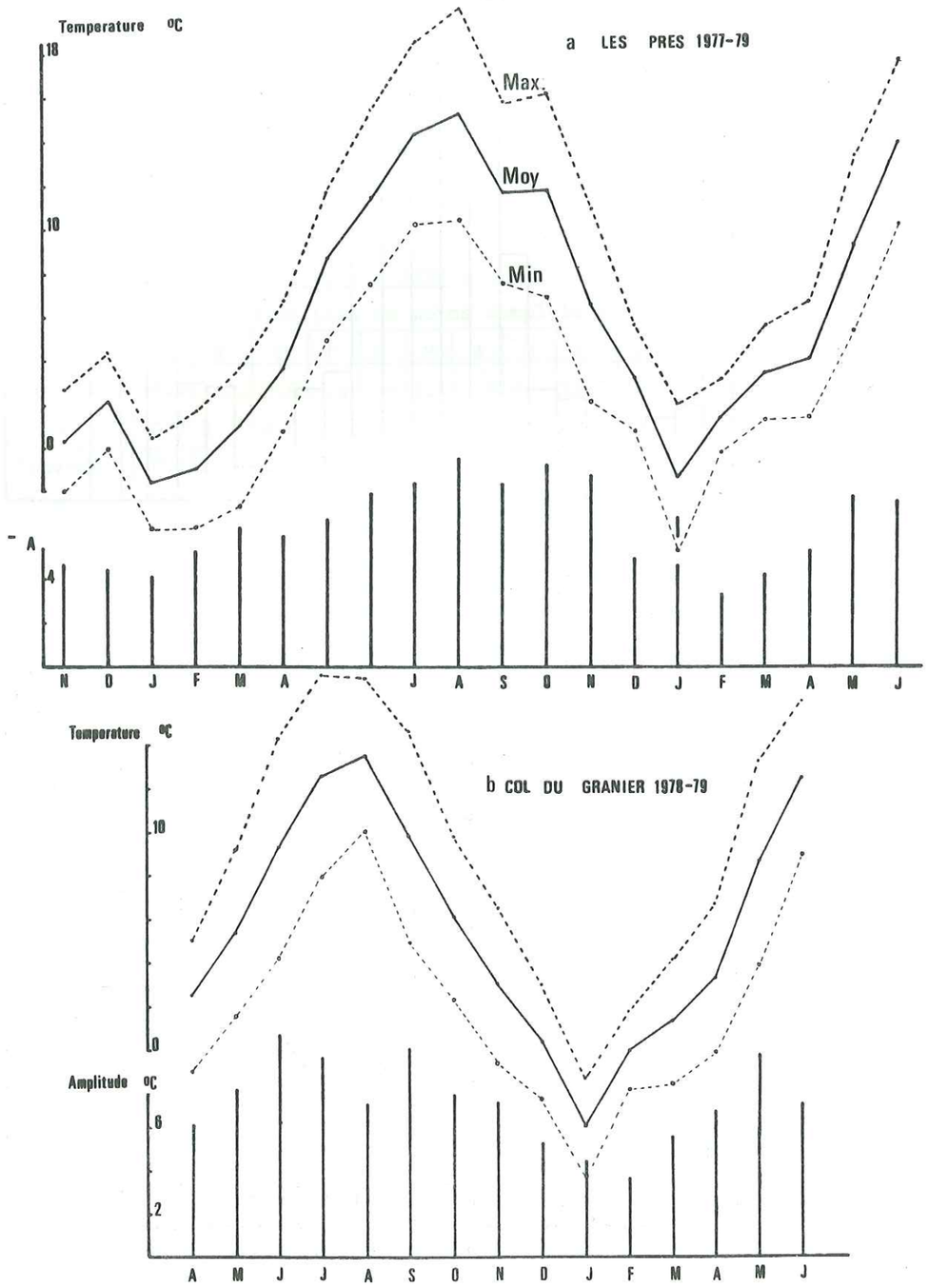
Pl.41 Temperatures moyennes mensuelles

1977-78





TEMPERATURES MOYENNES Pl.42



Nous donnons ci-dessous les températures moyennes, les moyennes des maxima et minima pour les stations du Granier et des Prés.

			O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	Moyenne
1977-78	Col du Granier	Max							5.1	9.2	14.3	17.2	17.0	14.7	
		Moy	.	.	.	.	.	.	2.6	5.4	9.3	12.6	13.4	9.8	-
		Min							-1	1.6	4.3	8.0	10.0	5.0	
	Les Prés	Max		2.7	4.4	.5	1.7	3.7	6.8	11.8	15.5	18.7	20.2	15.9	
		Moy	.	.4	2.2	-1.6	-1	.5	3.8	8.4	11.6	14.5	15.4	11.8	5.9
		Min		-.2	0	-3.7	-3.6	-2.7	.8	5.0	7.6	10.3	10.6	7.6	
1978-79	Col du Granier	Max	9.8	6.6	3.0	-1.3	1.8	4.1	6.7	12.2	15.9	moyenne J78-J79			
		Moy	6.1	3.0	.4	-3.5	.0	1.3	3.3	8.6	12.5				5.6
		Min	2.3	-.5	-2.2	-5.8	-1.8	-1.5	-.1	4.0	9				
	Les Prés	Max	16.3	11.0	5.7	2.1	3.2	5.7	6.8	13.4	17.8	moyenne juillet 78-J79			
		Moy	11.7	6.6	3.3	-1.3	1.5	3.5	4.2	9.4	14.1				7.9
		Min	7.0	2.2	.8	-4.7	-.1	1.3	1.5	5.4	10.3				

Nous avons tracé Pl.42 les variations de ces températures.
L'hiver dans ces 2 stations est assez rigoureux. L'augmentation des températures est assez régulière au printemps. Par contre l'automne est marqué par une stabilisation (en octobre) des températures moyennes alors que l'amplitude thermique augmente.

Ce phénomène est fréquent sur le plateau et les hauts-plateaux où certaines journées d'automne sont très ensoleillées alors que le fond des vallées baigne dans la brume.

En novembre les températures amorcent une chute brutale qui ne se termine qu'en janvier. Au printemps la remontée marque un palier au mois de mars et d'avril.

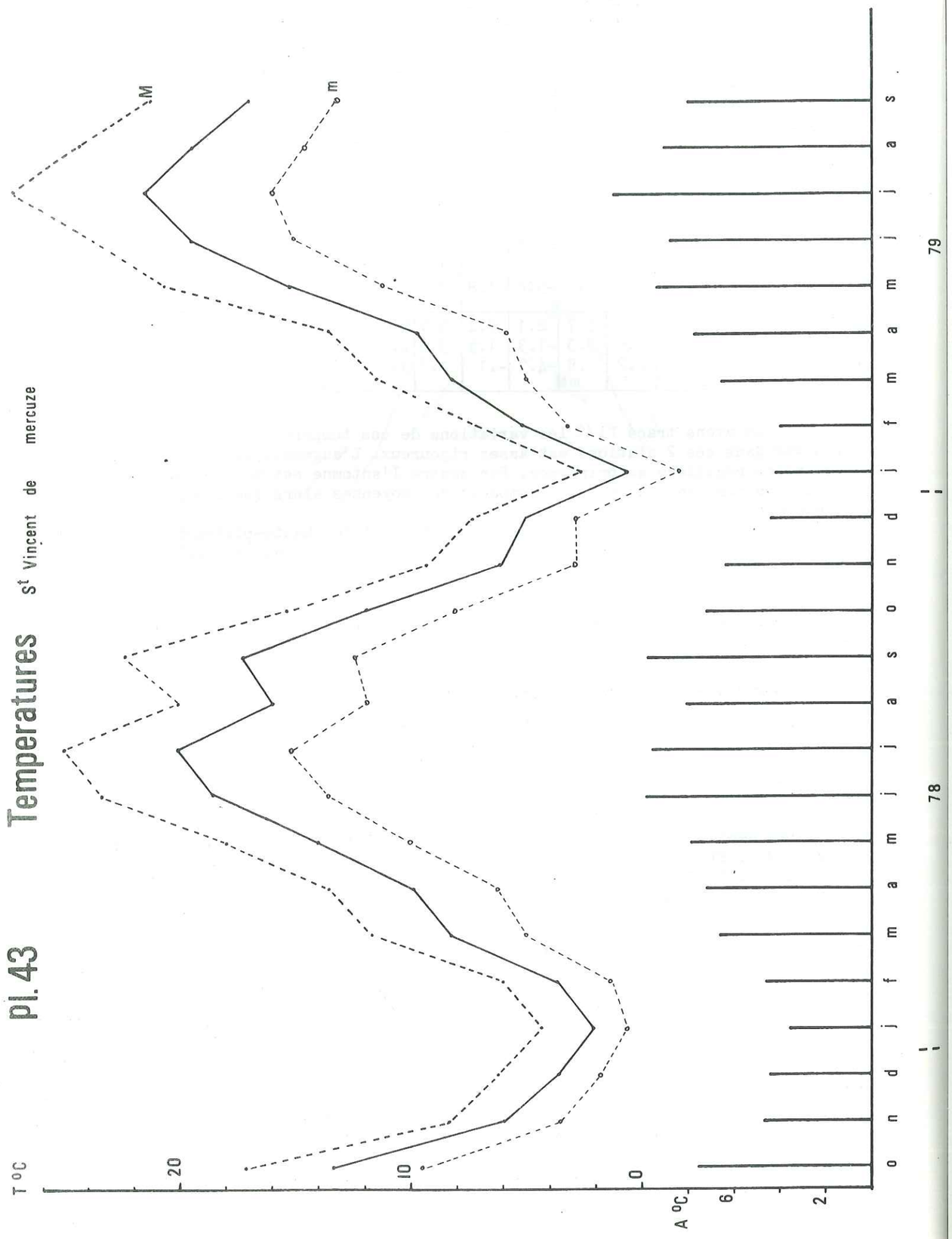
Pour 1978-79 les répartitions saisonnières sont les suivantes :

	Hiver	Printemps	Eté	Automne
Granier	-1	4.4	12.8	7
Les Prés	1.5	5.7	14.7	10

et confirment les remarques faites pour St-Hilaire.

Les amplitudes sont maximales en été et en automne et peuvent atteindre plus de 9°C. Elles sont minimales en janvier-février (3°6) lorsque le ciel est couvert. Si d'un hiver à l'autre les températures moyennes sont très variables, à l'échelle de la journée ou du mois ces fluctuations sont modérées, peut-être à cause de l'inertie thermique du manteau neigeux couvrant les hauteurs.

St-Vincent de Mercuze		O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	Moyenne
	Max	17.1	8.6	6.2	3.6	6	11.7	13.6	18.0	23.5	25.1	20.1	22.2	
	Moy	13.5	6.1	3.7	2.2	3.7	8.2	9.9	14.0	18.5	20.2	16.0	17.3	10.1
	Min	9.5	3.6	1.8	.8	1.3	5.0	6.2	10.0	13.6	15.3	11.9	12.4	
1978-79	Max	15.5	9.4	7.4	2.7	7.2	11.5	13.6	20.6	23.9	27.5	24.4	21.3	
	Moy	11.9	6.1	5.2	.6	5.2	8.2	9.7	15.3	19.5	21.7	19.5	17.0	11.7
	Min	8.1	2.9	3.0	-1.6	3.2	5.0	5.8	10.0	15.1	16.0	14.6	12.6	



Nous retrouvons les mêmes phénomènes que précédemment à savoir que la remontée et la baisse des températures se font en deux temps.

Alors qu'en montagne l'évolution des températures est continue, il semble qu'ici la différence entre deux mois consécutifs soit bien marquée. Le mois d'août 1978 apparaît comme pluvieux et frais ce qui n'empêche pas les températures de remonter en septembre.

Les amplitudes thermiques sont relativement fortes en été (11.5°), beaucoup plus faibles en hiver (2°8). Les contreforts Est de la Chartreuse, représentés par cette station se caractérisent donc par une variabilité thermique importante, peut être parce qu'à la limite des zones d'influence de 2 régimes : le type des grandes vallées alpine et le type cartusien.

Un thermomètre mini-maxi fut installé durant l'été 1978 au chalet de l'Alpe. Les températures enregistrées sont les suivantes :

		Juillet	Août	Septembre
Maxima	moyenne	19.2	17.5	15.1
	écart-type	4.5	3.0	3.6
Minima	moyenne	9.3	7.7	5.8
	écart-type	2.1	4.3	3.2
Moyenne		14.3	12.5	10.5

III-3- Nombre de jours froids

Nombre de jours sans dégel. Pour le Couvent et St-Hilaire, nous obtenons les résultats suivants :

		N	D	J	F	M	A	Total
77-78	Le Couvent	5	4	10	8	-	1	28
	St-Hilaire	11	5	14	13	1	-	44
78-79	Le Couvent	5	3	10	9	2	1	30
	St-Hilaire	5	5	12	10	1	1	34

Bien que les températures moyennes soient voisines ou plus fortes à St-Hilaire qu'au Couvent, la station des Petites Roches enregistre plus souvent des températures basses. Il semble donc que la station du Couvent, soumise aux influences atlantiques soit moins sujette à des températures extrêmes.

Le nombre de jours très froids au Couvent est de 4 en février 78, 6 en janvier 79.

III-4- Les gradients altimétriques des températures

Le calcul de la régression linéaire température-altitude nous a permis d'établir pour chaque mois la valeur de ce gradient. Nous comparerons ces gradients à ceux établis par Angot pour l'Europe occidentale.

	Relation (T° en C H en m)	Gradient en ° pour 100 m	Gradient d'Angot en ° pour 100 m
Octobre	T = -.0039 H + 14.9	-. 39	- 0.49
Novembre	T = -.0068 H + 8.4	-. 69	- 0.41
Décembre	T = -.0022 H + 4.5	-. 22	- 0.37
Janvier	T = -.0053 H + 4	-. 53	- 0.40
Février	T = -.0062 H + 5.8	-. 62	- 0.50
Mars	T = -.0092 H + 11.3	-. 92	- 0.63
Avril	T = -.0094 H + 13.1	-. 94	- 0.70
Mai	T = -.0100 H + 17.8	-1.00	- 0.70
Juin	T = -.0109 H + 22.5	-1.09	- 0.66
Juillet	T = -.0090 H + 23.5	-. 90	- 0.61
Août	T = -.0024 H + 17.1	-. 24	- 0.58
Septembre	T = -.0088 H + 20.6	-. 88	- 0.55
Octobre	T = -.0062 H + 14.7	-. 62	
Novembre	T = -.0034 H + 7.7	-. 34	
Décembre	T = -.0049 H + 7.3	-. 84	
Janvier	T = -.0029 H + 2.3	-. 41	
Février	T = -.0066 H + 7.5	-. 66	
Mars	T = -.0081 H + 11.3	-. 81	
Avril	T = -.0085 H + 12.5	-. 85	
Mai	T = -.0080 H + 18.2	-. 80	
Juin	T = -.0086 H + 22.6		

En général les gradients obtenus sont supérieurs à ceux d'Angot : les valeurs sont fortes au printemps et en été, faibles en hiver;quelques mois pluvieux font exception à cette règle : novembre 77 et décembre 78.

En été, une averse entraîne une homogénéisation des températures sur un massif donné par l'établissement d'une couverture nuageuse continue.

Par contre en hiver une perturbation amène des chutes de pluies dans les vallées mais de la neige sur les sommets.

A l'aide des relations établies, nous avons pu calculer les températures mensuelles régnant à l'altitude moyenne des bassins versants d'altitude.

		O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	Moyennes
1977-78	BV Guiers/Mort Ru Z = 1656	8.4	-2.8	.9	-4.7	-4.4	-3.8	-2.5	1.1	4.5	8.5	13.1	6	2.0
	BV Cernon Z = 1662	8.4	-2.9	.8	-4.8	-4.4	-3.9	-2.6	1.0	4.5	8.5	13.1	5.9	2.0
	BV Eparres Z = 1757	8	-3.5	.6	-5.3	-5.0	-4.8	-3.4	.1	3.5	7.7	12.9	5.2	1.3
1978-79	Guiers/mort Ru	4.4	20	-.8	-2.5	-3.4	-2.1	-1.6	5.0	8.4	moyenne juillet 78 juin 79			3.1
	Cernon	4.4	2.0	-.8	-2.6	-3.4	-2.1	-1.6	4.9	8.2				3.0
	Eparres	3.8	1.7	-1.3	-2.8	-4.1	-2.9	2.4	4.2	7.5				2,5

Si nous utilisons pour le bassin versant du Cernon les valeurs enregistrées au Chalet nous obtenons les moyennes :

1977-78 : 2.8°C 1978-79 : 3.8°C

Les hauts-plateaux sont froids : de novembre à avril, les températures y sont négatives, ce qui explique la persistance du manteau neigeux pendant toute cette période.

III-5- Comparaisons

Nous donnons les températures moyennes pour l'année 1978 établies par la Météorologie Nationale.

Stations	Altitude	Température moyenne en °C
La Salette	1770	4.7
Besse	1470	5.9
Autrans	1050	5.9
Villard de Lans	1050	6.6
Le Couvent	945	7.3
St-Hilaire	970	7.4
St-Vincent de Mercuze	350	11.1
St-Martin d'Hères	212	11

Contrairement à ce que l'on constate pour les précipitations, la Chartreuse ne se singularise pas par des températures extrêmes. Compte-tenu de l'altitude des stations, les données sont plutôt moyennes par rapport à l'ensemble du département. La zone de piémont semble bénéficier de températures relativement clémentes.

IV - LES VENTS

Les vents dominants sont :

- le vent du Nord ou "la bise" vent froid qui contribue à la rigueur du climat cartusien mais qui est généralement synonyme de beau temps ;
- les vents d'Ouest, de direction variable qui apportent une grande partie des précipitations tombées sur le massif ;
- le vent du Sud, assez violent qui est le plus souvent accompagné d'orages en été.

Nous donnerons les résultats enregistrés au Sanatorium de St-Hilaire de 1933 à 1950.

- Fréquences moyennes des directions du vent :

SW	20,3 %
N	16,2
NE	12,6
NNE	8,2
SSW	7,7

Les directions majeures observées correspondent à l'orientation générale de la vallée.

Les directions Est et Sud sont peu fréquentes surtout en hiver.

Les vents d'Ouest sont mal représentés, le poste étant protégé dans cette direction par le relief auquel il s'adosse.

- Fréquences moyennes des vitesses du vent

Degré de l'échelle de Beaufort	Vitesse m/s	Fréquence %
0	0 - 0,2	23,8
1	0,3 - 1,5	25,4
2	1,6 - 3,3	24,1
3	3,4 - 5,4	12,7
4	5,5 - 7,9	5,8

Ne disposant pas d'enregistrements pendant la période d'étude, nous présenterons les vitesses moyennes mensuelles du vent à St-Martin d'Hères.

	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	Moyenne m/s
1977-78	1.0	1,0	.9	.8	.5	.5	.5	.7	.8	.6	.6	.5	.7
1978-79	.5	.7	1.3	1.3	1	1.3	1	1	.8	.8	.6	.5	.9

Par convention un vent calme est un vent dont la vitesse est inférieure à 1 m/S. Nous constatons qu'en règle générale les valeurs enregistrées s'inscrivent dans cette catégorie.

V - L'INSOLATION

Nous utiliserons les résultats du Couvent. En raison du caractère encaissé de cette station, la durée d'insolation obtenue est faible. Nous fournirons les valeurs de la durée maximale d'insolation possible compte-tenu du relief (en h).

	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	Total
Durée maximale possible	205	151	129	143	174	223	246	282	288	293	260	227	2621 h
1977-78	110	58	54	46	44	76	69	84	143	163	170	159	1176 h
1978-79	117	103	49	51	48	71	86	168	138	204	145	-	

Total juillet 1978 - Juin 1979 : 1323

Les rapports d'insolation à la durée maximale sont les suivants :

1977-78 = 0,45
1978-79 = 0,50

Le site du couvent étant, de ce point de vue, peu représentatif de l'ensemble de la région, nous donnerons les mesures effectuées à St-Martin d'Hères.

	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	Total
Durée maximale possible	300	239	218	234	249	326	368	419	417	425	403	339	3937
1977-78	137	97	87	65	67	113	131	160	238	256	251	229	1831
1978-79	153	126	65	80	62	118	146	251	213	299	257	202	1972

Total Juillet 1978 - Juin 79 : 1950

Rapports d'insolation 1977-78 = 0,46
1978-79 = 0,50

Toutes considérations topographiques prises en compte, la station du couvent n'est donc pas moins "ensoleillée" que la station de St-Martin d'Hères. Pour être plus explicite le couvert nuageux stagne au-dessus de ces 2 stations pendant des durées équivalentes.

L'insolation mensuelle calculée sur la période 1948-1975 est de 2006 heures à St-Martin d'Hères. Les années étudiées sont donc légèrement déficitaires quant à l'isolation.

VI - HYGROMETRIE

L'humidité relative moyenne à été établie par planimétrage des bandes mensuelles des thermo-hygrographes du col du Granier et des Près. Les données sont exprimées en % de saturation.

Col du Granier	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M
	75,4	76,2	71,4	74,1	67,2	66,4	59,2	72,1	76,8	83,4	76,7	66,8	59,4	76,8

	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O
Les Près 1977-78	64,0	65,4	67,8	64,9	57,9	63,6	58,4	58,3	57,1	55,0	49,0	43,5
1978-79	45,0	61,3	61,5	63,1	59	59,7	58,9	54,1				

L'humidité est élevée à la station du Granier mais beaucoup plus faible aux Près à un degré tel qu'on est en droit de se demander si le thermographe des Près n'est pas déréglé. Nous ne considérons donc pour cette station que les variations d'un mois sur l'autre sans tenir compte des valeurs absolues.

L'humidité est maximale en janvier, février, minimale en octobre, novembre.

Nous donnerons les pressions partielles d'eau dans l'air au col du Granier. Ces valeurs ont été calculées grâce à la formule suivante :

$$H = 100 \frac{e}{es}$$

où H est l'humidité relative, e la tension de vapeur observée, es la tension de vapeur saturante à la même température (en mb).

1978-79	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J
	3,1	3,9	5,3	6,2	6,9	3,5	3,5	2,5	2,5	1,8	2,8	2,9	2,9	2,7	4,5

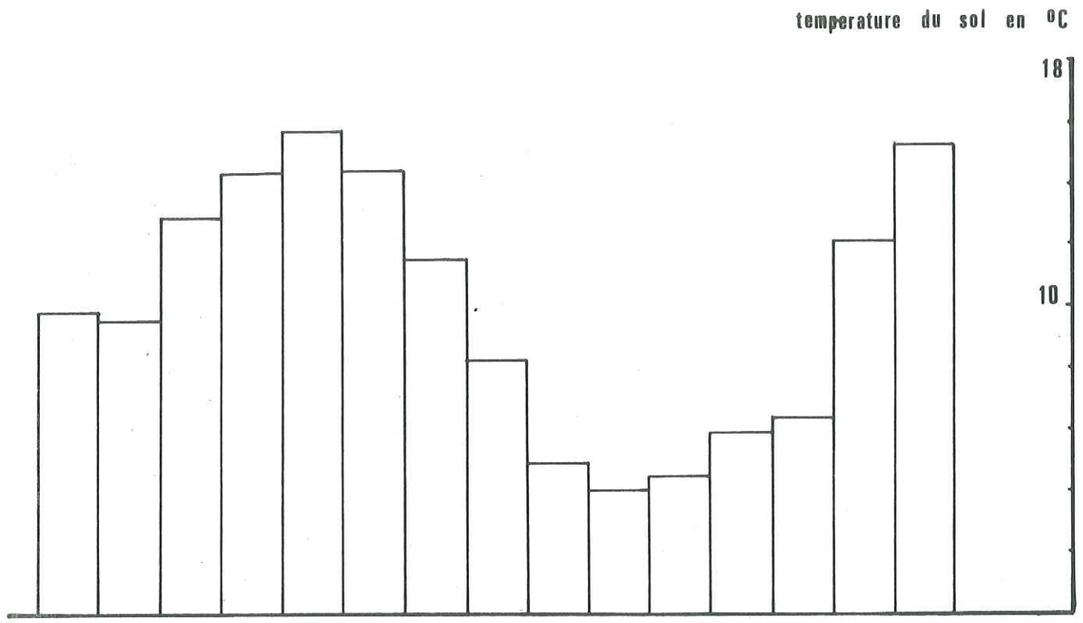
La pression partielle e varie de façon continue au cours de l'année : elle passe par un maximum en août, un minimum en janvier.

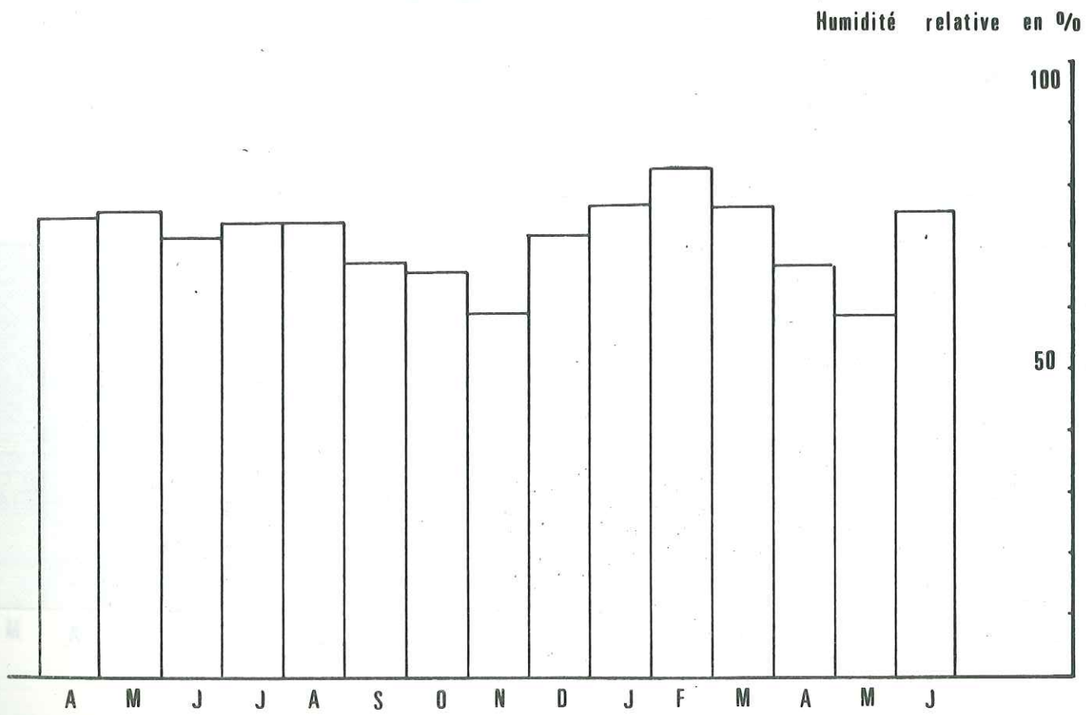
VII - LES TEMPERATURES DU SOL

A un mètre de profondeur au Granier et aux Près les températures moyennes sont les suivantes :

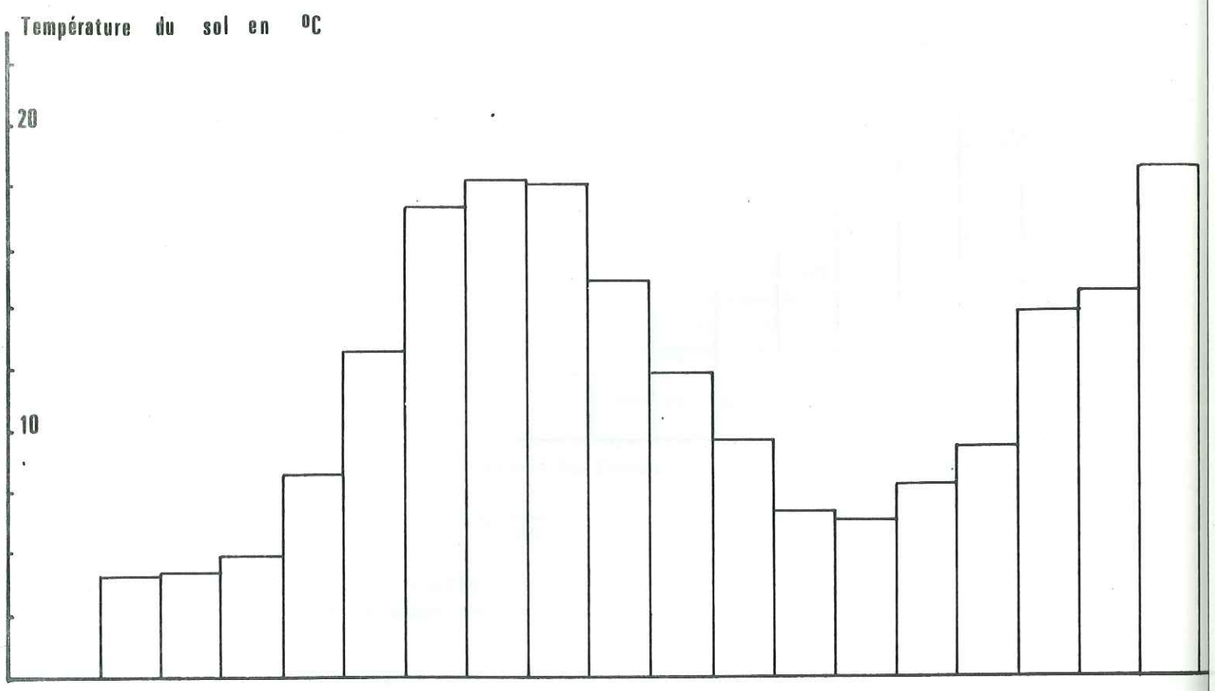
		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1977-78	Col du Granier				9,8	9,5	12,9	14,3	15,7	14,4	14,5	8,3	4,9
	Les Près	3,3	3,4	4,0	6,0	10,6	15,4	16,2	16,1	13,0	9,9	7,8	5,3
1978-79	Col du Granier	4,1	4,5	6,0	6,4	12,1	15,3	moyenne juillet 1978 - juin 79					10,0
	Les Près	5,1	6,3	7,6	11,9	12,6	16,6						10,7

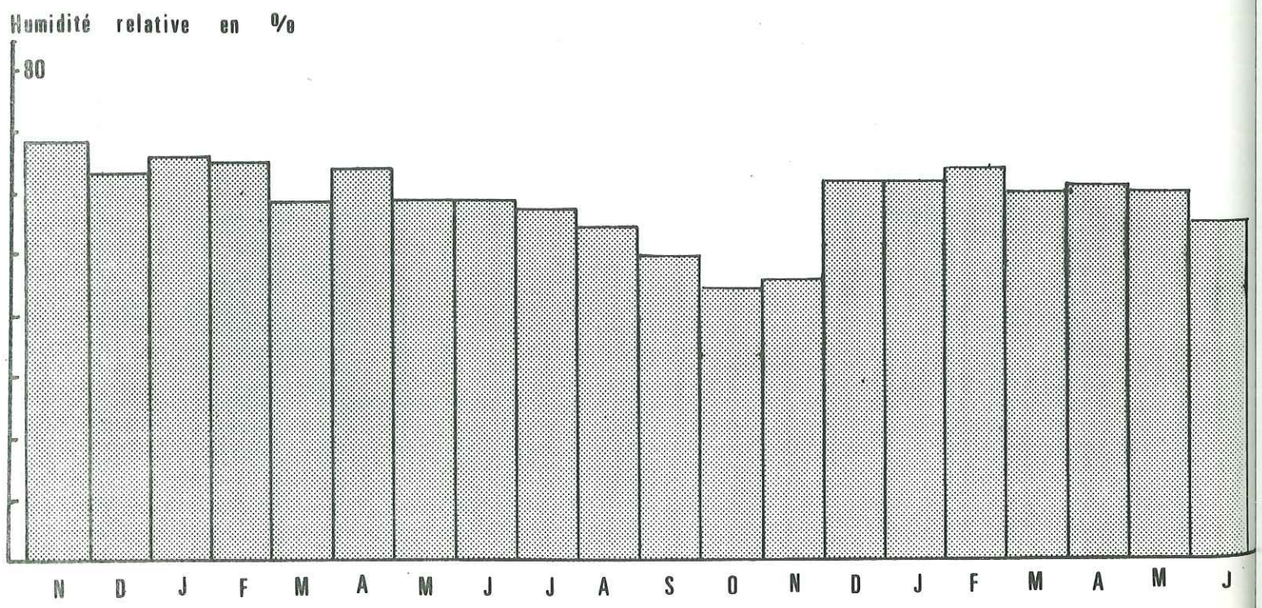
Col du Granier 1978-79 Pl. 44





Pl. 45 LES PRES 1977-79





Pour la période allant de juillet 78 à juin 1979, les amplitudes des oscillations sont :

Granier = 11.6°C
Les Près= 11.1°C

A la surface du sol les amplitudes As sont :

Granier = 16.5°C
Les Près= 16.7°C

L'amplitude de la température Ap à la profondeur x est :

$$Ap = Ase^{-x\sqrt{\frac{\pi}{\tau K}}} = e^{-xC}$$

ou τ est la période du phénomène = 365 jours ($31\ 536\ 10^3$s)
K est la diffusivité en m2/s

Nous obtenons pour C :

Granier C = 0,35
Les Près C= 0,41

Nous pourrons calculer la profondeur X de la zone d'homothermie, zone pour laquelle les variations de températures sont inférieures à 0,1°C :

Granier X = 16,5 m
Les Près X= 12,5 m

Ces résultats ne sont applicables qu'aux terrains de couvertures : éboulis, moraines, etc.

La température à la profondeur X en fonction du temps t est :

$$Ap = As\ e^{-x\sqrt{\frac{\pi}{\tau K}}} \cdot \cos\left(\frac{2\pi}{\tau} - X\sqrt{\frac{\pi}{\tau K}}\right)$$

Nous avons calculé la répartition des températures à la surface du sol pour un mois froid (janvier température moyenne en surface : -3,5°) à la station du col du Granier.

Profondeur (m)	Température du sol °C
.1	-2.0
.2	-1.2
.4	.3
.6	1.7
.8	2.9
1.0	4.1
1.2	5.1
1.4	6.1
1.6	7.0
1.8	7.8
2.0	8.5
2.4	9.1
2.6	9.8

Nous constatons que même pour un mois rigoureux l'épaisseur de sol gelé reste faible (entre 20 et 40 cm). Le ruissellement de surface dû au gel aura donc un rôle restraint.

Les températures augmentent rapidement avec la profondeur. Les variations négatives de températures aux émergences impliqueront donc, soit des circulations prolongées à très faible profondeur, soit des apports d'eau de fonte.

VIII - CONCLUSIONS DE L'ETUDE CLIMATOLOGIQUE

Directement exposée aux vents d'Ouest, la Chartreuse reçoit des précipitations élevées(plus de 2000 mm en 1978 au Couvent). Les gradients pluviométriques y sont forts et présentent un maximum en hiver soulignant les contrastes entres les hauts-plateaux et leurs périphéries. Si, au niveau d'un cycle, les différences entre les saisons sont bien marquées, à l'échelle de plusieurs années, il semble que la répartition de pluies soit plus uniforme. C'est ce phénomène que M. Blache appelle l'empatement du régime pluviométrique cartusien.

La nébulosité y est élevée, qui se traduit par un nombre relativement faible d'heures d'insolation, mais par des valeurs de températures moyennes, les hivers sont rarement très rigoureux, mais les printemps frais.

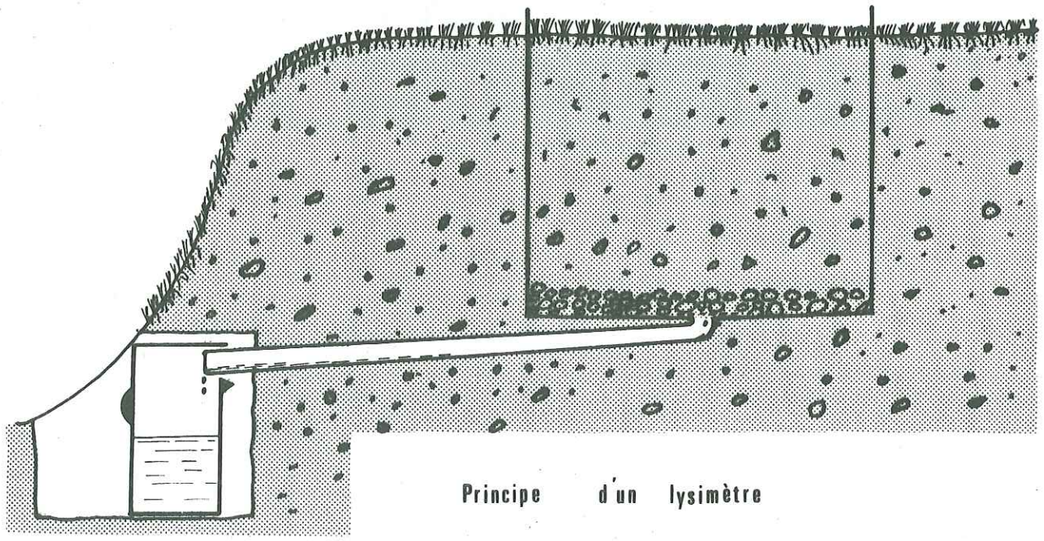
L'abondance des précipitations neigeuses est un autre trait caractéristique du climat cartusien. En règle générale la couverture nivale des hauts-plateaux se maintient de façon continue de novembre à avril. Pendant toute cette période l'alimentation des sources est réduite au minimum. La remontée rapide des températures en avril déclanche le processus de fonte qui ne prendra toute son ampleur qu'en mai.

CHAPITRE VII

EVAPOTRANSPIRATION

I - ETUDE SUR LYSIMETRE

Le lysimètre est une cuve étanche en "PVC fretté polyester" ouverte à la partie supérieure (1 m2) et à parois verticales d'un mètre de haut. Le sol contenu dans cette cuve est drainé par le fond. Les eaux de drainage sont collectées puis leurs volumes mesurés à l'aide d'une éprouvette.



Principe d'un lysimètre

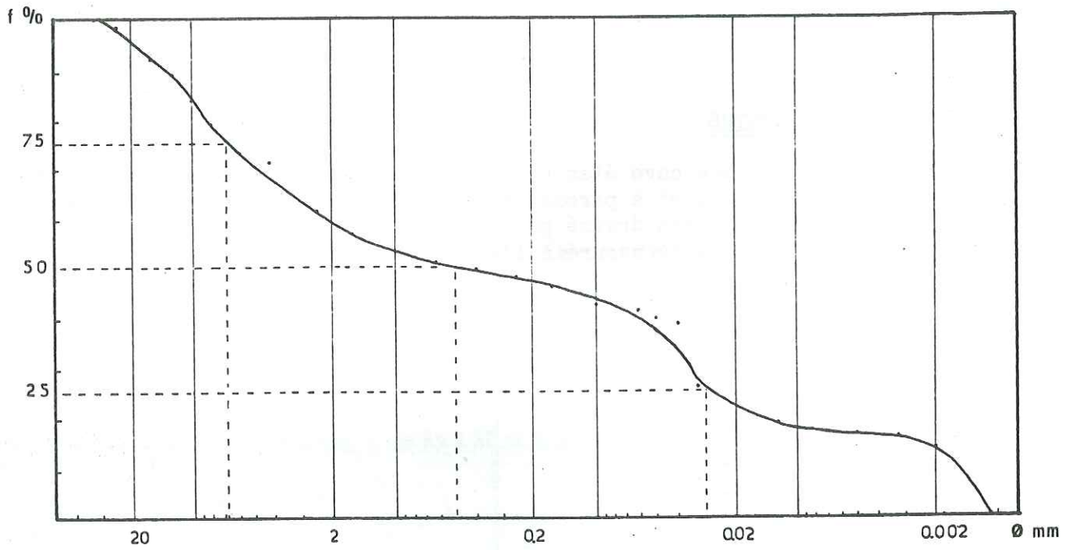
Fig . 22

I-1- Caractéristiques de l'appareil

I-1-1- Remplissage

La cuve a tout d'abord été remplie sur 10 à 15 cm par des alluvions grossières de l'Isère constituant le fond drainant. Le reste du remplissage a été assuré par le sol autochtone, c'est-à-dire un sol d'éboulis argileux. Nous avons effectué l'analyse granulométrique de ce sédiment.

SOL DU LYSIMETRE : ANALYSE GRANULOMETRIQUE Fig .23



Caractéristiques :

Q3 = 6,6 mm	Q2 = 0,5 mm	Q1 = 0,0028 mm
D60 = 2,3 mm	D10 = 0,0018 mm	Cu = 1278
So = 15,3	Qdφ = 4,1	S = 0,74

La courbe granulométrique est très étalée surtout du côté des fines. Les valeurs élevées de So et de Qdφ attestent que ce sédiment est mal classé, le classement est maximum du côté des grossiers (S < 1).

Le coefficient d'uniformité Cu est très fort, donc la porosité devrait être faible.

Nous avons déterminé la porosité d'un échantillon de volume connu de ce sol par pesée avant et après passage à l'étuve.

Nous trouvons

indice des vides = 0,81 porosité 45 %

Ces chiffres peuvent paraître élevés eu égard du Cu. Il ne faut pas oublier que ce coefficient n'est significatif que pour un sédiment relativement homogène et qu'il n'existe pas de relation stricte entre Cu et la porosité.

La surface du lysimètre a été engazonnée avec plusieurs espèces de graminées, principalement avec du dactyle pelotonné (Dactylis glomérata L.) très résistant à la sècheresse da par son enracinement profond et permanent.

I-1-2- Capacité d'infiltration

Nous avons déterminé la capacité d'infiltration sur le sol nu du lysimètre par la méthode de Porchet. On creuse à la tarière un trou (de rayon R), que l'on remplit d'eau. On relève, à intervalles réguliers la cote x du niveau d'eau par rapport au fond du trou. La courbe de rabattement en fonction du temps t est une droite en coordonnées semi-logarithmiques. Le coefficient d'infiltration K a alors pour expression

$$K = \frac{\varphi(x1) - \varphi(x2)}{\Delta t} \qquad \text{où} \quad \varphi(xi) = \frac{R}{2} \operatorname{Log} \left(xi + \frac{R}{2}\right)$$

$$\text{et } \Delta t = t2 - t1$$

Nous trouvons les valeurs suivantes :

Sol humide : $K = 0{,}77 \times 10^{-3}$ m/s

Sol sec : $K = 0{,}92 \times 10^{-3}$ m/s

Nous avons cherché à estimer la capacité d'infiltration du sol et de sa couverture végétale en employant la méthode de Muntz. On enfonce un cylindre en tôle épaisse de 5 cm environ dans le sol à étudier. On remplit le dispositif d'eau et on note le temps mis pour obtenir un rabattement déterminé.

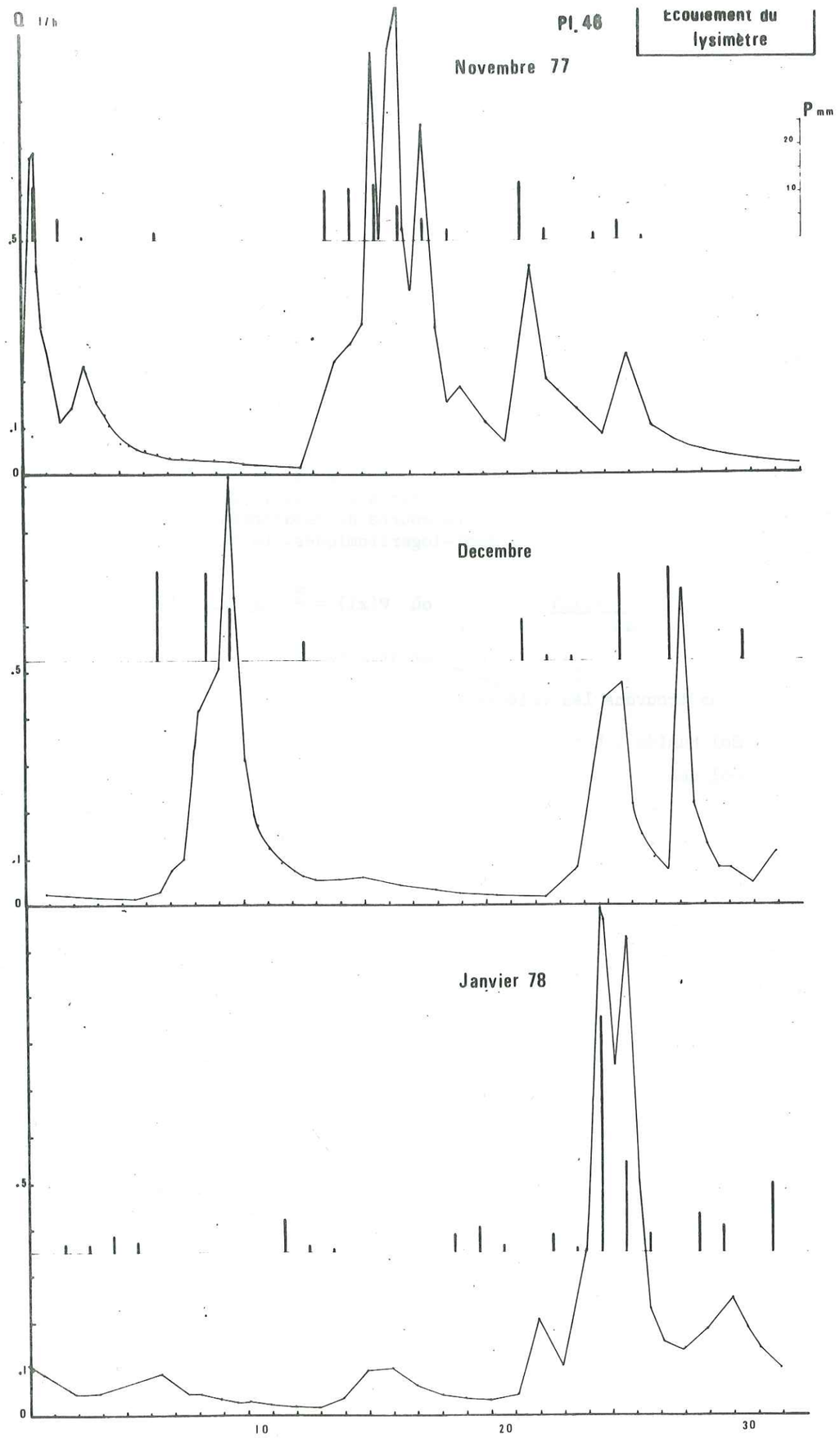
Dans ces conditions nous trouvons pour K une valeur moyenne de 3×10^{-3} m/s supérieure à celles obtenues pour le sol nu. Il semble donc que par l'action de leurs racines certains végétaux augmentent le coefficient d'infiltration d'un sol.

L'infiltration sur le lysimètre sera donc très rapide, beaucoup plus que ne nécessite l'évacuation de l'averse la plus intense.

I-1-3- Discussion sur l'appareillage et son installation

Nous reprendrons les conclusions de M.L. Turc qui a effectué de nombreuses études sur les cases lysimétriques.

- Effets du fond drainant : celui-ci vient interrompre le champ des forces capillaires dans le sol et il se crée au cours des périodes de drainage un excès d'humidité au fond des cases. En effet lorsque les eaux gravifiques atteignent la base du sol, elles doivent vaincre la résistance de la tension de surface avant de pouvoir circuler dans le lit de gravier. Afin de palier à cet inconvénient, on cherche à éloigner la zone à humidité perturbée de la surface du sol. Un lysimètre d'un mètre de profondeur présente un fonctionnement satisfaisant.



- Effets de bord : un système d'écoulement préférentiel s'instaure le long des parois de la cuve. L'emploi d'un matériau à surface rugueuse pour la construction de la case permet de limiter ce phénomène. Toujours pour minimiser les effets de parois on peut augmenter la surface du lysimètre : il semble qu'un mètre carré soit un minimum.

- Remaniements du sol

La comparaison entre des cases construites de façons différentes permet d'affirmer que les effets du remaniement sont faibles. Toutefois, il semble que deux ans soient nécessaires pour que le sol reprenne sa densité initiale. Pour hâter le processus de tassement nous avons rechargé la case au bout de 6 mois de fonctionnement.

I-2- Ecoulements du lysimètre

Nous avons calculé les débits moyens de la case entre chaque prélèvement. Nous avons tracé la courbe des débits en fonction du temps pour chaque mois ainsi que l'histogramme des précipitations.

I-2-1- Période Novembre 1977-Avril 1978 (Pl. 46 et 47)

Pendant toute cette période les précipitations sont abondantes et variées (neiges). Le sol de lysimétre n'est pas encore très bien tassé et les transferts y sont rapides. Lorsqu'il n'a pas plu depuis plusieurs jours, une averse de faible importance (- <10 mm) ne se répercute à la sortie qu'avec une journée de retard. Par contre une pluie inférieur à 5 mm semble sans effet sur les débits. Après une période de tarissement il faut au moins 20 mm de précipitations pour voir l'écoulement réaugmenter, mais si ces dernières ne sont pas soutenues, le débit diminue très vite (quelques heures). A la décrue une averse même modérée peut affecter le régime des écoulements.

Une période de pluie assez longue (3 à 4 jours) et d'importance modeste (20 à 30 mm) ne se traduit sur les débits qu'au bout de cette période.

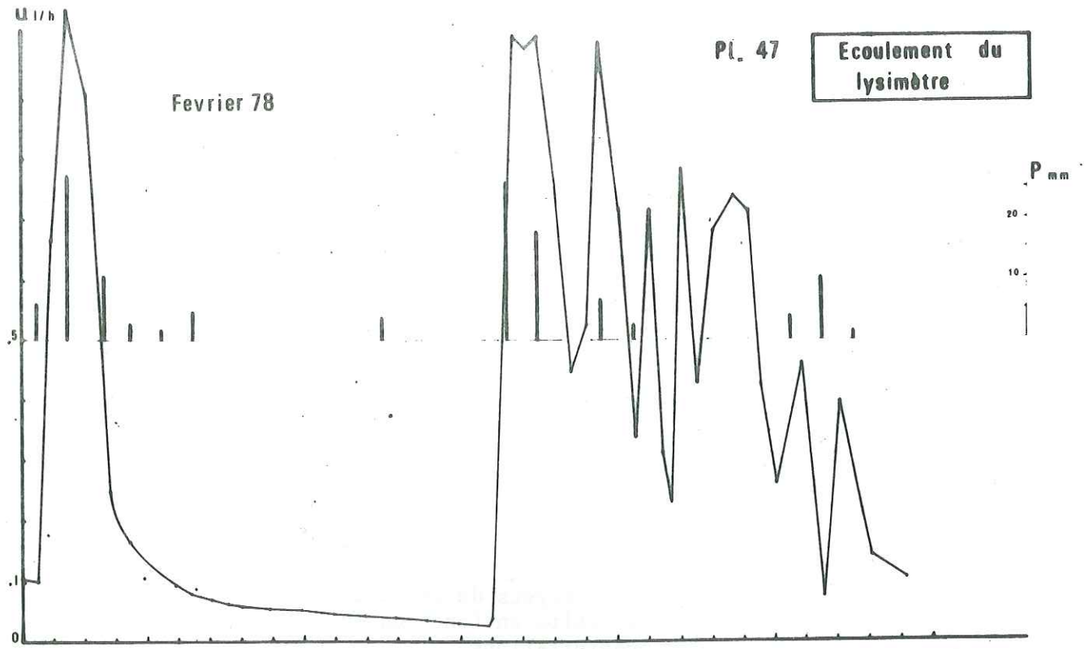
Fin janvier la neige recouvre le lysimètre et elle persiste jusqu'au 25 février. La fonte de neige est brutale début février puis régresse pendant une dizaine de jours. Seules les précipitations du 16 et des jours suivants vont redéclancher la fonte mais celle-ci ne semble avoir lieu que lorsqu'il pleut. En effet, dès que les apports liquides cessent la décrue est brutale, ce qui prouve que la percolation d'eau de fonte est bloquée.

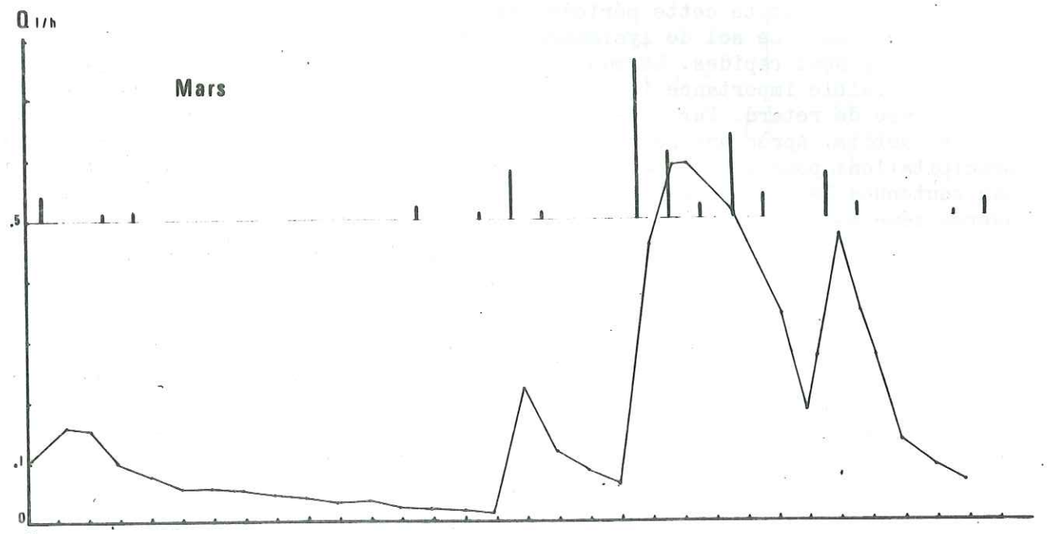
A partir du mois de mars les pointes de crue sont beaucoup moins marquées et ce, malgré des précipitations importantes. Il semble que le réveil de l'activité biologique soit à l'origine de ce phénomène. En avril les averses ne se font presque plus ressentir et l'écoulement reste à son niveau de base.

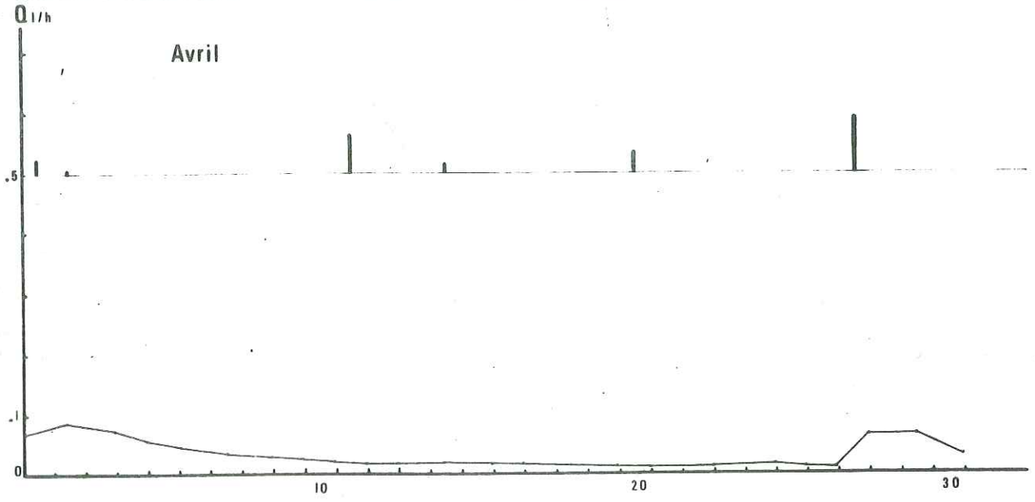
En hiver le comportement du lysimètre est assimilable à celui d'un milieu karstique : crue et décrue brutale, faible capacité de rétention, pertes faibles par évaporation.

Nous avons calculé les réserves contenues dans le lysimètre au début de plusieurs périodes de tarissement. Nous avons trouvé des valeurs étonnamment basses (de 6 à 40 l, moyenne 16,5 l) par rapport à ce que laisserait prévoir la porosité. Il faut donc considérer que si l'écoulement intéresse toute la masse du sol, il se fait surtout selon quelques chemins privilégiés ne représentant que 1 à 9 % du volume des vides disponibles. Ces circulations en micro-chenaux expliquent les très faibles temps de réponse du système à une averse-impulsion. Lors de faibles précipitations la charge n'est pas suffisante pour s'opposer aux tensions capillaires à la limite du drain et seul subsiste le ressuyage déjà amorcé de quelques conduits.

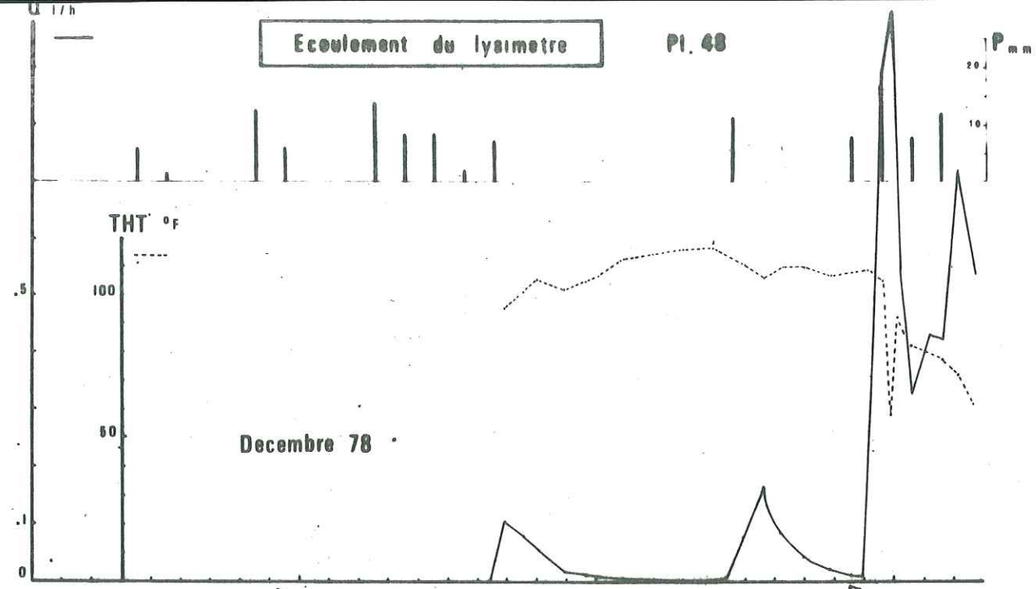
Pl. 47 Ecoulement du lysimètre

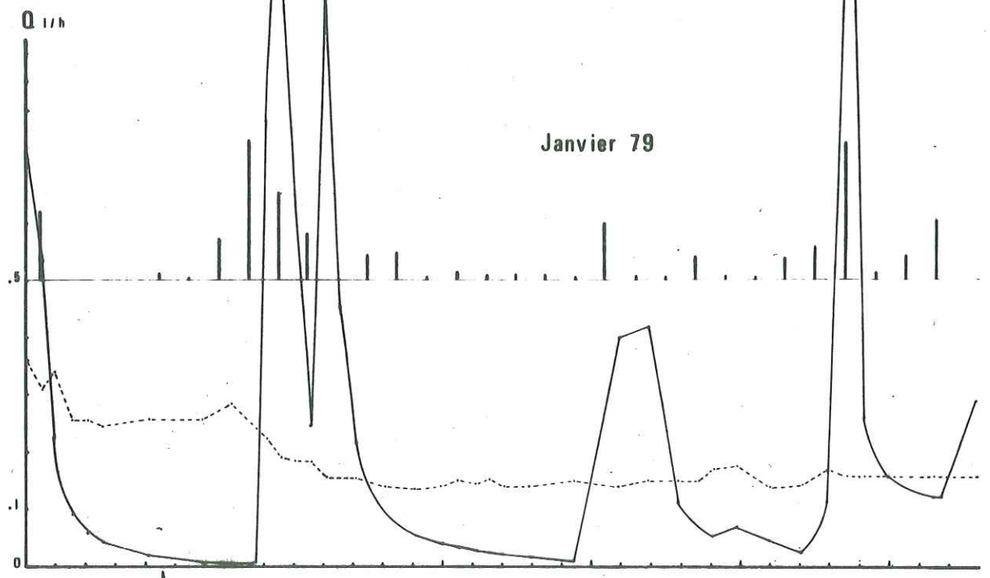


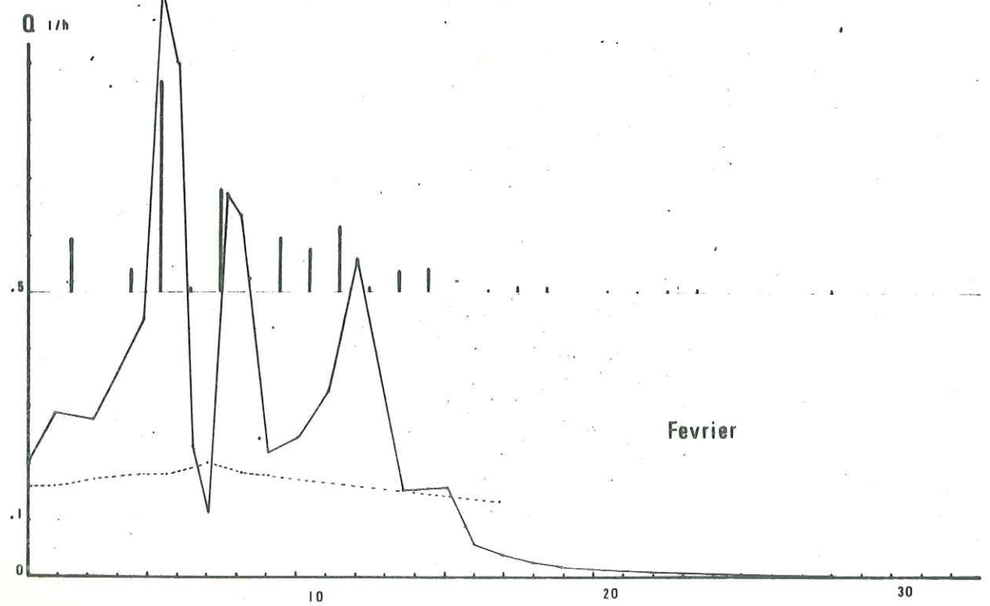




Ecoulement du lysimetre Pl. 48







I-2-2- Période Décembre 1978-Avril 1979 (Pl. 48 et 48 bis)

Après un automne plutôt sec (P = 90 mm) l'écoulement du lysimètre ne reprend qu'au bout d'une dizaine de jours de pluies. Le premier épisode pluvieux (7 mm) et le second (19 mm) sont sans répercussions sur le débit. Il faut attendre une troisième phase (39 mm) pour que la case commence à fonctionner et restitue un peu plus de 3 mm à l'écoulement.

Si l'on considère qu'en cette saison l'évapotranspiration est très faible il faut donc 62 mm pour combler le déficit d'humidité du sol. Toutefois, l'état d'équilibre n'est pas atteint puisqu'à l'averse suivante la case stocke encore 5 mm. Par la suite les écoulements vont reprendre leur régime caractéristique : crues brutales et brèves, séparées par de courtes périodes de tarissement.

La fin février est marquée par un étiage sévère. Pourtant les précipitations du début du mois sont importantes (110 mm) mais parfois intenses (37 mm par jour). Les réserves au début du tarissement sont très faibles (6 l). Aussi sommes-nous en droit de nous demander si une averse brutale lorsque le sol est saturé, n'entraîne pas la création de conduits beaucoup plus importants que la normale. Dans ce cas la vidange de la cuve est alors très rapide. Nous avons pu constater pendant cette période que le même phénomène se produisait à plusieurs émergences quaternaires.

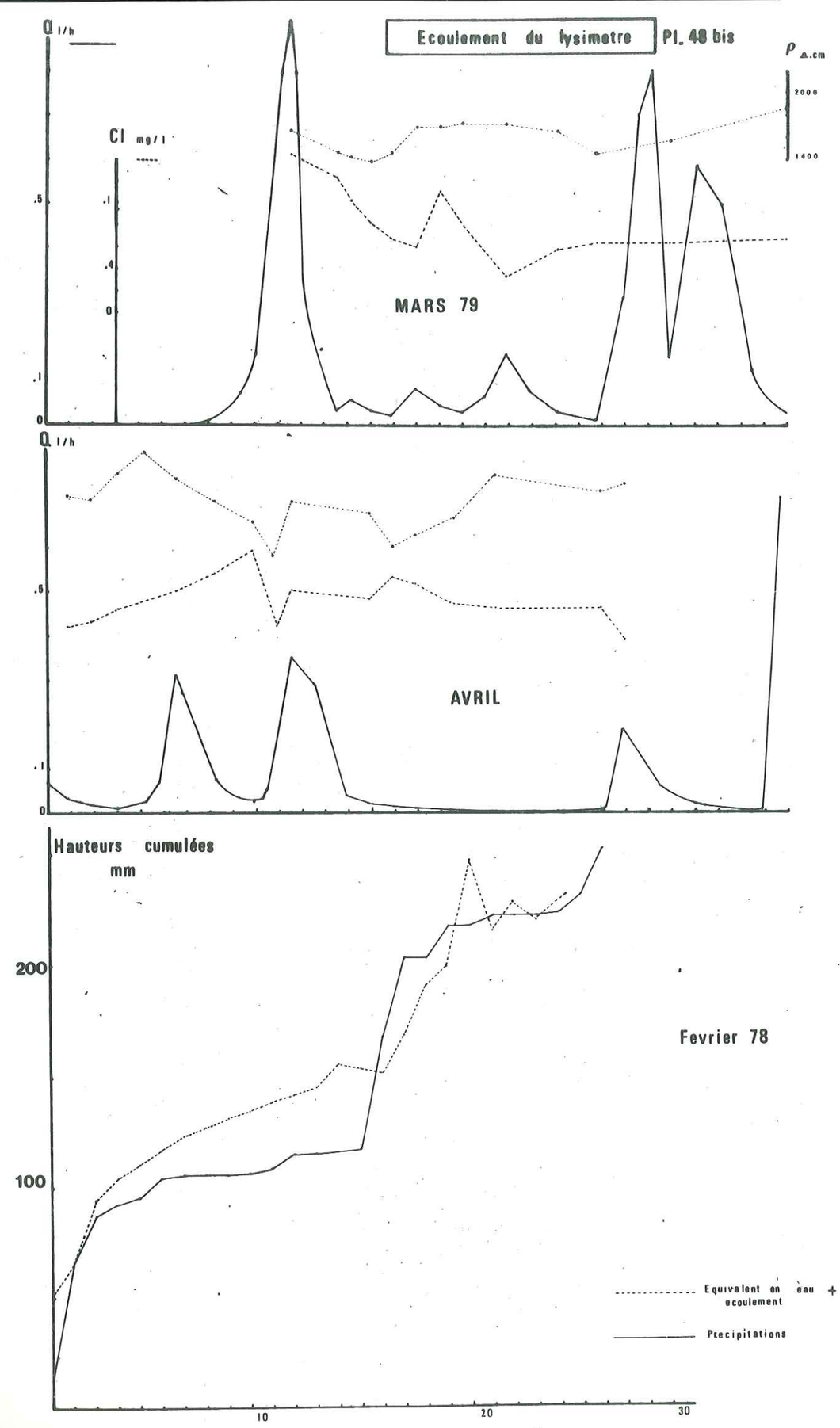
I-2-3- Variationsde quelques paramètres physico-chimiques

THT : Nous avons effectué des prélèvements quotidiens des eaux drainées. Globalement le THT, caractérisant la minéralisation totale décroît de décembre à la mi-janvier où les valeurs atteintes semblent proches du minimum. A la reprise de l'écoulement la minéralisation est très forte, et témoigne d'un apport d'eaux anciennes depuis longtemps en contact avec le sol. Il faut noter que les premières eaux recueillies sont les moins minéralisées corroborant l'hypothèse des micro-chenaux à drainage instantané : ceux-ci ne fonctionnent que lorsque le sol est très humide ou très sec (fente de retrait). Les variations du THT se font dans un sens inverse à celui des débits. Fin décembre, début janvier, l'augmentation de la minéralisation est brutale, à la décrue, ce qui prouve non pas que la cinétique des réactions eau-sol soit élevée mais plutôt que toute l'eau gravitaire ne s'est pas écoulée lors de l'averse : cette eau ne semble transiter et avec retard que pour une charge donnée. En effet au tarissement le THT ne croît presque plus. En janvier des variations lors des crues s'amortissent considérablement : la percolation des eaux anciennes est presque terminée. Lors d'aversestrès intenses à la fin janvier les nouveaux apports ne chassent plus que des eaux faiblement minéralisées (avant la crue fonctionnement des micro-chen aux).

Résistivité et chlorures

. La résistivité décroît avant les crues ou pendant le tarissement, ce qui traduit le rôle prépondérant des micro-chenaux (minéralisation modérée) sur les écoulements.

. Globalement les variations de teneur en chlorure semblent indépendantes des résistivités (r = -.30).



- Au cours des épidodes pluvieux du 15 mars et du 10 avril chlorure et résistivité varient dans le même sens : on a donc au début de la crue apport d'eaux anciennes profondes ayant échappé à la reconcentration en chlorure due à l'évaporation à la surface du sol. Par contre en pointe, apparaissent des pluies résistantes mais ayant lessivé les chlorures des horizons superficiels.

- En dehors de ces deux périodes les variations se font plutôt en opposition de phase. Les eaux sont soit minéralisées chlorurées (percolation d'eaux superficielles au début du tarissement) soit résistantes non chlorurées (eau de pluie lorsque la lixivation superficielle est terminée).

I-2-4- Conclusions concernant les écoulements

Nous pourrons donc distinguer 3 modes d'écoulements à savoir :

- percolation intéressant tout le volume du sol, ne prenant toute son ampleur que lorsque la charge augmente. La restitution des eaux très minéralisées d'un tel système s'effectue avec un retard important par rapport à l'averse ;

- écoulement dans les micro-chenaux. Ce sont ceux qui fonctionnent le plus souvent. La minéralisation y est variable, forte après une période de sec, elle se stabilise à des valeurs assez basses au bout d'un mois de précipitations ;

- transit rapide dans les conduits élargis lors de fortes averses ou de période de sec.

Les eaux provenant de ces systèmes sont donc de moins en moins minéralisées à mesure que la taille des conduits augmente.

I-2-5- Bilan d'un épisode neigeux

La couverture nivale s'est maintenue de façon continue sur le lysimètre de la fin janvier au 24 février 1978. Pendant ce laps de temps, nous avons mesuré quotidiennement l'équivalent en eau de la couche de neige en effectuant des carottages à l'aide d'un tube cylindrique en PVC.

Nous avons tracé la courbe représentant la somme de l'équivalent en eau le jour J et de l'écoulement cumulé du lysimètre depuis le 1er février. La comparaison entre cette courbe et celle des précipitations cumulées devrait nous permettre d'évaluer la sublimation de la neige. En effet si les phénomènes d'évaporation sont nuls les deux graphes devraient être confondus.

En fait jusqu'au 15 les précipitations semblent inférieures de 10 à 30 mm au stock d'eau disponible. Il faut donc considérer que pendant cette période le lysimètre a restitué de l'eau provenant des précipitations de la fin janvier. Soulignons que la mesure de l'équivalent en eau n'est pas très précise et que l'erreur dont elle est entachée vient s'ajouter à l'écart existant naturellement.

Au-delà du 15 les courbes sont pratiquement confondues et traduisent bien le retard de l'écoulement du lysimètre par rapport aux pluies. Il semble que pour cette période et malgré les erreurs de mesure, on puisse dire que l'évaporation est nulle.

I-3- Le déficit d'écoulement (Pl. 49)

Le bilan de l'écoulement sur une case lysimétrique peut s'écrire pour un intervalle de temps considéré:

$$P = I + D \pm \Delta R$$

où P est la pluviométrie en mm
I est l'infiltration
D est le déficit d'écoulement ou l'évapotranspiration réelle.

ΔR exprime la variation des réserves. Nous avons vu que celles-ci sont faibles et pourront en général être négligées.

Nous donnerons les termes du bilan pour chaque mois étudié

	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	Année
P (mm)	122	174,2	114,2	145,4	253,1	189,2	58	99,6	82,1	77,4	84,9	62,6	1462,7
I (mm)	11,6	127,9	92,5	111,4	239,2	111,6	25,5	34,3	12,7	21,0	33,3	0	821,0
D (mm)	110,4	46,3	21,7	34,0	13,9	77,6	32,5	65,3	69,4	56,4	51,6	62,6	641,7
P (mm)	20,2	7,0	121,9	146,0	113,2	160,8	85,6	77,0	93,3	33,0	124,9	37,2	1020,1
I (mm)	0	0	42,9	140,0	119,2	106,6	42,7	22,9	.8	0	1,1	0	476,7
D (mm)	20,2	7,0	79	6,0	- 6,0	54,2	42,9	54,1	92,5	33,0	123,8	37,2	543,4

Les valeurs du déficit d'écoulement ont une répartition assez confuse mais semblent maximales au printemps (mars : reprise de l'activité biologique), et en été.

Les mois succédant à des périodes de sècheresse sont également déficitaires : octobre 1977, décembre 1978, août 1979. Le déficit correspond alors à la reconstitution des réserves hydriques du sol.

Nous avons calculé pour chaque mois le coefficient d'infiltration C

$$C = \frac{I}{P}$$

	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	Année
1977-78	.01	.73	.81	.77	.95	.59	.44	.35	.16	.27	.39	0	.56
1978-79	0	0	.51	.96	1.05	.66	.50	.30	.01	0	.01	0	.47
												Juillet 1978-Juin 1979	.43

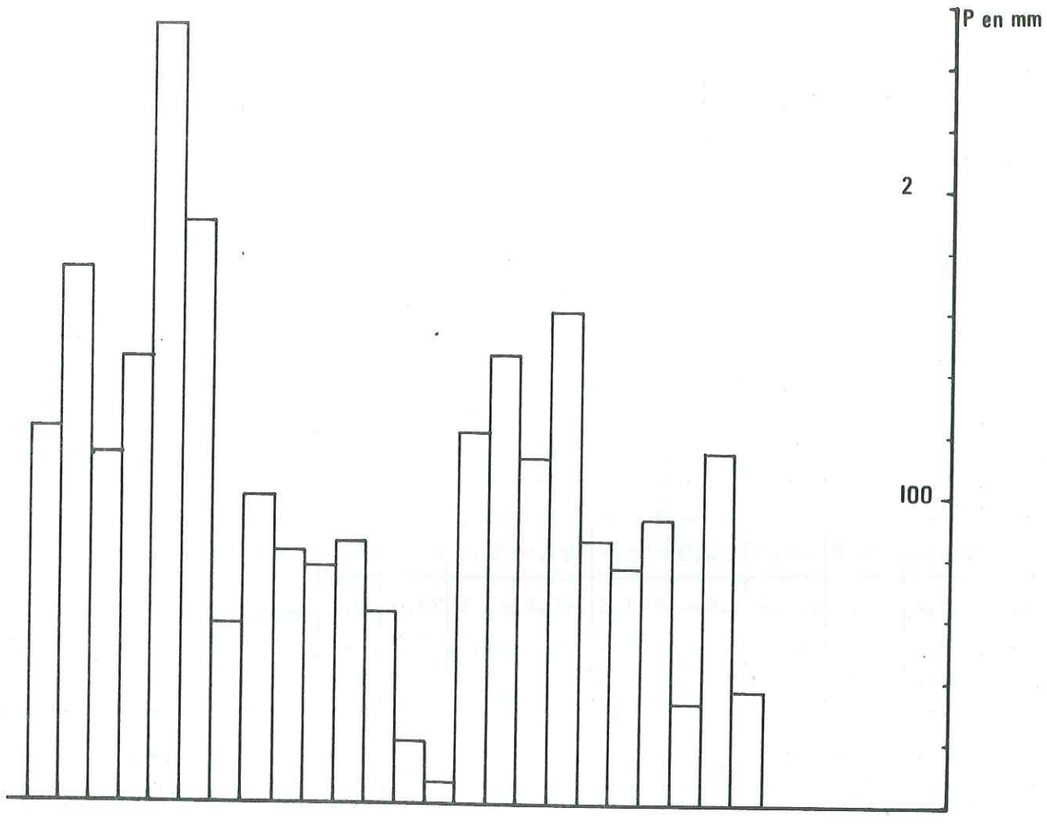
Le coefficient d'infiltration croît en hiver ou lorsque les précipitations sont intenses (août 1978).

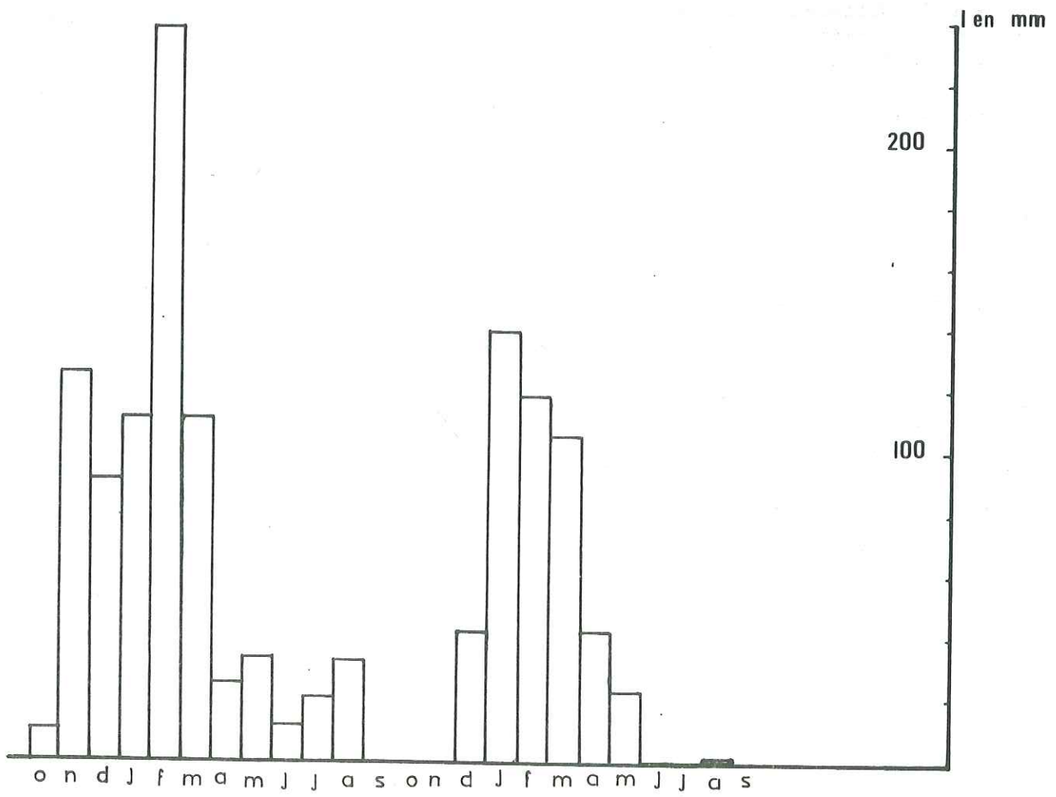
C est beaucoup plus faible en 1978-79 qu'en 1977-78 parce que les précipitations sont moins importantes et peut-être parce que le sol de la case s'est tassé.

Nous avons tenté d'établir une corrélation entre C et la température moyenne T du mois considéré. Pour les mois où C est différent de O nous trouvons la relation

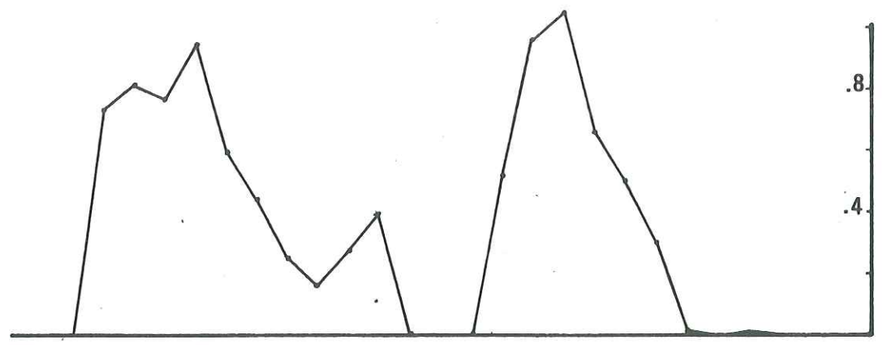
$$C = -.044\ T + .98 \qquad r = -.92$$

Pl. 49 Bilans du lysimètre

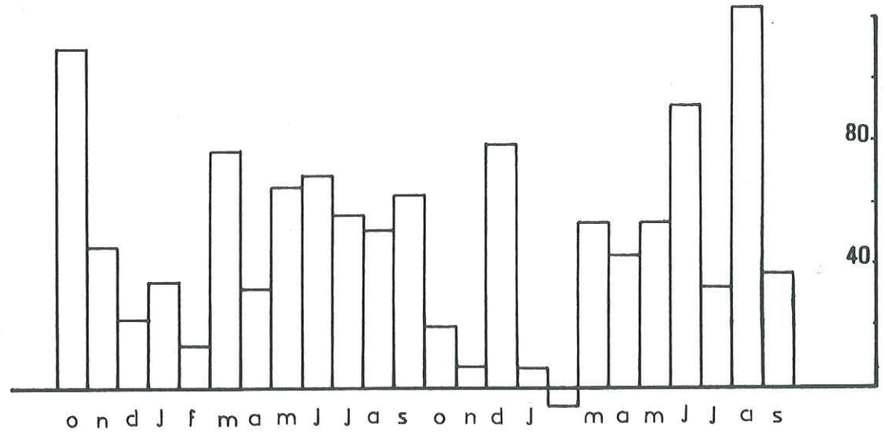


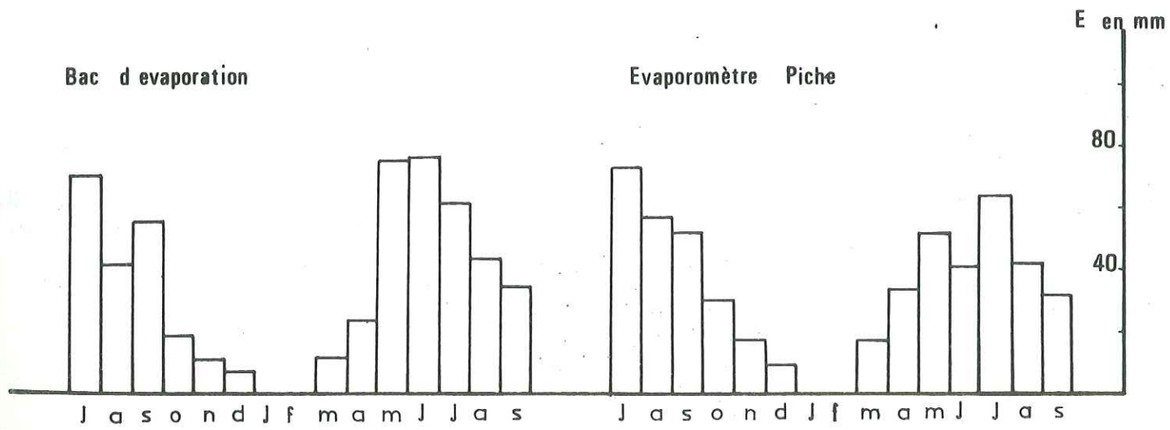


Coefficient d infiltration



Déficit d écoulement en mm





Pl. 49 bis

Pour l'ensemble de ces mois les paramètres climatiques sont les suivants :

	Coefficient d'infiltration ①	température moyenne (°C) ②	Insolation mensuelle (h) ③	Vitesse moyenne du vent (m/s) ④
moyenne $\bar{X}$	.50	10.6	145.9	.85
écart-type S	.33	6.3	72.4	.27

Les coefficients de corrélation totale sont les suivants :

r12 = -.92 r14 = .21
r13 = -.78 r24 = .40
r23 = .94 r12

On utilise le coefficient de corrélation partiel lorsqu'on a besoin de mesurer l'effet d'une variable indépendante en laissant toutes les autres variables mises en jeu constantes.

Si r12,3 est le coefficient de corrélation partiel entre x1 et x2 avec x3 constante on obtient :

$$r12,3 \quad \frac{r12 - r13 - r23}{\sqrt{(1-r13^2)\ (1-r23^2)}}$$

Nous trouvons les valeurs suivantes :

r12,3 = -.87 r12,4 = -.93
r13,2 = .63 r14,2 = -.44
r23,1 = .90 r24,1 = -.54

Le coefficient d'infiltration se corrèle négativement avec la température et le vent. Par contre température et insolation sont liées, ce qui ne saurait nous surprendre, de même température et vent s'opposent.

L'équation du plan de régression des moindres carrés s'exprime par la formule :

$$\frac{x1}{S1} = \left(\frac{r12 - r13\ r23}{1 - r23^2}\right) \frac{x2}{S2} + \left(\frac{r13 - r12\ r23}{1 - r23^2}\right) \frac{x3}{S3}$$

où x1 = Xi - $\bar{Xi}$

Nous avons pu établir les relations suivantes pour un mois donné :

(C -.498) = -.0832 (T - 10.6) + .003 (H - 146)

(C -.498) = - 5.71 (T - 10.6) - 51.1 (V- .85)

Il nous sera donc possible d'estimer la valeur du coefficient d'infiltration en connaissant la température, la vitesse moyenne du vent V ou la durée d'insolation H. L'approche à partir des seules températures semble assez satisfaisante et plus rapide.

De même nous pouvons rechercher une relation entre C, températures et précipitations ;

nous prendrons :

coefficient d'infiltration	température	Précipitations (mm)
X1	X2	X3 X = moyenne = 122 S = écart-type = 48

Les coefficients de corrélation sont les suivants :

r12 = -.92 r12,3 = -.89
r13 = .53 r13,2 = -,01
r23 = -.58 r23,1 = -.28

C semble donc indépendant des précipitations, nous trouvons la relation suivante :

(C - .498) = -.0484 (T - 10,6) -.085 (P - 122)

ou C = -.0484 T -.085 P + 11,06

Calcul du coefficient d'infiltration à l'aide des concentrations en chlorures

L'eau de pluie est plus ou moins chargée en chlore. Une partie de l'eau infiltrée est reprise par évapotranspiration, corrélativement l'eau restant dans le sol s'enrichit en sel. Si l'on suppose que l'eau ne dissout pas par la suite de chlore en provenance du sol, nous pouvons écrire l'équation :

$$P \times Clp = I \times Cln$$

où P est la pluviométrie en mm, Clp, la concentration en Cl de l'eau de pluie (mg/l) I l'infiltration en mm Cln la concentration des eaux de drainage en Cl , nous obtenons l'expression du coefficient d'infiltration :

$$C = \frac{I}{P} = \frac{Clp}{Cln}$$

Nous pouvons établir le tableau suivant :

Episode pluvieux	Cln (mg/l)	Clp (mg/l)	$C = \frac{Clp}{Cln}$
12 mai 78	2.09	.73	.36
29 juin	.87	.69	.69
8 août	.54	.07	.13
1er décembre	2.08	.92	.44
5 février 79	1.72	1.05	.61
17 mars	.64	.31	.48
24 avril	.81	.33	.41

Valeur moyenne de C pour la période mai 78-avril 79 = .45

autre approche pluviométrie pour la même période = 553 mm
coefficient d'alimentation = .52

Quelles que soient les méthodes employées nous retrouvons donc pour C le même ordre de grandeur .50 ± .05

Données du lysimètre des Près (930 m)

Cette case d'un demi-mètre carré de section et d'un mètre de profondeur a fonctionné durant tout l'été 78. Le sol en place résulte de l'altération de moraines du maximum würmien.

	Précipitations (mm)	Infiltration (mm)	Déficit (mm)	Coefficient d'infiltration	C à St-Vincent de Mercuze
Juin	114,9	30	84,9	0,26	0,16
Juillet	115,7	41,4	74,3	0,36	0,27
Août	131,8	52,2	79,6	0,40	0,39
Septembre	76,4	2,2	74,2	0,03	0
Octobre	27,4	19,3	8,1	0,70	0
Novembre	12,9	2,6	10,3	0,20	0

La différence de comportement entre les 2 cases est bien marquée sauf en août.

A l'automne, même de faibles précipitations provoquent l'écoulement du lysimètre des Près.

En été le coefficient d'infiltration semble croître de 0,02 pour 100 m de dénivellation.

Evaporation mesurée à St-Vincent de Mercuze (Pl. 49)

De juillet 78 à septembre 79 nous avons tenté d'effectuer des relevés quotidiens sur le bac d'évaporation ainsi que sur l'évaporomètre Piche de St-Vincent.

Les résultats sont les suivants :

Evaporation bac (mm)

J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	Juillet 78 Juin 79
71,2	42,4	56,3	18,7	10,6	6,8	-	-	12,1	24,6	76,2	77,1	61,8	43,9	34,8	338,7 mm

Evaporation Piche (mm)

J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	
73,7	57,4	52	30	17,6	8,8	-	-	17	33,8	52,4	41,5	64,1	41,9	31,8	384 mm

Nous obtenons la relation suivante :

$E(bac) = 1{,}10\ E(Piche) - 3{,}1$ $\qquad r = .84$

L'évaporation est maximale pour les mois très chauds (juillet) ou ventés (mai-juin).

II - CALCUL DE L'EVAPOTRANSPIRATION

II-1- Evapotranspiration potentielle

L'évapotranspiration représente la quantité de vapeur d'eau rejettée dans l'atmosphère par évaporation au niveau du sol lui-même et surtout par transpiration des organes aériens des plantes.

Lorsqu'un végétal dispose de suffisamment d'eau pour satisfaire à la demande de son environnement aérien, l'évapotranspiration croît et tend vers une limite maximale que l'on peut considérer comme l'évapotranspiration potentielle (Etp).

De nombreuses mesures expérimentales ont montré, que pour un couvert végétal suffisamment étendu l'évaporation maximale est indépendante des espèces constituant ledit couvert et n'est fonction que des caractéristiques climatologiques du lieu. La notion d'évapotranspiration potentielle est de plus en plus utilisée pour l'évaluation des besoins en eau d'irrigation. Ce sont donc essentiellement des agronomes qui ont développé le calcul de ce terme du bilan. Parmi les nombreuses formules proposées nous avons retenu celles de Thornthwaite, de Penman, de Bouchet, de Turc et de Primault.

II-1-1- Formule de Thornthwaite

L'évapotranspiration nous est donnée par la relation :

$$Etp_{mm} = 16\ (10\ \frac{t}{I})^a$$

avec t température moyenne mensuelle °C.

I indice mensuel égal à la somme des 12 indices mensuels :

$$I = \sum_{1}^{12} i \qquad i = (\frac{t}{5})^{1,514}$$

$$a = .49239 + 1792.10^{-5}\ I - 771.10^{-7} I^2 + 675.10^{-9}\ I^3$$

Serra a proposé des simplifications à cette formule trop longue :

$$a = \frac{1,6}{100}\ I + 0,5$$

Les valeurs mensuelles ainsi calculées ont été multipliées par un facteur correctif dépendant de la latitude et du mois. Nous obtenons les résultats suivants :

1978-79	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Année
Le Couvent	105	94	69	42	19	16	5	5	22	25	75	86	563 mm
St-Hilaire	108	95	70	41	15	12	8	5	24	27	79	100	584 mm
Col du Granier	95	93	61	37	18	3	-	-	12	27	68	92	506 mm
Les Près	99	97	64	59	28	13	-	9	20	26	64	95	574 mm

Les Etp mensuelles trouvées sont assez proches les unes des autres. Au niveau annuel les écarts sont notables entre la station la plus chaude (St-Hilaire) et la plus froide (Granier).

St-Vincent	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Année
1977-78				57	18	18	5	10	34	47	82	116	077 - S78 695
1978-79	131	91	86	42	14	10	1	11	27	38	82	117	078 - S79 667
1979-80	138	110	77										J78 - J79 695

Les écarts les plus importants avec les stations d'altitude sont observés en été. En cette saison les variations d'une année sur l'autre semblent plus faibles.

II-1-2- Formule de Penman

L'estimation de l'évapotranspiration se fait par le biais du"bilan énergétique" mettant en jeu les échanges de chaleur par rayonnement, conduction et convection entre la surface évaporante et l'air su sol ainsi que les chaleurs latentes de changement d'état de l'eau.

Nous pouvons écrire la relation :

$$Rn = S + A + E.L.$$

R rayonnement net au-dessus de la surface évaporante,

- S = flux de chaleur résultant des échanges thermiques avec le sol,
- A = " " au bénéfice de l'environnement atmosphérique,
- chaleurs latentes mises en jeu par évapotranspiration E (L chaleur latente d'évaporation).

A l'échelle de plusieurs jours les variations de chaleur par conduction au niveau du sol se compensent et S devient négligeable

$$Rn = A + EL$$

L'évapotranspiration prend la forme :

$$Etp = \Phi(Rn) + \Phi(Ea)$$

$\Phi(Rn)$ est un terme résultant du bilan radiatif,
$\Phi(Ea)$ un terme advectif associé aux caractéristiques propres de la masse d'air

$$\Phi(Rn) = \left[Iga(1-a)\ (0,18+0,62\frac{h}{H}) - \sigma T^4\ (0,46 - .0,08\sqrt{e})\ (0,10 + 0,90\frac{h}{H})\right] \frac{1}{59} \cdot \frac{\frac{F'T}{\gamma}}{1 + \frac{F'T}{\gamma}}$$

$$\Phi(Ea) = \frac{0,26}{1+\frac{F'T}{\gamma}}\ (ew-e)\ (1 + 0,4V)$$

ou Iga = Radiation solaire directe en absence d'atmosphère (cal/cm2)
a = Albedo de la surface évaporante
h = Durée réelle d'insolation (en heures)
H = Durée maximale d'insolation (en heures)
σ = Constante de STEFAN-BOLTZMAN 1,18 x 10^{-7} cal/cm2/jour/°K
T = Température de l'air en degrés Kelvin
e = La tension de la vapeur d'eau exprimée en mb
F'T = $\frac{d\ ew}{dT}$ est la pente de la courbe des tensions de vapeur saturante ew par la température T
γ = Constante psychrométrique $\neq$ 0,65
V = est la vitesse du vent en m/s à 10 m au-dessus du sol

Le terme Ea représente le pouvoir évaporant de l'air
Etp est alors exprimé en mm/jour.

- Iga est obtenu à l'aide d'un abaque en fonction de la latitude et du mois
- a = 0,20 valeur généralement adoptée pour les cultures vertes

Les valeurs des expressions σT^4, $\frac{\frac{F'T}{\gamma}}{1 + \frac{F'T}{\gamma}} \cdot \frac{1}{59}$, $\frac{0,26}{1+\frac{F'T}{\gamma}}$ sont données par des tables en fonction de la température moyenne de l'air.

ew tension maximale de vapeur d'eau est tabulée en fonction de la température moyenne.

Nous avons effectué les calculs d'Etp pour la seule station de St-Vincent de Mercuze en prenant les valeurs d'humidité de l'air de vitesse de vent et de durée d'insolation à St-Martin d'Hères.

	M	A	M	J	J	A	S	O
1978	48,9	68,7	101,1	129,0	131,4	100,4	74,0	41,0
1979	53,8	72,8	121,4	84,9	146,7	136,4	68,2	-

Les valeurs mensuelles sont supérieures à celles obtenues par la méthode de Thornthwaite et ce principalement au printemps.

Les valeurs annuelles 694 mm en 1978 et 725 mm en 1979 (en prenant pour octobre la valeur de 78) sont comparables à celles de Thorthwaite. A noter que l'évaporation selon Penman se calcule sur un laps de temps beaucoup plus court et que les mois d'hiver ne sont pas pris en compte.

II-1-3- Méthode de Bouchet

Bouchet utilise également le concept de bilan énergétique. Toutefois le nombre de paramètres mis en jeu est limité : évaporation du Piche et températures extrêmes mesurées sous abri.

$$Etp = \alpha Ep[1 + \lambda\theta]$$

- α est un coefficient dépendant du type d'abri utilisé, du mois et de la localisation de la station de mesure. Des cartes donnent la valeur de ce paramètre pour les mois d'avril à septembre.

- Ep : évaporation Piche

- θ est la moyenne entre la température du point de rosée tdm et la température moyenne de l'air tm

La température minimale tn est souvent voisine de la valeur moyenne du point de rosée

$$\theta \simeq \frac{tn + \frac{tn + tx}{2}}{2} = \frac{3\ tn + tx}{4}$$

où tx est la température maximale

- Les valeurs de $[1 + \lambda\theta]$ ont été tabulées en fonction de θ nous trouvons pour St-Vincent de Mercuze :

1978			1979					
J	A	S	A	M	J	J	A	S
109	77	71	47	76	63	99	63	43

Les chiffres obtenus sont inférieurs à ceux calculés par les deux premières formules quelque soient les méthodes utilisées, l'évapotranspiration est maximale en juillet-août.

II-1-4- Méthode de Turc

Lorsque l'humidité relative mensuelle est supérieure à 50 %, ce qui est notre cas, l'évapotranspiration potentielle peut être estimée par la formule :

$$ETp_{/mm} = 0{,}40\ (Ig + 50)\ \frac{t}{t + 15}$$

Ig est la radiation solaire globale du mois considéré (cal/cm2/jour)
t est la température moyenne mensuelle

$$Ig = IgA\ (0{,}18 + 0{,}62\ \frac{h}{H})$$

IgA est la radiation globale sans atmosphère
H est la durée astronomique du jour
h durée d'insolation effective.

Les valeurs de Ig au Couvent ont été calculées à partir des valeurs de l'insolation mensuelle mesurées à cette station.

Le Couvent	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Année
1977-78	109	92	76	48	12	10	0	2	21	26	55	98	549
1978-79	112	106	81	41	21	12	4	5	22	30	94	102	630

Les données de St-Martin d'Hères nous ont permis d'évaluer l'évapotranspiration aux autres stations disposant d'enregistrements thermométriques. Les températures à 1660 m, altitude moyenne du bassin versant du Cernon ont été déterminées grâce aux gradients altimétriques des températures précédemment établis.

1978-79	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Année
St-Hilaire	112	100	76	36	14	8	7	5	24	33	93	101	645
Les Près	107	101	72	45	29	9	-	6	20	31	81	98	599
Col du Granier	99	94	65	30	12	1	-	-	9	26	77	92	505
z = 1662 m	106	90	67	23	9	-	-	-	-	-	52	72	419
St-Vincent de Mercuze				46	19	16	7	14	37	55	80	119	077-S78 708
1978-79	125	102	88	45	22	13	2	16	38	57	106	115	729
1979-80	141	108	81			octobre 1978 - septembre 1979							744

Nous pouvons mettre en évidence la relation suivante :

$ETp_{/mm} = -.274\ H + 835$ mm

ou H représente l'altitude en m du point considéré.

II-1-5- Méthode de Primault

Nous utiliserons la relation :

$$Etp = jc\ (1{,}03 - \frac{\epsilon}{100})\ (h + 2n)$$

Etp est l'évapotranspiration par mois de n jours
h est la durée de l'insolation mensuelle en heures
c un coefficient altimétrique = 1.75×10^{-4} alt.(m) + .88
j un coefficient mensuel calculé par B. PRIMAULT
ϵ l'humidité relative en %.

Nous avons utilisé les valeurs d'humidité relative au col du Granier.

ETp mm	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J
Granier	43	60	107	109	100	89	48	32	9	4	4	23	60	137	81
1662	46	65	116	118	108	97	52	34	10	5	5	25	65	149	88

Pour la période juillet 78-juin 79, l'évapotranspiration s'élève à 696 mm et 983 mm, et semble beaucoup trop forte en altitude.

Les données des Près nous ont permis le calcul de l'ETp à cette station et à St-Vincent de Mercuze.

		J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	
Les Près	1977					21	14	6	8	37	59	96	146	
	1978													
	1978													
	1979	169	160	130	75	41	12	7	36	37	70	134	146	1017
Saint Vincent de Mercuze	1977					19	12	5	8	33	53	87	132	
	1978													
	1978													
	1979	152	145	118	67	37	11	6	32	34	63	121	132	918

Il semble que la formule de Primault soit inadaptée aux conditions climatologiques du secteur étudié.

L'idée d'un gradient altimétrique d'évaporation positif peut paraître légitime si l'on songe qu'en altitude le rayonnement solaire est plus intense et les vents plus forts. Mais d'autres facteurs interviennent, qui agissent dans le sens inverse : températures plus basses, nébulosité et humidité relative élevées. Aussi nous associerons-nous à la plupart des auteurs qui voient l'évaporation diminuer avec l'altitude.

II-2- Evaporation à partir du sol nu

L'évaporation d'un sol nu est une fonction croissante des précipitations et du pouvoir évaporant de l'atmosphère. M. Turc a proposé une formule d'évaporation qui s'ennonce comme suit :

$$E \text{ mm} = \frac{P + a}{1 + \left(\frac{P + a}{L}\right)^2}$$

E est l'évaporation, P les précipitations

a est la quantité d'eau maximum provenant des réserves hydriques du sol susceptible de s'évaporer en plus des précipitations, pendant la période considérée. D'après Turc a varie pour une décade de 10 mm (sol humide) à 1 (sol sec).

Nous avons calculé à pour un mois donné à partir des précipitations du mois précédant en affectant une valeur 30 aux mois dont la pluviométrie a été égale ou supérieure à 120 mm.

L est un facteur héliothermique

$$L = \frac{1}{16} (t + 2 \sqrt{Ig})$$

t est la température moyenne de l'air
Ig la radiation globale en cal.cm2/jour

Nous trouvons les valeurs suivantes à la station de Saint-Vincent

Emm	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	Année
1977 - 78	12	4	5	3	2	6	26	23	37	59	55	51	283
1978 - 79	30	14	13	8	16	23	40	55	58	48	59	48	412

Dans le cas d'un calcaire nous pouvons prendre a minimum (1 pour une décade). Nous trouvons au Châlet de l'Alpe pour l'été 1978

Juillet	Août	Septembre	
52	48	45	mm

Il semblerait donc que l'évaporation directe sur les calcaires soit loin d'être négligeable après une averse.

II-3- Déficit d'écoulement

Le déficit d'écoulement D représente la quantité de précipitations, qui pour des raisons physiques et physiologiques échappe à l'écoulement. Il intègre donc tous les phénomènes d'évaporation, eux-mêmes influencés par les conditions topographiques, géologiques et végétales.

De nombreux auteurs ont cherché à exprimer le déficit d'écoulement en fonction de paramètres tels que les précipitations et les températures. Nous retiendrons les méthodes proposées par Serra, Coutagne, Turc et Thornthwaite.

II-3-1- Formule de Serra

Serra a proposé la formule suivante :

$D = 270 \ e^{0,0644T}$

où T est la température moyenne annuelle en °C

D mm	Couvent	St-Hilaire	Granier	Les Près	St-Vincent	z=1662m BV Cernon Guiers	z=1757m BV des Eparres
oct 77- sept 78	435	435	-	395	517	307	294
juillet 78 juin 78	449	455	387	449	559	328	317
oct. 78 sept. 79					573		

II-3-2- Formule de Coutagne

Le déficit d'écoulement D se déduit de la température moyenne annuelle T en °C et de la hauteur annuelle des précipitations P. D et P s'expriment en mètre

$$D = P - \lambda P^2 \quad \text{avec} \quad \lambda = \frac{1}{0,8 + 0,14\ T}$$

Nous ne pouvons appliquer cette formule que pour des valeurs de pluviométrie oscillant entre $\frac{1}{8\lambda}$ et $\frac{1}{2\lambda}$ ce qui n'est pas notre cas, puisque $P > \frac{1}{2\lambda}$ nous employons $D = 0,20 + 0,035\ T$

E mm	Le Couvent	St-Hilaire	Col du Granier	Les Près	St-Vincent	z=1662 BV Cernon Guiers	z=1757 BV Les Eparres
oct. 77-sept 78	459	459	-	407	554	270	246
juillet 78 Juin 79	477	484	396	477	596	305	288
					610		

II-3-3- Formule de Turc

La formule de Turc s'ennonce ainsi :

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

D = déficit d'écoulement en mm
P = pluviométrie annuelle en mm
T = température moyenne annuelle
$L = 300 + 25T + 0,05\ T^3$

E mm	Le Couvent	St-Hilaire	Col du Granier	Les Près	St-Vincent	z=1662	z=1757
oct. 77 sept 78	495	490	-	445	562	347	329
juillet 78 juin 79	504	495	432	493	563	370	360
oct. 78 sept 79					570		

II-3-4- Méthode de Thornthwaite (Pl. 50)

Nous utiliserons les valeurs de l'évapotranspiration potentielle calculées au paragraphe II-1-1. L'Etp dépend de la température moyenne mensuelle et de la durée astronomique du jour.

Les calculs de l'évapotranspiration réelle, en vue d'établir un bilan hydrologique se font en plusieurs étapes.

1er cas : les précipitations mensuelles sont supérieures à l'évapotranspiration potentielle Etp.

a) L'excédent des précipitations recharge les réserves hydriques du sol. Celles-ci peuvent atteindre 100 mm au maximum. Ce chiffre correspond à peu près à la quantité d'eau mobilisable par les racines des végétaux dans un sol argileux de 30 cm d'épaisseur ;

b) Lorsque le sol est considéré comme saturé (100 mm) le surplus de précipitations peut alimenter les écoulements de surface. La répartition de ce solde se fait de la manière suivante : la moitié du surplus s'écoule pendant le mois considéré ; l'autre moitié est reportée au mois suivant, où elle est cumulée avec le surplus de ce dernier mois.

2ème cas : Si les précipitations du mois sont inférieures à l'évapotranspiration potentielle, l'évapotranspiration réelle est la somme des précipitations du mois et tout ou partie de la réserve hydrique du sol lorsque celle-ci est suffisante.

Le coefficient d'humidité est le rapport entre l'évaporation potentielle, et la différence entre les précipitations et l'évapotranspiration.

Nous avons établi les termes du bilan pour les stations équipées d'appareils de mesures de température

C représente le coefficient d'infiltration : celui-ci croît avec l'altitude

$$C = 28 \times 10^{-5}\ alt_{(m)} + .34$$

Pour le massif de l'Alpe nous avons pris comme valeur des "précipitations" pour les mois d'hiver, l'infiltration constatée à la source du Cernon. Le reliquat des précipitations est reporté au printemps. Dans le cas d'un massif karstique il apparaît que la répartition des surplus selon Thornthwaite ne s'accorde pas avec les débits enregistrés.

St-Hilaire du Touvet Les Gaudes 78-79

Bilan de l'eau d'après Thornthwaite	J	a	s	o	n	d	j	f	m	a	m	J	
Précipitations	93	12,2	56	24	20	135	197	169	195	136	89	131	1367
Ep potentielle	82.2	78.6	67.5	43.7	19.4	15.7	10.4	6,1	23.5	24.1	62	77.7	
K correctif	1,31	1,21	1,04	.94	.79	.75	.81	.81	1,02	1.13	1.28	1.29	
Ep corrigée	108	95	70	41	15	12	8	5	24	27	79	100	
P - Ep	-15	27	-14	-17	5	123	189	164	171	109	10	31	
Variations des réserves	-15	15	-14	-17	5	26	-	-	-	-	-		
Réserves du sol	85	100	86	69	74	100	100	100	100	100	100	100	
Ep réelle	168	95	70	41	15	12	8	5	24	27	79	100	584
Déficit	-	-	-	-	-	-							
Excédent	-	12	-	-	-	97	189	164	171	109	10	31	783
Ecoulement	0	6	3	2	1	49	119	141	156	133	71	51	51 783
Coefficient d'humidité	-7.20	3.51	-5.00	-2.41	3	.10	.04	.03	.14	.25	7.90	3.23	

C= .57

St-Pierre de Chartreuse (Couvent) 78-79

Précipitations	160	198	76	59	47	193	200	192	282	228	120	83	1838
Ep. potentielle	80.0	77.5	66.0	45.2	24.5	21.3	6.0	6.6	21.8	22.3	58.4	67.0	
K correctif	1.31	1.21	1.04	.94	.79	.75	.81	.81	1.02	1.13	1.28	1.29	
Ep. corrigée	105	94	69	42	19	16	5	5	22	25	75	86	563
P-Ep	55	104	7	17	28	177	195	187	260	203	45	-3	
Variations des réserves	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	
Réserves du sol	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	97	
Ep réelle	105	94	69	42	19	16	5	5	22	25	75	86	
Déficit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Excédent	55	104	7	17	28	177	195	187	260	203	45	-	1278
Ecoulement	28	66	36	27	27	102	149	168	214	208	127	63	63
Coefficient d'humidité	1.91	.90	9.86	2.47	.68	.69	.03	.08	.12	1.67	-28,67		

C= .70

Col du Granier

Bilan de l'eau

Thornthwaite	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Année
Précipitations	113	131	70	49	2	197	147	182	197	139	112	157	1496
Etp potentielle	72.2	76.6	58.9	39.7	22.4	4.0	-	-	11.3	24.2	52.8	71.6	
K correctif	1.31	1.21	1.04	.94	.79	.75	.81	.81	1.02	1.13	1.28	1.29	
Etp corrigée	95	93	61	37	18	3	-	-	12	27	68	92	506
P - Ep (mm)	18	38	9	12	-16	194	147	182	185	112	44	63	
Variations des réserves	-	-	-	-	-16	16	-	-	-	-	-	-	
Réserve d'eau du sol	100	100	100	100	84	100	100	100	100	100	100	100	
Ep réelle	95	93	61	37	18	3	-	-	12	27	68	92	506
Déficit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Excédent	18	38	9	12	-	178	147	182	185	112	44	63	988
Ecoulement	9	24	16	14	7	93	120	151	168	140	92	77	988
Coefficient d'humidité	5.28	2.45	6.78	3.08	-1.13	.02	0	0	.06	.24	1.55	1.46	

C = 0,66

Les Près

Précipitations	116	132	76	27	13	163	220	177	218	78	81	113	1414
Ep potentielle	75.6	80.2	61.9	62.7	35.4	17.9	-	8.7	19.4	22.7	49.9	73.6	
K correctif	1.31	1.21	1.04	.94	.79	.75	.81	.81	1.02	1.13	1.28	1.29	
Etp corrigée	99	97	64	59	28	13	-	9	20	26	64	95	
P - Ep (mm)	17	35	12	-32	-15	150	220	168	198	52	17	18	
Variations des réserves	-	-	-	-32	-15	53	-	-	-	-	-	-	
Réserves d'eau du sol	100	100	100	68	53	100	100	100	100	100	100	100	
Ep réelle	99	97	64	59	28	13	-	9	20	26	64	95	574
Déficit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Excédent	17	35	12	-	-	97	220	168	198	52	17	18	834
Ecoulement	9	22	17	8	4	51	135	152	175	113	65	42	41 834
Coefficient d'humidité	5.82	2.77	5.33	-1.84	-1.87	.09	0	.05	.10	.50	3.76	5.28	

C = 0,59

Tableau 6

Bilans de l'eau d'après Thornthwaite

St-Vincent de Mercuze 77-78

	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O
Température moyenne	13.5	6.6	6.2	2.2	3.7	8.2	9.9	14	18.5	20.2	16	17.3	
Ep potentielle	6.11	2.31	2.36	.67	1.26	3.32	4.18	6.38	8.97	9.99	7.51	8.27	
Précipitations en mm	122	174	114	145	253	189	58	100	82.1	77.4	85	63	1462
K correctif	.9.4	7.9	7.5	8.1	10.2	11.3	12.8	12.9	1.31	12.1	10.4		
Ep corrigée	57	18	18	5	10	34	47	82	116	131	91	86	695
P - Ep	65	156	96	140	243	155	11	18	-34	-54	-6	-23	
Variation de la réserve d'eau	+65	35	-	-	-	-	-	-	-34	-12	-6	-23	
Réserve d'eau du sol	65	100	100	100	100	100	100	100	66	54	48	25	
Ep réelle	57	18	18	5	10	34	47	82	116	131	91	86	695
Déficit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Excédent	0	121	96	140	243	155	11	18	-	-	-	-	784
Ecoulement	0	61	78	109	176	166	88	53	27	13	7	3	3
Coefficient d'humidité	.87	.12	.19	.04	.04	.22	.23	4.56	-3.41	2.43	-15.17	3.74	

C = .45

1978-79

Précipitations mm	20.2	7	122	146	113	161	86	77	93	33	125	37	1020
Ep potentielle	45	17.5	13.7	.6	13.7	26.6	33.6	64.1	90.7	105.4	90.5	7.45	
K correctif	.94	.79	.75	.81	.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	
Ep corrigée	42	14	10	1	11	27	38	82	117	138	110	77	667
E - Ep (mm)	-22	-7	112	145	102	134	48	-5	-24	-105	15	-40	
Variations de la réserve d'eau	-22	-7	100	-	-	-	-	-5	-24	-105	+15	-40	
Réserves	3	0	100	100	100	100	100	95	71	0	15	0	
Ep réelle	42	10	10	1	11	27	38	82	117	104	110	52	604
Déficit	-	4	-	-	-	-	-	-	-	34	-	25	63
Excédent	-	-	12	145	102	134	48	0	0	0	0	0	441
Ecoulement	0	0	6	76	89	111	80	40	20	10	5	2	2 441
Coef. humidité	1.91	2.00	.09	.01	.11	.20	.79	-16.4	-4.88	-1.31	7.33	1.93	

C = 0,43

Bilan de l'eau d'après Thornthwaite

St-Vincent de Mercuze Juillet 78 - Juin 79

	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	
Précipitations	77	85	63	20	7	122	146	113	161	86	77	93	1050
Ep potentielle	99.4 1.31	74.6 1.21	82.2 1.04	51.9 .94	22.8 .79	18.4 .75	1.2 .81	18.5 .81	32.9 1.02	40.4 1.13	70.7 1.28	95.5 1.29	
Ep corrigée	130	90	85	49	18	14	1	15	34	46	90	123	695
P - Ep	-53	-5	-22	-29	-11	103	145	98	127	40	-13	-40	
Variation de la réserve d'eau	-53	-5	-22	-29	-11	-	-	-	-	-	-13	-40	
Réserves d'eau du sol	13	6	0	0	0	100	100	100	100	100	87	47	
Ep réelle	130	90	69	20	7	14	1	15	34	46	90	123	639
Déficit	-	-	16	29	11	-	-	-	-	-	-	-	
Excédent	0	0	0	0	0	8	145	98	127	40	0	0	418
Ecoulement						4	75	86	107	73	37	18	18 418
Coefficient d'humidité	-2.45	-18	-3.86	-1.69	-1.64	.13	.01	.15	.27	1.15	-6.92	3.08	

C = .40

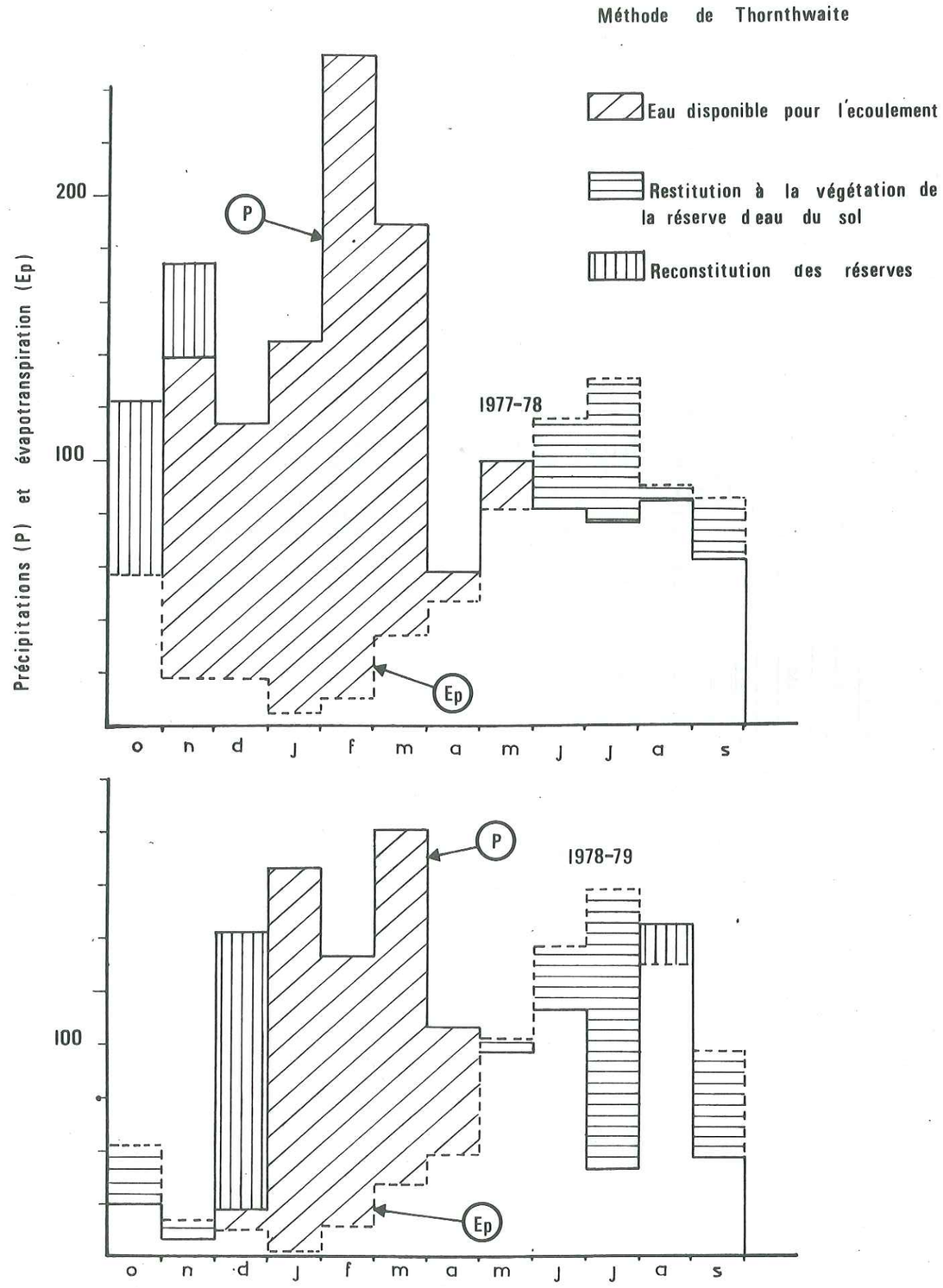
Bilan de l'eau d'après Thornthwaite

L'Alpe 1978-1979

Ep potentielle	83,4	75.5	66	34.2	19.5	-	-	-	-	-	37.1	55.0	371
K correctif	1.31	1.21	1.04	.94	.70						1.28	1.29	
Etp corrigée	109	9.1	69	32	14	-					47	71	433
Précipitations	148	142	92	59	28	84	73	148	166	194	1115 489	265	1889
P - Ep (mm)	39	51	23	27	14	84	73	148	166	194	442	194	1455
Variations des réserves	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Réserves d'eau du sol	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	
Ep réelle	109	91	69	32	14	-	-	-	-	-	47	71	433
Déficit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Excédent	39	51	23	27	14	84	73	148	166	194	442	194	1455
Ecoulement	20	35	29	28	21	53	63	105	136	165	303	249	1455

Tableau 7

Pl.50 Bilan de l'eau à St Vincent



III - SYNTHESE ET CONCLUSIONS SUR L'EVAPOTRANSPIRATION

Pour la station de St-Vincent de Mercuze nous avons pu dresser le tableau d'évapotranspiration suivant :

Méthode / Année	E. potentielle (mm)			Evaporation réelle (mm)				
	Thornthwaite	Penman	Turc	Lysimètre	Serra	Coutagne	Turc	Thornthwaite
077-S78	695	-	708	642	517	554	562	695
078-S79	667	725	744	543	573	610	570	604
J78-J79	695	680	729	596	559	596	563	639

Il semble que toutes les formules permettant le calcul du déficit d'écoulement donnent des valeurs assez proches de la réalité. Pour chaque cycle on peut trouver la méthode qui convient le mieux : Thornthwaite lorsque la pluviométrie est forte Turc et Coutagne pour des années normales ou déficitaires.

La présente étude porte sur une période beaucoup trop courte pour que l'on puisse tirer une loi d'évaporation à l'échelle annuelle. En effet si nous construisons le tableau des principaux paramètres climatiques à St-Vincent de Mercuze nous avons :

	Déficit d'écoulement (mm)	Pluviométrie (mm)	Température moyenne
O 77-S 78	642	1462	10,1
O 79-S 79	573	1020	11,7
J 78-J 79	596	1050	11,3

Le déficit d'écoulement est lié à la pluviométrie selon une loi

$$D = 0{,}137\ P + 442 \text{ mm}$$

Par contre ce même déficit est relié négativement à la température, ce qui ne correspond pas à la réalité.

Nous nous garderons donc bien de formuler quelque relation que ce soit concernant l'évapotranspiration réelle mais nous soulignerons l'intérêt que représentent des formules comme celles de Turc ou de Coutagne. En effet si pour la période juillet 78 - juin 79 nous condensons les résultats des stations d'altitude nous obtenons :

	E potentielle mm		E réelle mm			
Méthode	Thornthwaite	Turc	Serra	Coutagne	Turc	Thornthwaite
Couvent	563	630	449	447	504	563
St-Hilaire	584	645	455	484	495	584
Col du Granier	506	505	387	396	432	506
Les Près	574	599	449	477	493	574
z=1662	433	419	328	305	370	433

Ces deux formules semblent fournir des résultats proches les uns des autres et de la réalité (SVdM).Il faut souligner que ces méthodes sont faciles et rapides d'emploi ce qui n'est pas la moindre de leurs qualités.

Pour le cycle juillet 78-juin 79 c'est la formule de Coutagne qui cerne le mieux les termes du bilan sur le lysimètre. Nous avons calculé la régression linéaire évapotranspiration (selon cette méthode plus les données du lysimètre) - altitude . Nous avons :

$$E = -.226 \text{ alt. (m)} + 677 \text{ mm}$$

Nous pouvons alors calculer :

altitude (m)	Evapotranspiration réelle mm
1200	405
1300	383
1400	360
1500	338
1600	315
1700	292
1800	270
1900	247
2000	224

En définitive nous retiendrons, pour le déficit d'écoulement les valeurs moyennes suivantes :

350 m	580 mm
1000 m	480 mm
1650 m	300-370 mm

Ces derniers chiffres seront confrontés avec ceux établis par le calcul du bilan sur les hauts-plateaux.

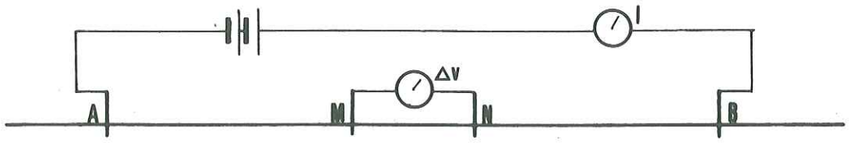
L'emploi du lysimètre permet donc d'appréhender les modalités d'écoulement et d'évaporation dans les terrains à porosité d'interstice, et de choisir les formules convenant le mieux aux conditions climatologiques du secteur étudié.

Par contre les résultats obtenus, avec un tel appareil ne sont extrapolables qu'avec précaution à des terrains calcaires, à plus forte raison si ceux-ci sont situés à des altitudes différentes de celle de la case.

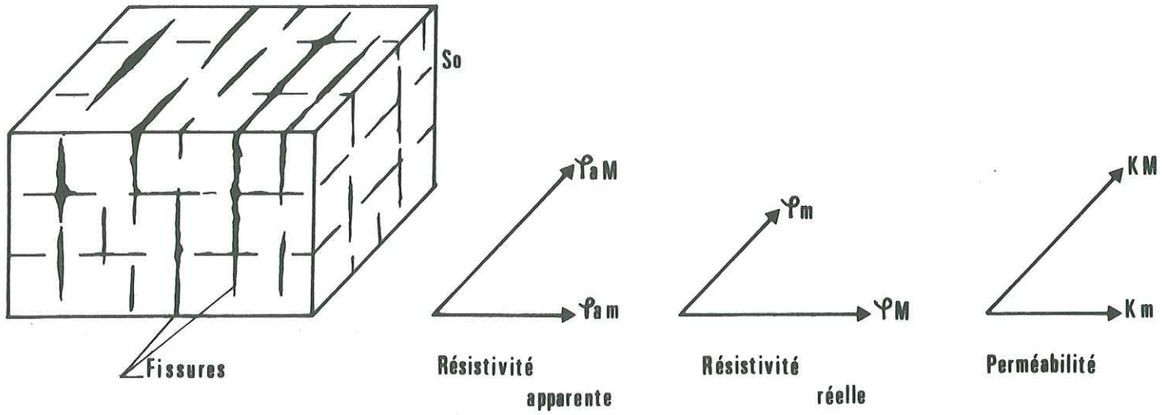
Ces résultats montrent en outre que l'évapotranspiration réelle dans la vallée du Grésivaudan est du même ordre que celle calculée grâce aux formules classiques, ce qui n'avait jamais été vérifié auparavant.

Schémas théoriques relatifs aux sondages electriques

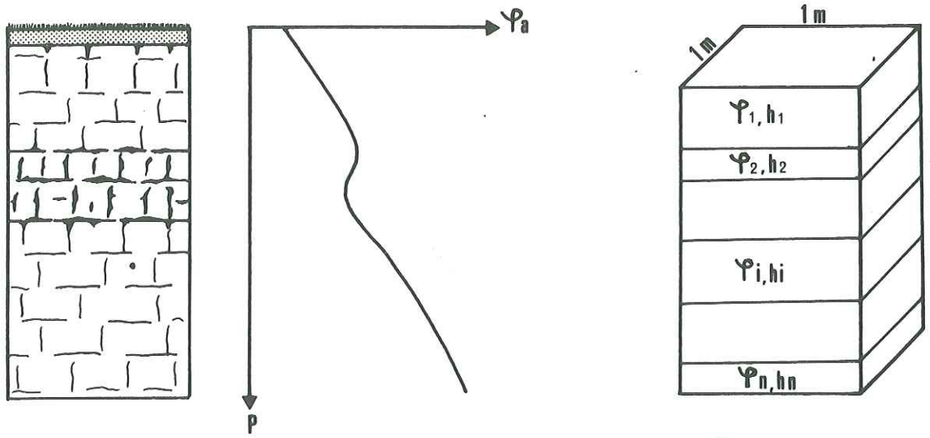
Pl. 51



Dispositif Schlumberger



RELATION ENTRE LA FRACTURATION ET LA RESISTIVITE



Determination d'un niveau aquifère

$$\rho t = \frac{\sum_{i=1}^{n} \rho i\, hi}{\sum_{i=1}^{n} hi} \quad , \quad \rho l = \frac{\sum_{i=1}^{n} hi}{\sum_{i=1}^{n} hi/\rho i}$$

Formules de l'anisotropie

CHAPITRE VIII

APPROCHE DES PHENOMENES D'INFILTRATION PAR PROSPECTION ELECTRIQUE

La courte étude géophysique que nous avons menée avait essentiellement deux buts :

. mettre en évidence l'anisotropie des calcaires due à la fracturation,
. contribuer à la connaissance des phénomènes d'infiltration en milieu fissuré.

I - APPROCHE THEORIQUE (Pl. 51)

Nous considérons que la fracturation engendre dans le milieu calcaire une alternance de "couches" verticales, de résistivités différentes et d'épaisseur variable.

En outre la succession dans un plan vertical de niveaux aquifères ou non permet de schématiser le karst comme un milieu anisotrope découpé suivant une maille orthorhombique (ou quadratique).

Si nous ne considérons que l'anisotropie due au seul système de discontinuités verticales, les résistivités dans le plan parallèle aux "couches" et suivant la normale à celles-ci sont définies comme étant respectivement la résistivité longitudinale ρl et transversale ρt .

Le coefficient d'anisotropie λ et la résistivité moyenne ρm ont pour expression :

$$\lambda = \sqrt{\frac{\rho t}{\rho l}}$$

$$\rho m = \sqrt{\rho t . \rho l}$$

Si $\emptyset$ représente l'angle que fait la direction des "couches" avec la ligne d'envoi de courant, α le pendage des couches la formule donnant la résistivité apparente pour un dispositif schlumberger s'énonce ainsi :

$$\rho a = \frac{\rho m}{[1 + (\lambda^2 - 1) \sin^2 \alpha \sin^2 \emptyset]^{\frac{1}{2}}}$$

PK Phattacharya et HP Patra 1968

Si la fracturation est parallèle à la ligne d'envoi de courant nous obtenons sin $\emptyset = 0$ et

$$\rho al = \rho m$$

Par contre si ces deux directions sont perpendiculaires sin $\emptyset = 1$

$$\rho at = \rho l$$

Comme $\rho l < \rho m$ il vient

$$\rho at < \rho al$$ ce qui est le paradoxe de l'anisotropie.

Les directions à résistivité apparente maximale seront donc en fait les plus conductrices et seront donc matérialisées par les fractures les plus karstifiées.

II - MODALITES PRATIQUES

Les sondages électriques ont tous été effectués au même point. L'emplacement choisi le fut selon plusieurs critères :

- Géologiques : l'installation des électrodes étant délicate sur les calcaires urgoniens, nous avons préféré travailler sur la "lumachelle" de l'Aptien qui elle, est recouverte d'une mince couche de sol. Ce type de terrain est beaucoup moins karstifié que l'Urgonien et représente plutôt un milieu assez fracturé.

La station de mesure fut implantée au fond du synclinal de l'Alpe en un point où les couches sont pratiquement horizontales.

- Topographique. Toujours pour éviter des corrections fastidieuses, nous avons recherché un site plat. L'emplacement idéal fut trouvé à 800 m au sud-ouest de la source de la Vieille.

Coordonnées Lambert : X = 880,063 Y = 352,825 Z = 1650 m

Les sondages ont été effectués avec un dispositif de type Schlumberger pour lequel le courant i est envoyé dans les électrodes A et B. La différence de potentiel V qui résulte de cette injection est mesurée entre les électrodes M et N.

Le rapport AB/MN est maintenu aussi grand que possible. Pour un tel quadripole la résistivité apparente ρa est :

$$\rho a = K \frac{\Delta V}{i}$$

où

$$K = \pi \frac{AM.AN}{MN}$$

ρa s'exprime en Ωm

ΔV s'exprime en millivolts

i en milliampères

K et les distances entre les électrodes s'expriment en mètres.

Nous avons employé le matériel suivant :

- Potentiomètre de type Cagniard (mesure par méthode d'opposition)
- Milliampéremètre de type Metrix
- 2 piles radio de 90 V utilisables en 45 V

La profondeur d'investigation est limitée(une trentaine de m) puisque les lignes AB n'ont jamais dépassé 140 mètres de longueur.

Nous avons adopté la technique dite des sondages électriques pluridirectionnels. A une même station sont réalisés plusieurs sondages suivant des directions différentes : les lignes de courant ont été tirées à 45° les unes des autres en commençant par la direction No (magnétique). Nous avons répété l'expérience 4 fois de suite, en laissant s'écouler deux jours entre chaque essai.

II - MISE EN EVIDENCE DE L'ANISOTROPIE DES CALCAIRES (Pl. 52 et 53)

Nous avons reporté sur diagramme la valeur de résistivité apparente obtenue pour une même longueur de ligne $\frac{AB}{2}$ et pour chaque direction. La figure obtenue dessine pour une formation stratifiée non horizontale une ellipse dont le grand axe est orienté suivant la direction de la stratification.

Les directions de sondages choisies sont telles (NO, N45, N90 et N135°) qu'elles correspondent à peu près aux directions principales de fractures mises en évidence par l'analyse structurale (N10°, N50°, N90°, N140°). La méthode employée devrait permettre d'appréhender les différences de comportement entre les familles de discontinuités.

■ Le 4 août 1979.

Il est tombé 17 mm de pluie au Chalet de l'Alpe au cours de la nuit précédente. La semaine antérieure aux essais a été relativement bien arrosée (89 mm), et par conséquent les niveaux superficiels étaient humides , permettant une bonne conduction du courant entre les électrodes et le sous-sol.

Un coup d'oeil au diagramme des résistivités apparentes nous permet de constater que l'anisotropie est bien marquée et qu'on assiste avec la profondeur à une rotation des directions à conductivité maximale. Nous donnerons ces directions pour différentes valeurs de $\frac{AB}{2}$ ⋆.

$\frac{AB}{2}$ m	5	10	15	20	30	50
Direction à conductivité maximale D max.	N45	NO	NO	N90	N90	N90

Les direction NO° et N135° représentent le plus souvent les zones à résistivité maximale.

■ Le 6 août.

Le beau temps a permis le drainage des horizons supérieurs du calcaire. L'anisotropie est peu marquée sauf en surface, nous obtenons :

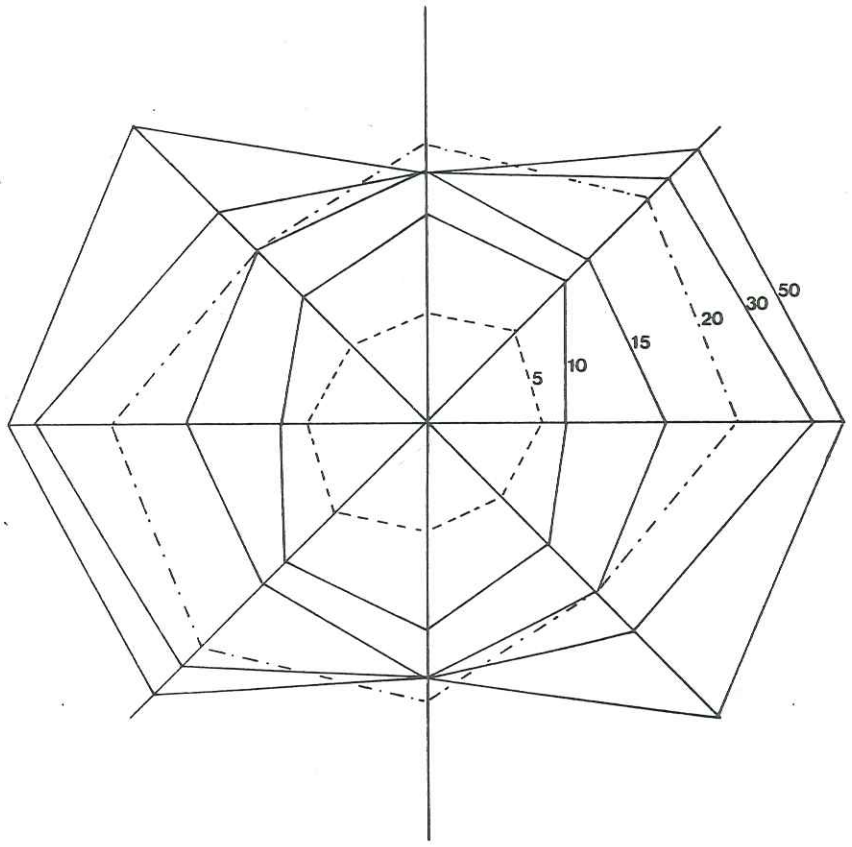
$\frac{AB}{2}$ m	5	10	15	20	30	50
D max	N45	N45	N90	N90	N90	N90

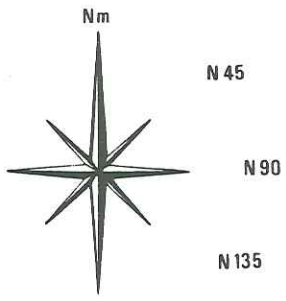
⋆ Signalons que pour une longueur de ligne AB la profondeur d'investigation est de l'ordre de $\frac{AB}{4}$

Diagramme de résistivité apparente

PI. 52

le 4/8/79



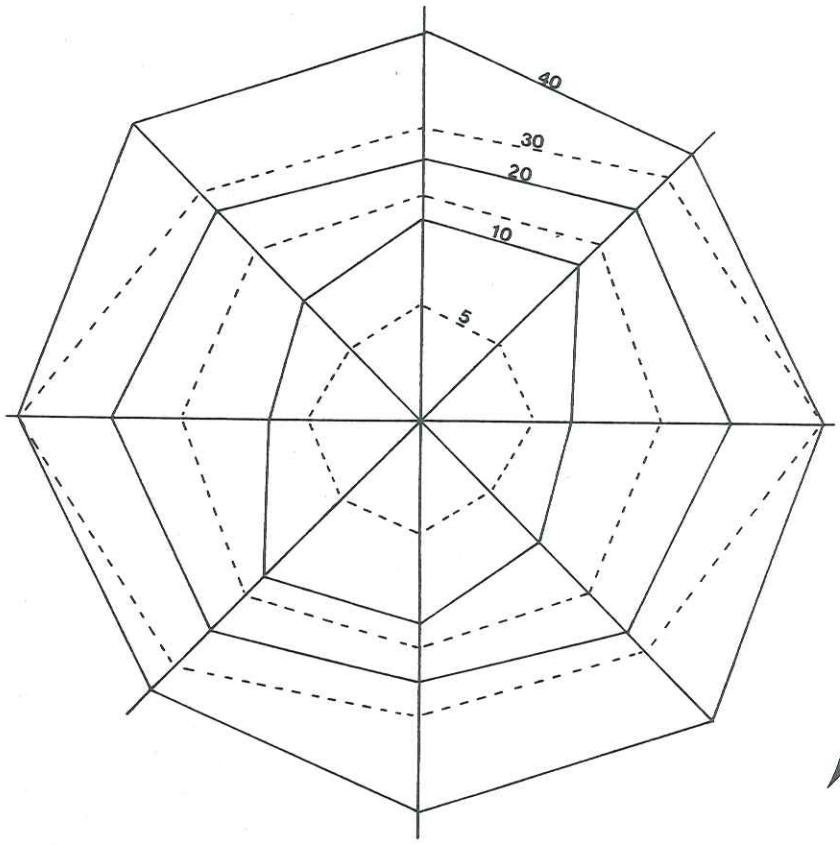


0 10^3 2.10^3 Ω.m

50 : Valeur de $\frac{AB}{2}$

Diagramme de résistivité apparente

le 6



Nm

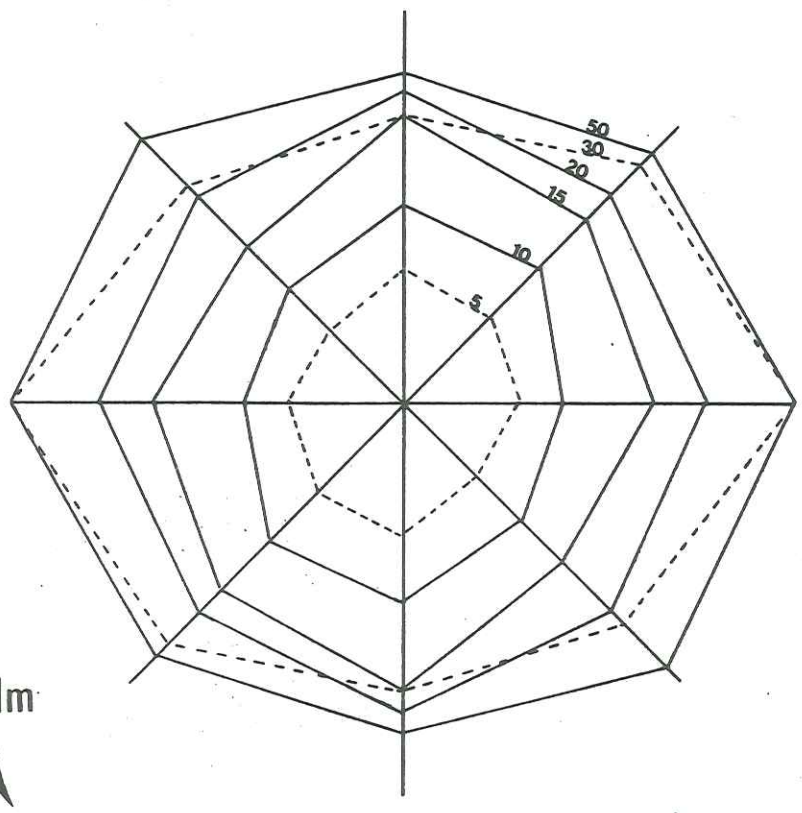
0 10^3 2.10^3 Ω.m

40: Valeur de $\frac{AB}{2}$

Diagramme de résistivité apparente

PI. 53

le 8



Nm

0 10^3 2.10^3 Ω m

70 : Valeur de $\frac{AB}{2}$

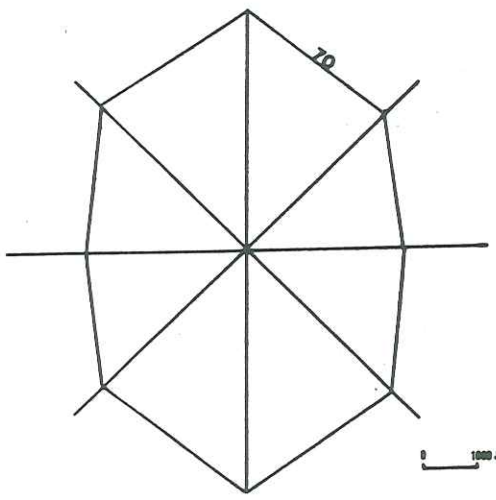
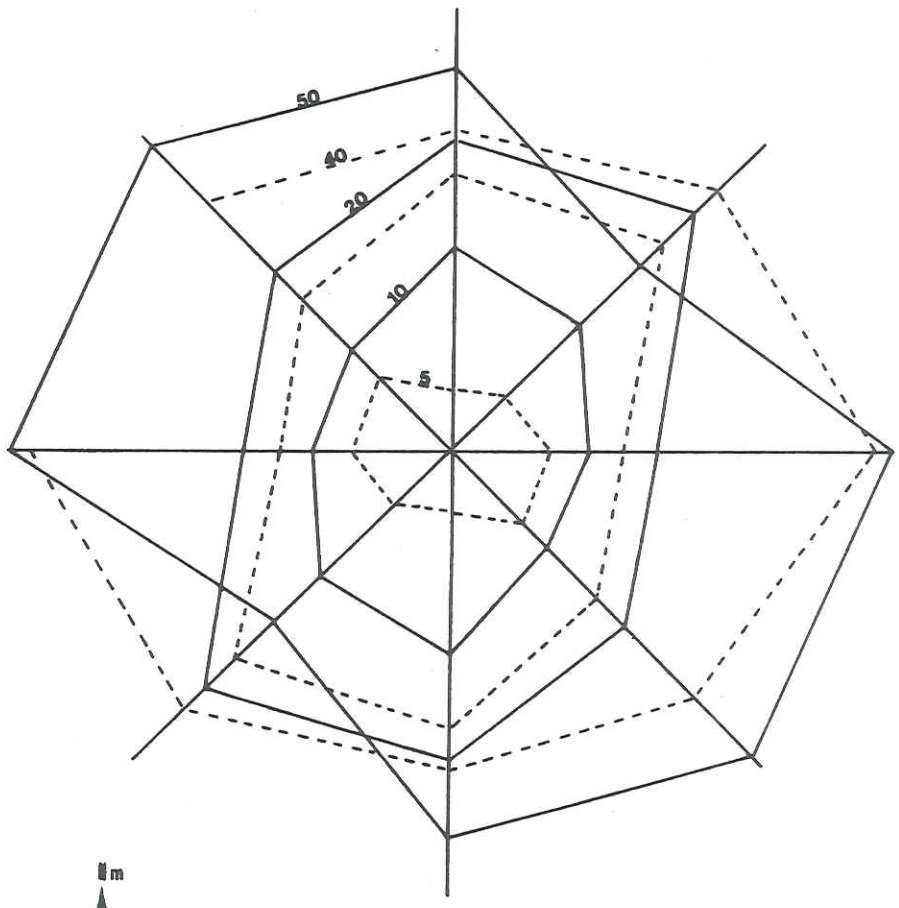


Diagramme de résistivité apparente

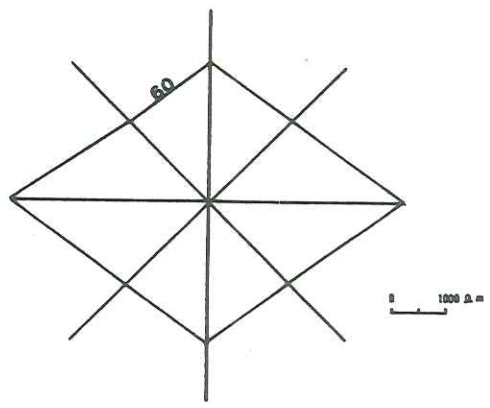
le 10



Nm

0 10^3 2.10^3 Ω m

60 : Valeur de $\frac{AB}{2}$



■ Le 8 août.
L'anisotropie est un peu mieux marquée que 6. Deux directions prédominent.

$\frac{AB}{2}$ m	5	10	15	20	30	50
D max	N0°	N0°	N0°	N0°	N90°	N90°

■ Le 10 août.
Les précipitations dues à l'orage du 9 au soir s'élèvent à 15 mm.
Le 10 le beau temps revient et les températures sont assez fortes (moyenne 17°5C) : Deux maxima apparaissent sur le diagramme : N45° pour $\frac{AB}{2}$ = 20 m et N90° pour 50 m.

$\frac{AB}{2}$ m	5	10	15	20	30	50
D max	N90°	N0°	N45°	N45°	N90°	N90°

Sur l'ensemble des quatres journées de mesures, nous pouvons retenir les faits suivants :

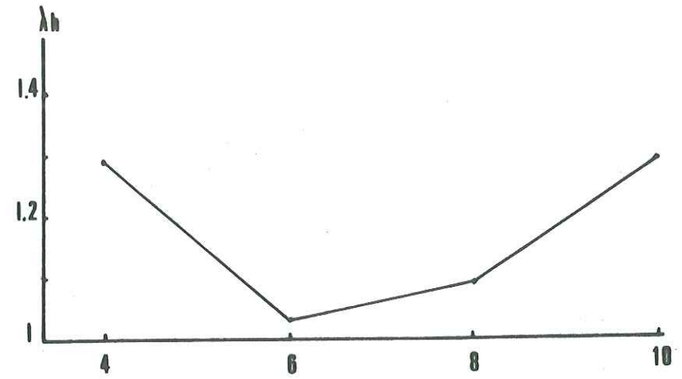
- pour $\frac{AB}{2}$ compris entre 0 et 10 m les directions majeures sont N0° et N45°
- pour $\frac{AB}{2}$ = 15 ou 20 m la répartition est assez confuse : N0°, N90° et N45°
- A partir de 20 m subsiste une seule direction : N90°
- La direction N135° n'apparaît jamais comme étant très conductrice.

Donc il semble que les fractures n'aient pas le même comportement sur toute leur hauteur et dans le temps.
Les familles de fissures d'extension transversales (N90°) et longitudinales (N10°) jouent bien du point de vue des circulations le rôle important que laissait prévoir la tectonique.
Les familles liées aux décrochements sont plus discrètes. Il faut voir que ces fissures ont joué en compression et sont donc fermées sauf en surface où leurs bords ont pu s'écarter sous l'action de divers facteurs (décompression, érosion, altération).
Nous définirons un coefficient d'anisotropie horizontale correspondant au rapport des axes de l'ellipse de résistivité apparente.

$$\lambda H = \sqrt{\frac{a}{b}}$$

λH est fonction de l'intensité de la fissuration (ou de la karstification) et de l'état hydrique du sous-sol.

date	le 4	6	8	10
λH	1,288	1,034	1,091	1,291



Variation de λH en fonction du temps Fig. 24

L'anisotropie est donc maximale après une pluie lorsque les fissures à forte conductivité hydraulique sont partiellement remplies d'eau. Lorsque le drainage s'amorce, les différences de comportement du terrain suivant les directions des discontinuités s'estompent.

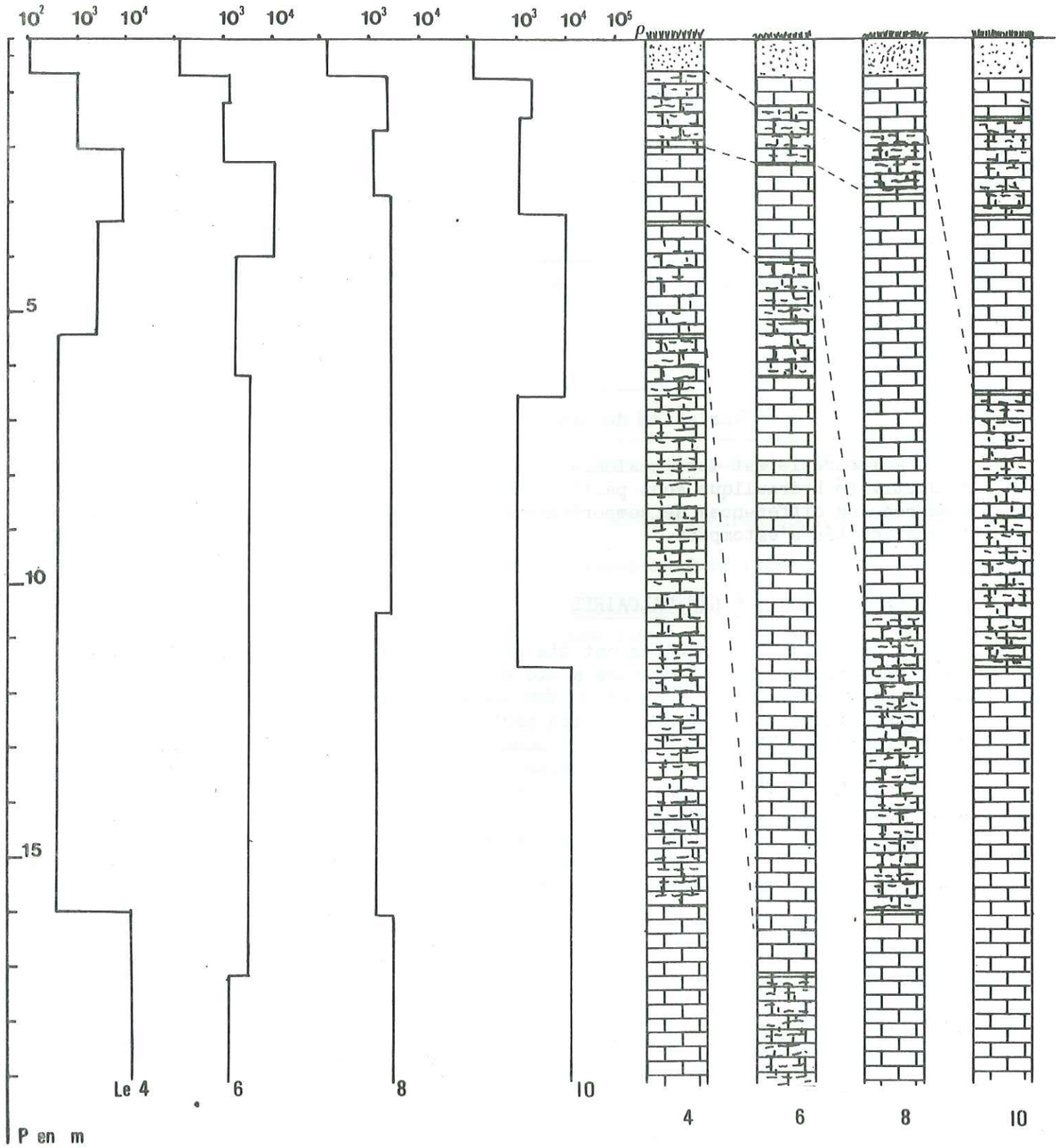
IV - INFILTRATION SUR LES CALCAIRES

Les résistivtés apparentes ont été reportées en fonction de $\frac{AB}{2}$ sur papier bilogarithmique. L'interprétation a été effectuée par comparaison avec des abaques, deux terrains d'une part et des abaques auxiliaires ou "lieu de croix" (BHATTACHARYA PK et PATRA HP) d'autre part. Cette méthode est facile d'emploi et la précision obtenue relativement bonne tant que le nombre de terrain ou la profondeur restent faibles. Pour chaque sondage, nous avons tracé en coordonnées semi-logarithmiques les variations de la résistivité trouvée en fonction de la profondeur. Ces Log permettent de mettre en évidence des zones à résistivité plus faible, que nous assimilerons à des couches plus ou moins imprégnées d'eau.
Pour une direction donnée nous avons tenté de corréler les différents horizons entre eux afin de mettre en évidence les migrations des niveaux d'humidification au fil du temps.

□ Sondage N0 (Pl. 54)
De l'interprétation de ces sondages il ressort 3 niveaux à faible résistivité : le premier correspond à un horizon de 60 à 70 cm de sol, les autres à deux niveaux aquifères.
Les eaux de la couche superficielle semblent percoler lentement du 4 au 8. Par contre la pluie du 9 provoque un déplacement brutal de la zone à forte conductivité.
Les eaux de la couche inférieure paraissent se scinder en deux, une partie migrant par capillarité, l'autre par gravité.

SONDAGES N 0

Pl. 54

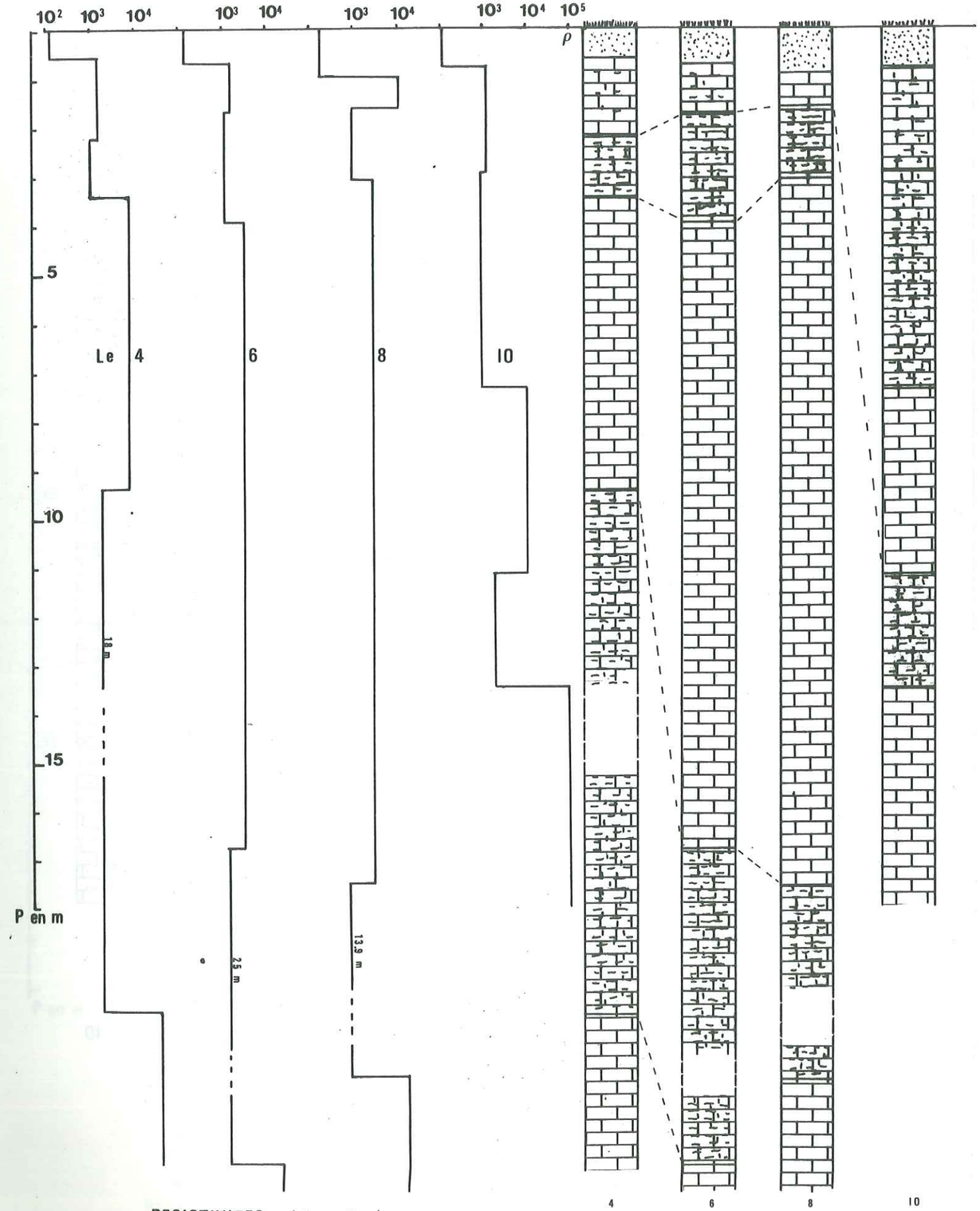


RESISTIVITES
(ρ en Ω m)

INTERPRETATION

SONDAGES N 45

Pl. 55

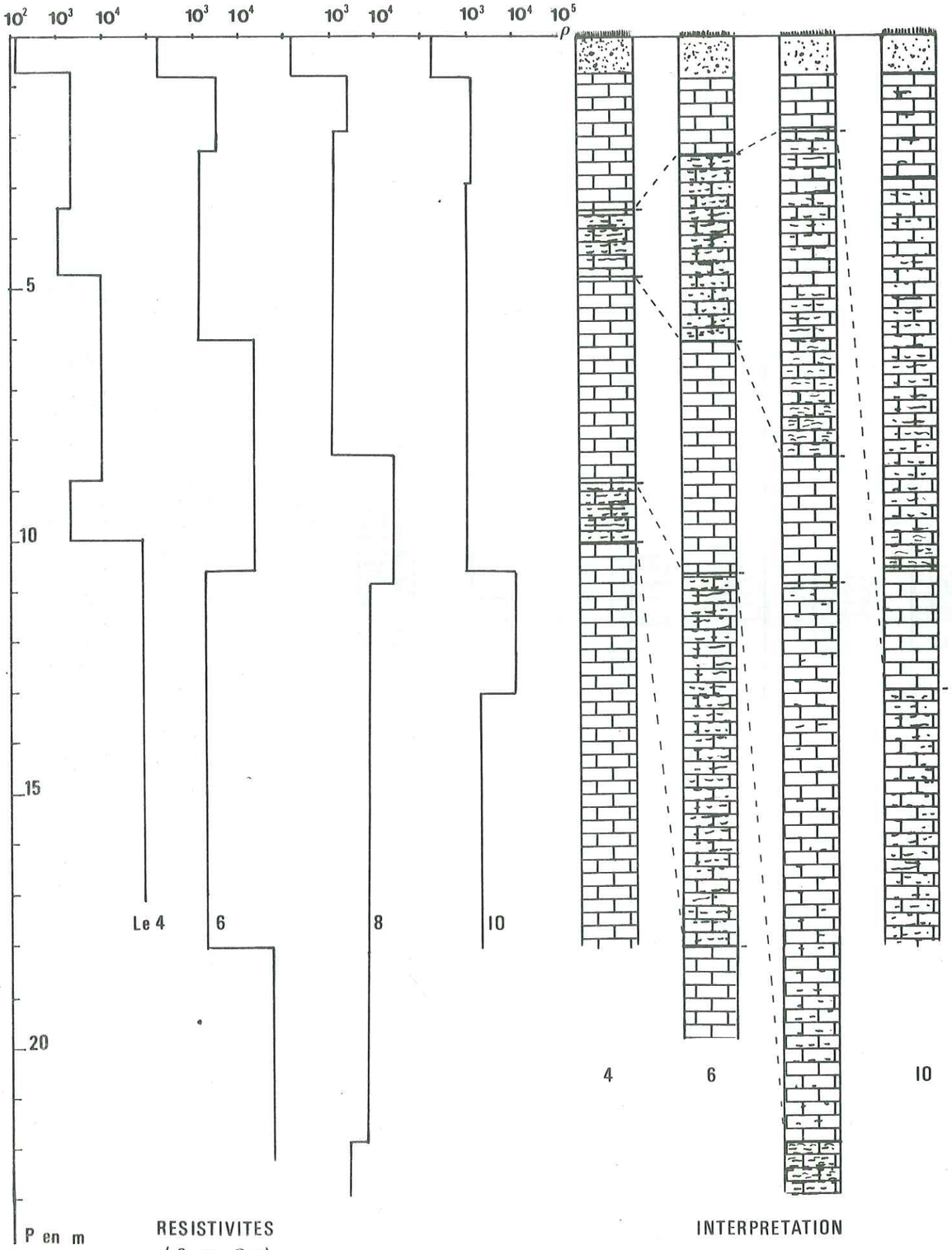


RESISTIVITES (ρ en Ω m)

INTERPRETATION

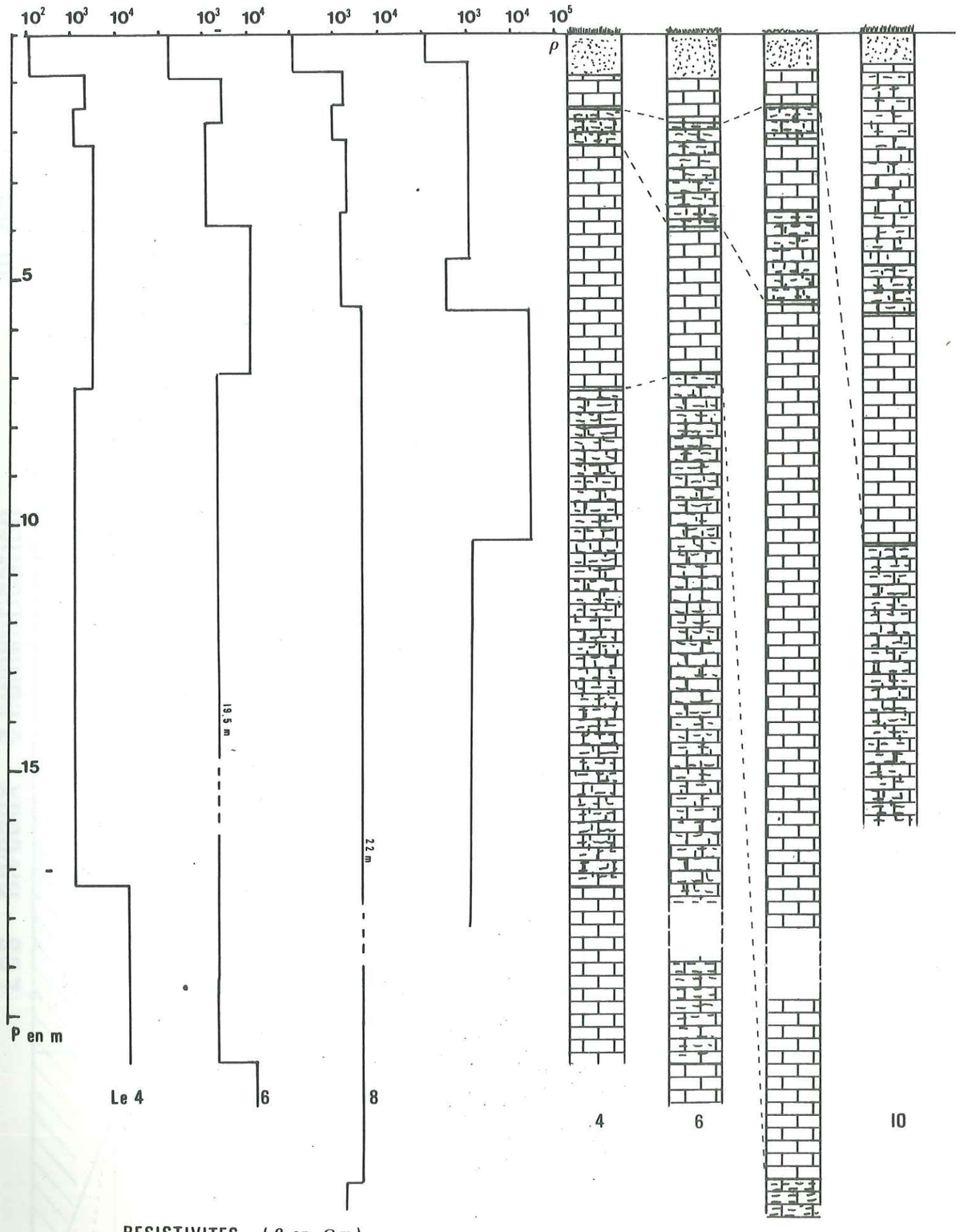
SONDAGES N 90

Pl. 56



SONDAGES N 135

Pl. 57



□ Sondages N45 (Pl. 55)

Le sol a une épaisseur de 60 à 80 cm.
La première couche à faible résistivité paraît s'épaissir du 4 au 6. Nous pouvons proposer deux explications à cela.

1 ressuyage des fissures situées au-dessus de l'"aquifère";
2 ascension des eaux superficielles du niveau "aquifère" sous l'effet des phénomènes d'évapotranspiration.

Nous retiendrons la première hypothèse car l'évaporation se produit par dissécation d'horizons de plus en plus profonds plutôt que par renouvellement ascendant de l'eau. On assiste donc à une diffusion de l'eau vers la surface sous forme de vapeur. Il est bien improbable que la présence de celle-ci se traduise par une variation de résistivité du sol. En outre, il semble que les forces de succion exercées par les végétaux perdent toute leur ampleur au-delà de 2 m.

Les eaux du 2ème niveau migrent rapidement du 4 au 6 puis leur progression se stabilise. Précisons que nous considérons les horizons conducteurs comme des niveaux d'humidification mais non nécessairement saturés ce qui explique que le degré de remplissage des fissures variant, l'épaisseur de ces horizons varie au cours de leur déplacement.

□ Sondages N90° (Pl. 56)

Nous assitons au même phénomène que celui constaté pour les sondages N45° à savoir que l'épaisseur de l'horizon supérieur croît du 4 au 8. Cet accroissement est essentiellement dû à la percolation des eaux les plus profondes qui provoque donc un étirement du niveau humide.

□ Sondages N135° (Pl. 57)

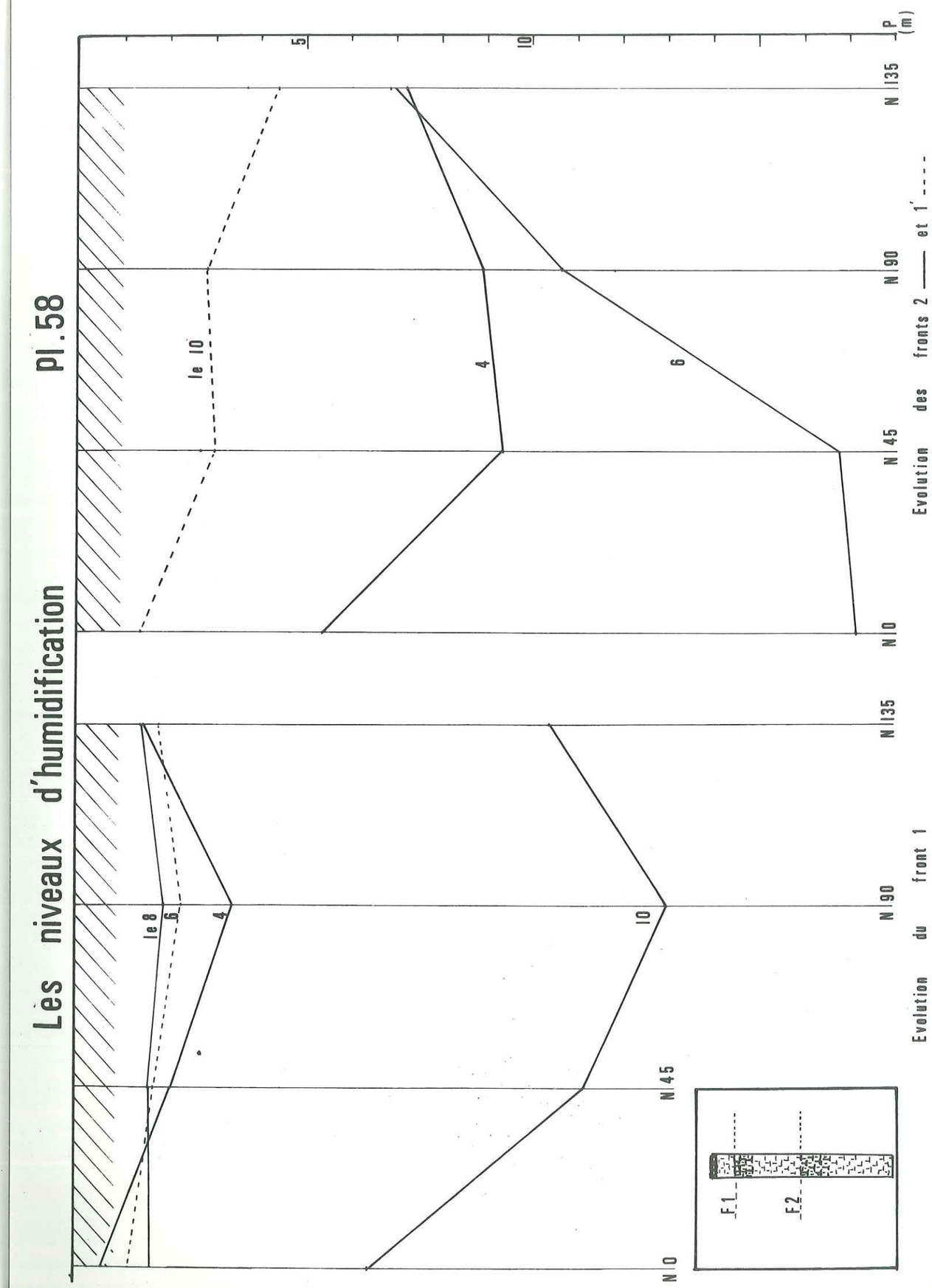
L'horizon supérieur s'élargit du 4 au 6 puis donne deux sous-horizons distincts qui seront chassés par les apports du 9. La saturation des niveaux superficiels lors d'une pluie doit entraîner une mise en charge des fissures sous-jacentes et y provoquer un écoulement de type piston : en effet le phénomène de chasse est très efficace puisque l'on peut constater un abaissement de l'ordre de 9 m du front supérieur d'humidification.
La couche inférieure stagne du 4 au 16, puis s'enfonce rapidement probablement à la faveur de drains efficaces situés à au moins 25 m sous la surface du sol.

Vitesses de déplacement du front d'humidification (Pl. 58)

Le front supérieur d'humidification se déplace lentement du 4 au 8 (au maximum 2,12 x 10^{-6} m/s). Par contre les vitesses de progression du 8 au 10 sont élevées.

Direction	NO	N45	N90	N135
Vitesse de déplacement m/s	1,8 x 10^{-4}	2,3x10^{-4}	2,4x10^{-4}	1,7x10^{-4}

Fl



La propagation, du 4 au 6 du deuxième front supérieur se fait aux vitesses suivantes :

Direction	NO	N45	N90	N135
Vitesse de déplacement m/s	$6,7x10^{-5}$	$4,3x10^{-5}$	$1,0x10^{-5}$	0 -

F2

Du 9 au 10 les vitesses apparentes d'infiltration sont :

Direction	NO	N45	N90	N135
Vitesse de déplacement m/s	$3,9x10^{-5}$	$6,9x10^{-5}$	$4,0x10^{-5}$	$7,6x10^{-5}$

F1

Il n'apparaît pas de direction réellement préférentielle d'écoulement en surface ; tout au plus peut-on constater la légère prédominance des vitesses suivant une orientation N45°.

En profondeur les fissures NO semblent être des drains efficaces. Ici nous nous devons de relever une des faiblesses des sondages plus directionnels : une famille de fractures, si celles-ci sont très ouvertes mais dépourvues de remplissage argileux (donc à faible pouvoir de rétention) apparaît comme très résistante une fois que l'eau qu'elle a contenue s'est écoulée.

Nous tenterons de lever cette ambiguité par l'étude des <u>coefficients d'anisotropie verticale</u>.

Soit une colonne constituée d'un empilement de n couches horizontales d'épaisseur hi de résistivité ρi.

La résistance offerte aux lignes de courant circulant perpendiculairement au plan des couches est égale à la somme des résistances de chaque terrain.

$$R = \sum_{i=1}^{n} \rho 1 \; hi \qquad \text{ou} \quad \rho t = \frac{R}{H} = \frac{\sum_{i=1}^{n} \rho i \; hi}{\sum_{i=1}^{n} hi}$$

De même la conductance offerte aux lignes de courant circulant dans le plan des couches a pour expression :

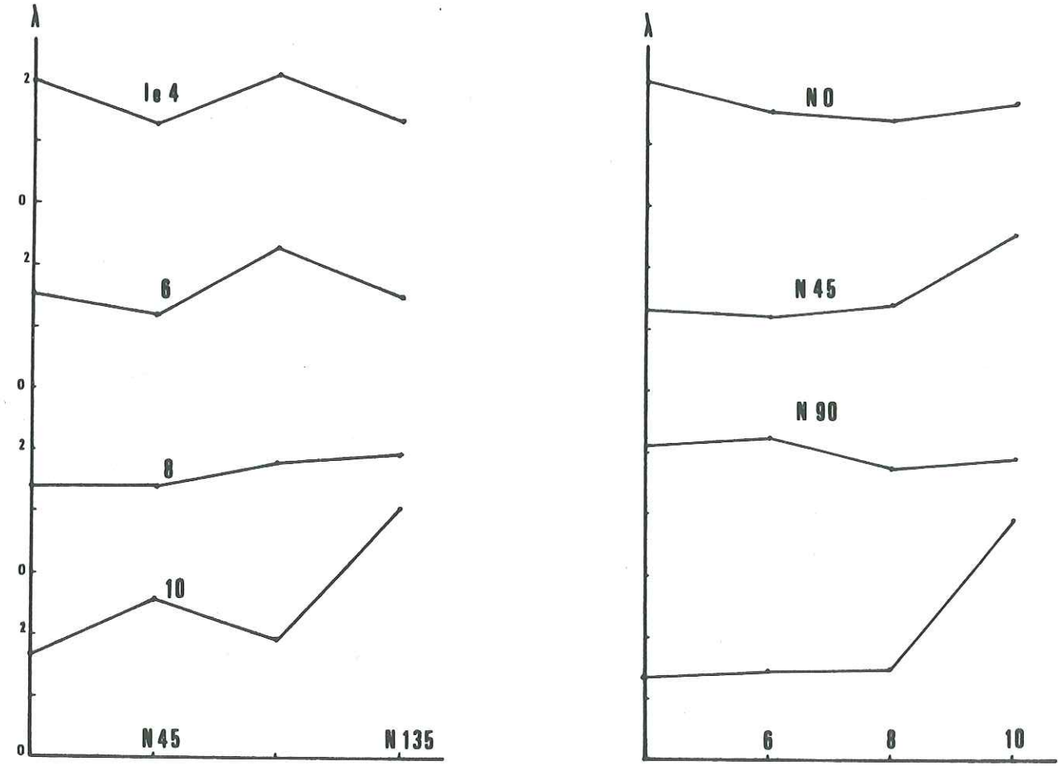
$$C = \sum_{i=1}^{n} \frac{hi}{\rho i} \qquad \text{ou} \quad \rho 1 = \frac{H}{S} = \frac{\sum_{i=1}^{n} hi}{\sum_{i=1}^{n} \frac{hi}{\rho i}}$$

Nous pouvons définir un coefficient d'anisotropie verticale

$$\lambda = \sqrt{\frac{\rho t}{\rho 1}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} hi \; \rho i \quad \sum_{i=1}^{n} hi/\rho i}{\left(\sum_{i=1}^{n} hi\right)^2}}$$

Nous obtenons les résultats suivants :

λ	Le 4	6	8	10
NO	2,00	1,53	1,43	1,67
N45	1,32	1,17	1,40	2,56
N90	2,09	2,25	1,76	1,93
N135	1,37	1,44	1,44	3,92



Variations du coefficient d'anisotropie λ

Fig. 25

. Les directions des fractures d'extension présentent du 4 au 8 les plus fortes valeurs de λ . Après la pluie du 9 les orientations d'anisotropie maximale s'inversent.

du 4 au 10, λ décroît pour les zones d'extension

A partir du 9, λ augmente pour les fissures de type D

Nous pouvons admettre que lorsque le coefficient d'anisotropie est fort, la présence d'eau suivant certains horizons accentue les contrastes de résistivité entre les différentes couches

Inversement un λ faible témoigne d'un drainage des couches entraînant une répartition plus uniforme de l'humidité.

En effet lorsque l'eau occupe un horizon la circulation du courant se fait préférentiellement dans le plan de celui-ci, ce qui se traduit par une augmentation de λ.

Nous assistons donc :

- à un drainage des fissures d'extension du 4 au 8
- à une concentration de l'humidité dans certains horizons suivant les directions N45 et N135 et ce à partir du 9.

Il semble que les fissures d'extension aient une plus grande capacité de stockage, mais un faible pouvoir de rétention. Après une longue période de pluie les fractures sont partiellement remplies d'eau (λ élevé) mais leur ressuyage est rapide (du 4 au 6 pour les NO, du 6 au 8 pour les N45°). L'épisode orageux du 9 n'augmente pas sensiblement l'anisotropie suivant ces directions.

Par contre ce même épisode doit saturer les fissures peu ouvertes de type D à certains niveaux : le drainage y est certainement beaucoup moins efficace en profondeur.

V - APPROCHE DU BILAN D'UNE AVERSE

Nous avons tenté d'estimer la quantité de précipitations infiltrée lors de l'orage de 9. Nous avons considéré que l'eau ayant traversé les niveaux d'altération échappe en partie au phénomène d'évapotranspiration.

Le calcul de l'emmagasinement a été effectué à partir de la formule empirique de AM NECHAI qui donne la résistivité d'une roche fissurée saturée en eau.

$$1/\rho = 2\,\Phi/3\ \rho W + (3 - 2\,\Phi)/\ (3 - \Phi)\ \rho_p$$

où Φ est la porosité utile
ρW la résistivité de l'eau d'imbibition
ρ_p la résistivité de la matrice rocheuse ;

Ce dernier terme ρp étant très élevé l'expression de ρ se simplifie :

$$1/\rho = \frac{2}{3}\ \Phi\ \rho W$$

Le volume d'eau emmagasiné, par unité de surface est égal au produit de la porosité de l'aquifère par son épaisseur :

$$W = \Phi\ h$$

$$= \frac{3}{2}\ \frac{\rho W\ \ h}{\rho}$$

Le calcul de W pour les deux niveaux situés immédiatement sous le sol nous donne :

W (mm)	NO	N45	N90	N135	Total
Niveau 2	9	81	55	83	228
Niveau 3	19	211	232	80	542

Nous avons pris comme valeur de ρW la résistivité moyenne mesurée à la source du "Chalet de l'Alpe" qui collecte uniquement des eaux de la "lumachelle" (ρ moy = 3580 Ω x cm).

Le total des eaux infiltrées s'élève donc à 770 mm. Le calcul ayant été effectué uniquement pour des directions de fracture, W doit être pondéré pour être représentatif du comportement du calcaire dans son ensemble

$$W \text{ réel} = W \text{ fracture} \times n$$

ou n est la porosité de fracture que nous pouvons calculer grâce à la formule suivante (Louis C 1968).

-.Pour 3 systèmes de fissures, d'ouverture moyenne 2 ai, de fréquence $\frac{1}{bi}$

$$n = \frac{V \text{ fissures}}{V \text{ total}} = \sum_{i=1}^{3} \frac{2ai}{b} - \sum_{i,j=1}^{3} \frac{2ai\ 2aj}{bibj} + \prod_{i=1}^{3} \frac{2\ ai}{bi}$$

$$= \sum_{i=1}^{3} ni - \sum_{i,j=1}^{3} ni\ nj + \prod_{i=1}^{3} ni \simeq \sum_{i=1}^{3} ni$$

où ni est la porosité pour un système de fracture = $\frac{2ai}{bi}$

Nous avons utilisé les résultats obtenus à la station de la Vieille mais sans tenir compte de la fermeture des fractures en profondeur puisque nous nous intéressons, dans ce cas précis, uniquement à des niveaux superficiels.

Famille de fracture	N 168	N52	N90	N144
2ai (m)	$8{,}05 \times 10^{-3}$	$4{,}69 \times 10^{-3}$	$2{,}3 \times 10^{-3}$	10×10^{-3}
fi = $\frac{1}{bi}$	.57	.95	.57	.11

La porosité dans ces conditions prend pour valeur :

n = 0,0145 soit 1,45 %

Les hauteurs d'eau infiltrée sont donc :

niveau 2 = 3,3 mm
niveau 3 = 7,9 mm
Total 11,2 mm

Si nous supposons qu'une bonne part de l'eau du niveau 2 encore proche de la surface pourra être remobilisée par evapotranspiration l'infiltration nette sera de 8 mm.

Déficit d'écoulement 17 mm - 8 mm = 9 mm

Coefficient d'infiltration = .47

Il ne faut pas oublier que l'averse étudiée s'est produite seulement 6 jours après une longue phase pluvieuse. Il est probable qu'à la suite d'un épisode sec le coefficient d'infiltration soit encore inférieur à la valeur trouvée.

Nous ne retiendrons que l'ordre de grandeur des chiffres avancés, la méthode employée n'étant pas très précise car dépendant surtout de l'interprétation des sondages électriques.

VI - CONCLUSIONS

- Il apparaît que les sondages électriques pluridirectionnels donnent des résultats significatifs sur les directions de fissuration. Peut-être le nombre de profils devrait-il être doublé pour tester le comportement du terrain entre les fractures.

Les résultats obtenus confirment les données de l'analyse structurale à savoir que nous avons deux grands groupes :

- les fractures d'extension, ouvertes qui jouent un grand rôle dans les circulations et sont des directions préférentielles à karstification ;
- les fractures de décrochement parmi lesquelles les N45° semblent très actives.

- Les vitesses d'infiltration trouvées en profondeur (de 1 à 7×10^{-5} m/s) peuvent être rapprochées des valeurs de conductivité hydraulique calculées au chapitre 3 (4 à 4,8 x 10^{-6} m/s).

- La prospection géophysique s'avère être un instrument précieux pour l'établissement d'un bilan des eaux dans la tranche la plus superficielle du sol. La multiplication de stations de mesuresdans le temps et dans l'espace devrait permettre une meilleure compréhension du phénomène complexe qu'est l'infiltration en milieu fissuré.

CHAPITRE IX

HYDROMETRIE

I - MESURES DES DEBITS

I-1- Le matériel utilisé

Comme nous l'avons déjà précisé, deux limnigraphes furent installés sur le secteur étudié.

- Le Cernon fut équipé en octobre 1977 d'un enregistreur E.O.B. BAR réduction 1/5. Cet appareil fut implanté à l'aval du petit barrage qu'exploite actuellement EDF. L'allure chaotique du lit du Cernon ne laissait pas beaucoup de latitude, quant au choix d'un emplacement favorable aux mesures de débits. La section retenuese situe dans une zone où les marnes valanginiennes sont subaffleurantes, ce qui limite les risques de sous-écoulements.

- La station du Pont du Drugey fut mise en service en Février 1978. Le limnigraphe utilisé (modèle Sensibloc réduction 1/10) ne fonctionna correctement qu'à partir de la fin avril. L'emplacement de cet appareil nous permit d'enregistrer les débits cumulés du Guiers et du Mort-Ru.

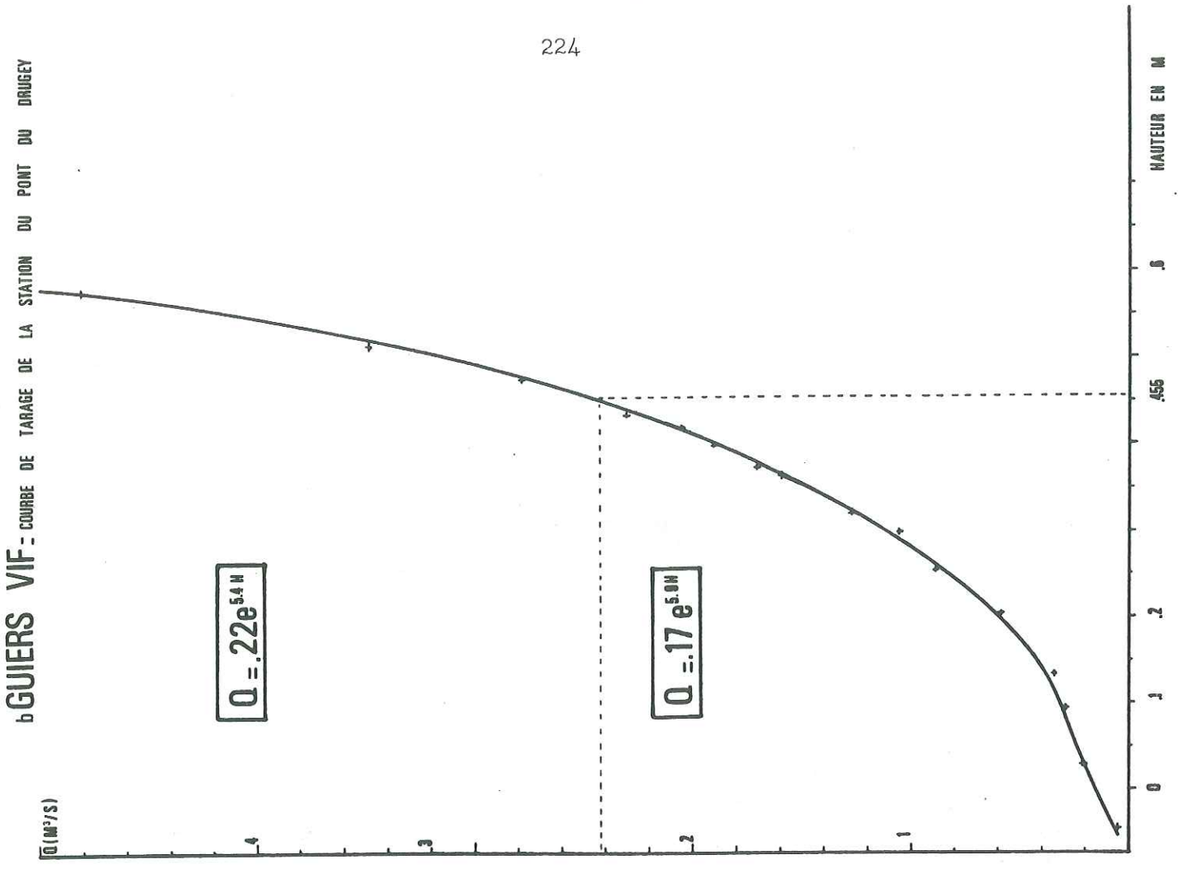
I-2- Les Jaugeages

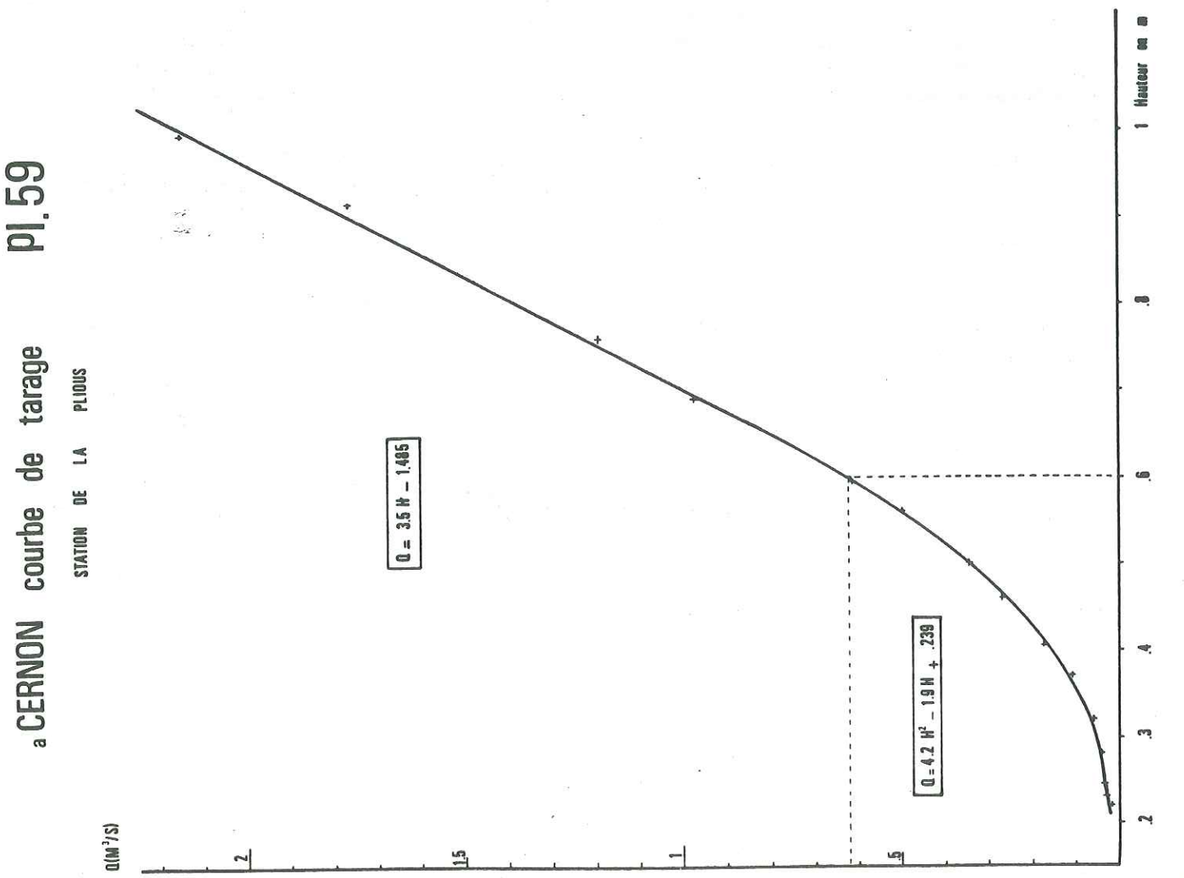
Le tarage de ces deux stations, ainsi que celui des échelles implantées aux sources a été réalisé de différentes manières :

- pour les débits inférieurs à 50 l/s les jaugeages ont été effectués par méthode chimique : injection de chlorure de sodium en solution et intégration de la courbe des résistivités en fonction du temps.

- de 50 à 500 l/s les mesures ont été exécutées au micro-moulinet. Les débits furent obtenus par planimétrage des courbes de vitesse ou par intégration numérique sur le Wang 2000.

- Au-delà de 500 l/s nous avons employé le procédé des dilutions chimiques (bichromate de sodium) et dépouillement par intégration.





I-3- Les courbes de tarage (Pl. 59)

- Les relations débits-hauteurs ont été ajustées par la méthode des moindres carrés. Nous avons testé le degré de corrélation obtenu pour plusieurs fonctions simples. Parmi celles-ci nous avons retenu les fonctions quadratique et linéaire pour la station du Cernon, exponentielle pour la station du Guiers.

Les équations des courbes de tarage ont pour expressions :

Cernon

H < 0,60 m $\quad Q_{(m3/s)} = 4,23\ H^2 - 1,91\ H + 0,239$

H > 0,60 m $\quad Q = 3,51\ H = 1.485$

Guiers-Vif

H<0,455 m $\quad Q = 0,174\ e^{5,91\ H}$

H>0,455 m $\quad Q = 0,213\ e^{5,41\ H}$

I-4- Calcul des débits turbinés

Les eaux du barrage du Cernon sont dérivées et acheminées par conduite forcée jusqu'à la centrale de Chapareillan. Celle-ci est équipée de deux turbines Pelton dont les productions sont les suivantes :

1ère turbine = 400 KW pour 0,093 m3/s

2ème turbine = 370 KW pour 0,077 m3/s

Coefficient énergétique moyen = 3,78 ou 3780 KW/m3/s, ce coefficient nous a permis de calculer les débits pour les productions intermédiaires.

Production	770 KW	550 KW	400 KW	225 KW	150 KW
Débits en m3/s	0,170	0,145	0,093	0,0595	0,040

L'usine a été automatisée en 1970 ; sa mise en marche et son arrêt se font pour des côtes bien déterminées du plan d'eau dans le barrage.

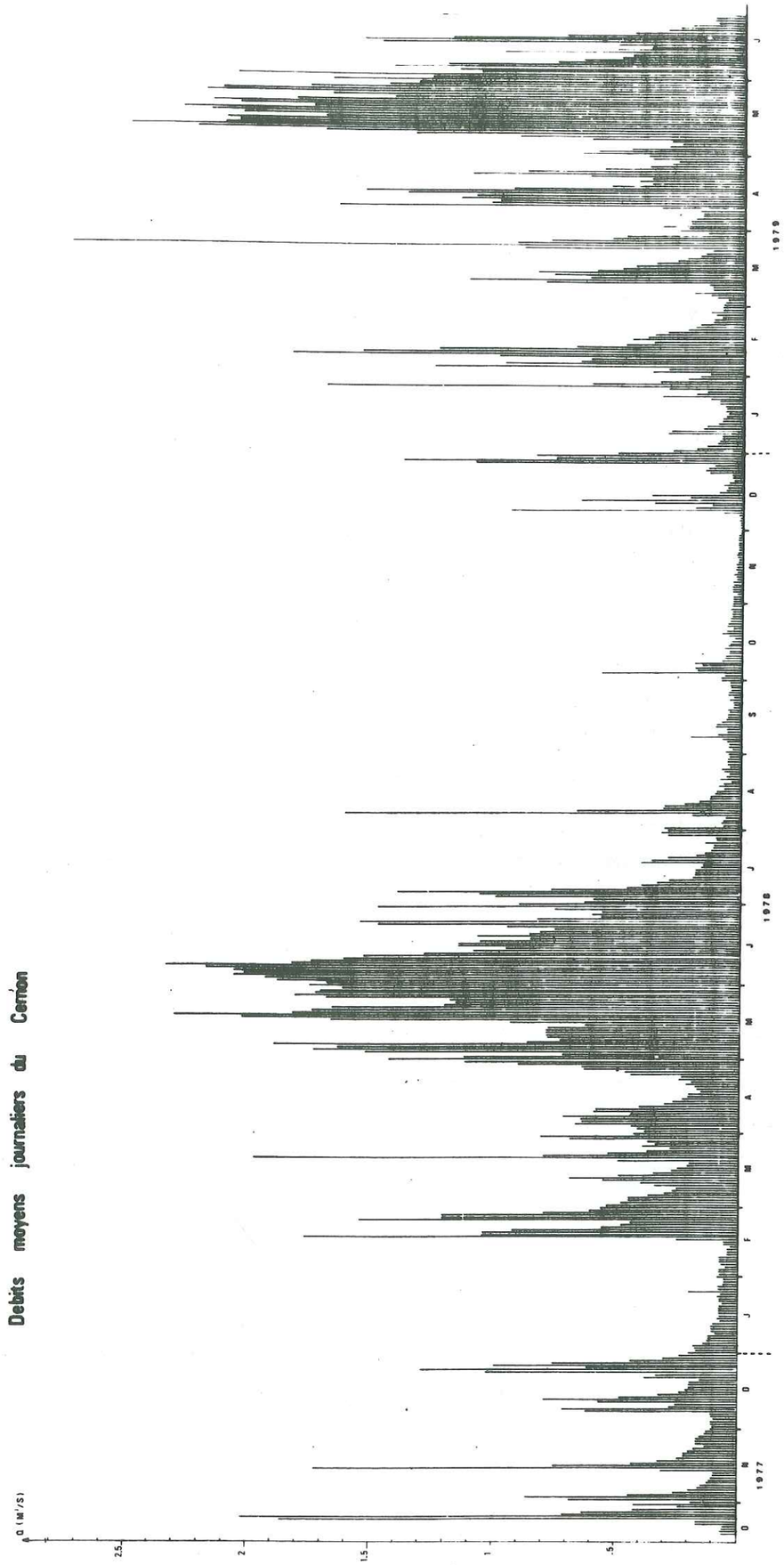
EDF a bien voulu mettre à notre disposition les bandes quotidiennes d'enregistrement de la puissance instantanée fournie aux bornes des alternateurs.

Nous avons ainsi pu calculer les débits moyens journaliers turbinés et les débits turbinés à chaque instant pendant les périodes de tarissement.

II - LES DEBITS DU CERNON

A partir de la courbe de tarage nous avons pu calculer les débits moyens journaliers après planimétrage de la courbe journalière des hauteurs. Pour les périodes de crue nous avons utilisé les valeurs des hauteurs prises heure par heure.

PI.60



II-1- Les débits moyens journaliers

Nous avons figuré planche 60 les débits moyens journaliers à la source du Cernon obtenus par sommation des débits déversés et des débits turbinés. L'hiver 1977-78 est marqué par une série de petites crues entrecoupées de périodes de tarissement, témoins d'épisodes pluvieux. En altitude le manteau neigeux ne se stabilise qu'en février, dès mars les pluies provoquent un début de fonte. Celle-ci ne revêt toute son ampleur qu'en mai-juin. En juillet, le stock neigeux étant épuisé, débute l'étiage d'été, qui se prolonge jusqu'au début décembre ; la décroissance régulière des débits est uniquement perturbée par les apports dus à trois orages.

Les précipitations de décembre doivent combler le déficit en eau du sol avant d'alimenter les sources. Les crues successives de l'hiver 1978-79 témoignent de phases de radoucissement en altitude liées aux passages des perturbations. La fonte se répartit sur toute la durée du printemps avec un maximum en mai. La décroissance des débits est rapide à la fin juin.

II-2- Les débits moyens mensuels (pl. 63 p.)

Ils sont calculés en prenant pour chaque mois la moyenne arithmétique des débits moyens journaliers :

Nous donnons pour chaque mois ;

$\overline{Q}$ = le débit moyen mensuel

S = l'écart-type des débits

CV = le coefficient de variation = $\frac{S}{\overline{Q}}$

Xi = le coefficient mensuel des débits égal au rapport du débit moyen du mois considéré au module annuel M (ou débit moyen annuel)

$$Xi = \frac{\overline{Qi}}{M}$$

V = le volume d'eau écoulé

h = la hauteur de la lame d'eau écoulée calculée à partir du module spécifique q en m3/s x km2

	$\bar{Q}$ m3/s	S m3/s	C.V.	Xi	V m3	h mm
Octobre 1977	0.533	0.644	1.24	-	-	-
Novembre	0.340	0.427	1.25	0.70	881 280	103.1
Décembre	0.400	0.317	.79	0.83	1 071 360	126,4
Janvier 1978	0.103	0.042	.41	0.21	275 875	32.5
Février	0.474	0.539	1.14	0.98	1 146 701	135.3
Mars	0.487	0.321	.66	1.01	1 304 381	153.9
Avril	0.440	0.238	.58	0.91	1 140 480	134.6
Mai	1.453	0.790	.54	3.00	3 891 715	459.3
Juin	1.326	0.559	.42	2.74	3 436 992	405.6
Juillet	0.421	0.381	.90	.0.87 0.96	1 127 606	133.0
Août	0.184	0.293	1.59	0.38 0.42	492 826	58.2
Septembre	0.063	0.033	0.52	0.13 0.14	163 296	19.3
Octobre	0.090	0.099	1.10	0.19 0.20	241 056	28.5
Novembre	0,028	0.011	0.39	0.06	72 576	8.6
Décembre	0.265	0.367	1.38	0.60	709 776	83.8
Janvier 79	0.232	0.301	1.30	0.53	621 389	73.3
Février	0.517	0.474	0.92	1.18	1 250 726	147.6
Mars	0.506	0.549	1.08	1.15	1 355 270	159.8
Avril	0.613	0.445	0.73	1.39	1 588 896	187.5
Mai	1.493	0.708	0.47	3.39	3 998 851	471.9
Juin	0.836	0.536	1.13	1.90	2 165 952	255.7

Année : Novembre 1977-Octobre 1978 : module = 0,484 m3/s
débit spécifique : 57,1 l/s km2
lame d'eau écoulée : 1801 mm

Juillet 1978-Juin 1979 : module : 0,440 m3/s
débit spécifique : 51,9 l/s km2
lame d'eau écoulée : 1637,8mm
surface du bassin versant : 8,474 km2

Les mois de mai et de juin présentent les débits maximum. La répartition des coefficients de variation ne semble pas suivre de loi précise.

Les mois de mars, avril, mai, juin sont excédentaires, le mois de janvier, déficitaire.

II-3- Les débits classés (Pl. 61)

Sur la figure nous avons classé les débits moyens journaliers par ordre décroissant en fonction du temps, ce mode de classement est dit monotone.

Le tracé de cette courbe nous a permis de définir les débits caractéristiques du cours d'eau :

- débit caractéristique maximum (DCM) est le débit dépassé 10 jours par an : 1,883 m3/s ;
- débit caractéristique moyen ou de 6 mois (DC6) le débit dépassé 6 mois par an : (débit de fréquence 0,5) = 0,250 m3/s ;
- débit caractéristique d'étiage (DCE) : le débit dépassé 355 jours par an : 0,040 m3/s.;
- les débits caractéristiques de 1,3 ou 9 mois (DC1, DC3, DC9) les débits dépassés respectivement 1,3 ou 9 mois par an.

DC1 : 1.580 m3/s
DC3 : 0.670
DC9 : 0.095
DC11 : 0,058

III - LES DEBITS DU GUIERS-VIF

III-1- Les débits moyens journaliers (Pl. 62)

Le Guiers présente un régime fortement influencé par le phénomène de rétention nivale. La crue de printemps est bien marquée et s'amortit à partir de mi-juillet. A la décroissance des débits qui dure jusqu'en décembre ne se superpose qu'une crue d'orage en août. On enregistre de nombreuses crues pendant l'hiver dues à des précipitations sous forme de pluie jusqu'à haute altitude.

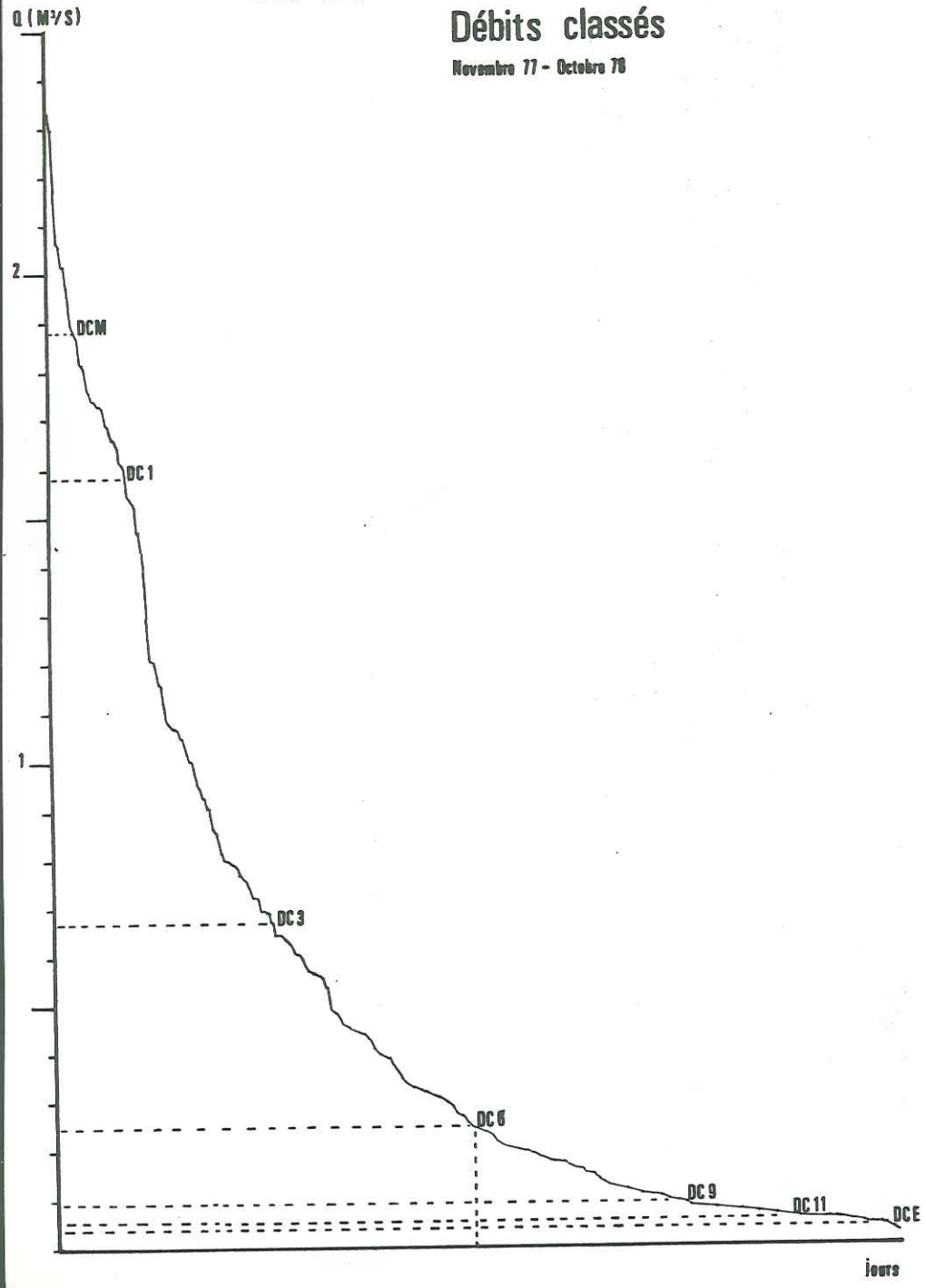
Le régime des débits du Guiers est donc très voisin de celui du Cernon, ce qui était prévisible vu la similitude existant entre les deux bassins versants de ces cours d'eau.

III-2- Les débits moyens mensuels (Pl. 63)

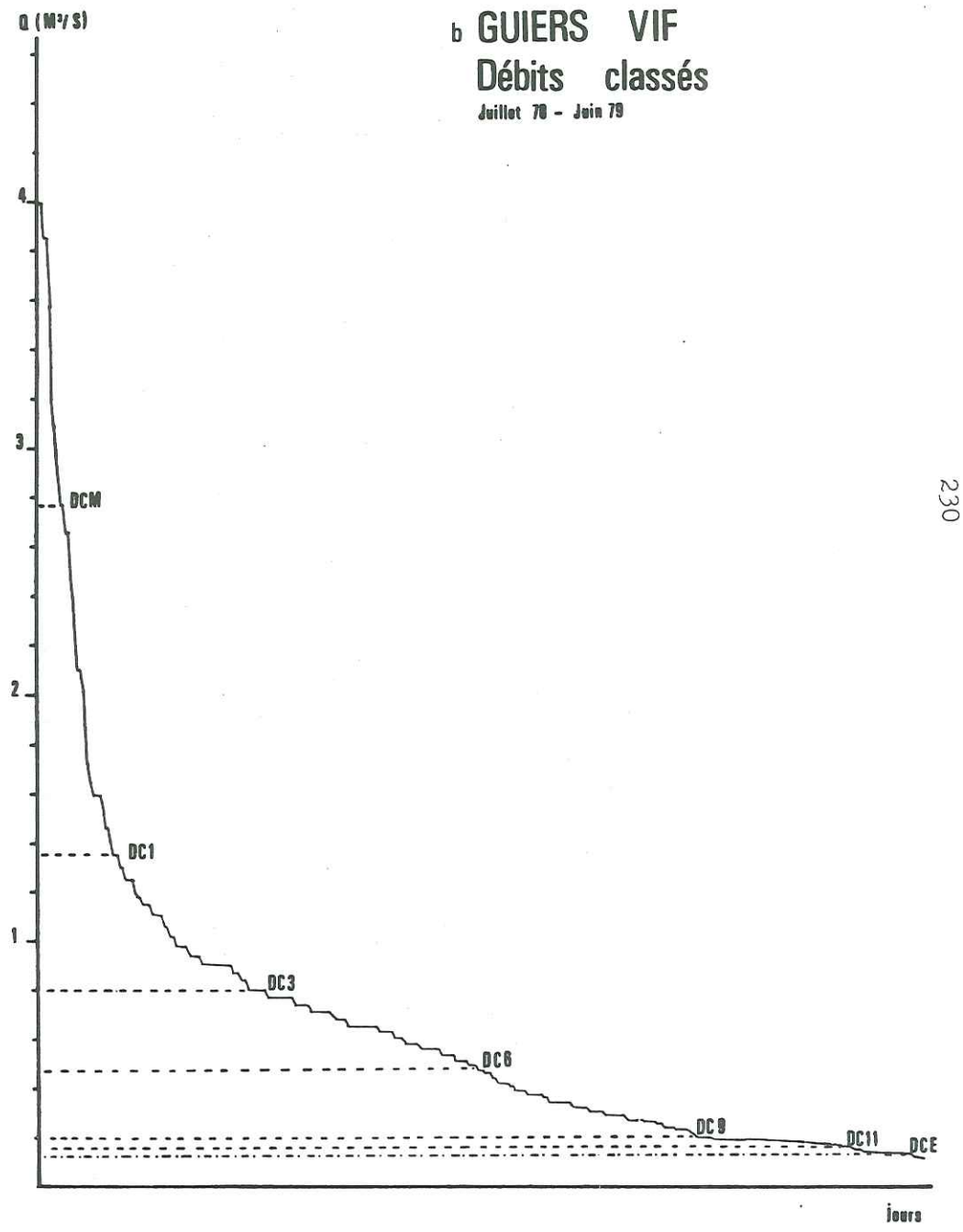
Nous avons obtenu les chiffres suivants :

Pl. 61

a CERNON
Débits classés
Novembre 77 - Octobre 78

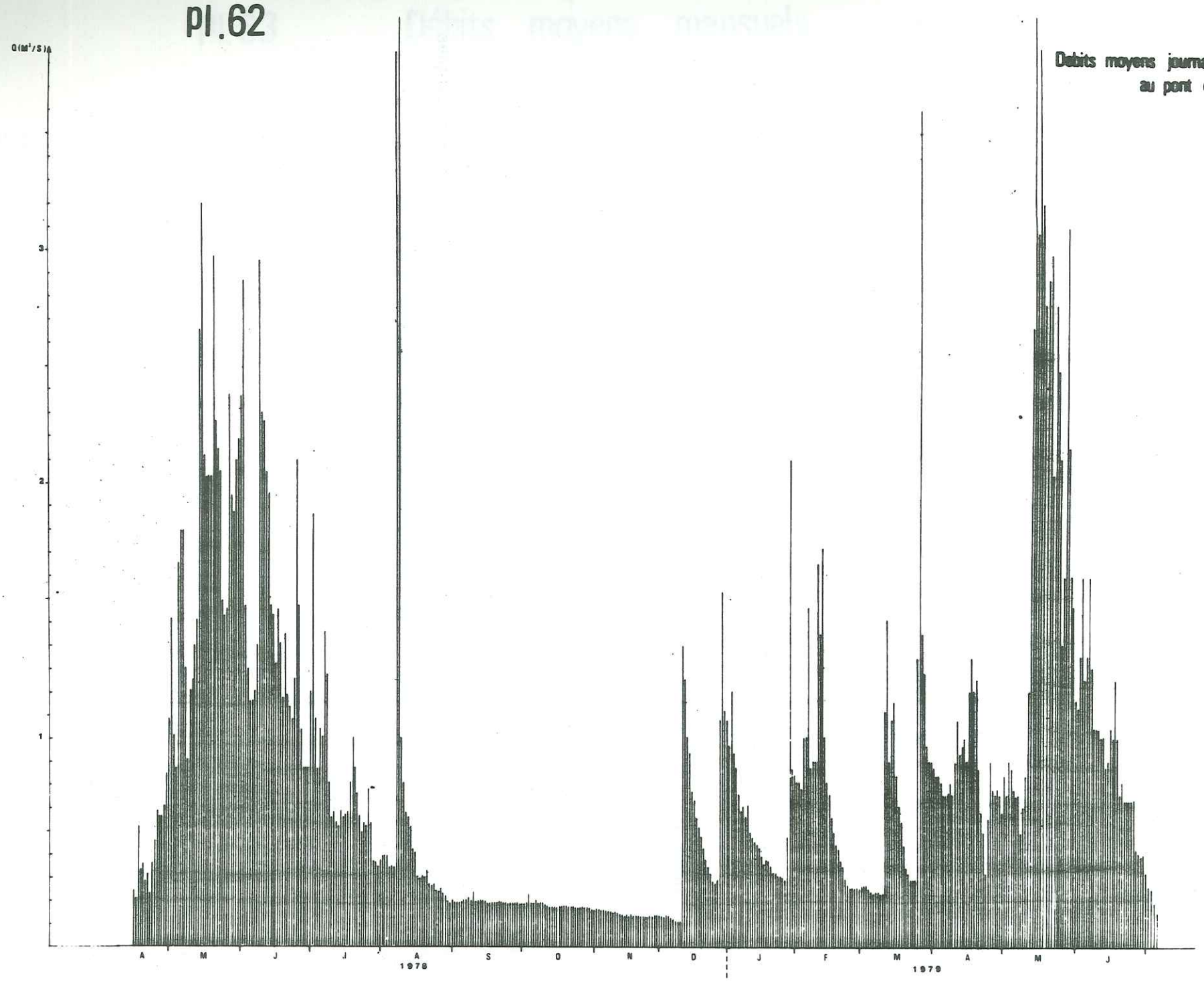


b GUIERS VIF
Débits classés
Juillet 78 - Juin 79



Pl.62

Débits moyens journaliers du Guiers Vif au pont de Drugey



	$\overline{Q}$ m3/s	S m3/s	CV	Xi	V m3	h mm
Avril	0.458	0.208	0.45	-	-	-
Mai	1.830	0.623	0.34	-	4 901 472	40.8
Juin	1.433	0.581	0.41	-	3 714 336	334.0
Juillet	0.694	0.318	0.45	1.08	1 858 810	167.2
Août	0.588	0.904	1.54	0.91	1 494 547	141.6
Septembre	0.195	0.009	0.04	0.30	505 440	45.5
Octobre	0.181	0.014	0.08	0.28	484 790	43.6
Novembre	0.143	0.010	0.07	0.22	365 472	33.3
Décembre	0.550	0.390	0.71	0.85	1 473 120	132.5
Janvier	0.560	0.351	0.63	0.87	1 499 904	134.9
Février	0.686	0.425	0.62	1.06	1 659 571	149.2
Mars	0.689	0.659	0.96	1.06	1 845 418	165.9
Avril	0.764	0.200	0.26	1.18	1 980 288	178.1
Mai	1.834	1.059	0.58	2.84	4 912 186	441.8
Juin	0.853	0.331	0.39	1.32	2 210 976	198.8

Année Juillet 1978-Juin 1979 module : 0,646 m3/s
débit spécifique : 58,1 l/s km2
lame d'eau écoulé : 1832 mm
surface du bassin versant : 11,119 km2

. Les mois excédentaires vont de février à juin

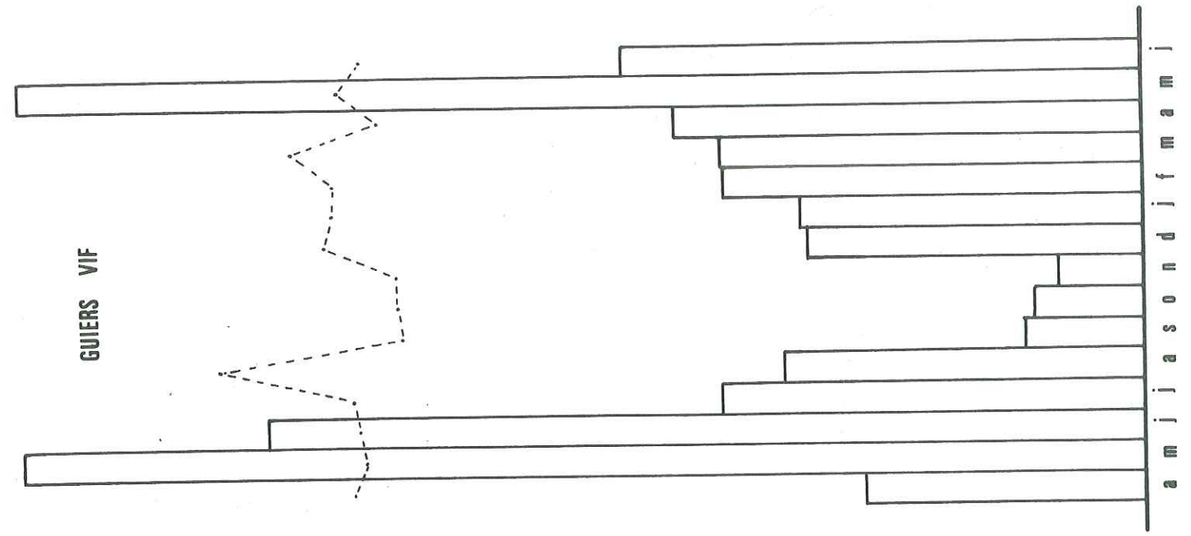
. Le coefficient de variation est faible pour les mois de fonte de neige, ce qui implique que le phénomène de fonte à une certaine inertie, les C.V. sont en principe plus faibles qu'au Cernon : ceci est probablement dû au fait que les débits enregistrés résultent de la somme des apports de deux sources qui ne réagissent pas forcément en phase puisque leurs bassins versants ont des caractéristiques différentes.

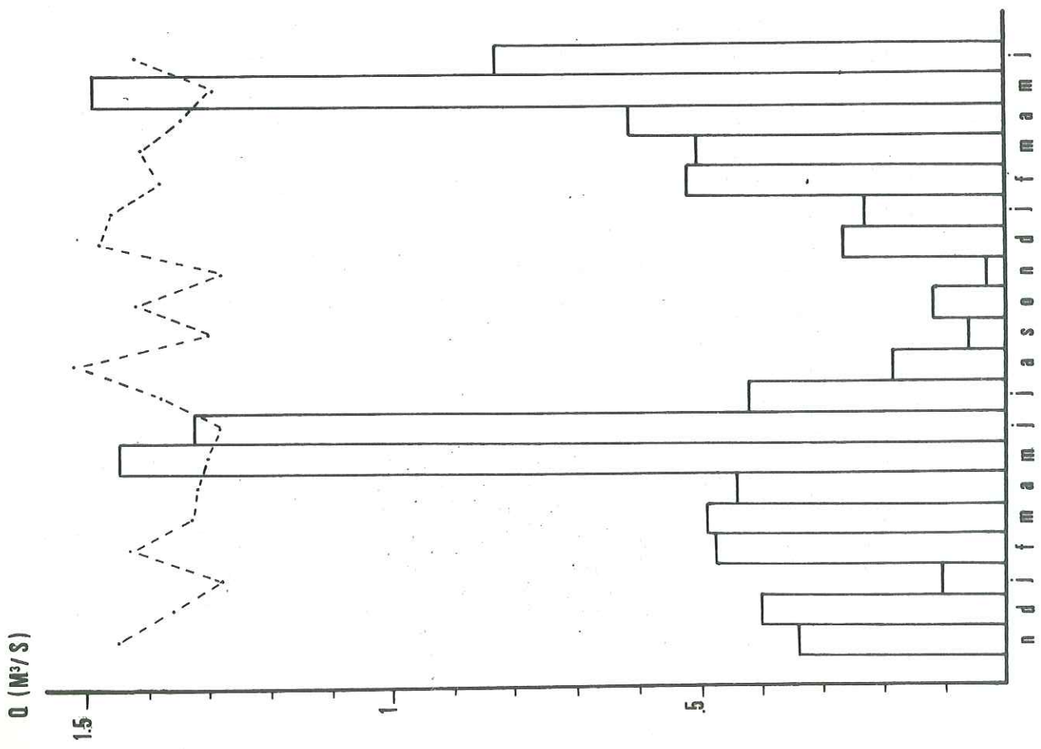
Malgré des valeurs de précipitations moyennes (2 m) le débit spécifique reste élevé et plus fort que celui du cernon.

Comparaison avec d'autres cours d'eau des chaînes subalpines

Guiers Vif à St-Même	58,1 l/s km2	1978-79
Guiers Vif à St-Christophe	38,5 l/s km2	1970-1974
Guiers Mort à St-Laurent du Pont	40,7 l/s km2	1970-1974
Cernon	51,9	1978-79
Cernon	57,1	1977-78
L'Ugine (Chablais)	32,9	1977-78
Le Nan des Aillons (Bauges)	44,1	1978
La Bourne (Vercors)	26,7	1963-1967
Le Ternèze (BAuges)	26,9	1978

Pl. 63 Débits moyens mensuels





III-3- Les débits classés

Les débits caractéristiques sont les suivants :

DCM	DC1	DC3	DC6	DC9	DC11	DCE
2,765 m3/s	1,360	0,800	0,490	0,200	0,160	0,133

Compte-tenu du rapport des surfaces des bassins versants, les débits d'étiage du Guiers sont nettement plus élevés que ceux du Cernon.

IV - ETUDES DES CRUES MENSUELLES DU CERNON

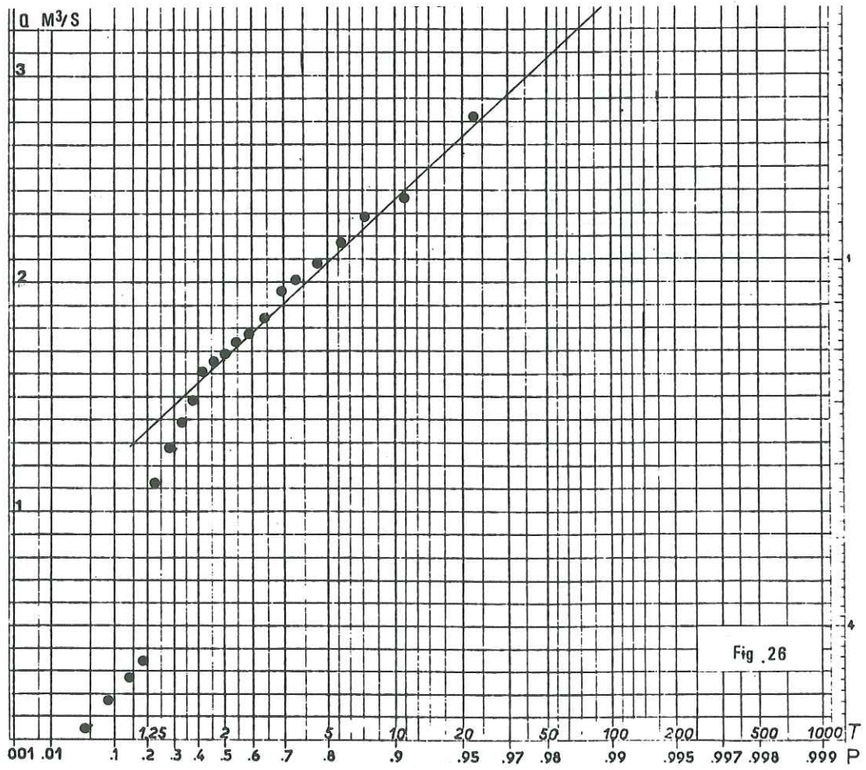
Pour chaque mois de la période d'étude nous avons retenu le plus fort débit moyen journalier. Ces débits ont été représentés sur le graphique de Gumbel en fonction des fréquences cumulées $(\frac{m}{n+1})$ (ou m est le rang de la donnée et n le nombre de données).

La loi de Gumbel, dite "des valeurs extrêmes" a pour fonction de répartition:

$$F(x) = e^{-e^{-a\,(x - x)}} = \text{Prob}\ [\ X \leqslant x\ ]$$

F(x) est la probabilité au non dépassement

L'ajustement n'est acceptable qu'au delà de 1,6 m3/s, ce qui est normal puisqu'au cours de la période d'étude nous avons eu plusieurs mois d'étiage prononcé ainsi que des mois sans crue notable.



La crue annuelle a une probabilité 1/7,4 soit une probabilité de non dépassement = 0,87. La figure 26 nous donne Q=2.250 m3/s. De même le débit de crue dépassé deux fois par an (0,73) est égal à 1.970 m3/s.

Nous pouvons également procéder à un ajustement par la méthode des moments en écartant les points aberrants ou isolés.

L'échantillon considéré étant petit, la meilleure estimation des paramètres a et xo de la formule de Gumbel est la suivante :

$$a = \frac{Sn}{Sx} \qquad \text{et} \qquad xo = \overline{x} - \frac{yn}{a}$$

Sn et Yn dépendent de la taille n de l'échantillon et sont donnés par des tables.

$\overline{x}$ et Sx sont respectivement la moyenne et l'écart-type de l'échantillon, nous obtenons :

$\overline{x}$ = 2.009 m3/s Sx = 0,360 m3/s
a = 2.889 Xo = 1.829 m3/s

Nous pouvons calculer la probabilité annuelle de non dépassement d'un débit donné :

x = 3 m3/s F(x) = 0,9666
x = 4 m3/s F(x) = 0,9981
x = 5 m3/s F(x) = 0,9991

Le débit moyen quotidien du Cernon a donc une probabilité pratiquement nulle de dépasser 5 m3/s à l'échelle d'une année.

V - ESTIMATION DU DEBIT MOYEN DE QUELQUES SOURCES (Pl. 64)

Ne disposant que de peu de relevés d'échelle (une vingtaine pour chaque source), nous avons tenté d'ajuster la répartition des débits à une loi statistique NORMALE ou LOG-NORMALE.

La répartition des valeurs n'était gaussienne à aucune des sources considérées : Mort-Ru, Eparres, Fontaine-Froide, St-Martin.

Nous avons alors reporté les logarithmes des débits sur papier de probabilité. La construction de la droite de Henry n'a été possible que pour les Eparres et Fontaine-Froide : Pour les deux autres sources l'ajustement avec une loi simple s'est révélé impossible.

. Les Eparres

La répartition des valeurs autour de la droite de Henry n'est pas parfaite mais acceptable si l'on considère que l'échantillon étudié est de faible taille.

Nous avons calculé la moyenne $\overline{y}$ et l'écart-type Sy des valeurs transormées

$\overline{y}$ = 3,899 avec y = In Q
Sy = 1,20

L'intervalle de confiance peut être estimé grâce à la formule suivante :

$$I = h \frac{Sy}{\sqrt{n}} \sqrt{up^2 + 2}$$

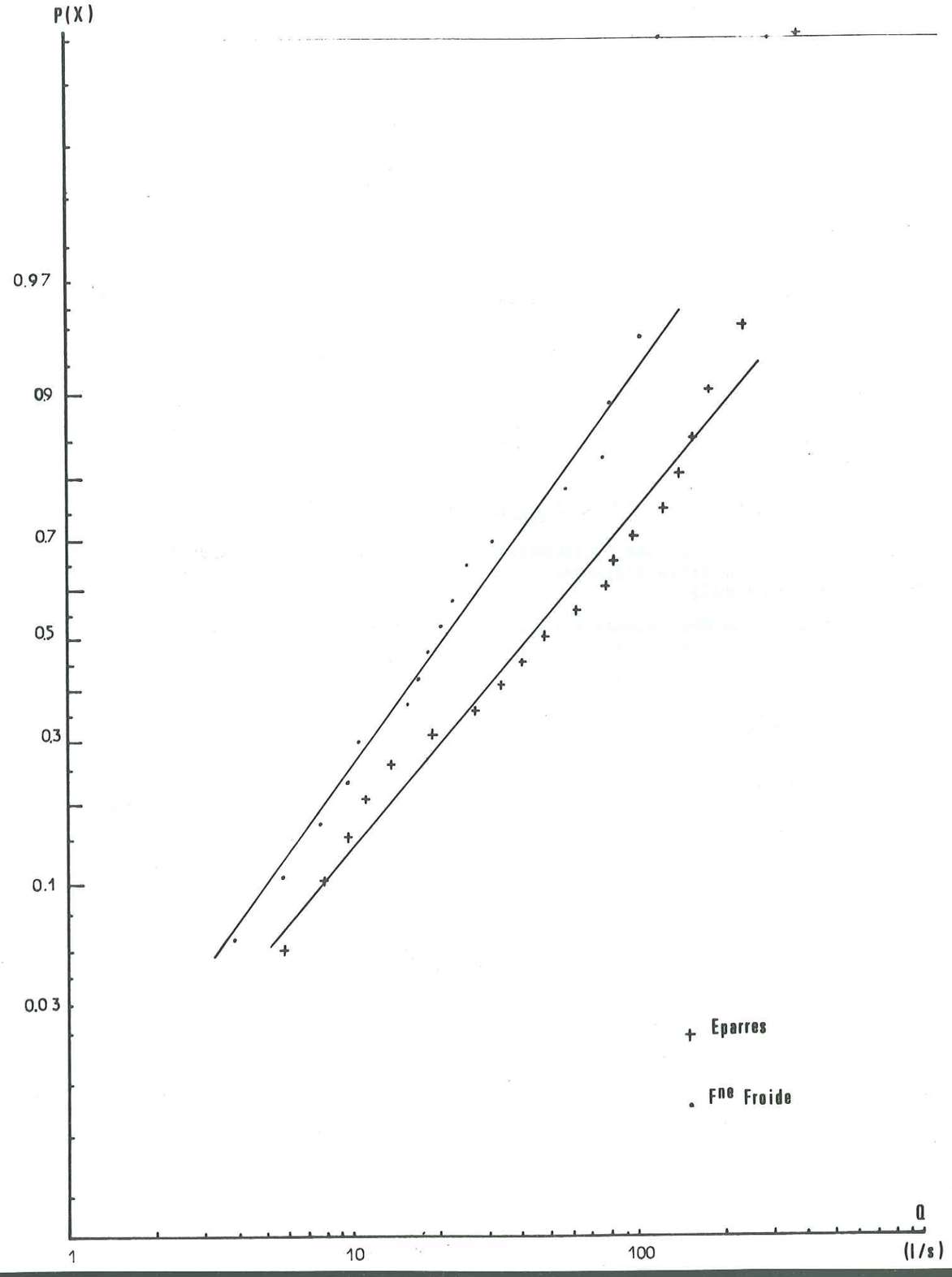
Nous prendrons comme approximation de Up

$$Up \simeq (\overline{y} - yi).\ \frac{1}{Sy}$$

avec y i = In $\overline{Q}$

Pl. 64

Débits classés d'emergences karstiques



Pour 90 % de chances $h = 1,64$ nous trouvons

$I = 0,465$

La moyenne de la variable Q ne suit pas une loi de Gauss et en conséquence la moyenne des valeurs transformées n'est pas égale au logarithme de Q mais correspond environ au mode de la série initiale.

La moyenne de la série non transformée est :

Q = 87 l/s soit pour une probabilité du non dépassement = 90 %

Q = 55 l/s, 138 l/s

Nous avons estimé les valeurs du débit d'étiage (dépassé 355 jours par an) du débit de crue (dépassé 10 jours par an).

$y_E = \bar{y} - Sy\ h\ (0,973)$

$y_E = 1,595$ $\qquad Q_E = 4,9$ l/s

$y_c = 6,251$ $\qquad Q_c = 518,5$ l/s

$Q_E \in [3,1$ l/s , $7,8$ l/s$]$

$Q_c \in [525,7$ l/s , $825,5]$

. <u>Fontaine Froide</u> : Nous avons appliqué le même mode de raisonnement et de calcul ; nous obtenons :

$\bar{y} = 3,170$ $\qquad \bar{Q} = 38,0$ l/s

Sy= 1,022

Intervalle de confiance à 90 % = 0,428

$\bar{Q} \in [24,8$ l/s , $58,3$ l/s$]$

Etiage	Q :	2,2	3,3	5,1	l/s
Crue	Q :	110,4	169,4	259,9	l/s

VI - <u>CONCLUSIONS</u>

Les cours d'eau issus du massif ont des débits assez modestes. Par contre les débits spécifiques enregistrés sont très élevés et certainement très supérieurs à ceux des autres cours d'eau des chaînes subalpines.

Le régime du Guiers et du Cernon peut être qualifié de nivo-pluvial. On assiste toujours à de hautes eaux de printemps, à de maigres d'été.

Lorsque l'hiver est rigoureux peuvent apparaître des phases d'étiage assez sévères. Mais quelque soient les années il semble que la rétention nivale soit plus accusée ici qu'en Bauges ou en Vercors, par exemple : la régularité de la crue de printemps témoigne de l'abondance des réserves neigeuses.

Les cours d'eau de Chartreuse sont caractérisés également par leur extrême variabilité. Les crues pluviales sont soudaines, brutales et leur brièveté atteste du peu de réserves du massif.

Il semble donc, qu'à chaque instant les débits du Guiers et du Cernon soient révélateurs des conditions climatologiques régnant sur les hauts-plateaux et que les conditions hydrogéologiques aient peu d'influence sur leur régime.

CHAPITRE X

APPROCHE DU BILAN HYDROLOGIQUE DES HAUTS-PLATEAUX

I - LES TERMES DU BILAN

Le bilan des eaux d'un massif résulte de la confrontation des quantités d'eau qui entrent et sortent de l'aquifère pendant une période donnée. Le bilan ne peut être établi que pour un système hydraulique dont on connaît l'extension ainsi que les conditions aux limites.

La période de temps choisie est généralement l'année à cause de la périodicité des phénomènes météorologiques.

Les termes du bilan sont les suivants :

Entrées - Actif

P = Alimentation directe pluie-neige plus alimentation occulte: condensation, rosée.
Qn1 = Eau provenant d'autres nappes, eau passant à travers la limite amont
R1 = Réserves souterraines au début de la période considérée
S1 = Eau provenant de la fonte de la neige et de la glace accumulées antérieurement.

Sorties - Passif

Etr = Evapotranspiration réelle de la zone d'alimentation
Qn2 = Ecoulement de la nappe à l'aval ou se déversant vers d'autres nappes
R2 = Réserves souterraines à la fin de la période considérée
S2 = Eau de pluie accumulée sous forme de neige ou de glace pendant la période
Q = Ecoulement aux sources

L'équation du bilan peut s'écrire

$$P + Qn1 + R1 + S1 = Etr + Qn2 + R2 + S2 + Q$$

Les expériences de traçage nous ont permis :

- de délimiter les bassins versants ;
- de vérifier l'indépendance des aquifères : les échanges entre ceux-ci sont considérés comme nuls $Qn1 = 0$ $Qn2 = 0$.

Nous assimilerons le déficit d'écoulement D à l'évapotranspiration réelle Etp ; nous obtenons :

$$D = P - Q \pm \Delta R + \Delta S$$

Si le stock neigeux est nul au début et à la fin du cycle étudié et, si le débit final a retrouvé sa valeur initiale la variation des réserves est nulle et nous pouvons écrire :

$$D = P - Ie$$

où Ie est l'infiltration efficace, c'est-à-dire la quantité d'eau gagnant la surface de la nappe.

II - BILAN HYDROLOGIQUE POUR LA PERIODE NOVEMBRE 1977-OCTOBRE 1978

Nous nous intéresserons uniquement au bassin versant du Cernon pour lequel nous possédons les valeurs de la lame d'eau écoulée.

- Les valeurs de précipitations données par les totalisateurs étant très dispersées nous avons calculé le gradient altimétrique des précipitations pour la période considérée.

Pour les 7 postes climatologiques plus les 5 totalisateurs restés debouts, la relation est la suivante :

$$P = 0{,}685\ H + 1143 \text{ mm} \qquad r = 0{,}72$$

La corrélation est loin d'être parfaite mais acceptable compte-tenu des difficultés de mesures rencontrées au cours de l'hiver 1977-78.

Nous avons pu calculer les précipitations tombées à la côte médiane de chaque tranche d'altitude du bassin versant.

Tranche d'altitude (m)	Précipitations à la cote médiane (mm)	Volume d'eau X 10^{-3} m3
1867 - 1800	2398,5	5282,1
1800 - 1700	2341,3	5282,1
1700 - 1600	2272,9	7102,8
1600 - 1500	2204,4	5103,3
1500 - 1450	2153,1	170,1

Total 19 327,7

Le volume d'eau précipité sur chaque tranche d'altitude est égal au produit de la surface de cette dernière par la valeur de la précipitation médiane.

Inversement nous aurons :

Lame d'eau moyenne tombée sur le B.V. = $\frac{\text{Volume total}}{\text{Surface du B.V.}}$

$$P = \frac{19\ 327{,}1 \times 10^{3}\ m3}{8\ 474 \times 10^{6}\ m2} = 2{,}2808 \text{ m ou } 2\ 280{,}8 \text{ mm}$$

- Autre approche de la lame d'eau précipitée

Le tube des Haberts de St-Vincent est situé à l'altitude moyenne du bassin versant. Nous pouvons considérer les précipitations qui y sont enregistrées, comme représentatives de l'ensemble du massif.

$$P = 2174 \text{ mm}$$

- Le manteau neigeux était inexistant le 1er novembre 1977 et le 30 octobre 1978
  S = 0
- Volume des réserves :

  V 31 octobre 1978 = 99 337 m3 (Qo = 0,045 m3/s, α= 0,037)

  V 1 novembre 1977= 210 346 (Qo = .190 m3/s, α= 0,078)

  ΔR = Variations des réserves = 111 009 m3 soit 13 mm
- Lame d'eau écoulée au Cernon = 1801 mm
- Déficit d'écoulement :

$$D = P - Q + R$$

$$D = 2281 - 1801 + 13 = 493 \text{ mm}$$

ou

$$2174 - 1801 + 13 = 386 \text{ mm}$$

Il nous semble que ce dernier chiffre, obtenu de manière directe, soit plus proche de la réalité.

Si nous faisons abstraction des variations de réserve, l'erreur relative sur le déficit d'écoulement vaut :

$$\frac{\delta D}{D} = \frac{\delta P}{P} + \frac{\delta Q}{Q}$$

Le calcul de la lame d'eau écoulée grâce à la relation

$$Q = \frac{q \times T}{S}$$

q = débit moyen pendant l'intervalle de temps T
S = surface du bassin versant

L'erreur sur le temps est négligeable. Il vient

$$\frac{\delta D}{D} = \frac{\delta P}{P} + \frac{\delta q}{q} + \frac{\delta S}{S}$$

La précision sur les mesures est de l'ordre de 8 % pour les précipitations, 5 % pour les débits, 2 % sur les surfaces.

$$\frac{\delta D}{D} = 0{,}15$$

$$D = 386 \pm 58 \text{ mm}$$

III - BILAN HYDROLOGIQUE POUR LA PERIODE JUILLET 1978 - JUIN 1979

III-1- Calcul de la lame d'eau précipitée

III-1-1- Méthode du gradient

Pour l'ensemble des postes climatologiques et des totalisateurs, nous avons pu établir la relation :

$$P = 0{,}756 \text{ alt. (m)} + 853 \text{ m} \qquad r = 0{,}89$$

Le degré de corrélation semble assez satisfaisant pour que nous appliquions la régression linéaire au calcul des précipitations en altitude.

Bassin versant du Guiers

Tranche d'altitude (m)	Précipitation à l'altitude médiane (mm)	Volume d'eau X 10^{-3} m3
2045 - 2000	2381	59,5
2000 - 1900	2326	581,6
1900 - 1800	2250	3508,8
1800 - 1700	2175	3327,9
1700 - 1600	2099	7199,3
1600 - 1500	2024	3427,7
1500 - 1400	1948	853,0
1400 - 1320	1880	122,2

Total
19 085 x 10^{-3} m3
soit 2101 mm

Bassin versant du Mort Ru-

Tranche d'altitude (m)	Précipitations à l'altitude médiane (mm)	Volume d'eau X 10^{-3} m3
1829 - 1800	2224	93,4
1800 - 1700	2175	556,8
1700 - 1600	2099	1049,8
1600 - 1500	2024	1323,7
1500 - 1400	1948	648,8
1400 - 1300	1873	355,9
1300 - 1250	1816	76,3

Total 3547,9 x 10^{-3} m3
soit 1742,6 mm

Bassin versant de Fontaine-Froide

1819 - 1800	2220	157,6
1800 - 1730	2186,5	391,4

Total 559 x 10^{3} m3
Soit 2195,6 mm

Bassin versant du Cernon

Tranches d'altitude (m)	Précipitations à l'alt. médiane (mm)	Volume d'eau précipitée X 10^{-3} m3
1867 - 1800	2238	1557,8
1800 - 1700	2175	4907,0
1700 - 1600	2099	6560,9
1600 - 1500	2024	4685,6
1500 - 1450	1967	155,4

Total 17866,7 x 10^{3} m3
soit 2108,4 mm

Bassin versant des Eparres

1933 - 1900	2301	384,3
1900 - 1800	2250	2023,4
1800 - 1700	2175	1785,8
1700 - 1600	2099	1100,1
1600 - 1500	2024	289,4
1500 - 1400	1948	93,5
1400 - 1300	1873	44,9

Total 5721,4
soit 2179,6 mm

III-1-2- Méthodes des isohyètes

Ce procédé est sans conteste le plus rationnel et le plus précis car il permet de tenir compte de l'exposition des versants. Nous avons déterminé pour chacun de ceux-ci des gradients locaux et la cote des isohyètes correspondantes.

. Versants exposés directement aux vents d'Ouest (vallée des Entremonts)
données utilisées : Le Couvent, St-Pierre d'Entremont, col de l'Alpe, col de Bellefond
relation : P/mm = 0,592 alt. (m) + 1327

L'altitude des isohyètes a été arrondie à la dizaine de mètres, nous obtenons :

Isohyète (mm)	Altitude (m)	Isohyète (mm)	Altitude (m)
1800	790	2200	1420
1900	950	1300	1570
1000	1100	2400	1730
2100	1260	2500	1890

. Versants du massif côté Grésivaudan (sous le vent)
données utilisées : col du Granier, Chapareillan, les Près (corrigées), St-Hilaire et St-Vincent de Mercuze
relation : P/mm = 0,529 alt. (m) + 850

Isohyète (mm)	Altitude (m)	Isohyète (mm)	Altitude (m)
1000	280	1500	1230
1100	470	1600	1415
1200	660	1700	1700
1300	850	1800	1790
1400	1040	1900	1980

. Flanc Est du synclinal
données utilisées : Belles-Ombres, col de l'Alpe
relation : P/mm = 2,484 alt. (m) - 2121

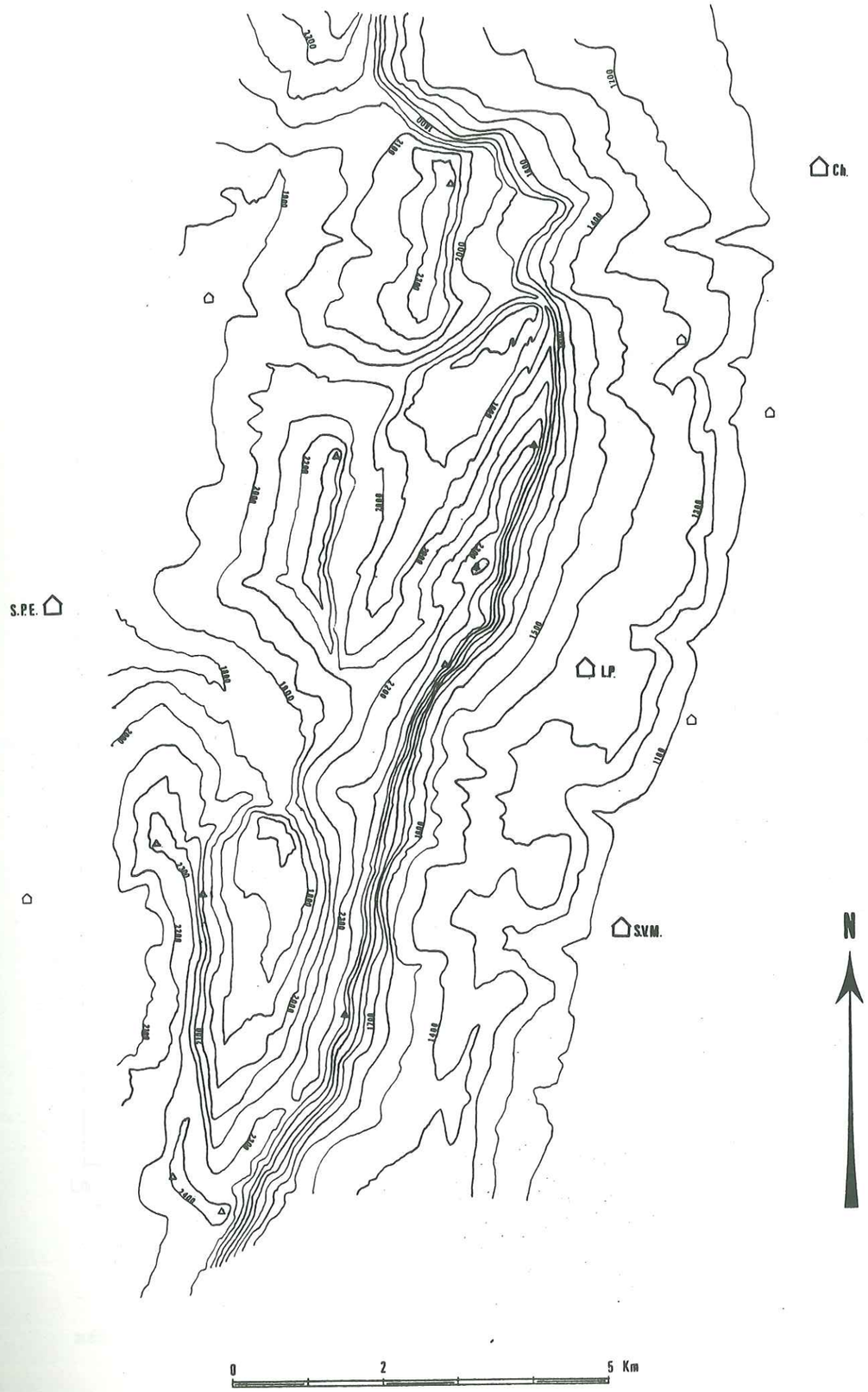
Isohyète (mm)	Altitude (m)	Isohyète (mm)	Altitude (m)
1700	1540	2100	1700
1800	1580	2200	1740
1900	1620	2300	1780
2000	1660	2400	1820

. Flanc Ouest du synclinal (sous le vent)
données utilisées = Haberts de St-Vincent, le Pinet
relation Pmm = 1,050 alt. + 146

Isohyète (mm)	Altitude (m)	Isohyète (mm)	Altitude (m)
1300	1100	1800	1575
1400	1190	1900	1670
1500	1290	2000	1770
1600	1390	2100	1860
1700	1480		

CARTE ISOHYETE JUILLET 1978 JUIN 1979

PI. 65



. A partir de ces données, et de la carte topographique, nous avons tracé les isohyètes, en appliquant les gradient locaux établis pour chaque type de versant (Pl. 65).

On admet que la hauteur des précipitations sur une surface comprise entre deux isohyètes est égale à la moyenne des isohyètes.

$$P = \frac{P1 + P2}{2}$$

Le volume des précipitations sur cette section S est :

$$V = P.S.$$

Les sections S ont été déterminées par planimétrage des surfaces intérieures à chaque isohyète et par différence entre ces surfaces élémentaires.

Bassin versant du Guiers et du Mort Ru

Limites des isohyètes	Superficie délimitée (km2)	Superficie en %	Volume total apporté en milliers de m3
1600 - 1700	0,165	1,48	272,3
1700 - 1800	1,084	9,75	1896,3
1800 - 1900	1,413	12,71	2614,3
1900 - 2000	1,296	11,65	2526,4
2000 - 2100	1,084	9,75	2221,4
2100 - 2200	1,319	11,86	2836,3
2200 - 2300	2,850	25,64	6413,4
2300 - 2400	1,743	15,68	4096,5
2400 - 2500	0,165	1,48	404,3

Total 23281,6 x 10^3 m3
soit 2094 mm

Bassin versant du Cernon

Limites des isohyètes	Superficie délimitée (km2)	Superficie en %	Volume total apporté en milliers de m3
1650 - 1700	0,273	3,23	457,9
1700 - 1800	1,321	15,59	2312,1
1800 - 1900	1,617	19,09	2992,0
1900 - 2000	1,412	16,67	2754,0
2000 - 2100	1,891	22,31	3875,9
2100 - 2200	0,957	11,29	2056,9
2200 - 2300	0,638	7,53	1435,1
2300 - 2400	0,335	3,95	787,0
2400 - 2450	0,030	0,35	71,8

Total 16742,7 x 10^3 m3
soit 1975,8 mm

III-2- Calcul du bilan

III-2-1- Bassin versant du Guiers

Sur l'ensemble du bassin versant du Guiers et de Mort Ru, la lame d'eau précipitée calculée par la méthode du gradient est égale à :

$$\frac{(2101) \times SBV\ Guiers + (1743) \times SBV\ Mort\ Ru}{Surface\ totale\ du\ BV} = 2036\ mm$$

Réserves estimées au 1er juillet 1978 :

R = 994 843 m3 (Qo = 0,92 m3/s α = 0,0799)
soit 89,5 mm

Réserves estimées le 30 juin 1979 :

R = 601 907 m3 (Qo = 0,33 m3/s α = 0,0478)
soit 54, 1 mm

ΔR = variations des réserves = 35,4 mm

. Le 1er juillet 1978 toute la neige n'est pas fondue. Nous avons calculé la lame d'eau stockée à cette date, (nous supposons que la neige au sol, même en cours de fonte, n'influe pas sensiblement sur la valeur des réserves).

Lame d'eau stockée	=	Lame d'eau écoulée jusqu'à la fin de la fonte (20 juillet)	-	Précipitations pendant cette période

= 120 mm - 82,9 m = 37,1 mm

Le 30 juin 1979 pratiquement toute la neige a fondu.

ΔS = variations de stock neigeux = 37,1 mm

. Le bilan peut s'écrire :

D = P + ΔS - Q + ΔR
D = 2035 + 37 - 1832 + 35 = 275 mm
ou = 334 mm

III-2-2- Bassin versant du Cernon

- Réserves au 1er juillet 1978 :

R = 550 955 m3 (Qo = 0,520 m3/s, α = 0,0815)

Réserves au 30 juin 1979 :

R = 440 095 m3 (Qo = 0,248 m3/s α = 0,0488)

ΔR = variations des réserves 110 860 m3 soit 13,1 mm

- ΔS = variations du stock neigeux = 24,6 mm
- D = 2108 + 25 - 1637 + 13 = 509 mm ou 377 mm

Nous retiendrons les résultats donnés par la méthode des isohyètes, méthode qui nous semble la plus fiable.

B.V. du Guiers	B.V. du Cernon
D = 334 mm $\pm$ 50	D = 377 mm $\pm$ 57

III-3- Formules donnant la valeur du déficit d'écoulement pour les bassins d'altitudes

Lütschg a montré que dans la région de Davos (Suisse) le déficit d'écoulement D peut s'écrire, z étant l'altitude moyenne du bassin versant :

$$D = 415 - \frac{\bar{z}}{14} \text{ mm/an} \qquad \text{avec} \qquad P \simeq 1000 \text{ mm}$$

Nous trouvons :

BV du Guiers D = 297 mm
BV du Cernon D = 296 mm
BV du Granier D = 290 mm

Coutagne lie D au coefficient de nivosité K qui croît avec z

$$D = 600 (1 - K) \text{ mm/an}$$

Nous avons calculé le coefficient K pour l'année Juillet 1978 - Juin 1979

	Le Couvent	St-Pierre d'Entremont	St-Hilaire	Chapareillan	St-Vincent
Précipitations solides (mm)	557	288	337	18	70
Précipitations totales (mm)	1838	1738	1330	992	1040
K	0,30	0,16	0,25	0,02	0,07

Un calcul de régression linéaire coefficient nivométrique - altitude nous donne :

$$K = 36 \times 10^{-5} \cdot \text{alt (m)} - 0{,}0695$$

La valeur du gradient nivométrique trouvée est très proche de celle avancée par C.P. Péguy (1968) pour qui l'accroissement de K est d'environ 3 % pour 100 m de dénivellation

B.V. du Guiers K = 0,53 D = 281 mm
B.V. du Cernon K = 0,53 D = 280 mm
B.V. des Eparres K = 0,57 D = 259 mm

IV - IMPORTANCE DE LA NEIGE

IV-1- Déficit d'écoulement au cours de la période hivernale

Le manteau neigeux se maintient de façon plus ou moins continue de novembre jusqu'en juin, voir jusqu'en juillet bien que la fonte débute généralement en mars. Pendant cette période de rétension on peut considérer que l'activité végétale est réduite et que le déficit d'écoulement provient de l'évaporation à partir du sol mais surtout à partir de la neige.

IV-1-1- Hiver 1977-78

Si les premières chutes ont lieu à la mi-novembre, l'enneigement ne devient abondant qu'à la fin janvier. La fonte qui s'amorce en mars est très vite stoppée, ne reprend qu'à la fin avril pour ne se terminer qu'à la mi-juillet.

Du 1er novembre au 15 juillet il est tombé 1915 mm aux Haberts de St-Vincent.

Pendant cette période la lame d'eau écoulée au Cernon est de 1650 mm
Réserves au 1er novembre 210 346 m3
Réserves au 15 juillet 289 235 m3
Variations des réserves : 78 889 m3 soit 9,3 mm

$$D = 1915 - 1650 - 9 = 256 \text{ mm}$$

IV-1-2- Hiver 1978-79

Le manteau neigeux s'installe début décembre et se maintient de manière assez instable jusqu'à la fin juin.

- Précipitations du 1er novembre au 30 juin enregistrées par le totalisateur du col de Belles-Ombres (clairière altitude 1675 m) : 1591 mm.
Nous considérons ces données comme représentatives en effet $\frac{P \text{ tube J78-J79}}{P \text{ B.V. J78-J79}} = 1{,}03$
Lame d'eau écoulée au Cernon 1 388,2 mm

Réserves au 1er novembre = 99 337 m3
Réserves au 30 juin = 440 095 m3
Variations des réserves = 340 758 m3 soit 40,2 mm

$$D = 1591 - 1388 - 40 = 163 \text{ mm}$$
soit 20 mm mensuels

IV-2- Evolution et fonte du manteau neigeux

Ce dernier chiffre nous permet d'évaluer l'équivalent en eau du manteau neigeux à un instant donné.

Par exemple : Précipitations du 1er novembre au 1er mars 755 mm
Ecoulement 313 mm
Variations des réserves 10 mm
"Sublimation" 20 mm x 3 60 mm

S = stock neigeux au 1er mars = 755 - (313 + 10 + 60) = 372 mm

Pendant cette période, le gradient nivométrique est élevé (4,6 % pour 100 m). Nous pouvons déterminer les précipitations P' tombées sous forme de neige à

1662 m K = 0,699 et P' = 527 mm

Au 1er mars une partie du stock neigeux a donc déjà participé à l'écoulement Qn = 527 - 372 = 155 mm.

De même nous pouvons calculer le stock neigeux au 20 avril.

$$S = \left[\begin{pmatrix}\text{Ecoulement jusqu'à la}\\ \text{fin de la fonte}\end{pmatrix} - \begin{pmatrix}\text{Pluie pendant}\\ \text{cette période}\end{pmatrix}\right] + \Delta R + \left[\text{"Sublimation"}\right]$$

782,2 mm - 334,6 mm + 33,2 + 50 = 550,6 mm

et l'équivalent en eau de la neige fondue du 1er mars au 20 avril.

$$\left[\begin{matrix}QN \\ 1M\text{-}20A\end{matrix}\right] = \left[\begin{matrix}P' \text{ du 1er nov.} \\ \text{au 30 juin}\end{matrix}\right] - \left[\begin{matrix}QN \text{ du 1er nov.} \\ \text{au 1er mars}\end{matrix}\right] - \left[\begin{matrix}QN \text{ du 20 avril} \\ \text{au 30 juin}\end{matrix}\right] - \left[\begin{matrix}\text{"Sublimation"} \\ \text{du 1er nov. au} \\ 30 \text{ juin}\end{matrix}\right]$$

1126 - (155 + 500 + 160) = 311 mm

QN 1er nov. 1er mars	QN 1er mars-20 avril	QN 20 avril-30 juin
155 mm	311 mm	500

Nous constatons donc que la rétention nivale n'est efficace que jusqu'en mars. Par contre pendant les mois de mars et d'avril les réserves peuvent se reconstituer (372 mm — 550 mm).

Faute de pouvoir mesurer les différents facteurs qui conditionnent la fonte, nous avons cherché à établir une relation entre la lame d'eau écoulée Q et la température moyenne de l'air à l'altitude du bassin versant (calculée à partir du gradient altimétrique).

Nous utiliserons la formule

$$Q \text{ (mm)} = k \sum^{+} \frac{\theta M + \theta m}{2}$$

où $\sum^{+} \theta M + \theta m/2$ est le nombre de degré-jours positifs, c'est-à-dire la somme des températures moyennes journalières, les températures négatives ne comptant pas.

Nous trouvons les valeurs suivantes à 1662 m

$\sum^{+}$ 1662 m	1978	1979
Mai	33,9°C	152,5°C
Juin	132,6°C	249,2°C

k	Bassin versant du Guiers	Bassin versant du Cernon
Mai 78	12,99	13,54
Juin 78	2,52	3,06
Mai 79	2,89	3,09
Juin 79	0,80	1,03

On a pu montrer que k est d'autant plus faible que la région est plus boisée tendance avec laquelle nos résultats semblent s'accorder (% de forêts : B.V. Guiers= 47,5 - B.V. Cernon = 29,2).

Ceci traduit le fait qu'au Guiers la fusion est légèrement plus tardive et étalée dans le temps.

En période de fonte (fig.20 p. 84) l'écoulement de base journalier au Cernon varie de 16 à 12 mm et l'apport quotidien supplémentaire oscille entre 7 et 4 mm. La fonte de la neige peut donc libérer plus de 20 mm d'eau par jour.

V - BILAN DE QUELQUES AVERSES ESTIVALES

Les relevés quotidiens de précipitation assurés au Chalet de l'Alpe nous ont permis de calculer les termes du bilan de quelques orages. A noter que le bassin versant du Cernon est entièrement inscrit dans un "polygone de Thiessen" centré sur la station du Chalet. Nous ferons donc abstraction des données des autres postes climatologiques.

- Episode pluvieux de 6 au 10 août 1978

Une dépression du 6 au 8 entraîne des orages violents et une baisse sensible des températures ; du 9 au 13, courant de NW avec temps instable puis retour du beau temps.

. Bassin versant du Cernon

Précipitations du 6 au 10 = 134,5 mm soit 1 139 753 m3

Ecoulement au Cernon du 6 jusqu'au 26, date à laquelle le débit retrouve sa valeur initiale 405 820 m3

Flot de base : 0,05 m3/s x 86 400 s x 21 = 90 270 m3

D = P - (Q - Qbase) = 824 203 m3
soit 97 mm

Coefficient d'infiltration = 0,28

. Bassin versant du Guiers

Nous avons pris comme valeur de précipitations la moyenne des précipitations enregistrées aux stations entourant le massif;

P = 154 mm soit 1 678 969 m3

Ecoulement au Guiers du 6 au 26 1 325 548 m3

Flot de base : 0,344 m3/s x 86400 x 21 624 153 m3

D = 977 574 m3 soit 88 mm

Coefficient d'infiltration = 0,42

- Episode du 6 au 10 septembre

On assiste pendant cette période au passage de plusieurs perturbations accompagnées d'averses peu intenses.

Précipitations du 6 au 10 = 44,5 mm soit 377 093 m3

Ecoulement au Cernon du 3 au 19 111 024

Flot de base 55 814

D = 321 883 m3 soit 38 mm

C = 0,16

- Episode du 2 au 4 octobre

Précipitations du 2 au 4 octobre = 40,9 mm 346 682 m3

Ecoulement du 30 au 15 177 206 m3

Flot de base 71 884 m3

D = 97 592 m3 soit 11,5 mm

C = 0,72

Il semble donc que les valeurs du coefficient d'infiltration soient extrêmement fluctuantes suivant les conditions climatologiques, l'état hydrique du sol et les caractéristiques du bassin versant.

Le bassin du Guiers où l'Urgonien affleure sur de vastes surfaces, où la forêt joue un rôle très important, présente des valeurs d'infiltration plus fortes que le bassin du Cernon.

VI - LE ROLE DE LA FORET

. Précipitations - Les pluies qui tombent sur un peuplement forestier se répartissent en trois fractions :

- une partie gagne directement le sol
- une autre ruisselle le long des troncs
- la dernière est retenue au niveau des houppiers. Cette interception peut être très importante (jusqu'à 40 % pour le Sapin et l'Epicéa) ; elle est maximale pour des averses courtes. Il semble qu'une partie de l'eau interceptée s'évapore à partir des feuilles, réduisant d'autant la transpiration de celles-ci.

. Le stockage de la neige sur la cime des arbres peut atteindre jusqu'à 25 mm d'eau dont une bonne partie peut être sublimée (l'évaporation de la neige amassée sur les branches est 5 à 20 fois plus forte qu'au sol).

Le couvert forestier, en interceptant une bonne partie des rayons lumineux permet au manteau neigeux de se maintenir plus longtemps qu'en terrain découvert. Ceci explique les valeurs de k un peu plus faibles au Guiers qu'au Cernon.

. Le vent

La forêt diminue la vitesse du vent (jusqu'à 5 fois au niveau des couronnes) et donc le renouvellement des masses d'air et leur pouvoir évaporant.

. Evapotranspiration

Après de très nombreuses études, il ne semble pas que les spécialistes soient en mesure de conclure que la forêt consomme davantage d'eau que les terrains déboisés.

Nous citerons toutefois les résultats de H. Bürger (1954) qui, après comparaison pendant 25 ans de 2 bassins versants a pu établir le rapport suivant :

$$\frac{\text{Etp prairie}}{\text{Etp forêt}} \cdot 0{,}8$$

VII - CONCLUSIONS

Les valeurs de sublimation trouvées sont fortes (30 et 20 mm par mois). B. Talour trouve 5,6 mm pour le massif du Grand Som pour une période allant du 1er novembre au 15 mars. Il est certain que le chiffre doit être majoré pour un cycle englobant des mois de printemps.

D'après Fitzgerald, l'évaporation à partir d'un champ de neige serait de l'ordre de 15 mm par mois mais pourraît s'élever à 150 mm, pour une vitesse de vent de 5 m/s.

Au laboraoire du Col de Porte une étude sur lysimètre a permis à A. Poggi d'avancer les chiffres suivants :

Hiver 1961-1962	100 - 125 mm
Hiver 1962-1963	317 mm

L'évaporation à partir de la naige paraît fluctuer d'une année sur l'autre : elle varie en fonction du développement de la surface d'échange atmosphère -manteau neigeux et dépend donc du tassement de ce dernier.

. En été le coefficient d'infiltration est faible (0,16 à 0,42) et varie suivant l'importance des précipitations.

. Sur le bassin calcaire du Saugras C. Drogue (1971) trouve :

Date	Hauteur de l'averse mm	Coefficient d'infiltration
Septembre 66	62,9	0
Août 67	36,5	0
Juin 66	32,7	0,04
Juillet 66	28,0	0

Il semble qu'au-dessous d'un certain seuil d'environ 30 mm, aucune averse ne modifie les débits aux sources. A l'automne ce seuil s'abaisse à 15 mm en raison de la diminution de l'activité biologique (les conditions thermiques n'ont presque pas varié du début septembre au début octobre).

Nous donnons les valeurs des coefficients d'infiltration pour les deux cycles étudiés.

	B.V. du Cernon		B.V. du Guiers
	N 1977-O 1978	J 1978-J 1979	J1978-J1979
D (mm)	386	377	334
C	0,86	0,81	0,84

C fluctue donc peu d'une année sur l'autre. Il semble que l'infiltration à l'échelle d'un cycle comme d'une averse soit plus faible sur le massif de l'Alpe-l'Alpette : le pourcentage élevé de l'Aptien supérieur et des prairies en est sûrement la cause. Si les besoins en eau des forêts sont plus élevés, les terrains sur lesquels elles s'installent ont un faible pouvoir de rétension par rapport au sol des pâturages. Le micro-climat qu'engendre la forêt vient renforcer cette tendance.

Les valeurs du déficit d'écoulement paraissent significatives pour l'altitude considérée :

M. Lugeon évalue comme suit le déficit sur le plateau suisse (à moyenne altitude)

	sapins	pins
- pendant la période de végétation	226 mm	236
- pendant l'année entière	283	295

Sur le bassin de l'Arve supérieure (altitude moyenne = 2495 m)M. Pardé (1925) a estimé le déficit à 390 mm pendant la période 1881-1910.

Nous retiendrons une valeur comprise entre 350 et 400 mm pour l'évapotranspiration réelle sur les hauts-plateaux.

Le coefficient d'infiltration est fort (0,8) si on le compare à celui observé sur le lysimètre de St-Vincent (0,5). Sur l'ensemble du massif, C oscille entre ces deux valeurs qui représentent des terrains à caractéristiques diamétralement opposées.

Cette étude en grand vient compléter, mais par des méthodes différentes et pour des conditions également différentes l'analyse des phénomènes d'évapotranspiration présentée au chapitre VII.

CHAPITRE XI

HYDRODYNAMIQUE KARSTIQUE

Nous tenterons dans ce chapitre d'appréhender les conditions hydrodynamiques présidant aux écoulements de la source du Cernon.

Nous avons volontairement laissé de côté l'exploitation des débits du Guiers. Les enregistrements dont nous disposons résultent en effet de la conjugaison des écoulements de deux sources, aussi est-il difficile, voir impossible, de les interpréter.

I - L'ETUDE DES COURBES DE TARISSEMENT

Le tarissement représente l'ensemble des phénomènes qui conduisent à une décroissance des débits pendant une période exempte de toute précipitation : le régime est dit alors non influencé. L'alimentation des sources n'est assuréequ'au détriment des réserves souterraines.

Parmi les nombreuses méthodes proposées pour l'analyse du tarissement, nous ne retiendrons que celles développées par Maillet, Tison et Mangin.

I-1- La méthode de Maillet Pl. 66

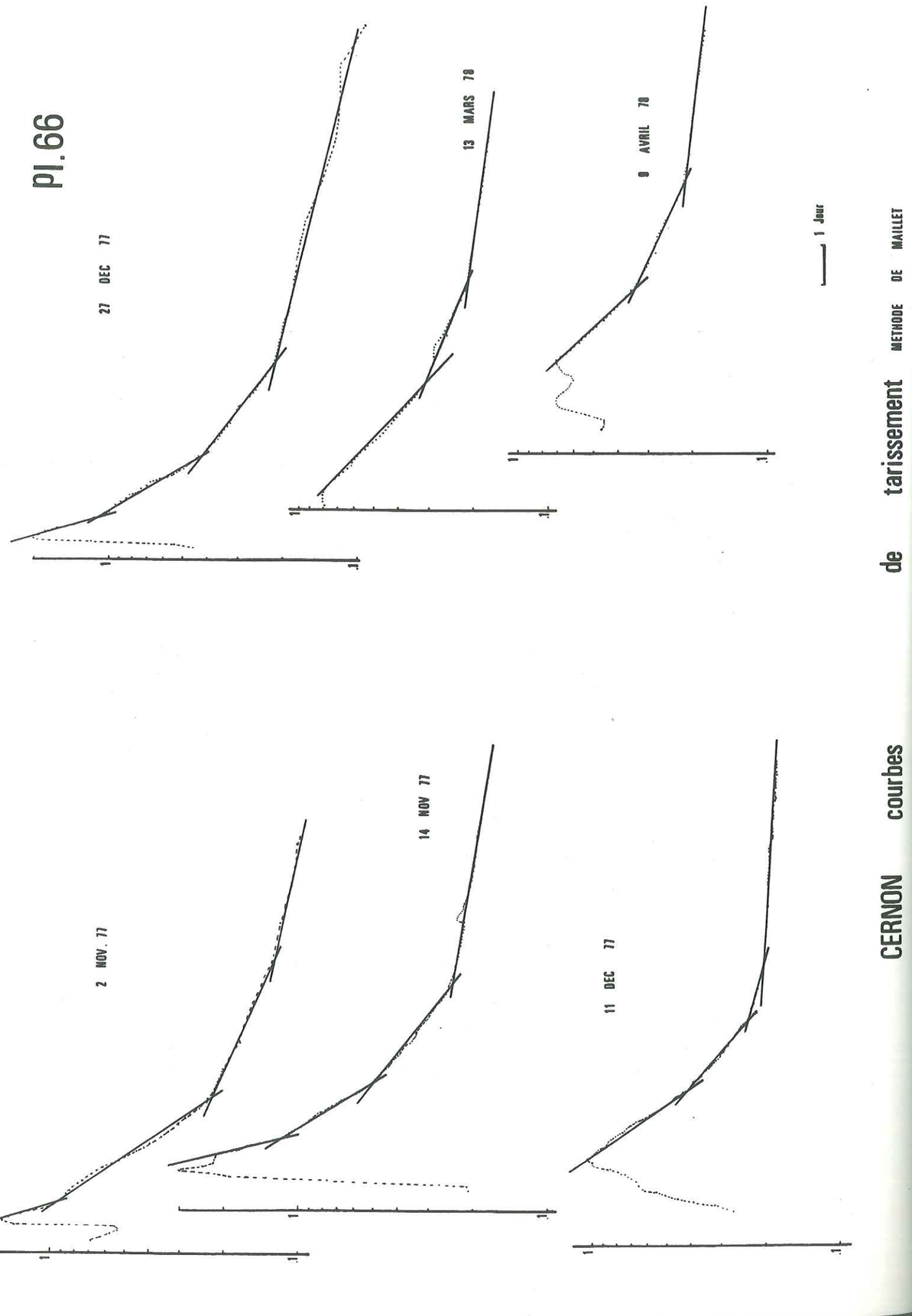
L'équation de Maillet repose sur la schématisation du bassin par un réservoir poreux se vidant sous sa propre charge et admet une décroissance exponentielle des débits en fonction du temps :

$$Qt = Qo\ e^{-\alpha t}$$

où

Qt est le débit à l'instant t en m3/s
Qo est le débit au début du tarissement en m3/s
e est la base des logarithmes népériens (2,718)
t le temps écoulé depuis le début du tarissement
α le coefficient de tarissement égal à 1/T où T est le temps nécessaire pour que le débit initial décroisse dans un rapport 1/e.
H. Schoeller a montré pour une décroissance des débits de la forme $Qt = Qt/(1 + \alpha t^2)$ (cf. § I-2) qu'α s'écrit :

$$\alpha = \frac{a}{m}\left(\frac{qo\,K}{X^3}\right)\frac{1}{2} \quad \text{ou} \quad \alpha = \frac{b}{m^2}\,\frac{KVo}{X^3} \quad \text{(régime laminaire)}$$



K représente le coefficient de perméabilité de Darcy
X la longueur de la nappe
m la porosité dynamique
Vo le volume de la nappe à l'instant to
qo débit à l'origine
a, b sont des constantes, fonction durapport s/S de la surface de sortie s de la source à la dimension transversale S de la nappe.

- La durée du tarissement sera d'autant plus longue que α sera faible. Inversement une vidange rapide de la nappe se traduira par une valeur élevée du coefficient α .

- α est proportionnel à la perméabilité de l'aquifère, au débit et au volume initiaux et aux coefficients a et b. Lorsque K, qo et Vo sont élevés et que la section s de la source est grande par rapport à la section S de la nappe, le tarissement est rapide.

α est fonction inverse de la porosité dynamique et de la longueur de la nappe. Il sera d'autant plus élevé que ces caractéristiques seront faibles.

La formule de Maillet est applicable au milieu fissuré et même au milieu karstique. Dans ce dernier cas, le coefficient de tarissement est très élevé et compris entre 10^{-2} et 10^{-1}.

La détermination de α se fait par méthode graphique, après report des logarithmes des débits en fonction du temps. Nous obtenons une ou plusieurs droites dont la pente nous donne la valeur de α ,

En effet :

$$\log Qt = \log Qo - \alpha \log e^{t}$$

$$\log e = \log 2{,}714 = 0{,}4343$$

$$\alpha = \frac{\log Qo - \log Qt}{0{,}4343 \cdot t}$$

α peut s'exprimer également, de façon moins directe, en fonction de l'infiltration efficace I par l'unité de surface et de temps, et de l'épaisseur H de la couche aquifère

$$\alpha = \frac{I}{H}$$

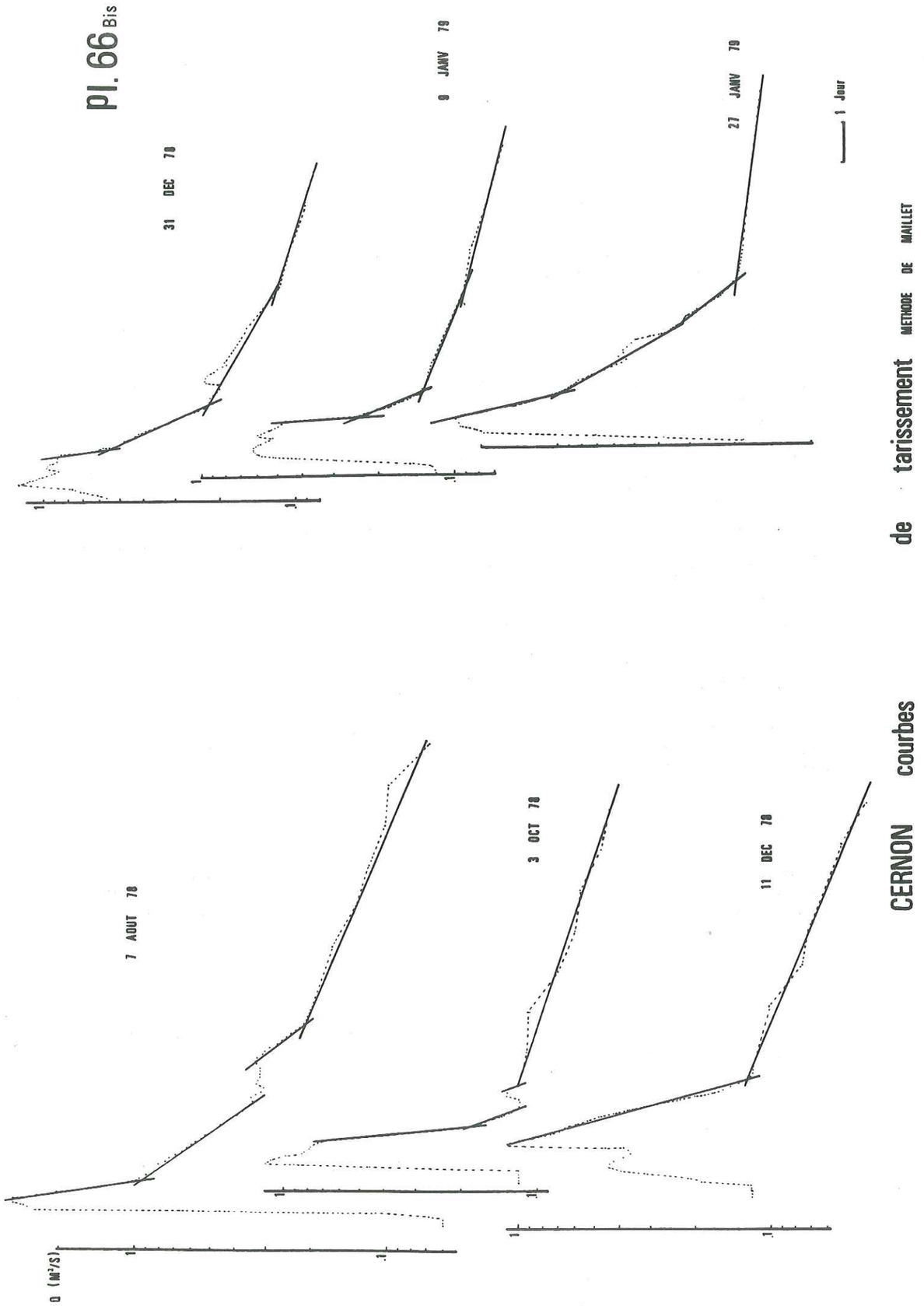
I est exprimé en m/s
H en mètre

Le volume des réserves W représente le volume d'eau en mouvement situé au-dessus de l'exutoire et qui définit à chaque instant le débit de drainage de la nappe. W dépend de la capacité d'emmagasinement de l'aquifère et de l'importance des apports à celui-ci.

$$W = \int_o^{\infty} Qt \, dt = \int_o^{\infty} Qo \, e^{-\alpha t} \, dt = \frac{Qo}{\alpha}$$

Lorsque le coefficient est exprimé à partir du jour, et que les débits sont en m3/s, l'équation devient :

$$W = \frac{Qo \times 86\,400}{\alpha}$$



Nous avons étudié 12 périodes de décrue et de tarissement à la source du Cernon. Ces dernières sont pour des raisons climatologiques généralement courtes. En coordonnées semi-logarithmiques, la courbe des débits se décompose en plusieurs segments de droite à pente αi, d'ordonnée à l'origine Qi.(Pl. 66) Les volumes d'eau correspondant à chaque composante de l'hydrogramme auront pour expression :

$$Wi = \frac{1}{\alpha i} \quad Qi - Qi + 1)$$

Nous obtenons les résultats suivants :

date	i	αi	Qi m3/s	Wi m3/s
2 novembre 1977	1	1,2698	1,526	41 233
	2	0,5765	0,920	104 159
	3	0,1690	0,225	50 101
	4	0,0780	0,127	140 677
14 novembre 1977	1	1,6271	2,900	93 988
	2	0,5893	1,130	94 566
	3	0,2980	0,485	102 926
	4	0,0650	0,130	172 800
11 décembre 1977	1	0,5518	1,040	100 210
	2	0,3199	0,400	45 914
	3	0,1037	0,230	24 995
	4	0,0248	0,200	696 774
27 décembre 1977	1	1,3795	2,000	55 116
	2	0,6352	1,120	93 854
	3	0,3856	0,430	65 042
	4	0,0867	0,215	214 257
13 mars 1978	2	0,3342	0,780	124 093
	3	0,1526	0,300	52 089
	4	0,0506	0,208	423 020
9 avril 1978	2	0,4024	0,700	77 296
	3	0,1828	0,340	60 499
	4	0,0433	0,212	423 020
7 août 1978	1	2,8011	3,029	64 435
	2	0,5412	0,940	98 980
	3	0,4828	0,320	20 580
	4	0,1470	0,205	126 514
3 octobre 1978	2	3,7235	0,700	11 602
	3	1,0733	0,200	6 279
	4	0,1240	0,122	85 006
11 décembre 1978	?	1,3566	1,100	62 287
	4	0,1504	0,122	70 085
31 décembre 1978	1	3,3676	0,820	5 644
	2	0,9092	0,600	37 061
	3	0,1920	0,210	45 000
	4	0,1062	0,110	89 494
9 janvier 1979	2	6,1402	0,450	3 035
	3	0,9417	0,235	9 634
	4	0,1268	0,130	88 580
27 janvier 1979	1	1,6196	2,380	76 819
	2	0,6156	0,940	96 842
	3	0,4387	0,250	13 786
	4	0,0470	0,180	330 894

En général les différentes valeurs de α varient dans le même sens d'un épisode à l'autre.

Nous considérons $\alpha 4$ comme représentatif de la phase de tarissement. Le calcul des réserves a donc été effectué à partir de ce coefficient.

Le passage d'une phrase de vidange à une autre se fait pour des plages de débit plus ou moins bien déterminées.

1 à 2 aux environs de 1 m3/s
de 2 à 3 entre 0,200 et 0,400 m3/s
de 3 à 4 entre 0,100 et 0,200 m3/s

Dans un massif karstique, les écoulements se font suivant des chemins préférentiels :

1°- Les chenaux de fort diamètre et les fissures très larges dans lesquels le régime peut devenir turbulent ;

2°- les chenaux et fissures de moindre importance où le mouvement de l'eau est laminaire ;

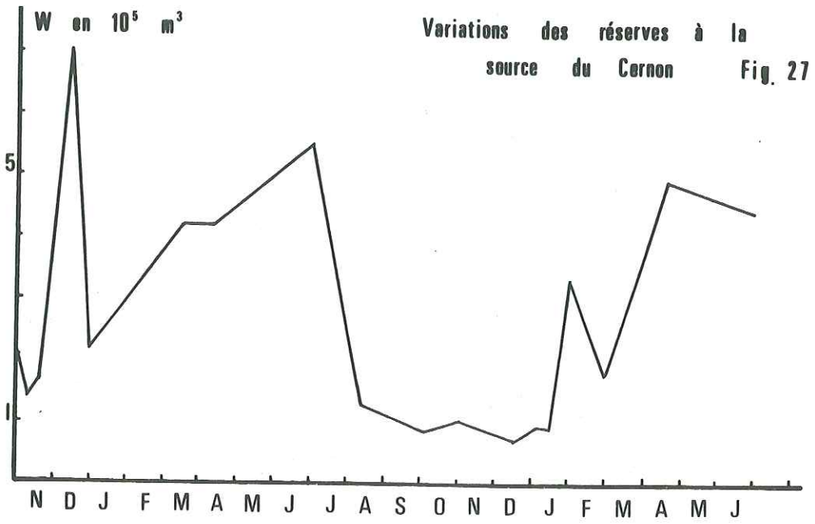
3°- les joints et les diaclases dans lesquels les vitesses de déplacement sont réduites.

A la décrue, les circulations se font dans l'ensemble des chenaux et des fissures noyés ($\alpha 1$). Les chenaux de gros diamètre se drainent rapidement et ne subsistent à la source que les apports dus à la vidange des chenaux de faible section et des fissures ($\alpha 2$ et $\alpha 3$). Puis le débit des petits conduits devient négligeable par rapport à celui des fissures dont le ressuyage est très long ($\alpha 4$).

La décrue du 11 décembre 1978 ne fait apparaître que deux phases de vidange. Cet épisode intervient après une longue période de sècheresse et il est probable que les nouveaux apports viennent réalimenter les fissures ouvertes sans nécessairement les saturer : la vidange de celles-ci s'effectue comme celles des minces fissures.

Les volumes d'eau écoulés lors de la première phase sont faibles eu égard aux volumes des réserves ($\alpha 4$). Pendant cette première partie de l'hydrogramme la vidange se déroule dans toute les fissures et les chenaux à la fois. Si l'on considère que ceux-ci jouent un rôle prépondérant pendant ce laps de temps on constate que leur volume utile est très inférieur à celui des fissures.

Les réserves au tarissement sont faibles par rapport aux dimensions du massif (82 mm au maximum).



Variations des réserves à la source du Cernon Fig. 27

Nous constatons que W est maximum au printemps lors de la fonte de neige mais est extrêmement fluctuant tout le reste de l'année.
Corrélativement $\alpha 4$ est très irrégulier et maximal en été ou en hiver, lorsque des précipitations intenses font croître l'infiltration efficace par unité de temps.

I-2- Méthode de Tison (Pl. 67)

L'aquifère est assimilé à un réservoir poreux fermé par une paroi perforée et son débit décroît en fonction du temps comme l'inverse de sa racine carrée

$$Qt = \frac{Qo}{(1 + \alpha t)^2} \qquad \text{ou} \qquad \sqrt{Qt} = \frac{\sqrt{Qo}}{1 + \alpha t}$$

Le tarissement est représenté graphiquement par report, en coordonnées arithmétiques des temps en abcisse, de l'inverse de la racine carrée des débits en ordonnée.

L'ordonnée à l'origine de la droite de tarissement donne $1/\sqrt{Qo}$, donc Qo. On détermine le temps t au bout duquel le débit prend la valeur Qt.

$$\alpha = \frac{1}{t}\left(\frac{\sqrt{Qo}}{\sqrt{Qt}} - 1\right)$$

Le volume d'eau emmagasinée est pour t exprimé en jours

à l'instant to $\quad W = \frac{Qo \times 86\,400}{\alpha}$

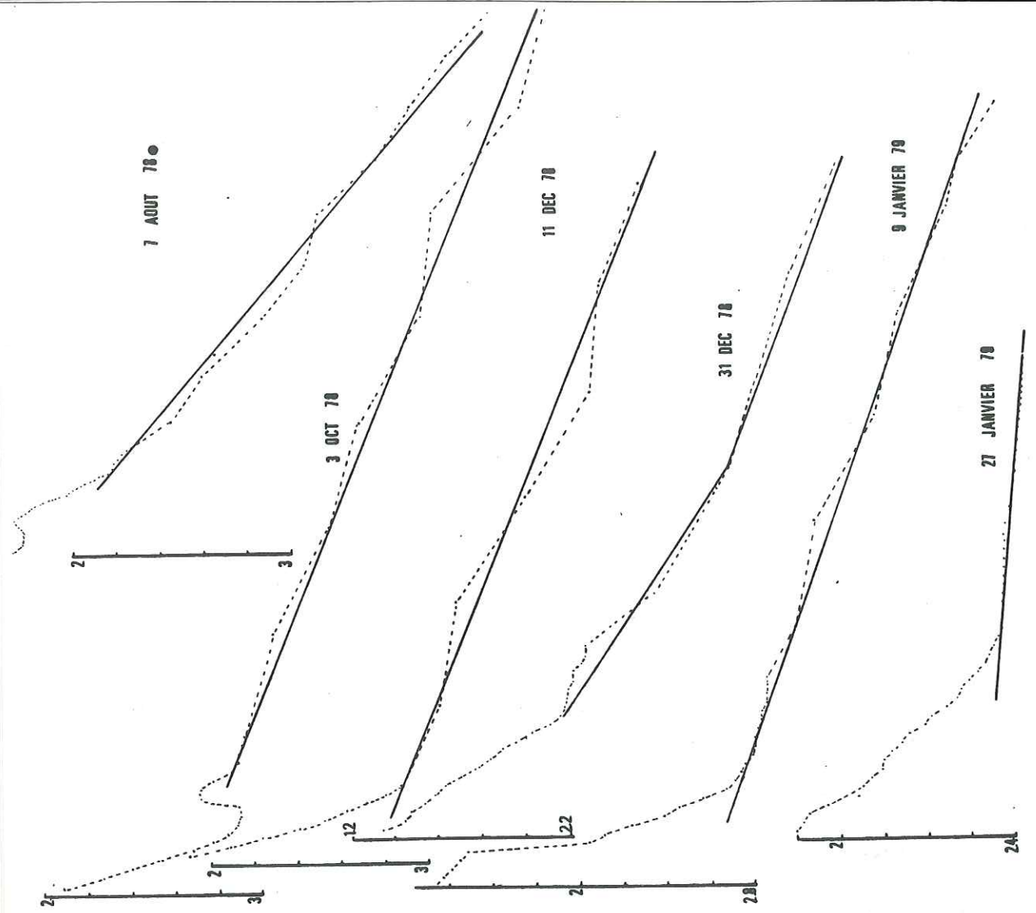
à l'instant t $\quad W = \frac{Qo \times 86\,400}{(1 + \alpha t)}$

date to	α	Qo (m3/s)	Wo (m3)
le 9 nov. 1977	.0 810	0.203	216 533
le 19 nov. 77	.0 352	0.239	586 636
18 déc. 77	.0 185	0.203	948 065
31 déc. 77	.0 360	0.210	540 000
18 mars 78	.0 140	0.207	1 277 486
15 mars 78	.0 240	0.205	738 000
12 août 78	.0 954	0.210	184 390
6 oct. 78	.0 695	0.122	151 666
14 déc. 78	.0 596	0.121	175 409
1 janv. 79	.0 609	0.116	164 571
11 janv. 79	.0 611	0.134	189 486
27 janv. 79	.0 214	0.181	730 766

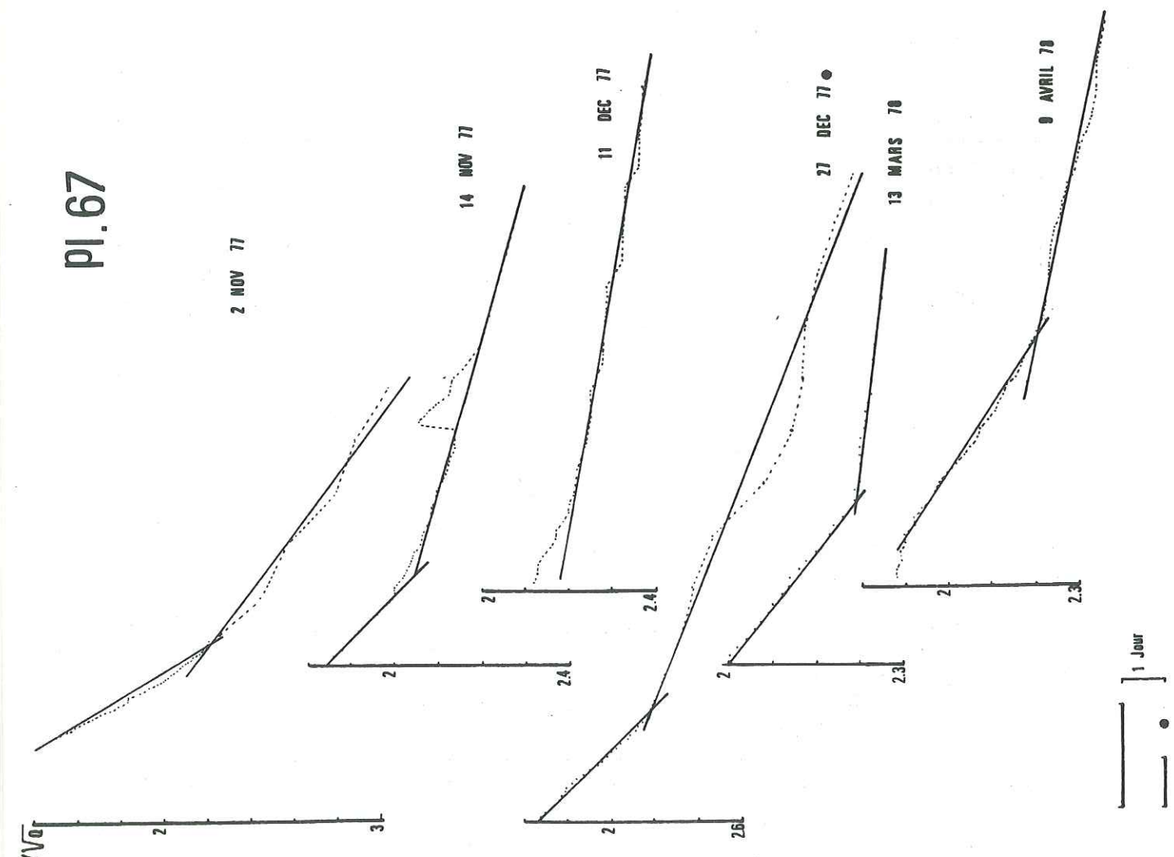
Les coefficients de tarissement sont très différents de ceux calculés par la méthode de Maillet. Les valeurs des réserves varient du simple au double.

Il faut considérer que chaque méthode s'applique à un cas bien précis : régime laminaire pour la méthode de Maillet , turbulent pour la méthode de Tison. En fait, à la décrue, l'écoulement est plutôt de type mixte et les conditions d'application des formules ne sont pas toujours remplies.

L'estimation des réserves n'est donc pas très précise et ce d'autant plus que les périodes de tarissement sont courtes. De surcroît aux faibles débits, le "lissage" des hydrogrammes devient délicat à cause du fonctionnement de l'usine hydroélectrique. Toutefois ces oscillations ne sont jamais de très



de tarissement METHODE DE TISON



CERNON courbes

grande ampleur car il subsiste toujours un sous-écoulement à travers les assises valanginiennes (sup) du barrage.

I-3- Méthode de Mangin

I-3-1- Principe

A. Mangin distingue deux zones au sein du karst :

- une zone non saturée à travers laquelle s'effectue l'infiltration de débit global q,
- une zone noyée dont les réserves délivrent un débit Qr.

La courbe de récession des débits Q à l'exutoire peut se décomposer en deux parties, chacune correspondant à une phase de vidange.

- une phase de décrue pendant laquelle l'infiltration se poursuit : la zone noyée est en régime influencé

$$q > 0 \qquad Q = Qr + q$$

- une phase de tarissement lorsque l'infiltration aura cessé : la zone noyée est en régime non influencé.

$$q = 0 \qquad Q = Qr$$

En régime laminaire le débit de vidange de la zone noyée dérive de la charge h

$$Qdt = - Sdh$$

où S est la surface du réservoir

$$Qr = Q_{ro} e^{-\alpha t}$$ avec { Qro débit de la zone noyée à la fin de la crue ; α coefficient de tarissement (Maillet)

En régime turbulent, nous avons :

$$QdQ = \frac{1}{2K} dh$$

où K est une constante caractérisant l'aquifère $[L^{-s} T^2]$

Si nous posons $\beta = \frac{1}{2KS}$

$$Qr = Qro - \beta t$$

A chaque instant le débit à l'émergence s'exprime par la somme de deux fonctions :

$$Q = \varphi(t) + \psi(t)$$

avec $\varphi(t)$ fonction débit imputable aux eaux de la réserve,

$\psi(t)$ fonction débit imputable aux eaux d'infiltration.

I-3-2- L'infiltration

L'analyse du tarissement permet de déterminer les paramètres. Qo et α (ou β). La courbe $\psi(t)$ est obtenue point par point par soustraction du débit de la zone noyée au débit total.

La formule qui s'adapte le mieux à l'infiltration est du type homographique.

$$y = \frac{ax + b}{cx + d}$$

La validité d'emploi de cette fonction doit être déterminée par la méthode d'alignement. On effectue un changement de variable pour rendre la fonction linéaire.

$$- Y = \frac{ti - t}{q}$$

où ti est le temps au bout duquel q est nul

La loi d'infiltration a pour expression

$$q = \frac{qo - \eta t}{1 + \epsilon t}$$

. q est le débit d'infiltration à l'instant t
. qo est le débit d'infiltration à l'instant to, pointe de la crue. qo est égal à la différence entre le débit observé à to et Qro obtenu par l'intersection de la droite de tarissement avec l'ordonnée to.

. η : coefficient de durée ou de vitesse d'infiltration. Lorsque l'infiltration a cessé nous avons :

$$q = o = qo - \eta ti$$

$$\eta = \frac{qo}{ti}$$

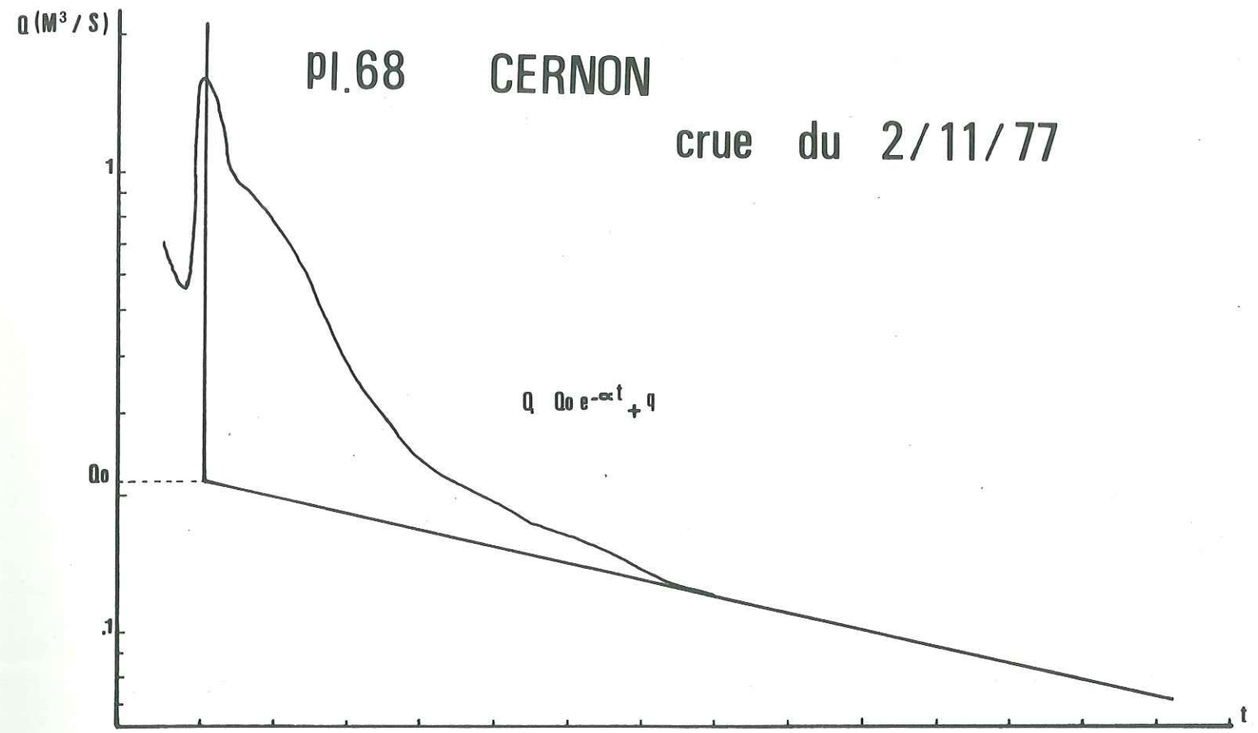
Pour un qo donné l'infiltration sera d'autant plus rapide que η sera grand.

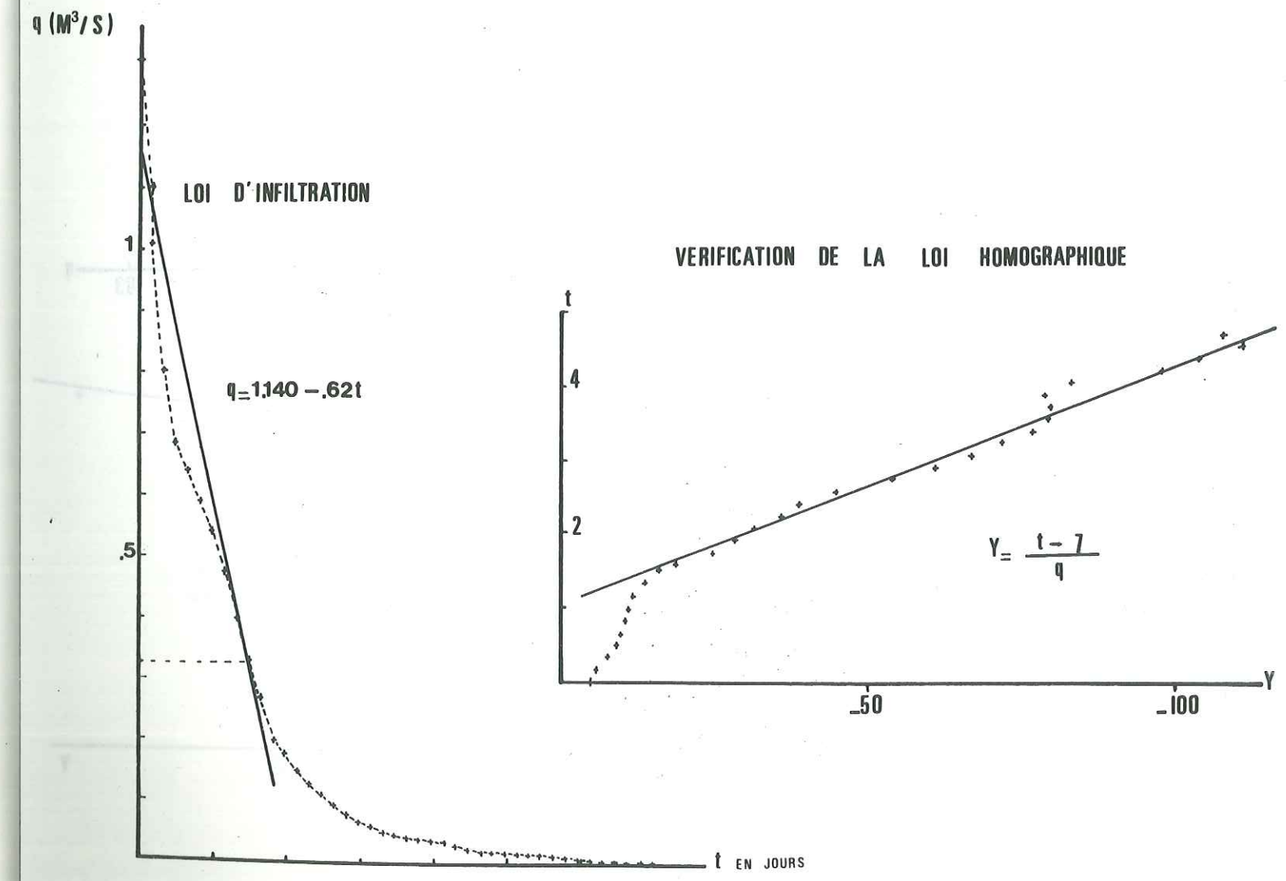
. ϵ = coefficient d'hétérogénéité d'écoulement. Il caractérise l'importance de la concavité de la courbe d'infiltration. Lorsque ϵ tend vers o la vitesse d'infiltration est uniforme dans le temps. Inversement un ϵ élevé traduit une vitesse d'infiltration forte au début de la décrue puis décroissante dans le temps.

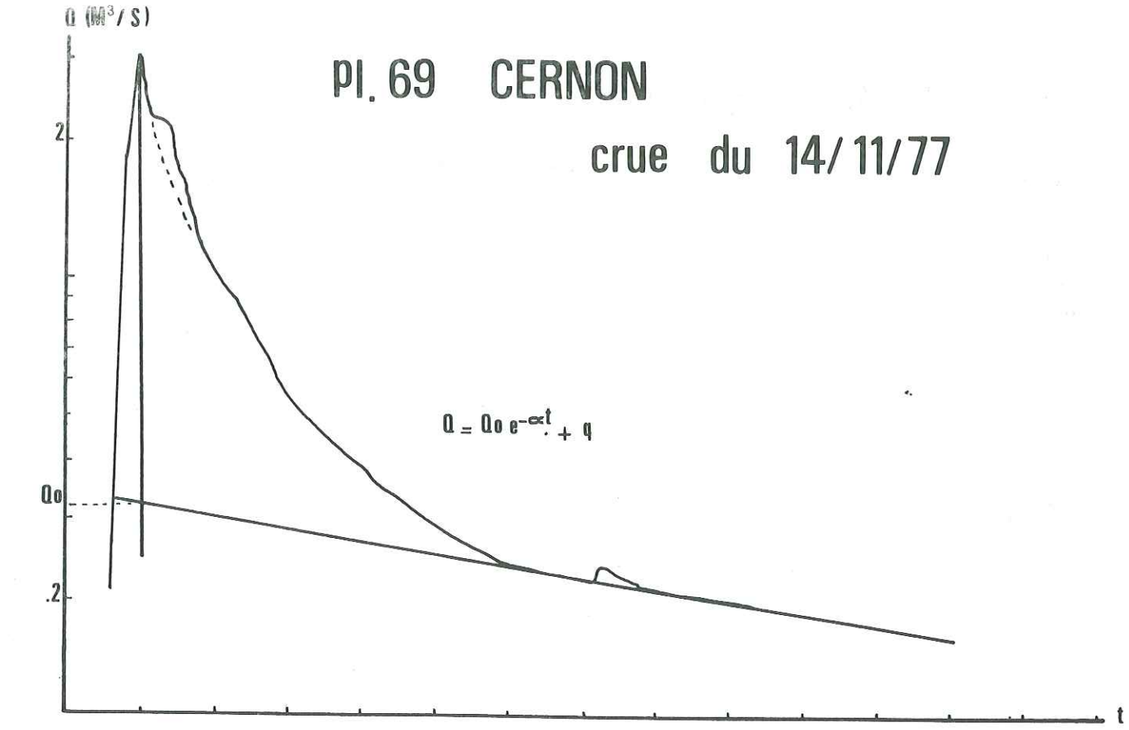
Finalement l'équation de la courbe de décrue et de tarissement peut s'écrire :

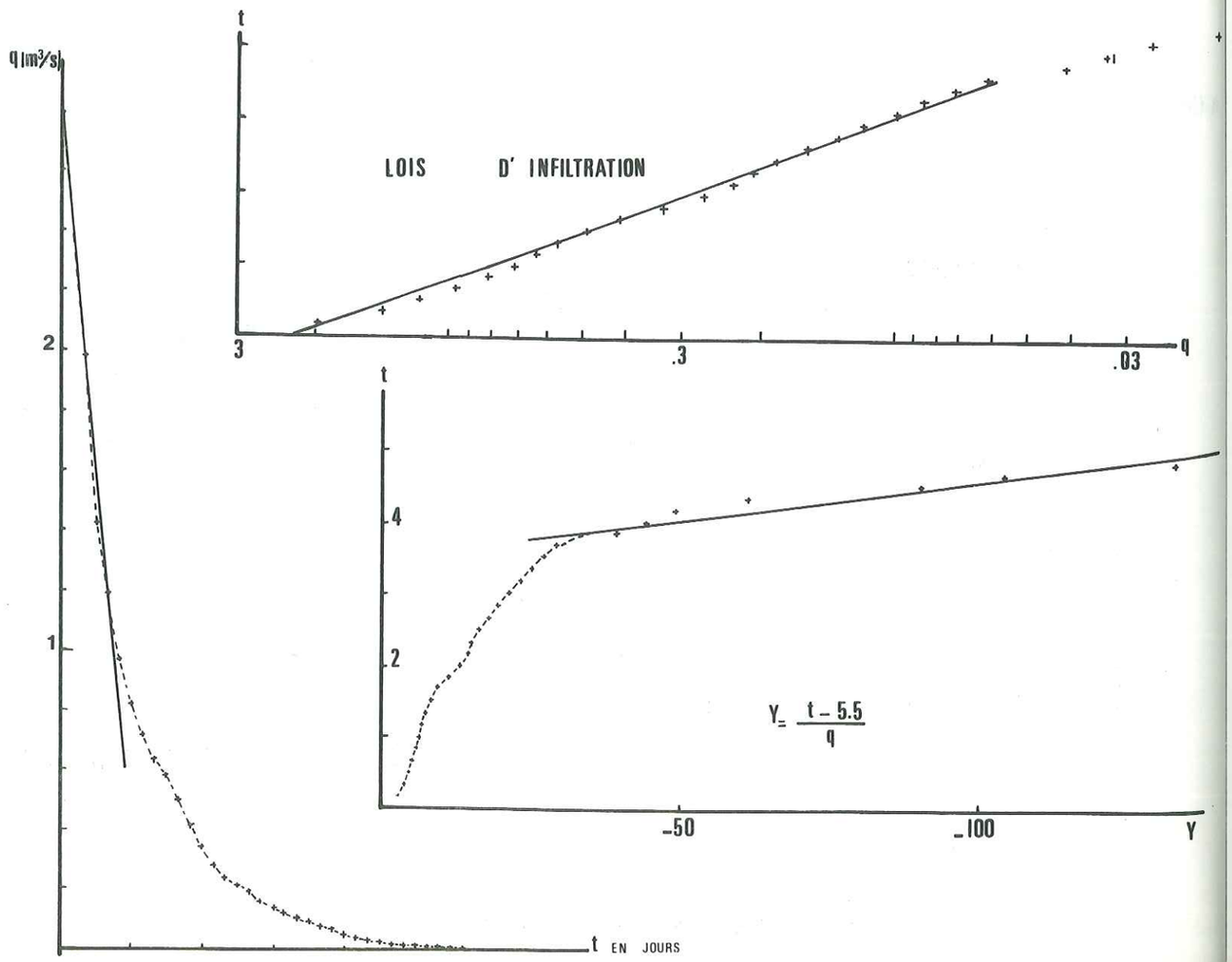
en régime laminaire $\quad Q = Qo\, e^{-\quad t} + \frac{qo - \eta t}{1 + \epsilon t}$

en régime turbulent $\quad Q = (Qo - \quad t) + \frac{qo \quad - \eta t}{1 + \epsilon t}$









I-3-3- Volumes de la zone noyée de l'infiltration

Le volume dynamique initial (Vd) définissant à chaque instant le débit à l'émergence se décompose en volume d'eau situé au-dessus du niveau de l'exutoire (Vd1) et en volume d'eau situé au-dessous (Vd2)

$$Vd = \int_o^\infty Qr\ dt = \int_o^\infty Qro\ e^{-\alpha t} = \frac{Qro}{\alpha} \qquad \text{(r. laminaire)}$$

L'extrapolation de la courbe de tarissement jusqu'à la droite d'ordonnée $Q \longrightarrow 0$ nous donne t1 tel que :

$$Vd1 = \frac{Qro}{\alpha}\left(1 - \frac{1}{e^{\alpha t1}}\right)$$

$$Vd2 = Vd - Vd1$$

Le volume de l'infiltration est

$$Vi = \int_o^{t = \frac{qo}{\eta}} qdt = \frac{2{,}30\ \eta\left(1 + \frac{\epsilon qo}{\eta}\right) \log\left(1 + \frac{qo\,\epsilon}{\eta}\right) - \epsilon qo}{\epsilon^2}$$

Les valeurs de Vd, Vd1, Vd2 sont à multiplier par 86 400 lorsque t est exprimé en jours.

I-3-4- Application à la source de Cernon (Pl. 68 à 72)

Nous avons étudié cinq crues; le meilleur ajustement est obtenu pour une décroissance des débits en régime laminaire.

Les paramètres de tarissement de la zone noyée sont les suivants :

date	α	Qro (m3/s)
2 novembre 1977	0,078	0,215
14 novembre	0,065	0,320
27 décembre	0,091	0,315
7 août 1978	0,147	0,390
27 janvier 1979	0,045	0,215

Les courbes d'infiltration se décomposent en deux parties dont la première n'obéit pas à la loi homographique, nous obtenons :

2 novembre 1977	q > 0,320	q = 1,1416 - 0,62 t
14 novembre	q > 0,070	$q = 2{,}06\ e^{-0{,}99t}$
27 décembre	q > 0,500	q = 1,500 - 1,28 t
7 août 1978	q > 0,700	q = 2,720 - 2,8 t
27 janvier 1979	q > 0,074	$q = 1{,}86\ e^{-1.32t}$

Si l'on admet que la loi homographique est vérifiée pendant une bonne partie de la durée d'infiltration, les paramètres qo, η et ϵ ont pour valeurs :

Date	qo (m3/s)	η	ϵ
2 novembre 1977	1,322	0,189	2,6
14 novembre 1977	2,784	0,506	4,3
27 décembre 1977	1,585	0,339	2,8
7 août 1978	2,720	0,600	11,2
27 janvier 1979	2,180	0,540	5,4

Le coefficient d'hétérogénéité est fort en été, ou lorsque le manteau neigeux couvrant les hauts-plateaux fond.

Le coefficient d'infiltration semble varier dans le même sens ; donc lorsque l'infiltration dure peu les variations de vitesse de celle-ci sont fortes.

La valeur du débit initial qo paraît influer également sur les paramètres η et ϵ : l'infiltration est d'autant plus rapide que le débit qo est élevé, ce qui est normal, car dans ce cas-là les fissures ne peuvent évacuer toute l'eau qui leur est offerte et la charge y croît rapidement.

Si la loi homographique convient bien à la phase finale de l'infiltration il n'en va pas de même pour la première partie.

En effet, pour les épisodes du 2 novembre, 27 décembre et du 7 août $\psi(t)$ est linéaire pour un débit qo supérieur à [0,320 - 0,700]. J. L. Barbier avait déjà signalé ce phénomène pour la source de Bournillon (Vercors).

Lors des épisodes du 14 novembre et du 27 janvier l'infiltration suit pendant presque toute sa durée (qo > 0,070) une loi de décroissance de type exponentiel.

L'équation régissant les apports à la nappe peut être mise en parallèle avec celle établie par Horton pour la capacité d'infiltration f d'un sol

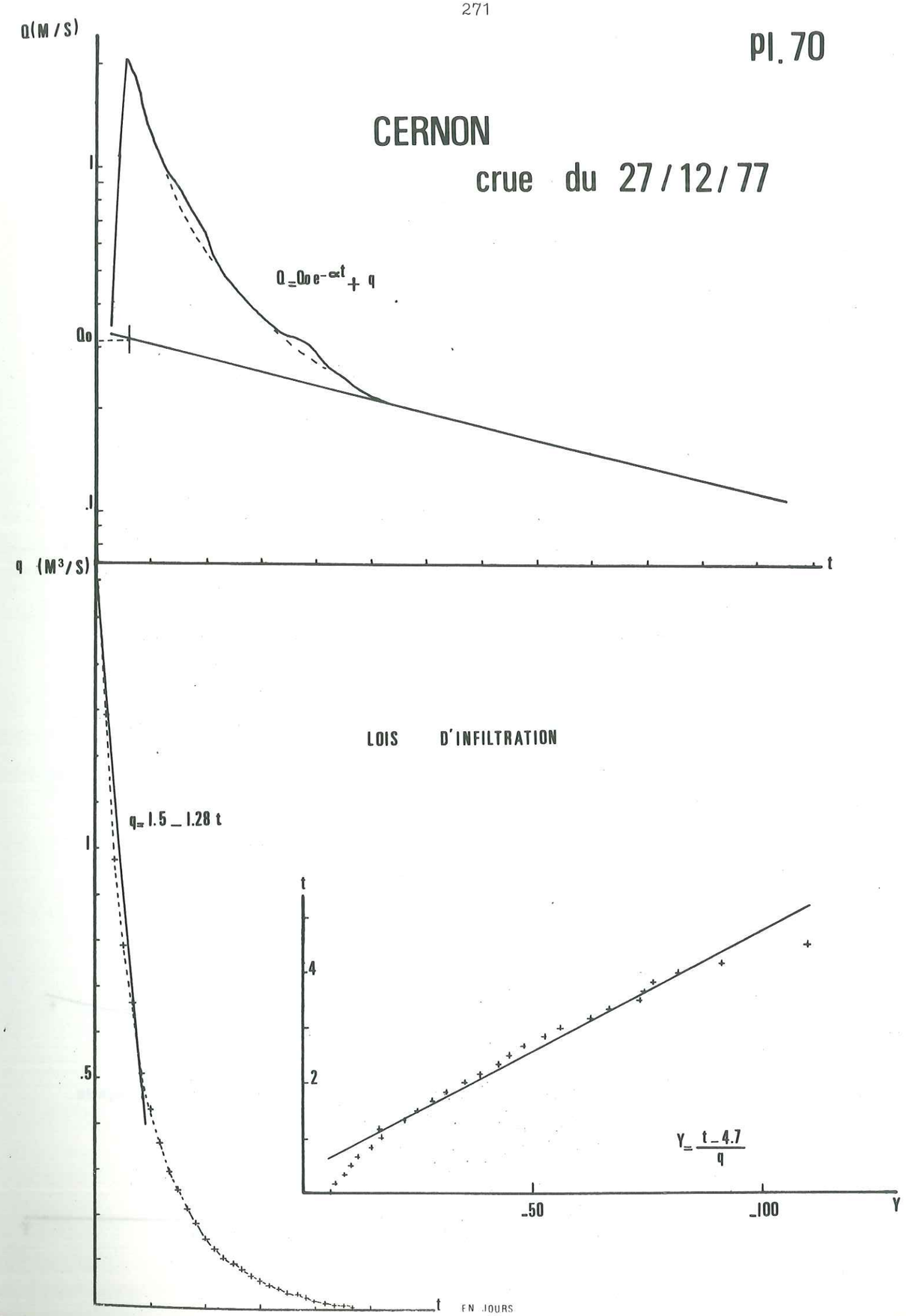
$$f = fc + (fo - fc)\, e^{-Kf\ t}$$

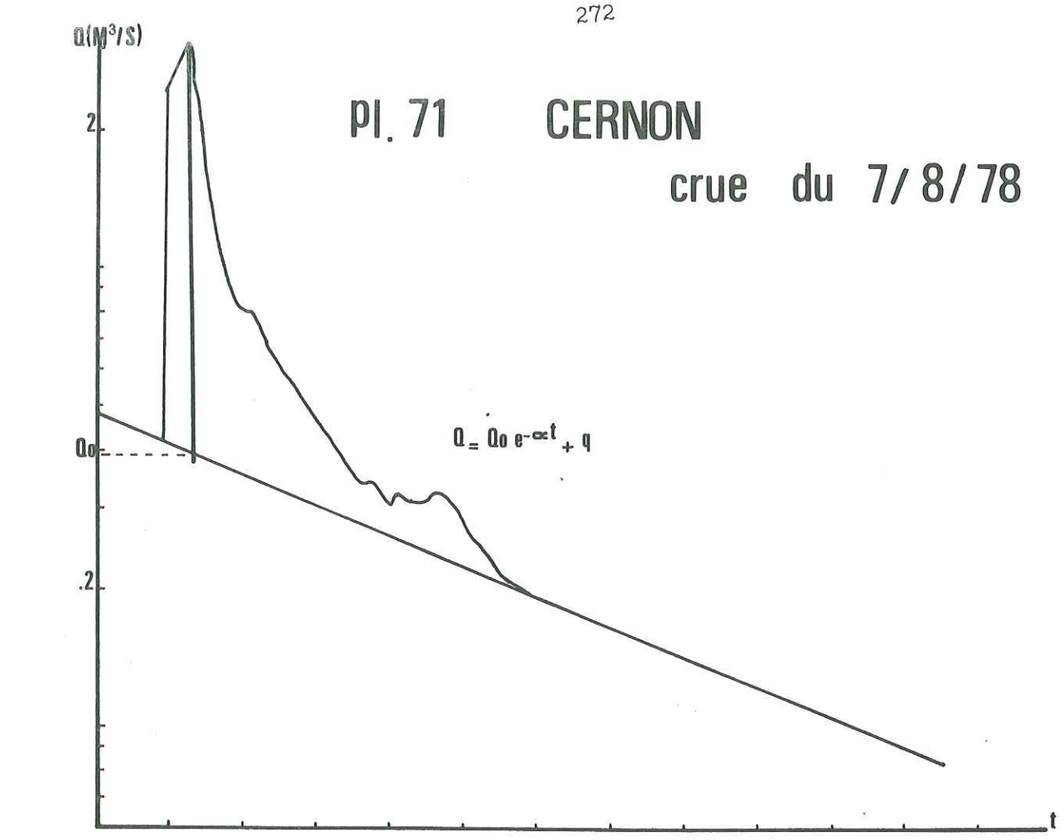
. fo est la capacité maximale au début de l'averse
. fc est une constante vers laquelle tend asymptotiquement la capacité d'infiltration.

Si nous considérons cette expression comme une valeur de capacité d'absorption, elle doit tendre vers o quand t tend vers l'∞ ce qui entraîne fc = 0

$$f = fo\, e^{-Kf\ t}$$

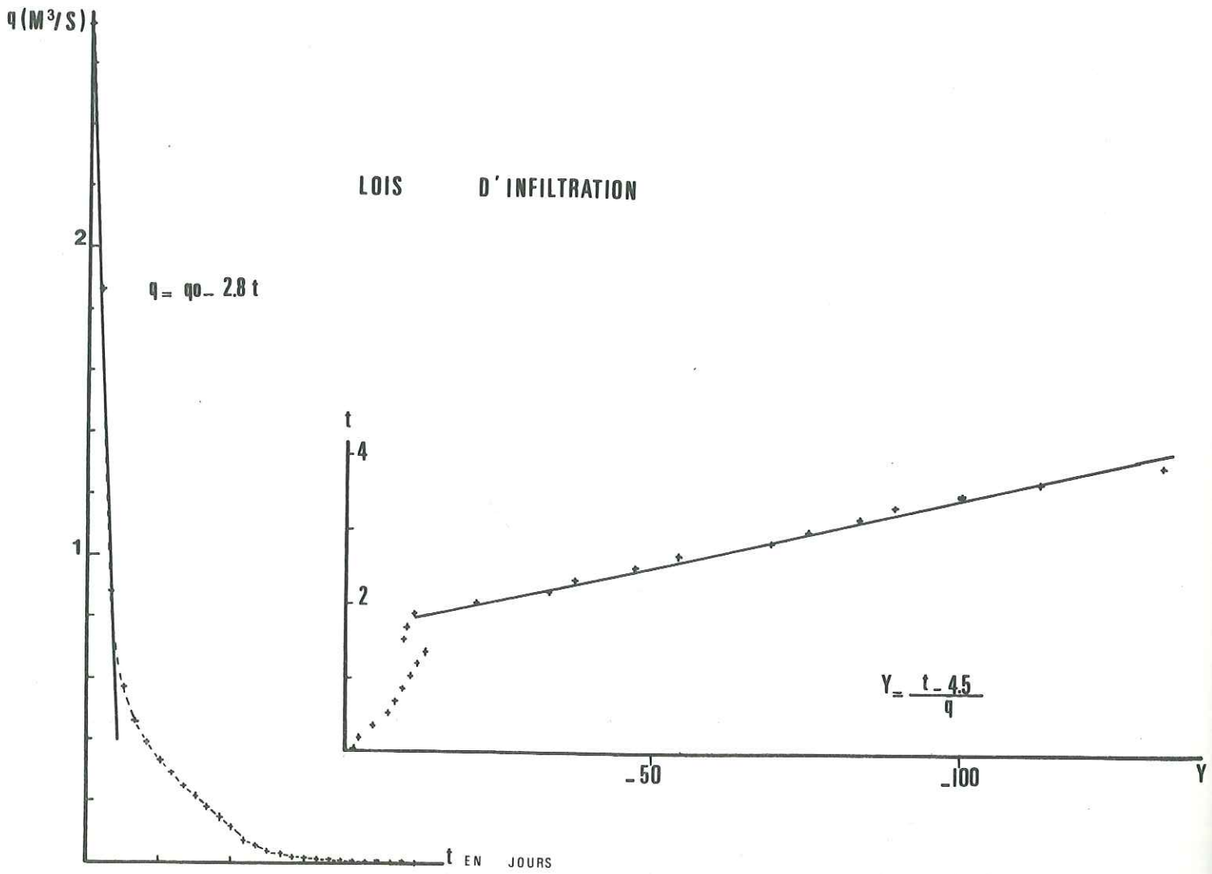
La capacité maximale d'alimentation de la zone noyée est relativement faible (0,8 à 0,9 mm par heure) par rapport à ce que peut être l'infiltration sur un sol (plusieurs dizaines de mm par heure).





PI. 71 CERNON

crue du 7/8/78



Le transit de l'eau à travers les fissures de la zone non-saturée semble donc très difficile, ce qui conduit à un étirement dans le temps du régime influencé.

Les volumes d'eau de la zone noyée ont été calculés par la méthode de Maillet.

La valeur du volume d'eau infiltrée a été obtenue :

- par le calcul (I)
- par planimétrage de la surface délimitée par la courbe $q = \psi(t)$: II

	Volume dynamique initial Vd	Vd1	Vd2	Volume de l'infiltration	
				I	II
2 novembre 77	238 153	180 997	57 156	81 257	92 832
14 novembre 77	425 354	361 813	63 541	209 828	131 299
27 décembre 77	299 077	254 497	44 580	90 163	101 486
7 août 78	229 224	198 854	30 370	63 370	106 971
27 janvier 79	412 800	313 518	99 282	79 582	125 486

Le rapport $\frac{Vd1}{Vd}$ varie de 0,76 à 0,87

Le volume d'eau situé au-dessous de l'exutoire est relativement constant et très modeste. Ceci est normal vu les conditions géologiques d'émergence : la source du Cernon se situe très près de la base de l'Urgonien et au pied d'un éperon rocheux limité par le décrochement de l'Alpette.

A l'étiage l'eau sourdde manière assez diffuse à travers un chaos d'éboulis. Par contre en crue l'alimentation ascendante de la résurgence principale se fait par l'intermédiaire d'une vasque de 5 mètres de diamètre.

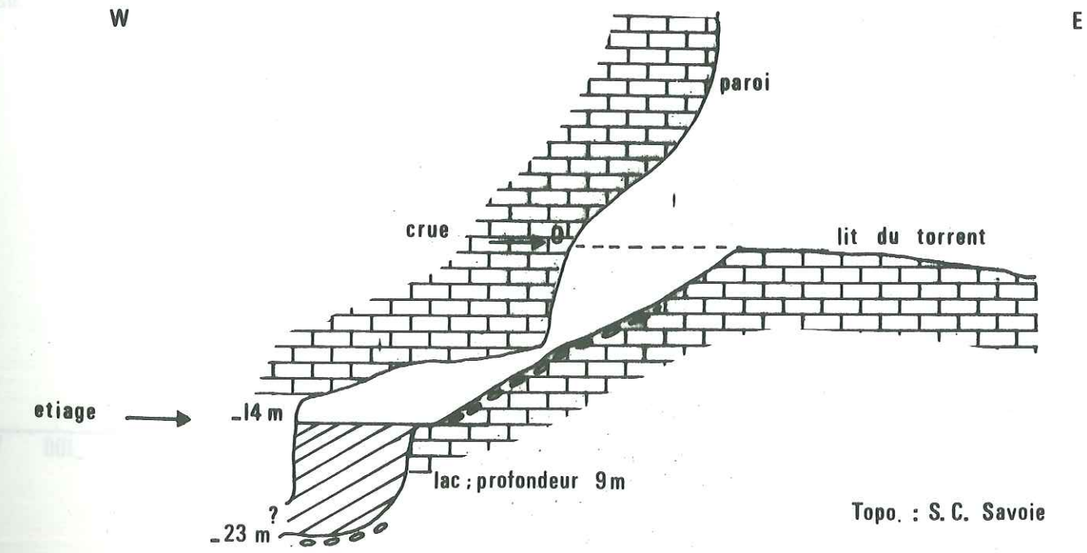
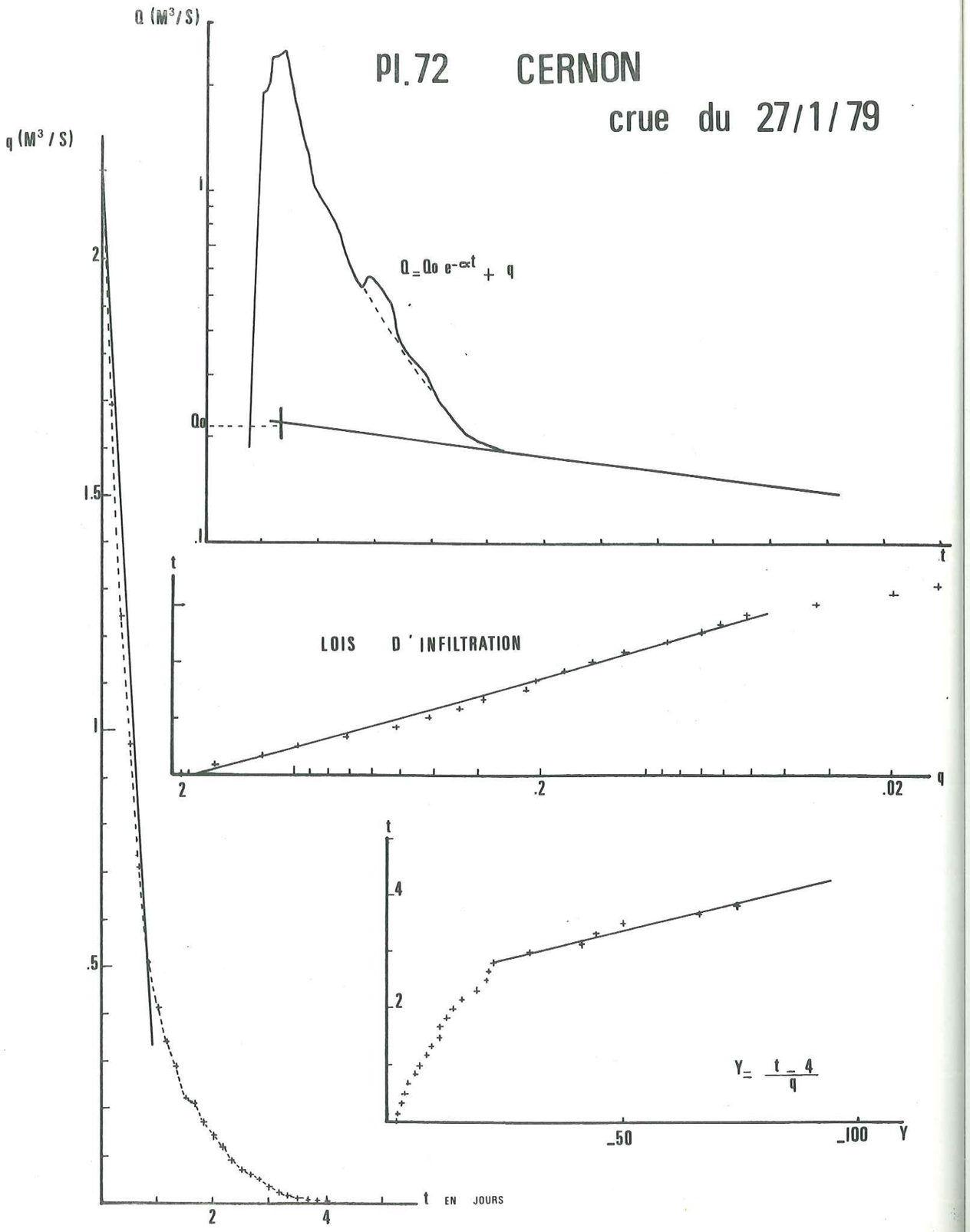


Fig. : 28 - la résurgence du Cernon (coupe)



Nous constatons un écart important entre les valeurs d'infiltration planimétrées et calculées. Evidemment cet écart est surtout marqué pour les décrues du 14 novembre et 27 janvier où la loi homographique n'est que partiellement vérifiée : Pour ces deux épisodes nous calculerons le volume infiltré en intégrant l'équation d'infiltration.

$$Vi = \int_{t=0}^{ti} qo\ e^{-Kf\ t} = \frac{qo}{Kf}\left(1 - e^{-Kf\ t}\right)$$

nous obtenons :

Vi (14 nov.) = 179 905 m3
Vi (27 janv.) = 121 125 m3

Les résultats obtenus s'accordent mieux avec les valeurs trouvées par planimétrage qui semblent les plus proches de la réalité. Les différences de comportement de l'aquifère dans le temps sont difficiles à expliquer. Nous donnerons les valeurs des précipitations à St-Vincent le jour de la crue et la veille.

	2 nov.	14 nov.	27 déc.	7 août	27 janv.
P (j - 1)	22,4	20,7	0	0,2	20,7
P (j)	8,4	21,8	20,1	47,4	21,8

L'infiltration paraît donc suivre une loi de type exponentiel lorsque les précipitations sont fortes et prolongées.

I-4- Méthode de Mijatovic PI. 73

I-4-1- Principe

Cette méthode repose sur l'analyse de la courbe de tarissement de type exponentiel :

$$Qt = Qo\ e^{-\alpha t}$$

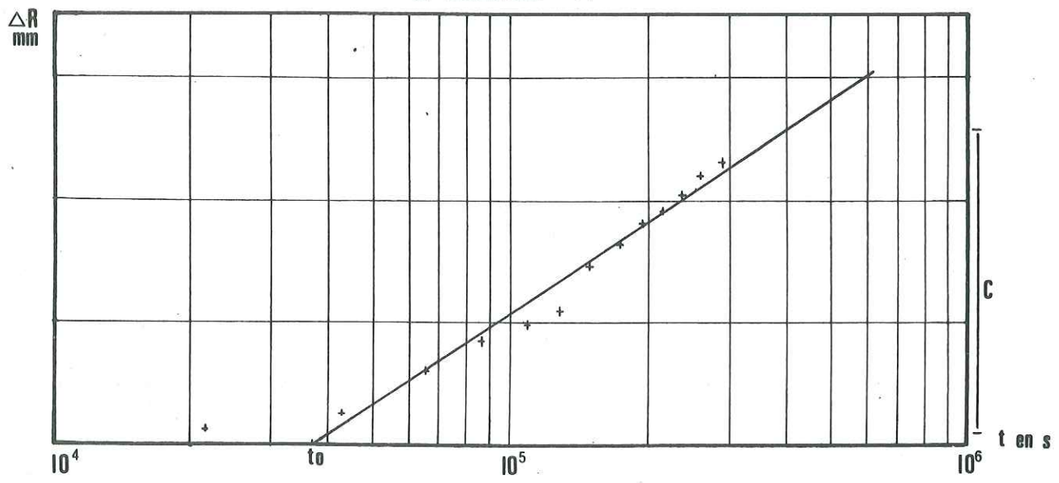
et sur l'évaluation du niveau piézométrique h des eaux du karst, en assimilant celui-ci à un aquifère dans lequel on réaliserait un pompage en régime de non-équilibre.

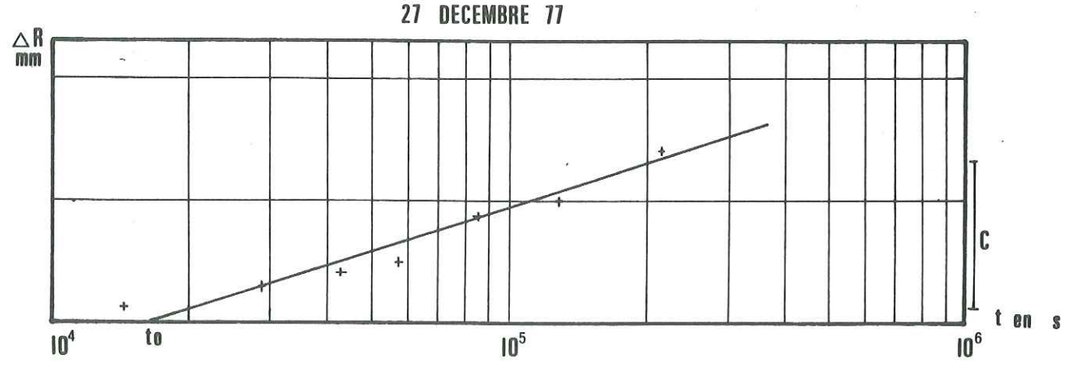
Le rabattement h provoqué à une distance x de l'axe du puits par pompage en régime non permanent a pour expression au temps t :

$$h = \frac{Q}{4\pi t}\left[- Ei\left(-\frac{x^2\ S}{4\ T\ t}\right)\right]$$

où Q est le débit de pompage
T la transmissivité produit de l'épaisseur de l'aquifère par sa perméabilité (m2/s)
S est le coefficient d'emmagasinement comparable à la porosité efficace (sans dimension)
Ei est la fonction exponentielle intégrale.

Pl.73 CERNON DETERMINATION DE LA TRANSMISSIVITE ET DU COEFFICIENT D'EMMAGASINEMENT





Solutions graphiques de l'équation d'approximation logarithmique

Si l'on adopte l'approximation logarithmique de C. Theiss et C. Jacob l'expression du rabattement devient :

$$\Delta h = \frac{0,183\ Q}{T} \quad \log \frac{2,25\ T\ t}{x^2\ S}$$

Nous assimilerons le débit de la source à un débit de pompage provoquant un rabattement dans une zone privilégiée de drainage.

La courbe de tarissement nous permet de déterminer :

Δr = indice d'emmagasinement en mm

ΔR = variation des réserves pendant la période considérée en mm.

La lame d'eau écoulée pendant le tarissement en mm peut être définie comme l'indice d'emmagasinement ; elle est égale au quotient du volume d'eau écoulée par la surface F de l'aquifère.

au temps t $\qquad \Delta r \text{ mm} = \frac{Qt \times 86,4}{F\ \alpha}$

la variation des réserves de to à t est donc

$$\Delta R \text{ mm} = \frac{86,4}{F\ \alpha} \quad (Qo - Qt)$$

Les valeurs de ΔR peuvent être considérées comme des rabattements successifs de la nappe au cours d'un pompage.

- La droite représentative de l'équation de Theis-Jacob est obtenue par report des valeurs de ΔR en fonction du logarithme du temps.

La constante $c = \frac{0,183\ Q}{T}$ correspond à la pente de la droite

$$c = \frac{0,183\ Q}{T} = \frac{dy}{dx} = \frac{\delta\ \Delta R}{\delta\ (\log\ t)}$$

- La valeur de $\frac{\delta \Delta R}{\delta\ (\log\ t)}$ est donnée par l'accroissement du rabattement ΔR pour un cycle logarithmique.

Connaissant le débit moyen pour une période considérée nous pouvons calculer T

$$T = \frac{0,183}{C10}\ Q$$

Dans un certain nombre de cas et selon les configurations géométriques de l'aquifère il faut multiplier la valeur de T par un coefficient (généralement 2) pour tenir compte de l'ensemble du cône de dépression engendré par la source. En fait, ceci n'entraîne pas de conséquence car ne modifie pas l'ordre de grandeur des valeurs trouvées.

Pour calculer le coefficient d'emmagasinement S nous fixerons la position d'un piézomètre fictif à la limite de la zone noyée. En ce point le rabattement est considéré comme nul et l'on a :

$$S = \frac{2,25\ Tto}{x^2}$$

to est le temps pour lequel le rabattement est nul (obtenu graphiquement).

I-4-2- Applications

Nous avons utilisé les résultats précédemment établis pour deux épisodes :

11 décembre 1977 = 0,0316 Qo = .200 m3
27 décembre 1977 = 0,0867 Qo = .210 m3

L'estimation de la surface de la nappe, donc de la position du piézomètre fictif repose sur la topographie et les descriptions du réseau faites par les spéléologues du S.C. Savoie.

"...A -513 la rivière quitte enfin la faille au profit d'un joint de stratification et elle sinue sur 1100 m presque sans aucune pente jusqu'à l'étroiture demi-siphonante terminale à -520 m..." le réseau de la Grotte auxOurs.

Il semble donc que le point -520 m soit assez proche de la zone noyée. Ce point est distant de 2,975 km de la Source du Cernon.

Pour la détermination de F nous avons supposé que l'épaisseur de l'Urgonien étant constante, le tracé des courbes de niveau en surface permet de connaître celui des isohypses du toit de l'Hauterivien. Nous avons donc planimétré sur une carte au 1/25 000 la surface comprise entre le décrochement de l'Alpette et la courbe de niveau passant par la verticale du point -520.

F = 2,262 Km2

Nous obtenons les résultats suivants :

	C (mm)	T (m2/s)	to (s)	S
11 décembre	25	2,98	$3,7 \times 10^4$	0,0280
27 décembre	15	4,56	$1,6 \times 10^4$	0,0185

La transmissivité est relativement forte si l'on considère l'épaisseur maximale que peut atteindre la nappe au début du tarissement (70 m entre le point 520 et la source du Cernon). La perméabilité dans la zone noyée est donc très forte.
Etant donné les conditions aux limites de l'aquifère que nous nous sommes imposées le gradient hydraulique est faible : 0,024.
La valeur du coefficient d'emmagasinement de l'ordre de 2 % est acceptable pour ce genre de système karstique.

II - EXPRESSION MATHEMATIQUE D'UN HYDROGRAMME Pl. 74

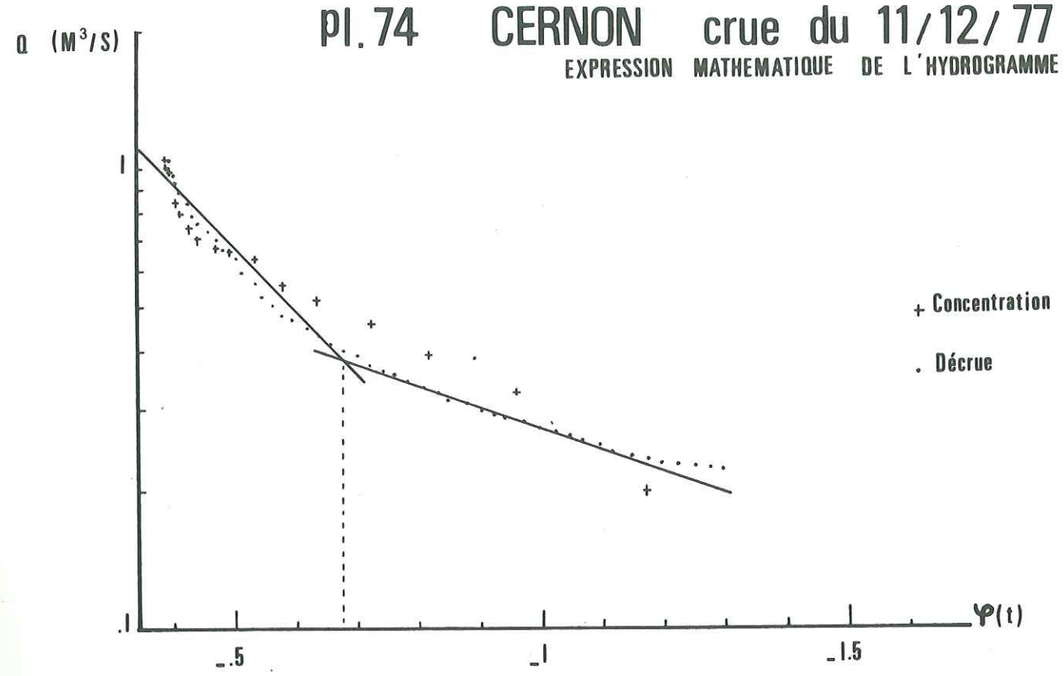
M. Galabov a pu montrer la courbe des débits à une émergence au cours de la crue et de la décrue a pour équation :

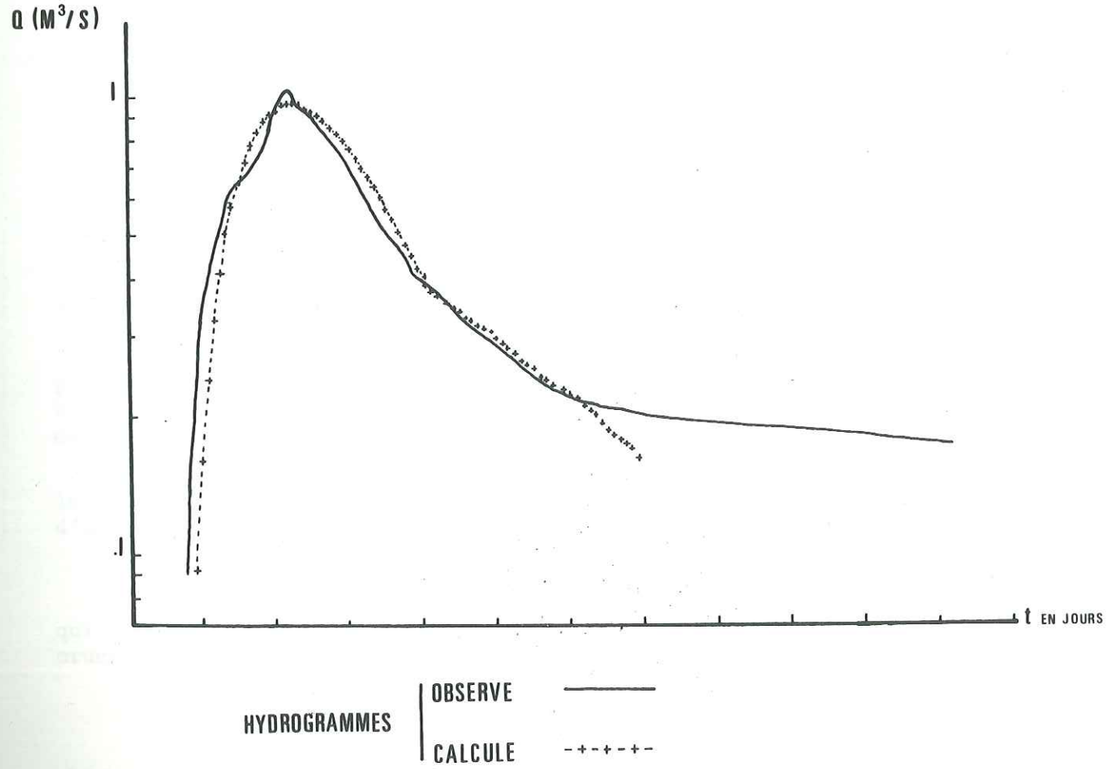
$$Q = \frac{at^b}{e^{ct}}$$

Pour les petites valeurs du temps, c'est-à-dire en crue, le terme t^b varie très vite. Quant au terme e^{-ct} il intervient fortement pendant le tarissement.
La détermination des paramètres a, b, c peut être réalisée par méthode graphique. On a :

$$\lg Q = \lg a + c\varphi(t)$$

ou $\varphi(t) = tm \lg t - 0,4343\ t$





tm est le temps pour le maximum de la courbe.

On obtient une droite représentative en portant en abcisses les valeurs arithmétiques de $\varphi(t)$ et en ordonnées les logarithmes des débits.

La pente de la droite nous permet de calculer les paramètres c et b :

$$c = \frac{\lg Q2 - \lg Q1}{\varphi(t2) - \varphi(t1)}$$

Le paramètre a est déterminé à l'aide de la formule :

$$\lg a = \overline{\lg Q} - c\ \overline{\varphi(t)}$$

où $\overline{\log Q}$ et $\overline{\varphi(t)}$ sont les coordonnées de n'importe quel point choisi sur la droite représentative.

Nous avons retenu pour cette étude la crue du 11 décembre 77, crue peu prononcée pour faciliter l'ajustement.

La droite représentative se divise en 2 tronçons correspondant à la partie ascendante de l'hydrogramme et à la décrue d'une part (1) au tarissement d'autre part (2)

Nous trouvons les équations suivantes :

(1) $$Q = \frac{3{,}44\ t^{2{,}34}}{e^{1.5t}}$$

(2) $Q < 0{,}400$ m3/s $\quad Q = \dfrac{0{,}76\ t^{0.71}}{e^{0{,}44t}}$

. Nous avons calculé à partir de ces 2 fonctions ce que serait la distribution des débits dans le temps.

. L'ajustement entre la courbe observée et la courbe calculée est satisfaisant jusqu'à 0,215 m3. Au-delà de cette valeur les écarts augmentent et les choses se détériorent rapidement. Il faudrait une troisième fonction pour traduire la forme de la courbe de tarissement. Nous retrouvons approximativement les composantes de l'hydrogramme mises en évidence grâce à la formule de Maillet.

Il semble que l'on puisse ici cerner une des faiblesses de la méthode de Galabov qui admet implicitement qu'une émergence ne voit son débit décroître que suivant un, et un seul, coefficient de tarissement.

III - ETUDE DES DEBITS CLASSES Pl. 75

On construit la courbe des débits classés, en portant pour une classe de débit donnée le nombre de jours pendant lequel ce débit a été observé.

Il apparaît que pour un cycle hydrologique la distribution des débits suit une loi de Galton : nous avons donc utilisé un papier de probabilité gausso-logarithmique en considérant que la distribution n'est pas tronquée contrairement aux hypothèses de A. Mangin.

La droite représentative peut montrer des variations de pente correspondant à des anomalies dans la distribution des débits.

L'augmentation de la pente de la droite traduit l'augmentation du pourcentage des débits pour une ou plusieurs classes, c'est-à-dire une croissance moins rapide des débits pour ces classes (partie supérieure de la courbe).

Par contre une diminution de la pente est caractéristique d'une décroissance moins rapide des débits pour les classes considérées (partie moyenne de la courbe).

Nous avons classé les débits à la source du Cernon pour deux cycles :

- 1er novembre 1977 au 30 octobre 1978
- 15 juillet 1978 au 15 juin 1979

Les classes de débit ont été fixées à 50 l/s au-dessus de 100 l/s et à 25 l/s au-dessous.

Les ruptures de pentes s'effectuent pour des classes de débits bien déterminées :

- 80 - 90 l/s
- 1600 - 1700 l/s

L'augmentation de pente de la droite pour les forts débits peut être mise en relation soit avec l'existence de trop pleins soit + la formation momentanée de réserves.

Nous écarterons l'hypothèse des trop-pleins pour plusieurs raisons.

- la géologie nous laisse entrevoir la possibilité que d'un seul "trop-plein"
- les traçages n'ont pas pu mettre en évidence de relation entre le bassin versant du Cernon et ce "trop-plein" potentiel: Ia source de la Plagne,
- le calcul du bilan donne des chiffres relativement cohérents pour le déficit d'écoulement sans que l'on ait à faire intervenir de pertes au profit d'une autre source.

Nous considèrerons donc qu'en crue une partie des débits est stockée :

- soit par déversement de certains collecteurs dans des galeries "aveugles"
- soit parce que l'étroiture présente à l'émergence ne permet le transit que d'un débit déterminé (1,7 m3/s). La section de cet orifice est inférieure à 1 m2 (Topo S.C. Savoie). Nous retiendrons donc cette manière de voir qui n'exclue nullement la première hypothèse et même valide son existence.

Dès que les débits sont inférieurs à 1,700 m3/s s'amorce le déstockage. Evidemment le volume à évacuer est plus important que ce qu'il aurait été sans l'action de l'étroiture. La décroissance des débits à la décrue est donc moins rapide.

Par contre, à la fin du tarissement on assiste à une augmentation du pourcentage des petits débits. Cet excédent apparaît à l'étiage et pourrait bien correspondre à des apports occultes (condensation) où à la vidange tardive des aquifères aptien supérieur et sénonien.

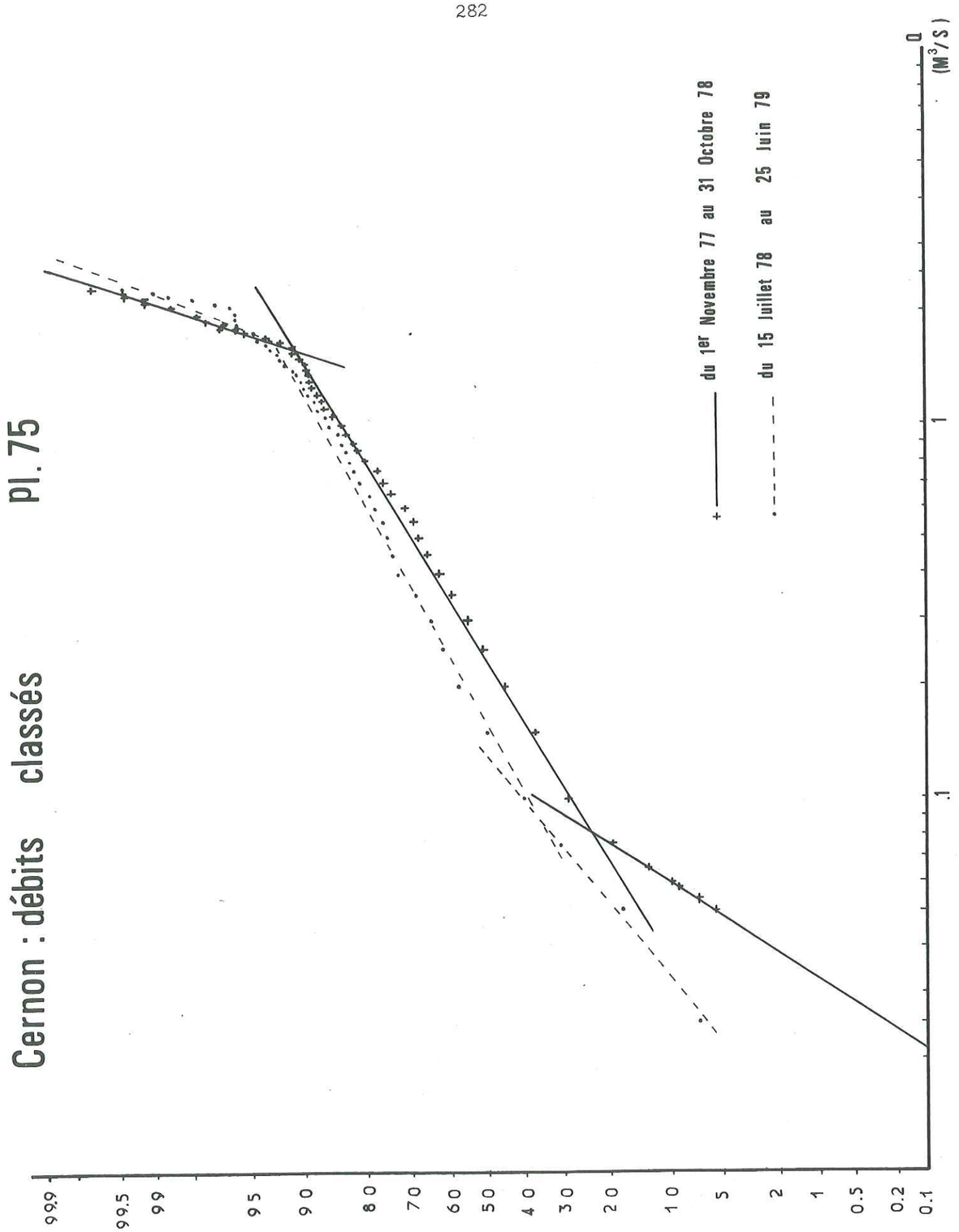
. Au-delà de 1,7 m3/s et pour des pourcentages donnés, nous avons calculé la corrélation entre le débit théorique Qth qu'il aurait été possible d'observer sans écrêtage et le débit réel. Nous trouvons la relation :

$$Qth\ m3/s = 11{,}96\ Qr - 18{,}04 \quad (77\text{-}78)$$

qui nous a permis de calculer le volume stocké/destocké pour l'ensemble des crues d'un cycle

$$VS/D = 4\ 576\ 000\ m3 \text{ soit } 540\ mm$$

+ avec



Nous constatons que si nous devions accréditer l'idée d'un trop plein, le déficit d'écoulement sur le bassin du Cernon serait énorme.

Pour les débits inférieurs à 0,08 m3/s la régression est :

$$Qth\ (l/s) = 1{,}30\ \ Qr - 38{,}2 \qquad (77\text{-}78)$$

L'excédent est de 216 760 m3 soit 26 mm.

Nous devons constater que les crues ne sont pas écrêtées complètement au-delà de 1,700 m3/s. Le débit évacué à travers l'étroiture est variable et fonction de la charge hydraulique aux limites de la nappe : la vitesse de sortie V est de la forme $v = f(\sqrt{2gh})$ où g est l'accélération de la pesanteur, h = la charge à la limite de la nappe diminuée des pertes de charge jusqu'à l'exutoire.

Il faut noter que les débits à l'émergence peuvent atteindre des valeurs importantes (jusquà 15 m3/s en juin 1979). Au-delà d'un certain débit on assiste à la mise en fonctionnement de galeries qui "court-circuitent" le réseau principal et aboutissent à l'aval de l'étroiture.

IV - CONCLUSIONS

De l'analyse des phénomènes hydrodynamiques à la source du Cernon, il ressort plusieurs faits.

. L'étude des courbes de tarissement nous a permis de mettre en évidence la décroissance des débits suivant plusieurs coefficients de tarissement correspondant à la vidange des chenaux puis des fissures.

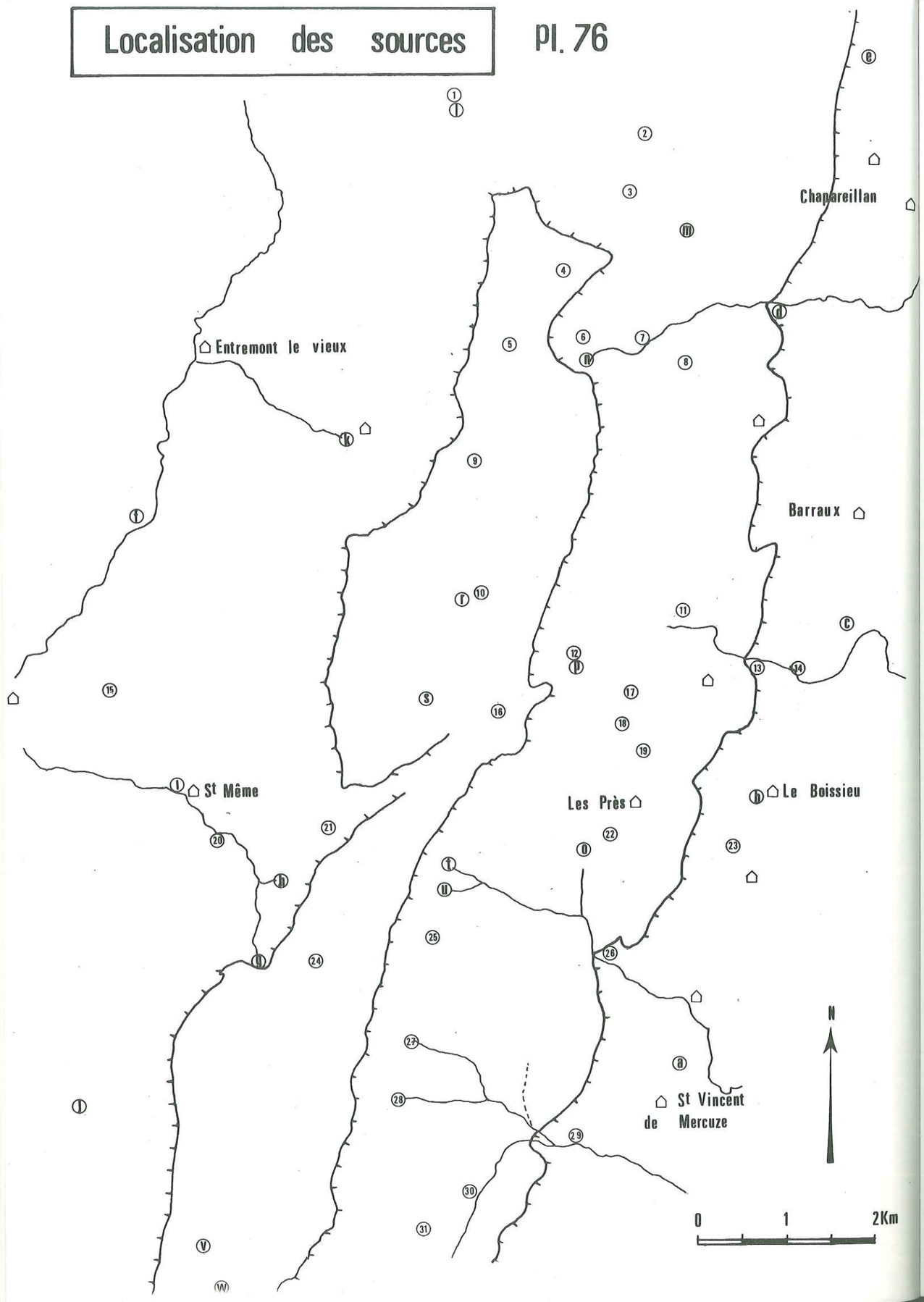
. Le volume des réserves est faible par rapport à celui du volume dynamique initial, mais relativement constant d'une crue à l'autre.
La capacité d'emmagasinement de la zone non-saturée varie donc peu et oscille autour de 13 mm.

L'infiltration suit différentes lois suivant le type de précipitations.

. La modélisation de l'hydrogramme à partir de lois mathématiques simples semble délicate en raison de la complexité des phénomènes de vidange.

. En crue, l'écoulement dépend de la géométrie des collecteurs principaux et de l'exutoire. En fait la résurgence correspond à un ensemble d'exutoires dont la mise en fonctionnement dépend du débit à évacuer. L'écoulement et la géométrie de la résurgence sont donc intimement liés.

Une grande partie des apports se fait de manière plus ou moins diffuse à travers les éboulis.



CHAPITRE XII

ETUDE HYDROCHIMIQUE

Nous nous proposerons dans ce chapitre d'étudier les caractéristiques physico-chimiques des eaux des sources. Les résultats obtenus permettent généralement de déterminer l'origine des eaux ainsi que leur mode de circulation. Ils seront confrontés avec les données géologiques aux émergences.

I - LES PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES : LES METHODES D'ANALYSE

I-1- Les paramètres physiques

a) les débits

Les débits des sources ont été généralement mesurés soit par capacité jaugée, soit à l'aide d'un micro-moulinet.

Nous avons utilisé les méthodes de dilutions chimiques pour les forts débits des émergences karstiques.

b) les températures

Les températures ont été mesurées avec un thermomètre à mercure gradué au 1/10 de degré C.

c) les résistivités

La résistivité est la résistance d'un cylindre de longueur et de section égales à l'unité ; elle s'exprime classiquement en Ωcm. La résistivité d'une eau est fonction de la quantité et de la nature des sels qui y sont dissous : elle diminue quand la quantité de sels et la température augmentent. Afin de pouvoir comparer les sources entre elles, il convient de ramener les mesures faites à une même température de référence (18°C).

En règle générale les mesures ont été effectuées sur le terrain avec une précision de 100 Ω cm.

d) le Ph

C'est le cologarithme de la concentration en ions H_3O^+. Il a été mesuré au laboratoire grâce à un pH-mètre Prolabo P1 avec électrode de verre.

I-2- Les paramètres chimiques

a) Les dosages volumétriques

Ils ont été utilisés pour déterminer la dureté totale (calcium et magnésium), l'alcalinité et la teneur en chlorure.

. La dureté totale ou titre hydrotimétrique total (THT)

Le titre hydrotimétrique indique la teneur globale de l'eau en sels de calcium et de magnésium qui rendent l'eau "dure".

L'analyse consiste à doser Ca^{2+} et Mg^{2+} puis Ca seul. Mg est obtenu par différence.

Principe du dosage de Ca^{2+} et Mg^{2+} : Complexation à Ph 10 par l'acide éthylènediamine-tétracétique (EDTA) en présence d'un indicateur coloré, le noir d'ériochrome T.

Principe du dosage de Ca^{2+} : Le Ph est porté à 12-13 par addition de soude, Mg^{2+} est ainsi éliminé de la solution par précipitation sous forme d'hydroxyde. L'indicateur utilisé, le murexide est un indicateur de Ca^{2+} ; il vire lorsque tous les ions Ca^{2+} sont complexés.

. L'alcalinité

Le titre alcalimétrique (TA) correspond à la teneur de l'eau en ions OH^- et CO_3^{2-}.

Le titre alcalimétrique complet correspond à la teneur de l'eau en ions OH^-, CO_3^{2-} et HCO_3^-.

Au Ph des eaux analysées (Ph < 8,3) l'ion dominant est l'ion bicarbonate et l'on considère TA comme nul.

L'alcalinité se mesure à l'aide d'une solution titrée acide (H2SO4 N/50) en présence de méthylorange (ou hélianthine).

. Les chlorures

Nous avons utilisé la méthode de Clarke au nitrate mercurique. Le principe consiste à ajouter des ions Hg^{2+} qui forment avec les ions Cl^- un complexe soluble et peu dissocié. L'excès d'ions mercuriques est détecté par un indicateur coloré (bleu de bromophénol-diphénylcarbazone) qui donne avec lui un complexe violet en milieu acide.

b) Les dosages par spectrophotométrie de flamme

Absorption atomique : on mesure l'absorption d'un faisceau lumineux, traversant un nuage d'atome. L'excitation des atomes se fait par pulvérisation de l'échantillon dans une flamme. La densité optique mesurée est une fonction linéaire de la concentration en atomes libres tant que cette dernière reste faible. Les dosages effectués suivant cette méthode concernent les éléments suivants : K, Ca, Mg.

Emission atomique : la solution à étudier est pulvérisée dans une flamme à haute température ; l'énergie thermique de la flamme permet l'excitation des atomes libérés et le retour à l'état fondamental se caractérise par l'émission d'une radiation dont l'intensité est proportionnelle à la concentration en sels de la solution.

Ces analyses ont été réalisées au laboratoire de chimie analytique de la Faculté de Pharmacie. Nous avons utilisé un spectrophotomètre d'absorption atomique UNICAM SP 90A.

II - LA CHIMIE DES APPORTS ATMOSPHERIQUES

Les précipitations apportent de nombreux éléments, soit sous forme particulaire, soit sous forme dissoute. Les prélèvements ont été effectués dans le seau de contrôle du pluviographe de St-Vincent et prennent en compte les apports sur plusieurs semaines, la pondération en fonction de la lame d'eau tombée se faisant automatiquement.

Nous obtenons les résultats suivants :

date	Cl mg/l	Ca mg/l	Mg mg/l	Na mg/l	K mg/l	Résistivité Ω cm
17 avril 78	0,70	1,65	0,07	0,02	0,16	33 190
8 mai	0,73	1,41	0,23	0,01	0,64	31 900
30 juin	0,60	0,85	0,05	0,01	0,68	37 490
8 août	0,07	0,90	0,04	0,01	0,58	43 950
4 octobre	0,45	1,51	0,07	0,20	0,05	35 600
29 décembre	0,92	0,63	0,08	0,03	0,29	-
22 janvier 79	0,41	1,53	0,05	0,01	0,11	38 200
11 février	1,05	1,17	0,05	0,01	0,18	27 300
12 mars	0,70	-	-	-	-	27 000
31 mars	0,46	-	-	-	-	47 125
11 avril	0,65	0,64	0,04	0,01	0,12	36 231
Moyenne	0,61	1,14	0,08	0,03	0,31	-

Nous constatons que les apports en Cl et en K sont loin d'être négligeables.

III- L'ETUDE DES SOURCES

Les sources étudiées se divisent en trois grands groupes :

- sources du Jurassique et de ses terrains de couverture ;
- sources situées sur le néocomien ou ses terrains de couverture ;
- sources issues directement des calcaires urgoniens ou de l'Aptien supérieur.

Les émergences étudiées sont localisées sur la carte de la planche 76

A	Les Plantées	J	Le Planey
B	Le Boissieu	K	La Plagne
C	Margillan	L	Les Sables
D	Les Meunières	M	Les Eparres
E	St-Martin	N	Le Cernon
F	Pont du Lac	O	Fontaine Froide
G	Guiers-Vif	P	Pré Orcel
H	Mort-Ru	R	La Vieille
I	St-Même	S	Chalet de l'Alpe

III-1- Caractères généraux des émergences

Les températures

R. Michel (1960) a pu mettre en évidence dans le département de l'Isère la concordance existant entre la température moyenne annuelle de l'air et celle des sources. Cette concordance est valable jusqu'à environ 1 200 m. Au-delà de cette altitude la température moyenne des sources est supérieure à celle de l'air. On peut admettre que cet écart est dû à la persistance au-dessus de 1 200 m du manteau neigeux qui joue vis à vis du sol et de son substratum le rôle d'isolant thermique.

En outre, les eaux de fontes de neiges ne peuvent voir leur température décroître au-delà de 0°C.

Sur le planche 77 , nous avons figuré la droite représentative de la température moyenne de l'air pour le massif de Chartreuse et nous avons reporté les températures moyennes des émergences et leurs domaines de variation.

A basse altitude, la concordance entre les températures de l'air et des sources est bonne. Au-delà de 900 m toutes les sources étudiées sauf les Sables sont de type karstique. Les sources les plus importantes se situent au-dessous de la droite des températures de l'air. On peut donc en conclure que la dénivellée entre ces émergences et leur zone d'alimentation est relativement importante. Par contre, les petites sources des hauts-plateaux ont des températures extrêmement variables et plutôt élevées (ce qui est normal puisque les mesures n'y sont possibles que pendant les 6 mois les plus chauds de l'année).

Relation THT - Résistivité

Nous avons porté sur la planche 79 les résistivités des eaux en fonction de leur titre hydrotimétrique total. Etant donné les très faibles valeurs du rapport Mg/Ca les variations du THT dépendent essentiellement des fluctuations de Ca.

Les variations de ρ semblent suivre une loi du type $\rho = f\left(1/(\mathrm{THT})^{r}\right)$ ($r > 0$). Comme les valeurs du TAC sont généralement proches de celles du THT, nous admettrons que ρ varie de la même façon en fonction de TAC.

Nous pourrons donc à partir des mesures de résistivité déduire la dureté totale d'eaux du même type que celles étudiées.

III-2- Les sources du jurassique et de ses terrains de couverture

III-2-1- La source des Plantées Pl 80

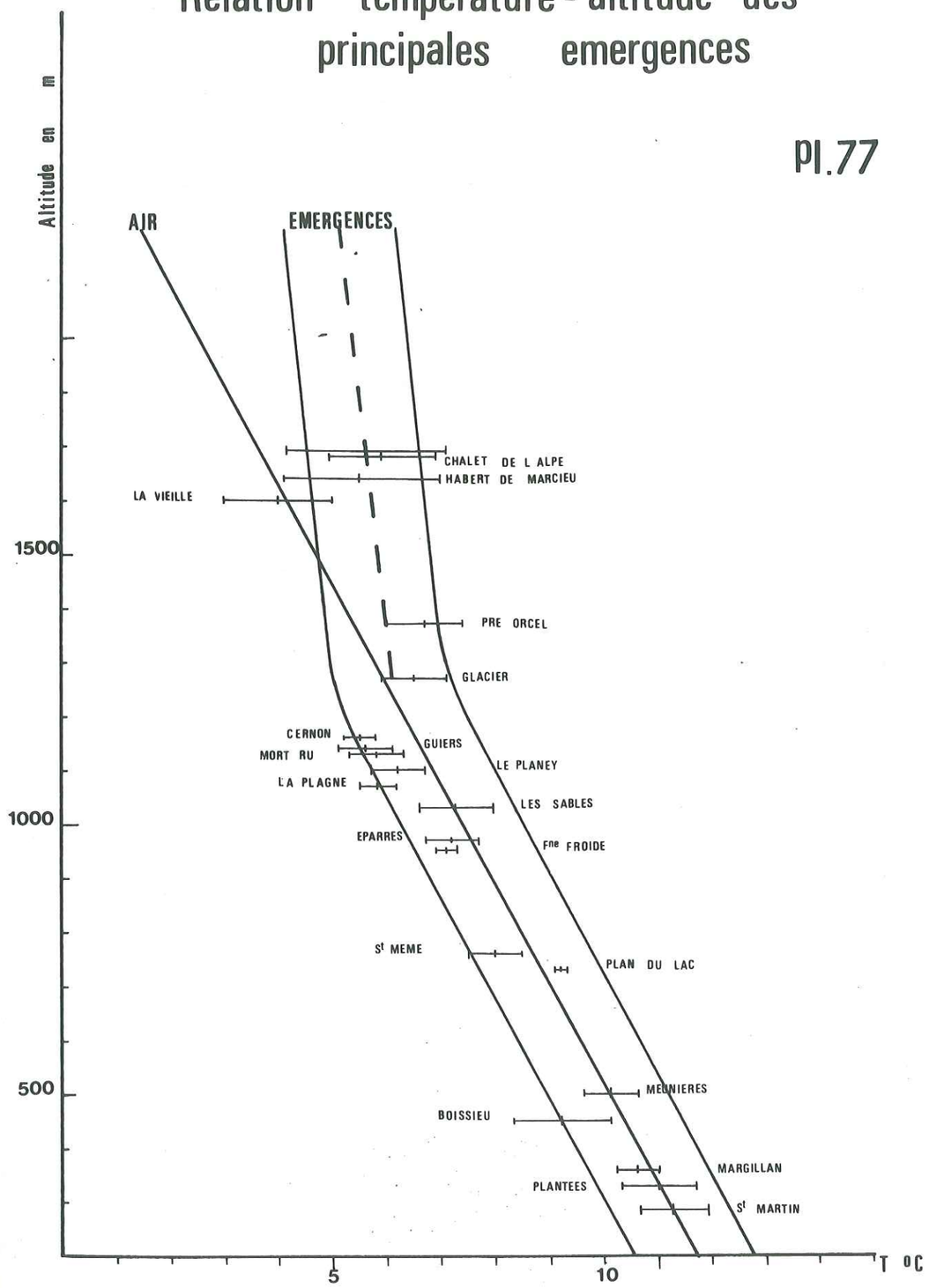
X = 883,10 Y = 348,47 Z = 330 m

Il s'agit d'un ensemble d'émergences plus ou moins diffuses délimitant une zone de tourbière au raccord d'une pente d'éboulis et de son substratum marneux. Une de ces sources est captée pour une alimentation privée.

L'origine de ses eaux est à rechercher dans un de ces cônes d'éboulis qui entaillent et drainent les calcaires séquaniens ainsi que les marno-calcaires rauraciens.

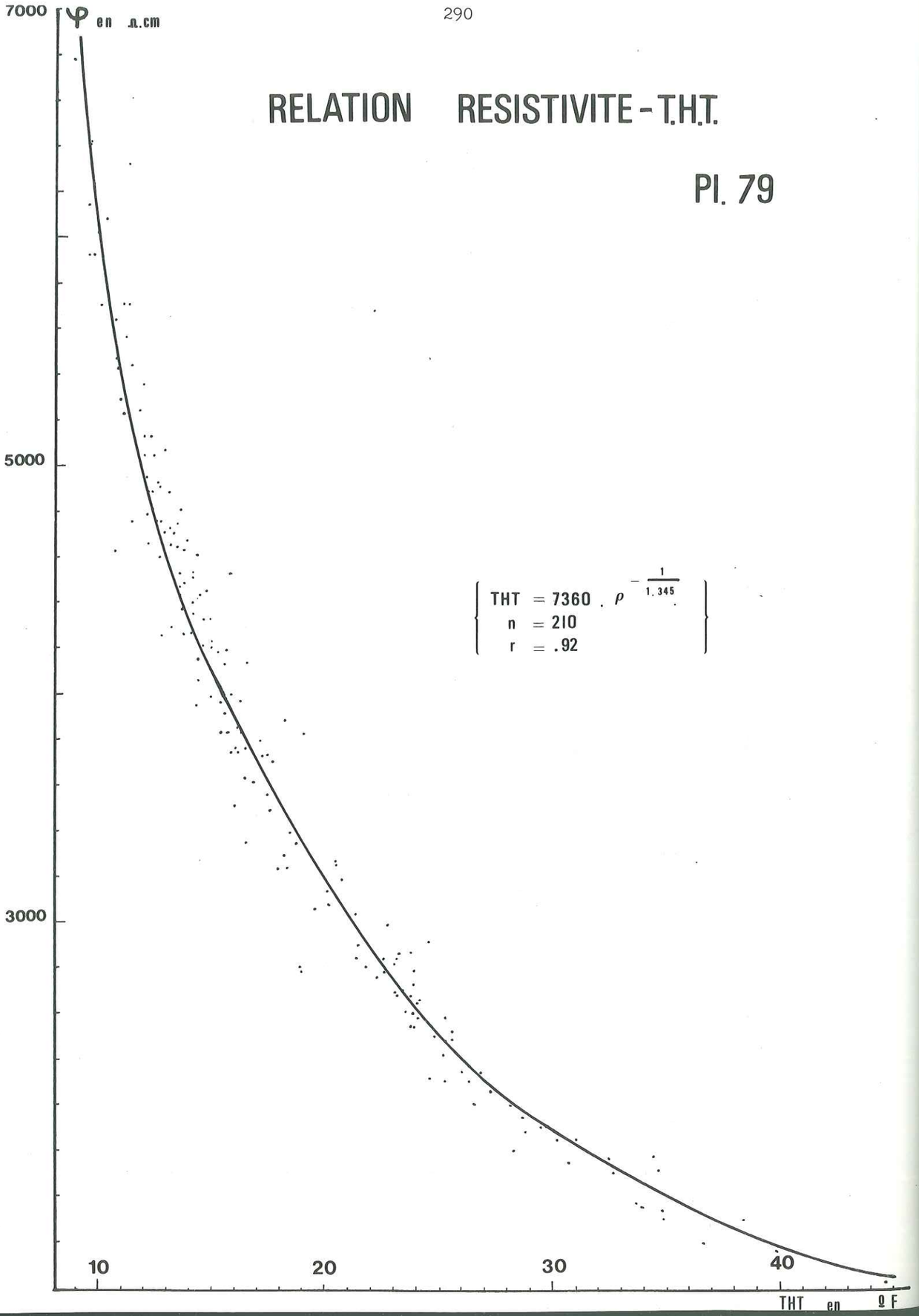
Relation temperature - altitude des principales emergences

Pl.77



RELATION RESISTIVITE - T.H.T.

Pl. 79



$$\left\{ \begin{array}{l} THT = 7360 \cdot \rho^{-\frac{1}{1,345}} \\ n = 210 \\ r = .92 \end{array} \right.$$

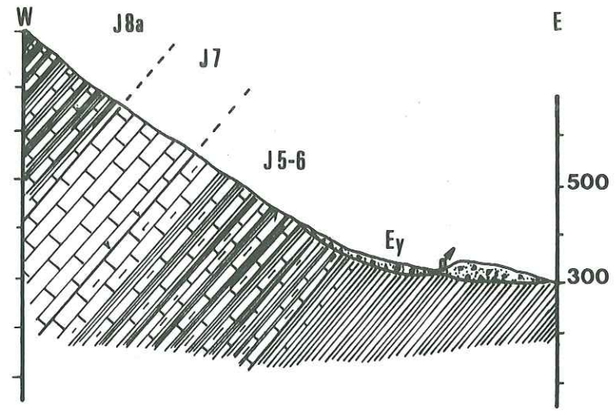


Fig. 29 : Situation géologique de la source des Plantées

La minéralisation est relativement élevée

	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}
C mg/l	122	5,94	4,38	0,91	381	7,05	14,6
r meq/l	6,06	0,49	0,19	0,02	6,25	0,20	0,30

Valeurs moyennes des concentrations (voir en annexes les résultats d'analyses)

Résistivités $\overline{X}$ = 2026 Ωcm S = 474 C.V. = 0,23
Températures $\overline{X}$ = 12,2°C S = 2,0 C.V. = 0,16

- Silice 8,8 mg/l rMg/rCa = 0,08 rNa/rcl = 0,90, r SO_4/rcl = 1,51
- Les faciès chimiques sont les suivants :

r Ca ≫ r Mg > r Na > rK

r HCO_3 ≫ r SO_4 > r Cl

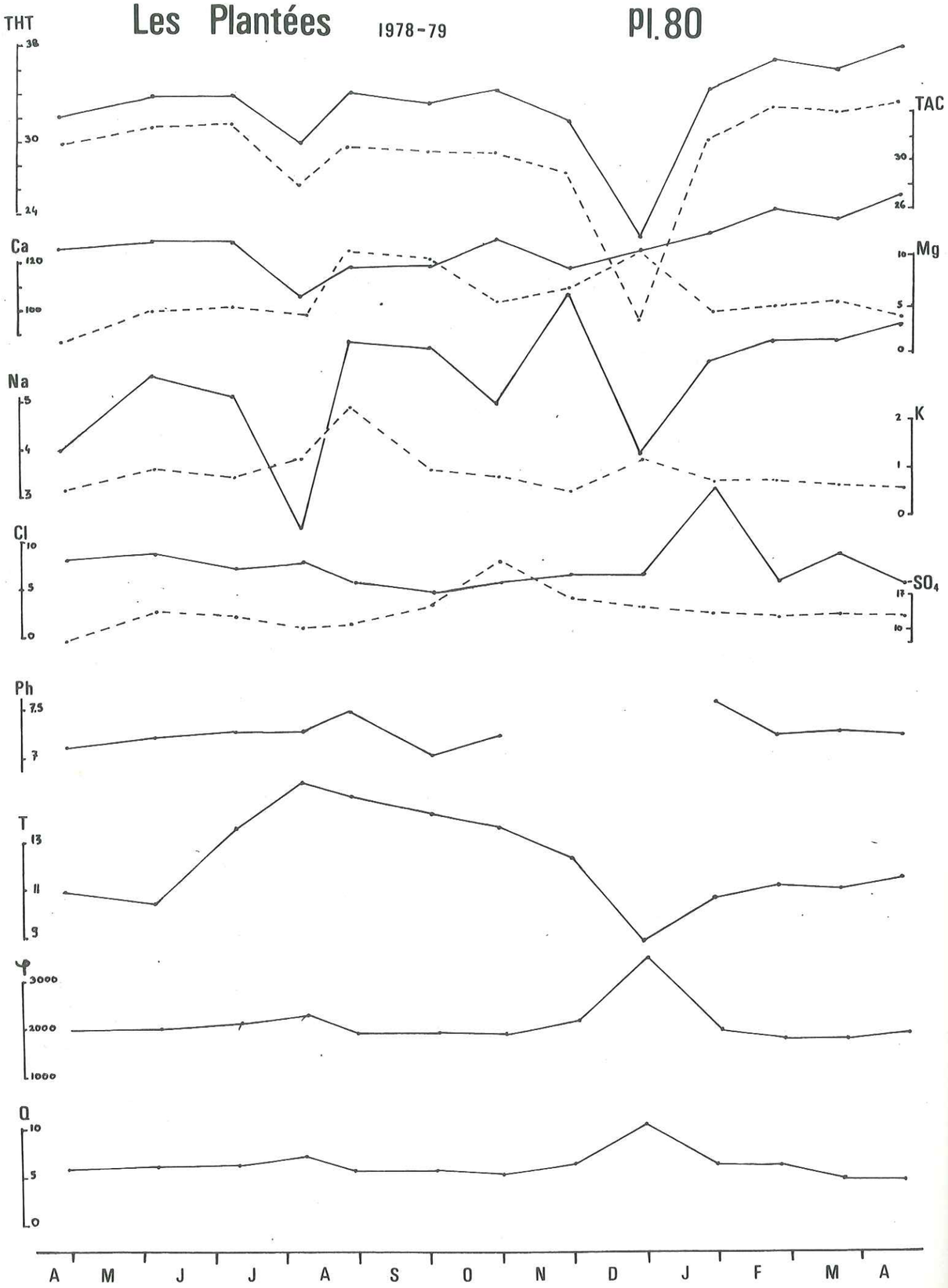
Nous retrouverons pratiquement ce type de faciès à toutes les émergences étudiées.

Nous avons figuré Pl.80les variations des paramètres physico-chimiques au cours d'un cycle hydrologique : le THT et TAC sont exprimés en degré français, les concentrations, la résistivité et les débits respectivement en mg/l cm et l/s.

Les variations de température à la source suivent celles de l'air et sont révélatrices de circulations peu profondes.

Les débits fluctuent dans un intervalle assez restreint ; par contre le THT et le TAC peuvent changer brutalement (en quelques heures au mois d'août 78). On peut en conclure que si les réserves sont modestes la perméabilité de l'aquifère, elle, est élevée.

Les teneurs relativement fortes en sodium, chlorures et sulfates attestent un contact de ces eaux avec des argiles et des marnes.



III-2-2- Les sources du Boissieu (Pl. 81)

X = 884,9 Y = 315,5 Z = 450 m

Il s'agit d'un ensemble de sources qui émergent dans une prairie au pied du rebord subalpin. Il faut noter que l'on rencontre des émergences similaires par leur chimisme, à environ 200 m des précédentes et dans le lit du ruisseau des Granges ; en ce point les conditions d'affleurement sont bonnes et l'on peut voir l'eau sourdre des éboulis au contact de niveaux marneaux du Rauracien.

Il semble donc que ces eaux proviennent des terrains séquaniens et rauraciens ainsi que de leurs éboulis. Ces sources ont fait l'objet de captages.

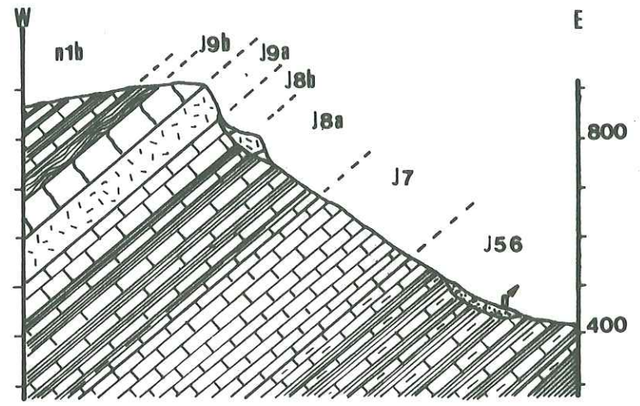


Fig. 30: Situation géologique des émergences du Boissieu

Les teneurs moyennes sont les suivantes :

	Ca^{2+}	Mg^{2+}	NA^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}
Cmg/l	73	11,50	2,46	0,71	258	1,57	13,2
rmeq/l	3,63	0,95	0,11	0,02	4,22	0,04	0,30

Résistivités $\overline{X}$ = 2714 Ω cm S = 151 C.V. = 0,06
Températures $\overline{X}$ = 9,2°C S = 0,9 C.V. = 0,10

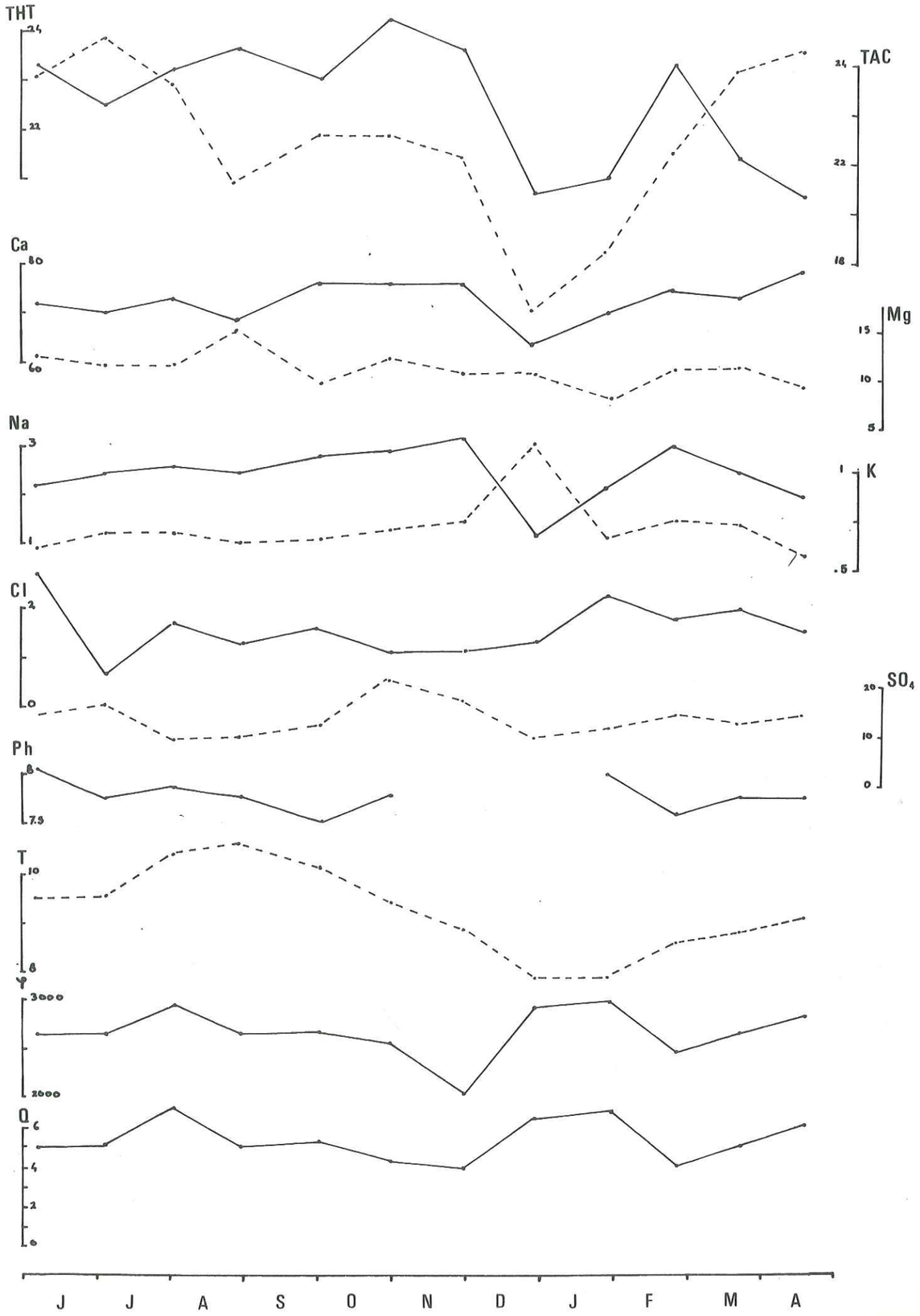
Silice = 5 mg/l r Mg/r Ca = 0,26, r Na/r Cl 2,75 r SO_4/r cl = 6,75

La courbe des températures suit grossièrement celle de l'air ; le transit à travers les éboulis n'est pas étranger à ce phénomène.

Les courbes de débit et de résistivité sont pratiquement parallèles ; d'où on peut conclure que les réserves sont faibles : en effet, les eaux anciennes sont chassées si rapidement lors d'une averse qu'on n'en retrouve pas trace un jour après.

D'une manière générale, toutes les concentrations vont croissant pendant l'été et l'automne 78. Les pluies de décembre entraînent une baisse globale de la minéralisation sauf en Chlorures et Potassium. Il semble que les pluies amorcent alors un lessivage des sels reconcentrés en surface par évaporation.

De même, en crue l'eau remet en mouvement des argiles desséchées ; la surface de contact eau/argile augmentant, les échanges chimiques se trouvent facilités et certains minéraux (illites) cèdent préférentiellement leur potassium.



En outre, l'augmentation de turbidité aux émergences prouve que parfois les particules argileuses elles-mêmes peuvent être entraînées.

Une analyse chimique faite sur des eaux sortant directement du Rauracien (L'envers n° 23 cf. Annexe) donne des résultats très proches de ceux du Boissieu. Les calcaires Rauraciens paraissent donc constituer la zone d'alimentation principale de ces émergences.

III-2-3- La Source de Margillan (Pl. 82)

X = 884,8 Y = 352,2 Z = 360 m

Cette source se situe à la limite Ouest de la banquette de terrains quaternaires (fluviatils et glaciaires) qui courent de Chapareillan à St-Vincent de Mercuze.

Les éboulis jurassiques tapissant le pied du versant viennent s'arrêter sur la bordure de la moraine wurmienne.

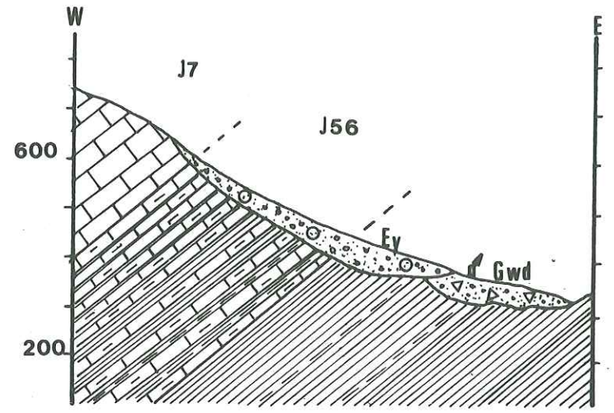


Fig. 31: Situation géologique de la source de Margillan

Les terrains glaciaires relativement argileux jouent le rôle d'horizon imperméable vis à vis des éboulis ; aussi n'est-il pas étonnant de voir les eaux sortir au contact de ces deux niveaux.

Composition chimique moyenne :

	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}
C mg/l	65	16,18	3,18	0,84	258	1,30	16,3
r meq/l	3,25	1,33	0,14	0,02	4,23	0,04	0,34

Résistivités $\overline{X}$ = 2840 Ω cm S = 295 C.V. = 0,10
Températures $\overline{X}$ = 10,6°C S = 0,41 C.V. = 0,04
Silice = 1,2 à 6,4 mg/l Orthophosphates 0,15 mg/l

r Mg/r Ca = 0,41 r Na/r Cl = 3,5 r SO_4/r cl = 8,5

Les eaux sont relativement bien minéralisées en magnésium, sodium et sulfates. Nous avons comparé les analyses de Margillan avec cellesde la source captée au rocher (Rauracien) dans le lit du torrent des Dégoutés (14). Les résultats obtenus concordent assez bien.

Les variations des températures sont peu marquées, témoignant d'un transit relativement profond des eaux jusqu'à l'exutoire. De même les autres paramètres physico-chimiques sont stables au cours d'un cycle. Une exception toutefois ; les teneurs en sodium varient dans un rapport 1 à 5. Les teneurs en Mg, K, Cl et SO_4 ont des évolutions comparables. Ces variations de teneurs pourraient être liées à la désorption d'éléments retenus par des sédiments de nature colloïdale comme les argiles et les marnes.

Les concentrations en fer étant nulles, nous ne pouvons faire intervenir l'oxydation des pyrites, minéral abondant dans les terres-noires, pour expliquer les teneurs soutenues en sulfates. De plus de telles réactions exothermiques feraient apparaître les eaux de cette source avec des températures nettement supérieures à la température moyenne de l'air, ce qui est loin d'être le cas.

III-2-4- La source des Meunières (Pl. 83)

X = 884,1 Y = 357,2 Z = 500 m

Nous présenterons une source située au fond de la gorge du Cernon au pied de la corniche Tithonique. Les eaux sont captées au fond d'une galerie construite dans des éboulis et distante d'une quinzaine de mètres des calcaires en petites bancs du Kimmeridgien moyen.

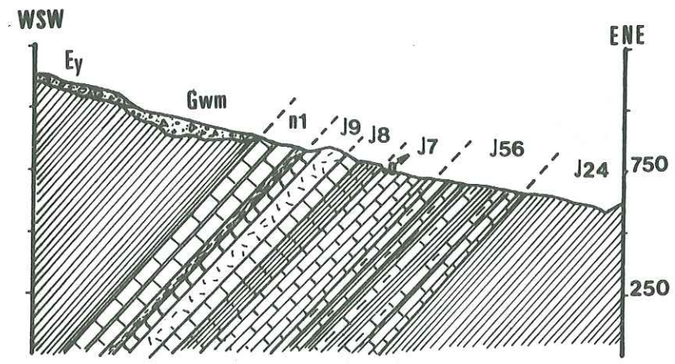
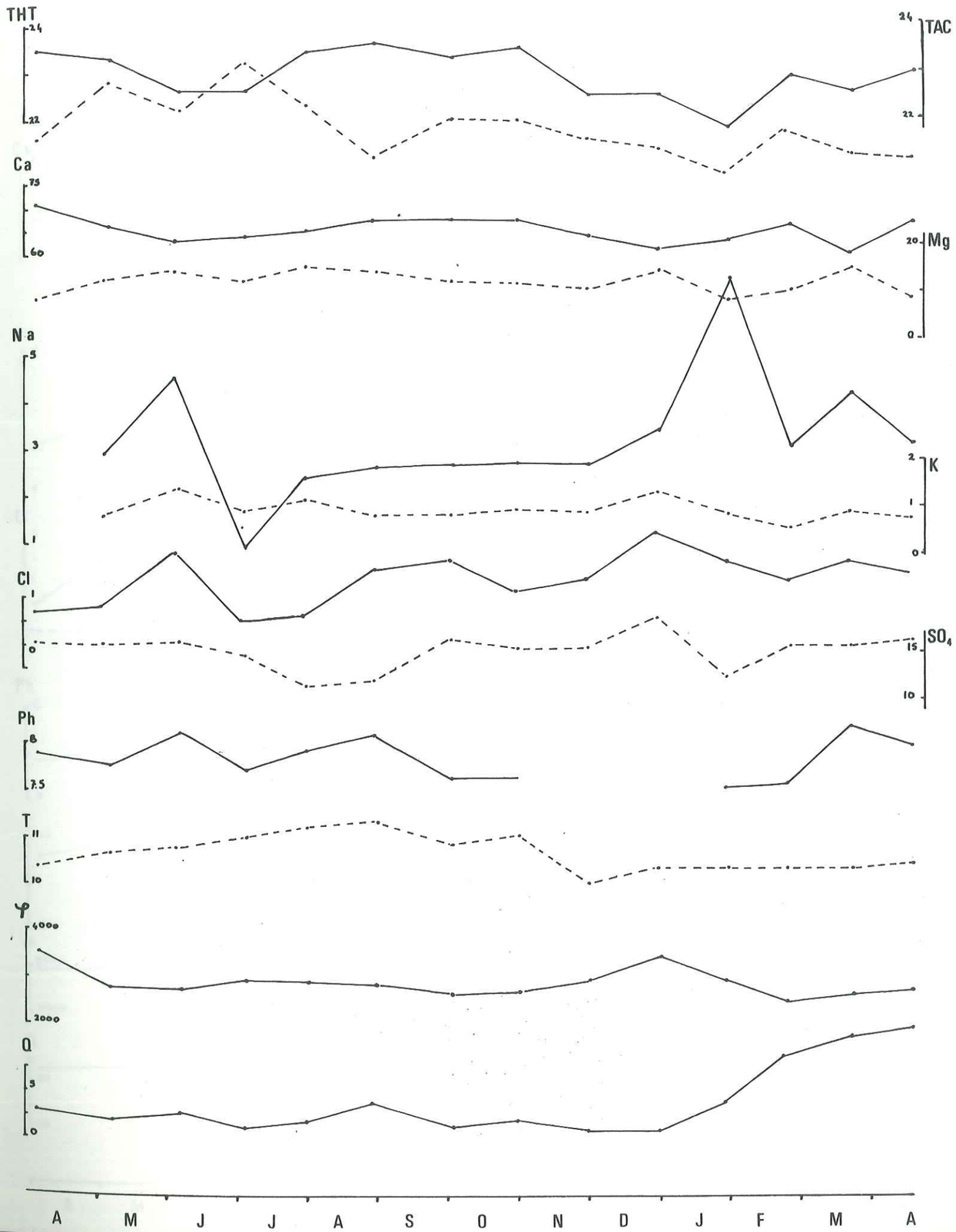


Fig. 32 : Situation géologique de la source des Meunières



Composition chimique moyenne

	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}
C mg/l	79	9,70	2,79	0,75	2,75	1,38	9,3
r me_{q}/l	3,83	0,80	0,12	0,02	4,51	0,04	0,19

Résistivités : $\overline{X}$ = 2710 Ωcm S = 196 C.V. = 0,07
Températures : $\overline{X}$ = 10,1°C S = 0,5 C.V. = 0,05

Silice = 0,83 à 4,4 mg/l

r Mg/r Ca = 0,20, r Na/r Cl = 3,5, r SO_4/r Cl = 4,8

Les températures varient peu mais augmentent régulièrement durant l'étiage de l'automne 1978 et marquent l'arrivée à l'exutoire d'eaux ayant séjourné de plus en plus longtemps au contact de la roche.

Mis à part l'épisode pluvieux du début août, les variations de TAC, Na et K sont concommitantes et se font dans le même sens.

Par contre, les teneurs en Cl et en SO_4 varient en opposition de phase et semblent indépendantes des autres paramètres.

Etant donné la proximité du Cernon, nous avons cherché s'il existait une relation entre les paramètres physico-chimiques des eaux de ce dernier et ceux des Meunières. Le simple examen des courbes de débits (pl. 60) permet de penser que le Cernon n'a aucune influence sur le régime de la source étudiée.

Il semble que les Meunières soient alimentées par les circulations de fissures au sein des calcaires Tithoniques. Les circulations sont partiellement stoppées vers le bas par les niveaux plus marneux du Kimmeridgien et ramenées vers la surface à la faveur de discontinuités de décompression qui affectent ce niveau.

III-2-5- La source St-Martin (Pl. 84)

X = 884,9 Y = 360,1 Z = 285 m

Il s'agit d'une très belle émergence située à la limite Ouest de la plaine du Grésivaudan et du rebord subalpin dans un secteur où celui-ci s'ennoie sous les Abymes de Myans et la Combe de Savoie.

La source se trouve dans des éboulis très peu épais qui recouvrent les niveaux kimmeridgiens. Les calcaires du Tithonique et du Berriasien sont partiellement masqués sous les moraines würmiennes plutôt imperméables. L'origine des eaux n'est donc pas à rechercher vers l'Ouest.

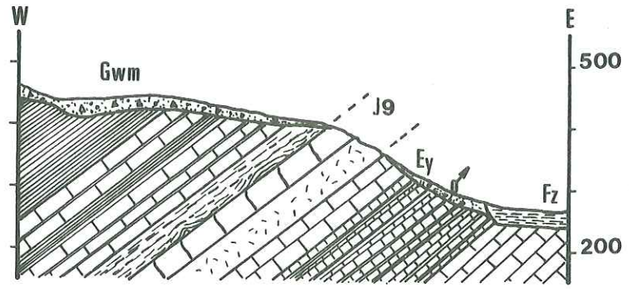
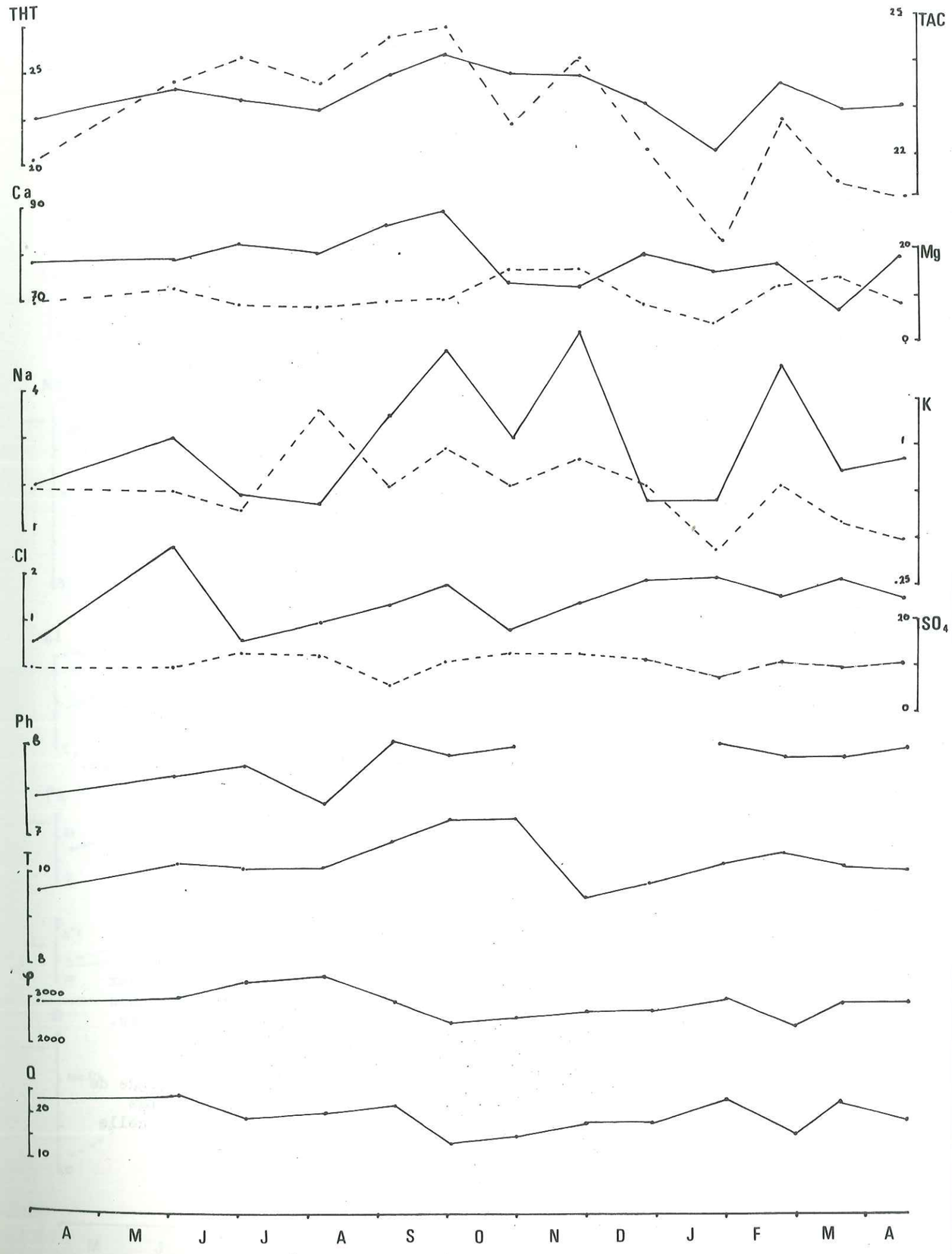


Fig. 33 : Situation géologique de la source St-Martin



Composition chimique moyenne

	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{--}
C mg/l	85	11,63	5,50	2,29	300	3,12	16,4
r meq/l	4,24	0,96	0,24	0,06	4,91	0,09	0,34

Résistivités $\bar{X}$ = 2457 Ωcm S = 398 C.V. = 0,16
Températures $\bar{X}$ = 11,3°C S = 0,6 C.V. = 0,05

Silice 6,0 mg/l Orthophosphates 0,16 mg/l Nitrates 0,17 mg/l
r Mg/r Ca = 0,23 r Na/r cl = 0,27 r SO_4/r cl = 3,8

Les rapports caractéristiques sont très voisins de ceux des Meunières. Les températures sont assez régulières. Toutefois on peut noter de nets fléchissements lors des phases de fonte de neige en altitude alors que le débit croît à l'exutoire;

Les réserves doivent être abondantes car la baisse de la minéralisation après de fortes pluies est beaucoup moins marquée : on assiste à la vidange d'un mélange d'eaux récentes et d'eaux anciennes car très sulfatées.

La teneur en Potassium croît en décembre et janvier et traduit un lessivage accru pendant cette période des argiles contenues dans les fissures des calcaires.

Globalement la minéralisation croît de juillet à décembre mais reste faible et irrégulière en hiver et au printemps.

Ces constatations nous ont amenés à rechercher une liaison directe entre cette source et les hauts-plateaux, la plus simple des liaisons étant de type circulation superficielle. Les expériences de traçage de mai 1979 nous ont permis de mettre en évidence une alimentation de la source par les eaux du Ruisseau de Nancey.

Au cours de cette période les paramètres physiques sont :

Température : 10,5°C Résistivité : 3270 Ωcm débit : 150 l/s

et témoignent d'apport à l'exutoire d'eau peu minéralisée et froide.

Nous n'avons pu ajuster la répartition des débits à une loi statistique. Nous donnerons le débit moyen et l'écart-type

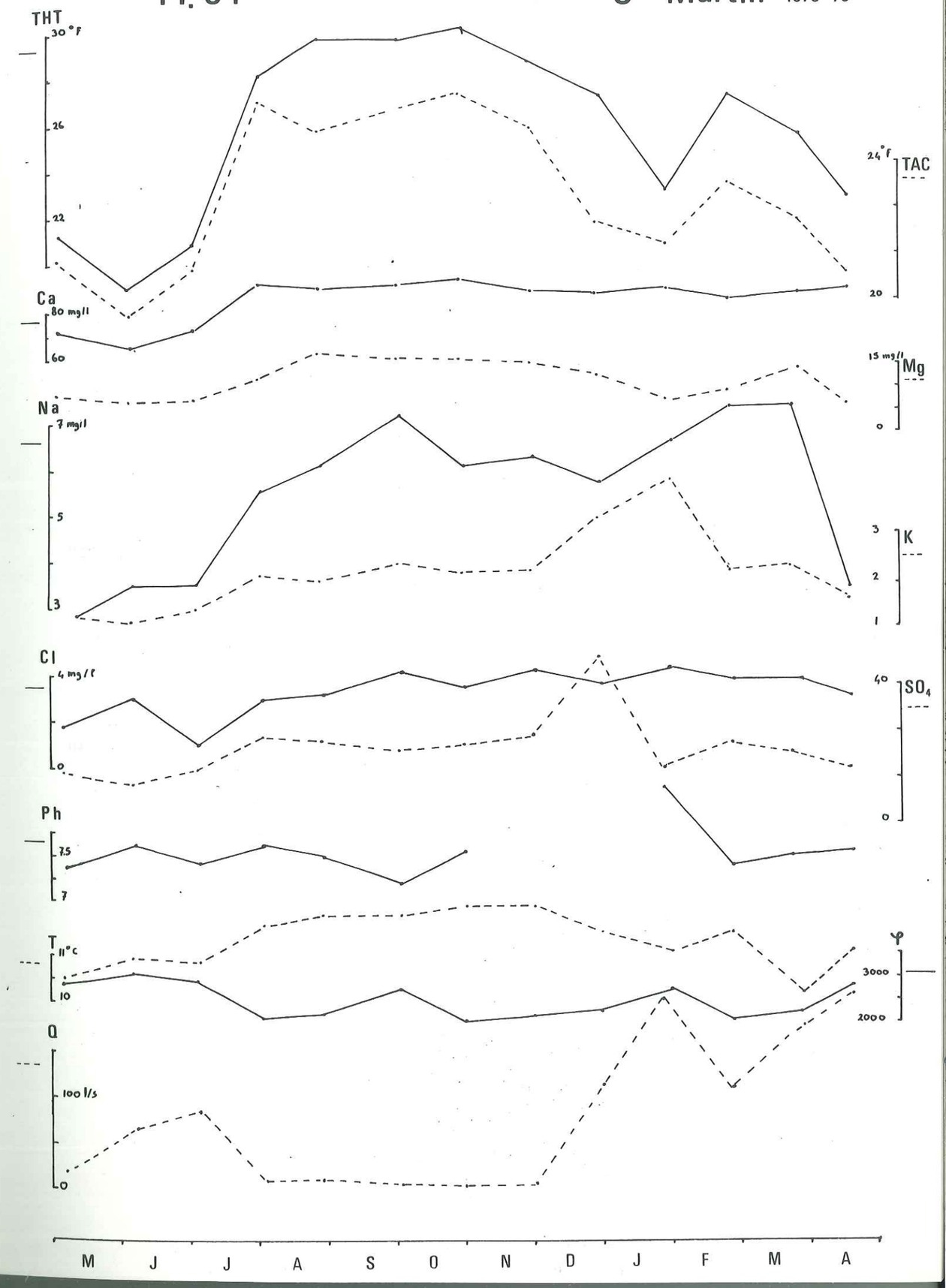
X = 76 l/s S = 77 C.V. = 1,01

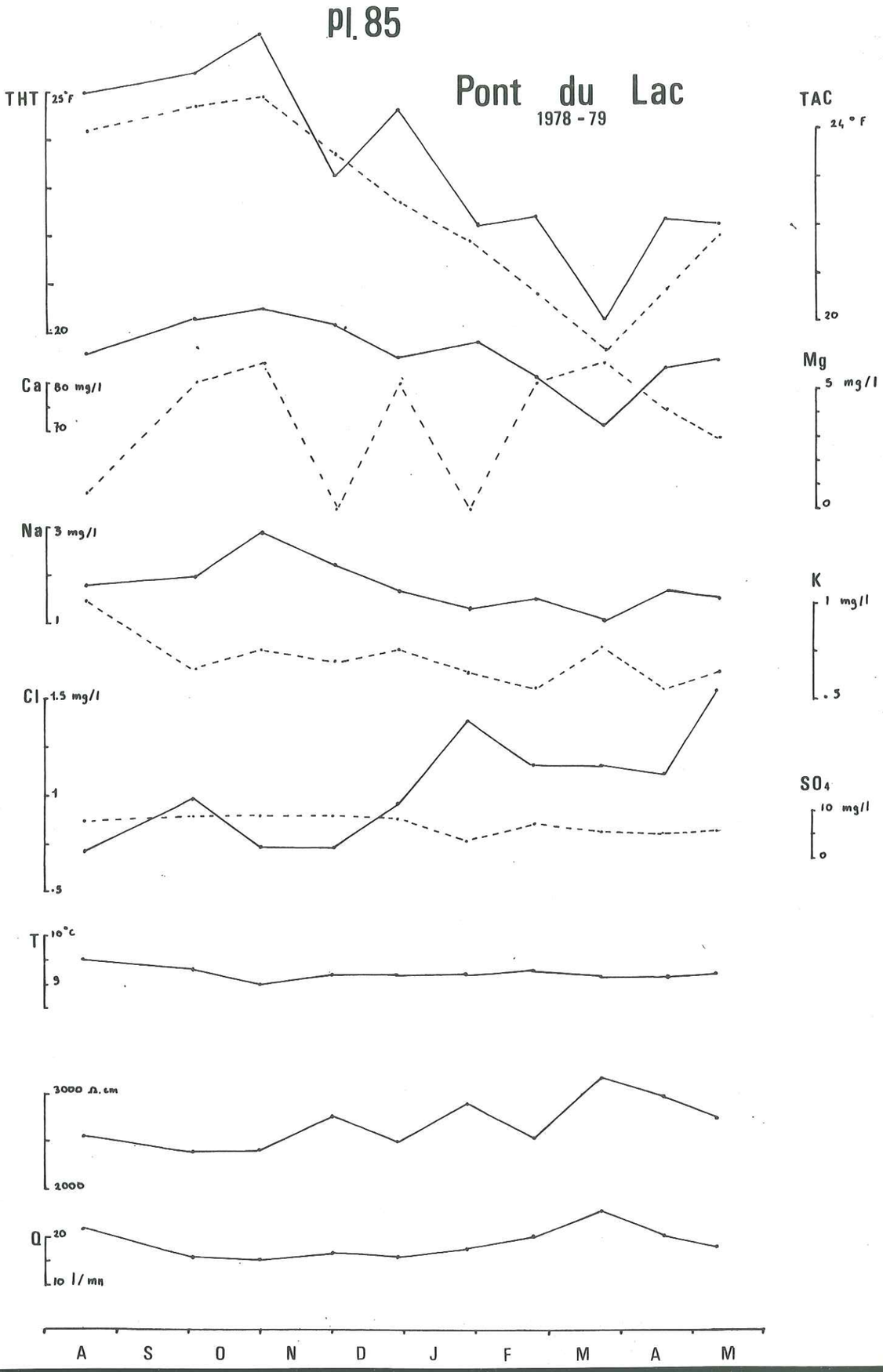
Les apports dus aux pertes déterminent un régime très irrégulier des débits.

Le bassin versant de la source St-Martin est constitué par les affleurements de calcaires tithoniques qui plongent du Sud vers le Nord en direction de l'émergence. La zone d'alimentation s'étend au moins jusqu'au ruisseau de Nancey et mesure dans ces conditions environ 0,150 km2.

Les eaux de l'aquifère Tithonique circulent suivant le plongement axial des couches mais leur progression vers le bas est arrêtée par les niveaux kimmeridgiens. Le retour à l'air libre doit se faire suivant une des nombreuses fissures d'extension N90° qui jalonnent la corniche puis à travers les éboulis. Il faut noter que ceux-ci sont de nature très hétéroclite et que les blocs crétacés y dominent largement.

Ces matériaux appartiennent aux terrains glissés lors de l'épisode de 1248. Ce dernier aurait pu amener un colmatage d'exutoires, beaucoup plus bas (en direction du Lac de St-André), donc dans une position plus logique que celle actuelle.





III-2-6- La source de Pont du Lac (Pl. 85)

X = 876,8 Y = 354,2 Z = 730 m

Cette émergence se situe en rive droite du Cozon entre Epernay et St-Pierre d'Entremont dans les gorges s'ouvrant à l'Est du hameau des Courriers.

Les eaux sont captées dans un interbanc des calcaires tithoniques sur le flanc Est d'un petit anticlinal de Malm. Cette structure se développe à quelques dizaines de mètres du chevauchement du pli faille oriental sur l'anticlinal médian de Chartreuse. A ce niveau on peut assister au rebroussement des assises néocomiennes et urgoniennes le long du plan de faille.

L'impluvium de la source doit correspondre uniquement aux calcaires tithoniques qui affleurent bien sur le versant Nord de la gorge.

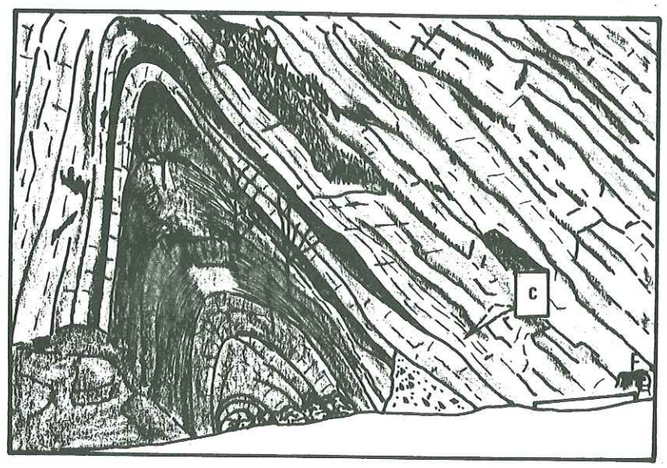


Fig. 34 : Situation de la source du Pont du lac
(F : Fontaine, C : Captage)

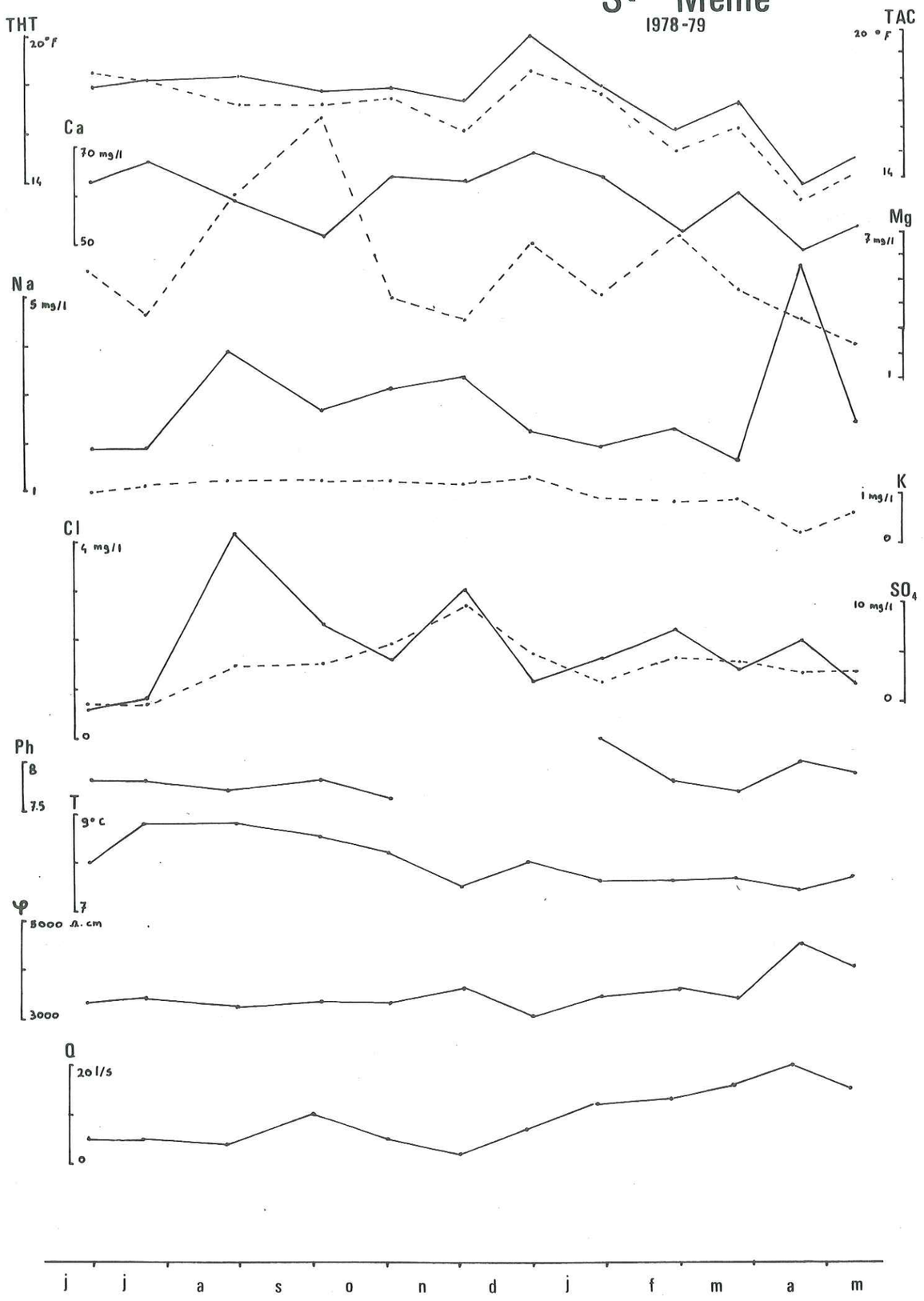
Composition chimique moyenne

	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}
C mg/l	87	4,03	1,74	0,70	273	1,04	7,4
r meq/l	4,35	o,33	0,08	0,02	4,47	0,03	0,15

Résistivités X = 2660 Ωcm S = 270 C.V. = 0,10
Températures X = 9,2°C S = 0,1 C.V. = 0,01

Silice = 4,2 mg/l

r Mg/r Ca = 0,08 r Na/r cl = 2,7 r SO_4/r cl = 5



Les températures sont très stables et sont le reflet des conditions thermiques au rocher : la température moyenne est légèrement supérieure à celle de l'air et implique une circulation relativement profonde.

Les teneurs en magnésium sont très variables (de 0 à 5 mg/l).

La minéralisation totale diminue à partir de la fin novembre et passe par un minimum en mars.

La concentration en sodium suit en première approximation les fluctuations de TAC. Les teneurs en sulfates sont peu modifiées au cours de l'année.

Nous avons mesuré les débits à une borne fontaine scellée dans le rocher. En fait, les débits de l'émergence sont beaucoup plus élevés que ceux reportés sur la planche 85 : nous avons pu mesurer jusqu'à 6 l/s au trop plein du captage.

III-2-7- La Source de St-Même-Le-Bas (Pl. 86)

X = 877,3 Y = 351,2 Z = 760 m

Cette source émerge dans le petit village de St-Même, en rive droite du Guiers-Vif entre la source de celui-ci et St-Pierre d'Entremont.
L'eau sort dans la partie basse d'un cône de déjection mixte en bordure Est de la terminaison périclinale de l'anticlinal jurassique de la Grande Labia.

Composition chimique moyenne

	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}
C mg/l	60	5,43	2,82	0,99	202	1,85	3,79
r meq/l	2,99	0,45	0,12	0,03	3,31	0,05	0,08

Résistivités : $\overline{X}$ = 3540 Ωcm S = 402 C.V. = 0,11
Températures : $\overline{X}$ = 8,0°C S = 0,5 C.V. = 0,06

Silice = 3,8 mg/l Nitrates = 0,38 mg/l
r Mg/r Ca = 0,15 r Na/r cl = 2,4 r SO_4/r Cl = 1,6

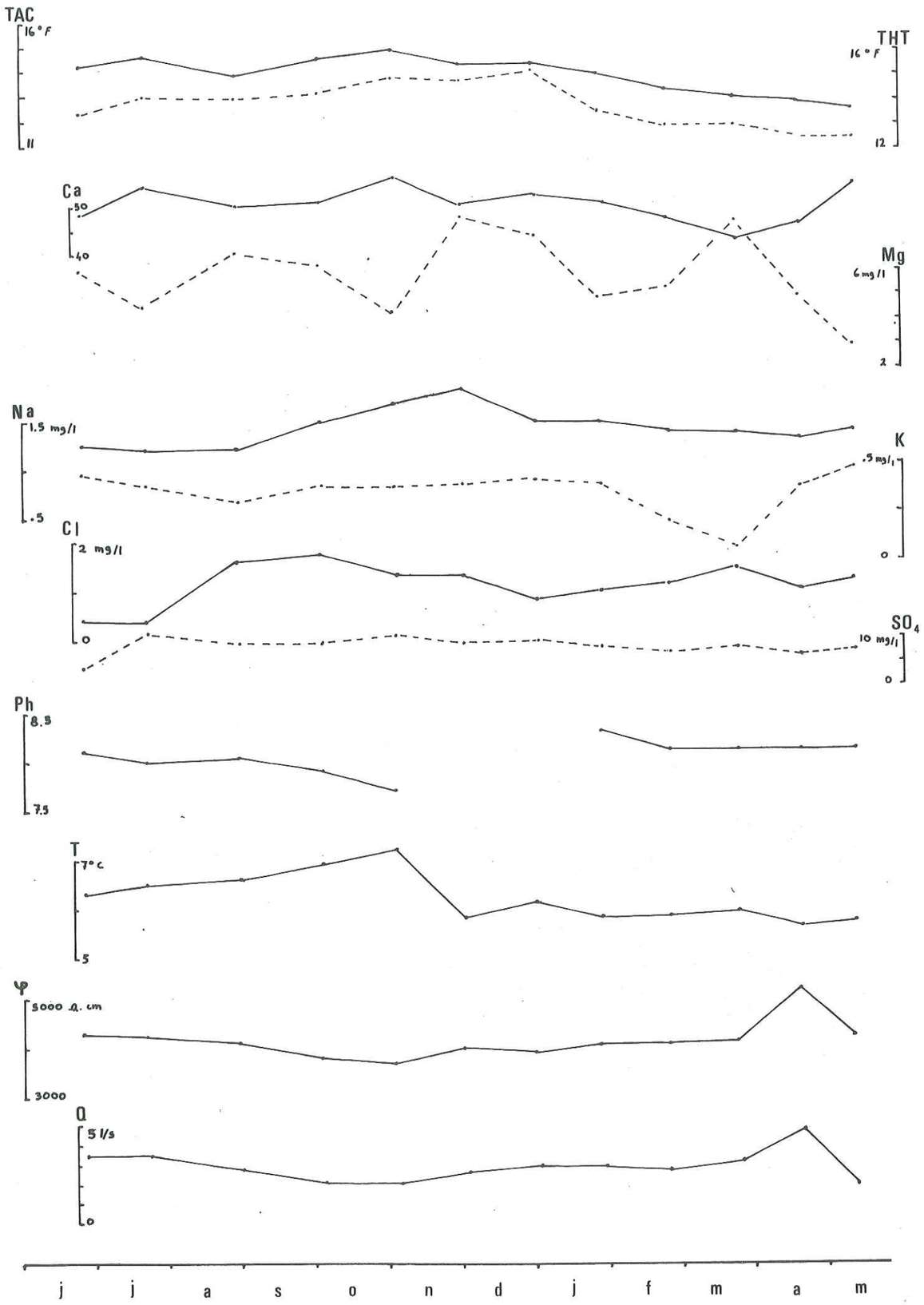
Les rapports caractéristiques sont différents de ceux des sources tithoniques précédemment étudiées et ce, surtout pour les sulfates.

Nous avons comparé ces rapports avec ceux de la source captée à St-Même-le-Haut dans les éboulis recouvrant les calcaires berriasiens (20).

r Mg/r Ca = 0,13 r Na/r Cl = 0,52 r SO_4/r Cl = 0,83

Nous constatons que pour ce type d'eau le déficit par rapport aux eaux du Tithonique s'accentue encore en sodium et en sulfate. Les températures varient dansune plage de 2°C et suivent grossièrement les conditions climatiques sauf au printemps où la baisse se poursuit jusqu'en juin.

Pendant cette saison, les débits et les résistivités augmentent et traduisent un apport d'eau de fonte. Des apports venant de la Grande Labbia, de l'autre côté du Guiers sont à exclure car ils supposeraient que le fond du cours d'eau soit colmaté alors qu'il laisse affleurer le Tithonique. L'origine des eaux est donc à rechercher en rive droite du Guiers et en altitude.



Le cône de déjection de St-Même s'étire jusqu'à environ 1 200 m sur les flancs des Lanches des Clarets (synclinal de l'Alpe). Nous admettrons que la plupart des apports proviennent de ce secteur et que la contribution à l'alimentation de la source par les calcaires tithoniques est faible.

La minéralisation totale est faible par rapport aux eaux des aquifères du Jurassique supérieur.

Les teneurs en potassium ne changent pratiquement pas. Par contre, la concentration en sulfates croît régulièrement pendant l'été et l'automne 1978, puis diminue à partir de décembre.

Les courbes d'évolution des teneurs en chlorures et des sulfates sont similaires.

III-3- Sources situées sur le néocomien ou ses terrains de couverture

III-3-1- La source du Planey

X = 876,4 Y = 347,7 Z = 1 100 m

Cette source se situe en rive droite du Ruisseau de Malissard qui coule au pied des Lances du même nom. Le vallon que détermine ce petit cours d'eau est compris entre l'anticlinal de Perquelin et le synclinal de l'Aup du Seuil. Pl. 4

L'eau sourd dans une clairière au milieu d'éboulis anciens, au contact des marnes valangiennes, et à l'aval d'une importante niche d'arrachement qui affecte les calcaires du Fontanil.

Composition chimique moyenne :

	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}
C mg/l	51	5,33	1,81	0,36	168	1,14	8,2
r meq/l	2,54	0,44	0,08	0,01	2,75	0,03	0,17

Résistivités : $\overline{X}$ = 4170 Ωcm S = 400
Températures : $\overline{X}$ = 6,2°C S = 0,5

Silice = 4,8 mg/l

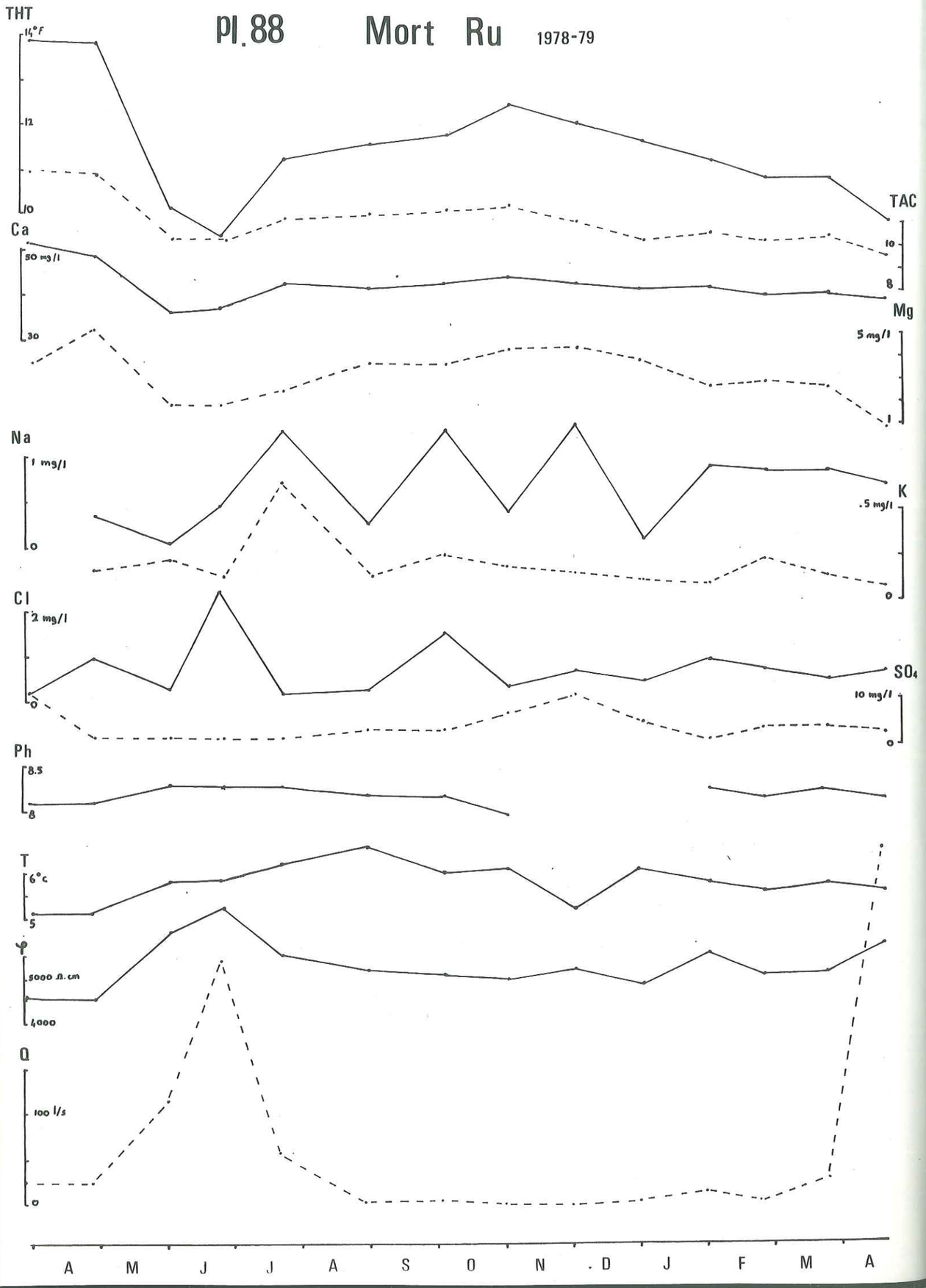
r Mg/r Ca = 0,17 r Na/r cl = 2,7 r SO_4/r Cl = 5,7

Les températures sont assez stables et suivent les fluctuations saisonnières. La minéralisation globale décroît au printemps probablement en raison de la fonte de neige sur les versants.

La teneur en sodium fluctue comme la minéralisation totale. Les concentrations en sulfates et en potassium sont relativement stables.
Les teneurs en chlorures suivent approximativement les variations de la température.

Les débits sont pratiquement impossibles à mesurer au captage. Nous les avons évaluésavec une grande marge d'incertitude en mesurant les débits de trop-plein.

L'origine des eaux de la source du Planey est à rattacher aux circulations dans les calcaires valanginiens puis sur les marnes sous-jacentes (teneur soutenue en sulfates).



III-3-2- La source du Mort-Ru (Pl. 88)

Grotte X = 878,8 Y = 350,3 Z = 1130 m
Source X = 878,6 Y = 350,3 Z = 940 m

La grotte du Mort-Ru s'ouvre au pied des barres rocheuses dominant le cirque de St-Même. Il s'agit d'une grotte sèche qui se développe dans les niveaux barrémiens. Le réseau actif proprement dit n'a jamais pu être atteint, cette cavité représente à n'en pas douter d'un exutoire fossile (le terme Mort-Ru signifie ruisseau mort).

L'émergence actuelle se situe dans un chaos d'éboulis à gros blocs recouvrant les marnes valanginiennes. En fait on a plutôt une série d'émergences dont une est captée sous un bloc urgonien de plusieurs dizaines de m3. Nous avons étudié l'émergence principale dont les eaux rejoignent très rapidement celles du Guiers (300 m).

Composition chimique moyenne

	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}
C mg/l	42	2,15	0,63	0,18	136	0,79	1,5
r meq/l	2,10	0,18	0,03	0	2,23	0,02	0,03

Résistivités : $\overline{X}$ = 5310 cm S = 550 C.V. = 0,10
Températures : $\overline{X}$ = 5,8°C S = 0,5 C.V. = 0,09

Silice : 1,2 mg/l

r Mg/r Ca = 0,09 r Na/r Cl = 1,5 r SO_4/r Cl = 1,5

Les températures varient peu et en fonction des températures de l'air, la minéralisation globale est faible. La période de fonte des neiges est l'évènement majeur au cours du cycle étudié : toutes les concentrations (sauf en potassium) diminuent au cours des mois de mai et juin 1978.

Les teneurs en bicarbonates, calcium et magnésium évoluent parallèlement. On assiste à des pics concomitants en sodium et en chlorures. Peut-être ce phénomène est-il dû à la dissolution de sels entreposés durant l'estive pour l'alimentation du bétail.

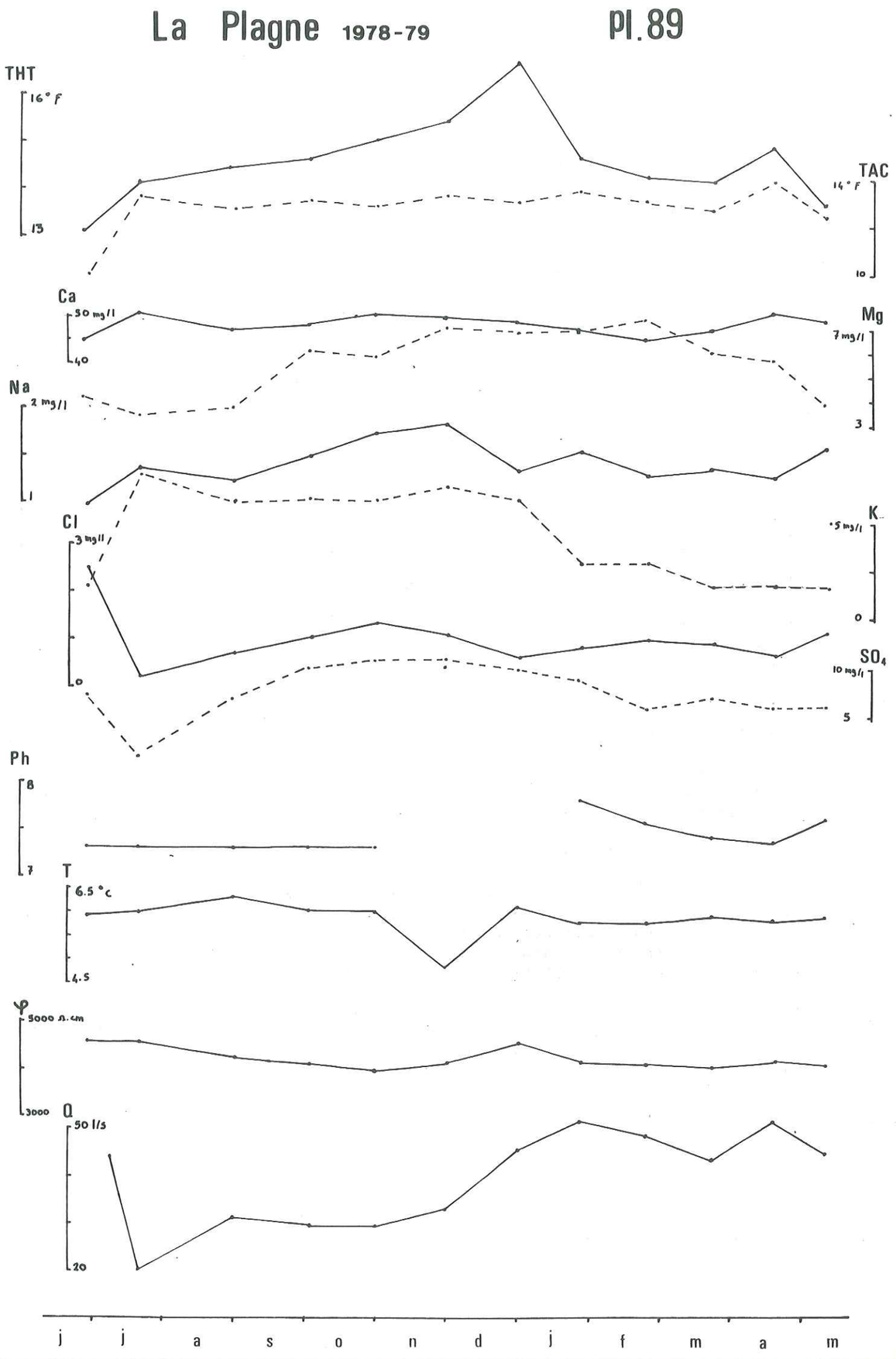
Les concentrations en sulfates et en potassium varient peu.

La répartition des débits ne suit pas un modèle probabiliste. Les paramètres de la distribution sont les suivants :

X = 70 l/s S = 116 l/s C.V. = 1,66

Nous constatons que la moyenne arithmétique n'est pas représentative des débits à la source du Mort-Ru, compte-tenu de la surface du bassin versant (2,036 km2). Si l'on adopte le débit spécifique du bassin versant du Guiers (58 l/s km2) nous trouvons un débit moyen de 118 l/s.

L'écart entre ces valeurs tient à ce que les débits sont extrêmement variables. Le régime du Mort-Ru est caractérisé par de longues périodes d'étiages entrecoupées de crues brutales, et de périodes de fontes pendant lesquelles le débit est soutenu, ce qui explique que les débits intermédiaires soient mal représentés. En outre, une partie des eaux issues de l'urgonien circule dans le cône d'éboulis : en crue on peut constater de nombreuses venues d'eau au pied du versant et aux abords du lit du Guiers.



III-3-3- La source de la Plagne (Pl. 89)

X = 871,1 Y = 355,3 Z = 1070 m

Cette source se trouve au pied d'un cône d'éboulis mixte qui prend naissance près du col de l'Alpette. Celui-ci matérialise le tracé d'un grand décrochement qui affecte l'urgonien du synclinal de Chartreuse orientale.

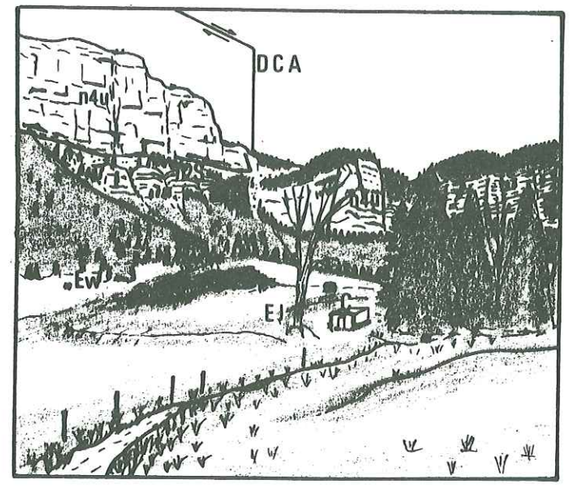


Fig. 35 : Situation géologique de la source de la Plagne

Ey : éboulis mixtes, Ew : éboulis anciens
n4u: calcaires urgoniens, n2S : calcaires à silex
DCA: décrochement du col de l'Alpette C : captage

Composition chimique moyenne

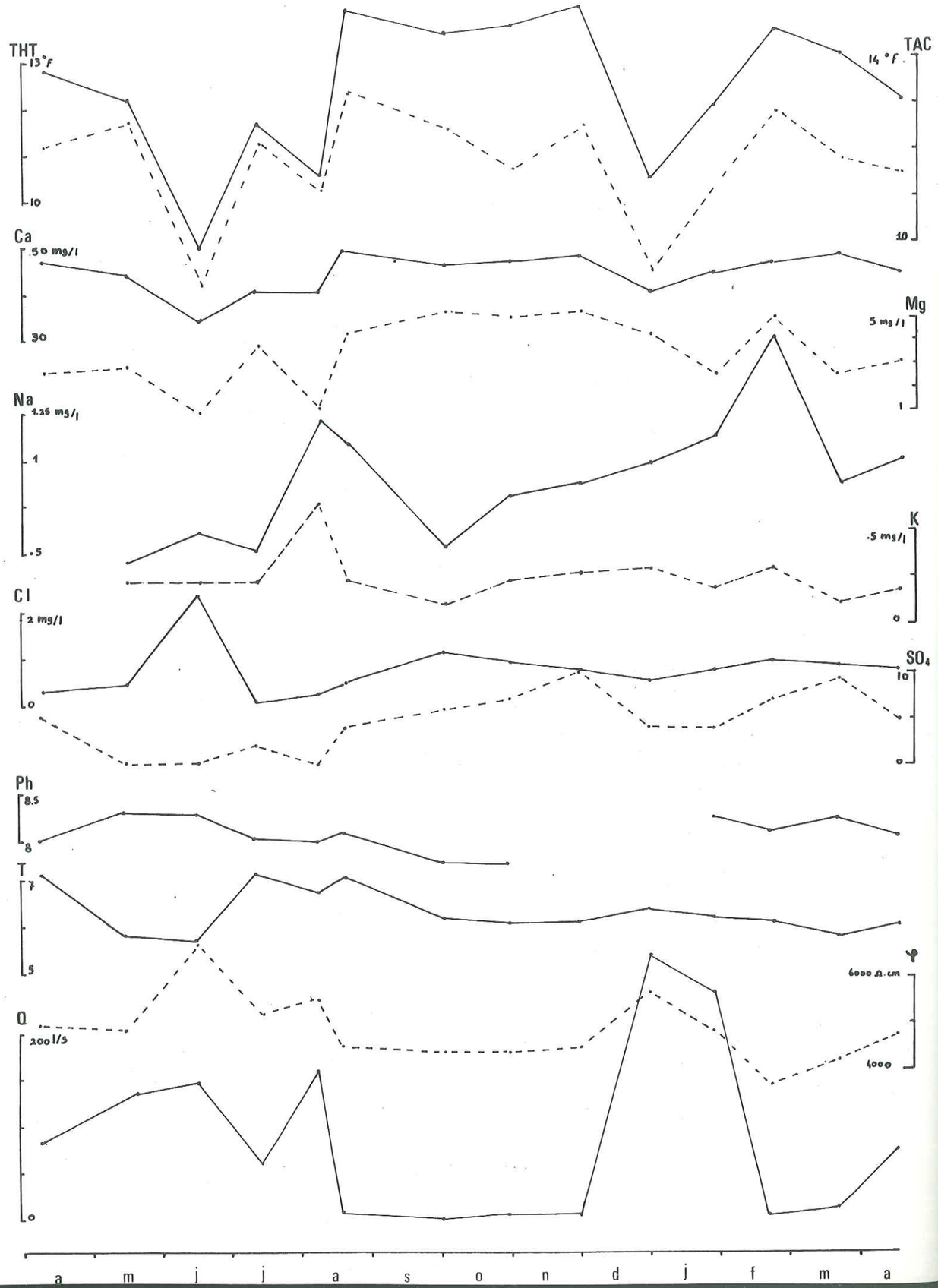
	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}
C mg/l	48	5,67	1,37	0,34	158	0,98	8,0
r meq/l	2,40	0,47	0,06	0,01	2,59	0,03	0,17

Résistivités $\overline{X}$ = 3920 Ωcm S = 240
Températures $\overline{X}$ = 5,9°C S = 0,4

Silice = 5 mg/l
r Mg/r Ca = 0,20 r Na/r Cl = 2,0 r SO_4/r Cl = 5,7

Les températures sont très stables sauf à la fin novembre où les conditions climatiques sont très rigoureuses et entraînent un refroidissement des eaux à l'émergence.

La minéralisation est peu élevée et croît jusqu'à la fin décembre. On peut en conclure que les réserves de cette source sont élevées car les pluies importantes surviennent dès le début de ce mois. Les teneurs en potassium sont nettement plus fortes en été et en automne que le reste de l'année.



Les chlorures et les sulfates ont des évolutions comparables de juin à décembre.

Les débits sont relativement importants et supposent un bassin versant assez conséquent. Nous avons vu que l'hypothèse d'une alimentation à partir du synclinal de l'Alpe était à écarter (traçage). La surface représentée par le cône d'éboulis est relativement importante = environ 0,5 km2.

Le débit moyen est de 41 l/s et reste supérieur à ce que permettrait d'estimer la superficie du seul cône. Nous devons considérer que les versants (éboulis et calcaires) participent à l'alimentation de la source ce qui explique la minéralisation faible constatée après la fonte de neige. La chute de résistivité s'opère en juillet ce qui implique un temps de transit élevé.

III-3-4- La source des Eparres (Pl. 90)

X = 882,8 Y = 358,0 Z = 970 m

Cette émergence se situe sur un promontoire rocheux qui se détache du flanc Est du Granier.

L'eau sort à travers des éboulis peu épais qui reposent sur les calcaires du Fontanil, très près du contact Fontanil-Marnes valanginiennes.

Composition chimique moyenne

	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}
C mg/l	44	3,33	0,88	0,25	143	0,82	4,7
r meg/l	2,17	0,27	0,04	0,01	2,35	0,02	0,10

Résistivités X = 4890 Ωcm S = 740 C.V. = 0,15
Températures X = 6,3°C S = 0,5 C.V. = 0,08

Silice = 2,6 mg/l

r Mg/r Ca = 0,12 r Na/r Cl = 2,0 r SO_4/r Cl = 5

Les températures se cantonnent dans une fourchette relativement restreinte. La minéralisation totale est basse, surtout pendant la fonte et les fortes pluies d'hiver.

Les courbes représentant les teneurs en bicarbonates, calcium et magnésium ont des tracés similaires. Il en est de même pour le sodium et le potassium. La concentration en sulfates suit la minéralisation totale, par contre les teneurs en chlorures sont relativement stables.

Les débits sont très variables. Nous rappellerons les résultats du chapitre hydrométrie :

Q = 87 l/s Q 55, 138

Ces chiffres vont nous permettre d'évaluer la surface du bassin versant de cette source.

Les précipitations annuelles (78-79) sont égales à 1890 mm à l'altitude moyenne du massif du Granier. Si nous retenons un coefficient d'infiltration de 0,85 nous obtenons une infiltration efficace égale à 1606 mm. La surface du bassin vaut :

$$S = \frac{\text{volume d'eau écoulé pendant 1 an}}{\text{Infiltration annuelle}}$$

Nous trouvons :

S = 1,708 km2 $\qquad\qquad$ S ∈ [1,080 , 2,710]

La partie sud du Granier jusqu'à la faille de Pincherin mesure 1,650 km2. Si l'on choisit comme limite Nord de ce domaine une ligne Est-Ouest, passant par le Pas de la Porte, nous obtenons 1,810 km2.

Nous constatons que ces valeurs encadrent bien la surface médiane calculée et confirment les hypothèses émises après les traçages.

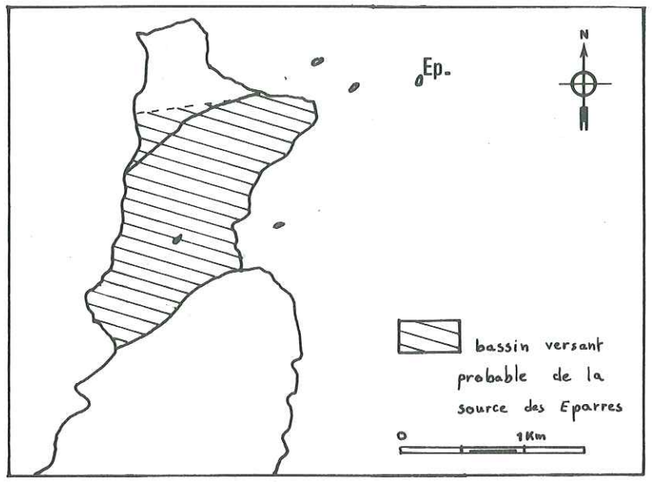


Fig. 36

Les évolutions parallèles en HCO_3, Ca et Mg permettent de penser qu'il y a très peu d'échanges entre les eaux et les argiles des éboulis. Les circulations doivent se faire en grande partie au rocher ce qui suppose :

- que l'Hauterivien n'est pas toujours imperméable ;
- qu'il existe un aquifère valanginien, ce que laissaient entrevoir les valeurs élevées des coefficients de dispersion longitudinale (en dépit des mauvaises conditions d'injection).

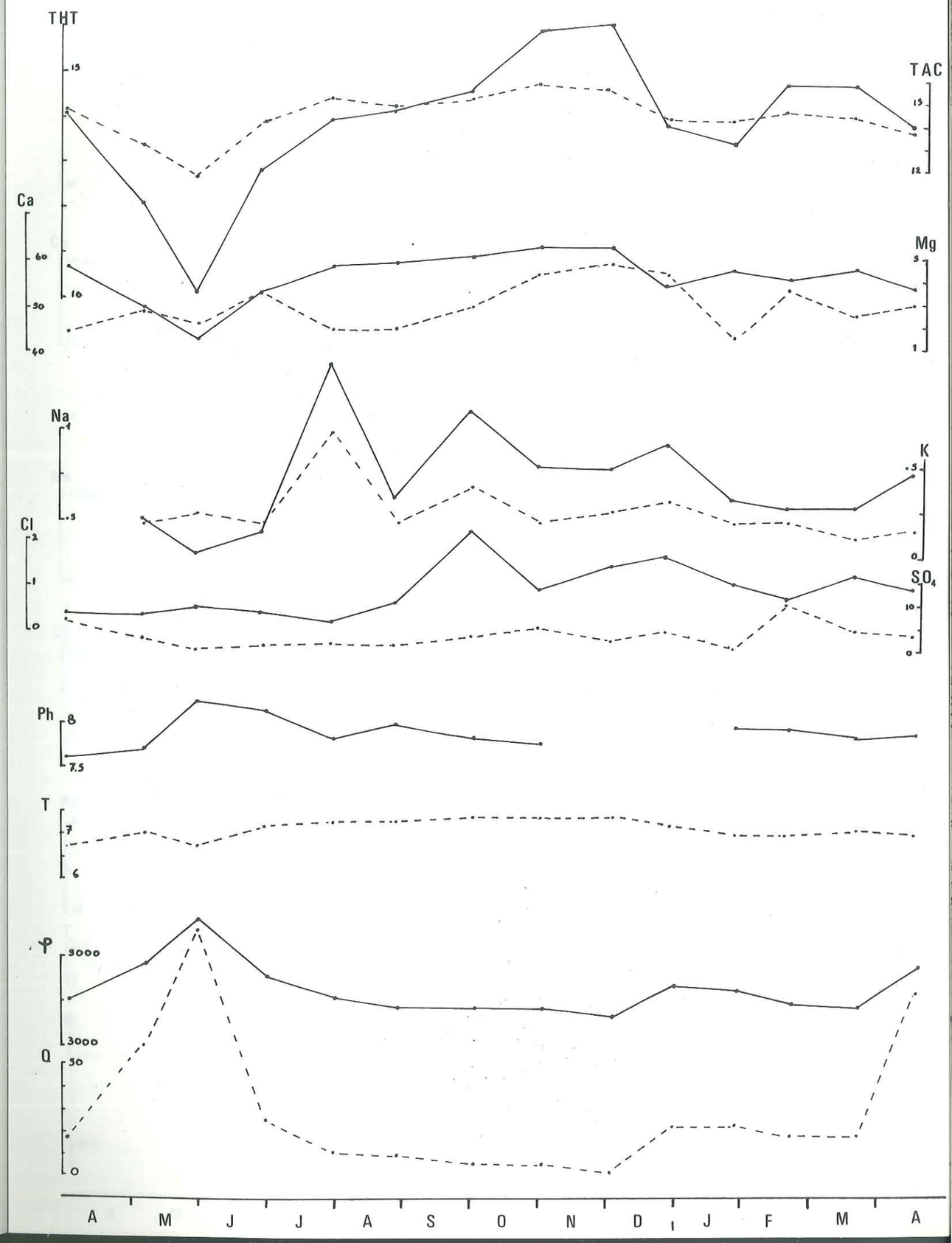
Si l'on croit les spéléologues du S.C. Savoie, l'Hauterivien peut être entaillé par les eaux souterraines : "... le méandre s'élargit et fait place à une belle galerie fossile et marneuse (Hauterivien)..." Le Gouffre des Myriades.

Nous devons donc admettre l'existence d'un réseau reliant l'Urgonien et le Valanginien. Etant donné le pendage des couches les circulations doivent se développer parallèlement au versant dans la zone de terrainsdécomprimés.

III-3-5- La source de Fontaine-Froide (Pl. 81)

X = 882,0 $\qquad$ Y = 350,9 $\qquad$ Z = 950 m

Les eaux de cette source émergent au sud du village des Près dans les éboulis anciens non loin du contact entre ceux-ci et la moraine würmienne. Ces formations de pente sont très grossières du point de vue granulométrique et présentent de nombreux blocs urgoniens de plusieurs m3.(voir planche 5).



Composition chimique moyenne

	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}
C mg/l	55	2,97	0,69	0,26	174	0,89	3,18
r mg/l	2,72	0,24	0,03	0,01	2,85	0,03	0,07

Résistivités X = 4220 Ωcm S = 580 C.V. = 0,14
Températures X = 7,1°C S = 0,2 C.V. = 0,03
Silice = 4,0 mg/l

r Mg/r Ca = 0,09 r Na/r Cl = 1,0 r SO_4/r Cl = 2,6

Les températures sont remarquablement stables. La minéralisation est faible et diminue considérablement en juin pendant la fonte de neige sur les hauts-plateaux.

Les teneurs en sodium et potassium montrent des évolutions parallèles. On assiste à deux pics en chlorure de sodium pendant l'automne, peut-être pour les mêmes raisons que celles invoquées à la source du Mort-Ru.

La concentration en sulfates suit globalement la minéralisation totale. Les valeurs moyennes des débits sont les suivantes :

Q = 38 l/s Q ∈ [25 , 58]

Nous avons :

P = 1819 mm C = 0,85 I = 1547 mm

et S = 0,770 km2 S 0,510 , 1,182

La surface de terrains karstiques (écaille de la Rousse) susceptibles d'alimenter la source est de 0,320 km2.Donc, une grande partie des apports est due aux éboulis vifs au pied de la falaise et aux éboulis anciens sur les versants (0,450 km2).

Les circulations se font à travers des chenaux de matériel plus grossier au sein des éboulis. Il faut noter que les écoulements doivent être relativement profonds pour expliquer la constance des températures.

La position de l'émergence est déterminée par la présence des moraines plus imperméables qui arrêtent la progression des eaux vers le bas.

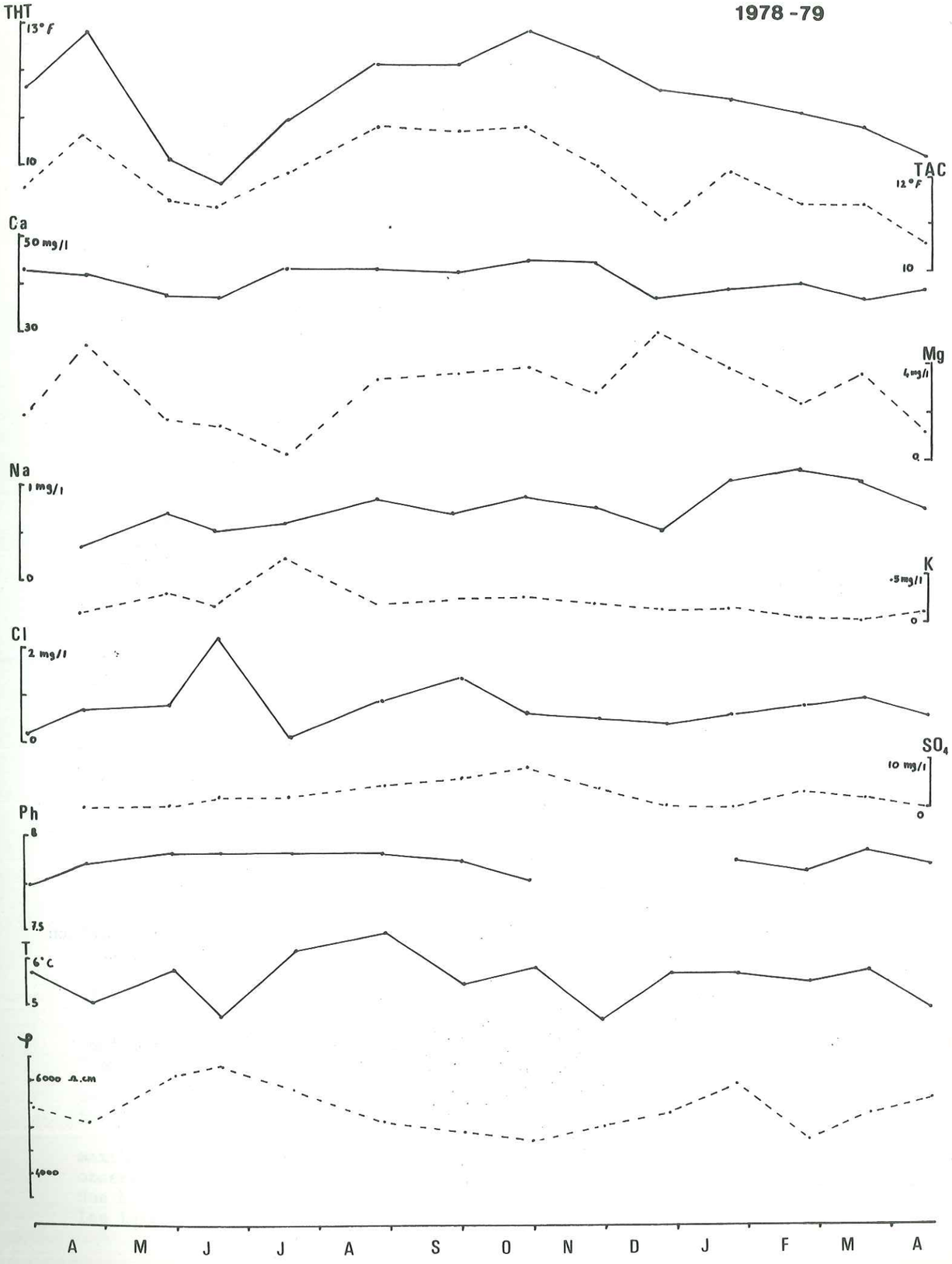
III-4- Sources issues directement des calcaires urgoniens ou de l'Aptien supérieur

III-4-1- Sources issues des calcaires urgoniens

a) la source du Guiers (Pl. 92)

X = 878,3 Y = 349,4 Z = 1140 m

Le Guiers-Vif prend sa source au pied de la falaise urgonienne du cirque de St-Même, dans l'axe du synclinal de l'Aup du Seuil.



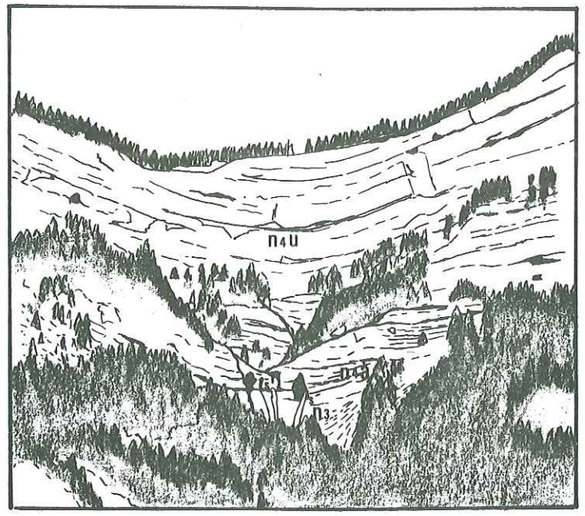


Fig. 37

Conditions d'émergences de la source du Guiers

n4 U "Urgonien" n3 Hauterivien
n4 a Calcaires du Barrémien inf. S Sources

L'exurgence pérenne se situe sur une diaclase impénétrable et recouverte d'éboulis. Une trentaine de mètre au-dessus de la source principale s'ouvre une grotte formée de plusieurs grandes galeries. Ce réseau aboutit à un siphon à 300 m de l'entrée. En crue l'eau remonte de 15 m dans le siphon terminal et la grotte fonctionne en trop plein.

Composition chimique moyenne

	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}
C mg/l	41	2,84	0,75	0,19	134	0,77	1,4
r meq/l	2,04	0,23	0,03	0,00	2,19	0,02	0,03

Résistivités X = 5370 Ωcm S = 480 C.V. = 0,09
Températures X = 5,6°C S = 0,5 C.V. = 0,09

Silice = 1,4 mg/l Orthophosphates = 0,15 mg/l

r Mg/r Ca = 0,11 r Na/r Cl = 1,5 r SO_4/r Cl = 1,5

Les températures sont très variables et fonction de la température des apports. La teneur en calcium est faible et croît durant l'étiage. La concentration en sodium et potassium est excessivement basse et se modifie peu au cours d'un cycle.

Les sulfates voient leur concentration croître pendant l'étiage. Ils sont pratiquement inexistants le reste de l'année.

Nous sommes donc en présence d'une eau presque exclusivement bicarbonatée calcique et un peu magnésienne. Les apports en cet élément sont imputables aux lentilles dolomitiques rencontrées au sein de l'Urgonien et aux calcaires légèrement dolomitiques du Sénonien.

b) La source du Cernon

X = 881,8 Y = 356,5 Z = 1 160 m

La source du Cernon se situe au point le plus bas de la falaise urgonienne dans la zone de broyage du décrochement du col de l'Alpette (DCA). Le long de ce plan l'Urgonien du compartiment méridional vient buter contre les marno-calcaires du compartiment Nord.

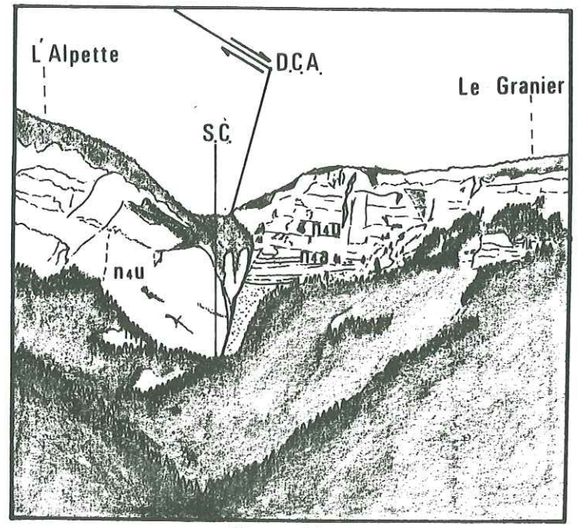


Fig. 38
Conditions d'émergence de la source du Cernon (SC)
n4U Urgonien n4 a calcaires du Barrémien inférieur

Composition chimique

	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}
C mg/l	47	2,73	0,96	0,25	152	0,78	4,2
r meq/l	2,36	0,22	0,04	0,01	2,49	0,02	0,09

Résistivités X = 4890 Ωcm S = 985 C.V. = 0,20
Températures X = 5,5°C S = 0,30 C.V. = 0,05
Silice
r Mg/r Ca = 0,09 r Na/r Cl = 1,9 r SO_4/r Cl = 4,0

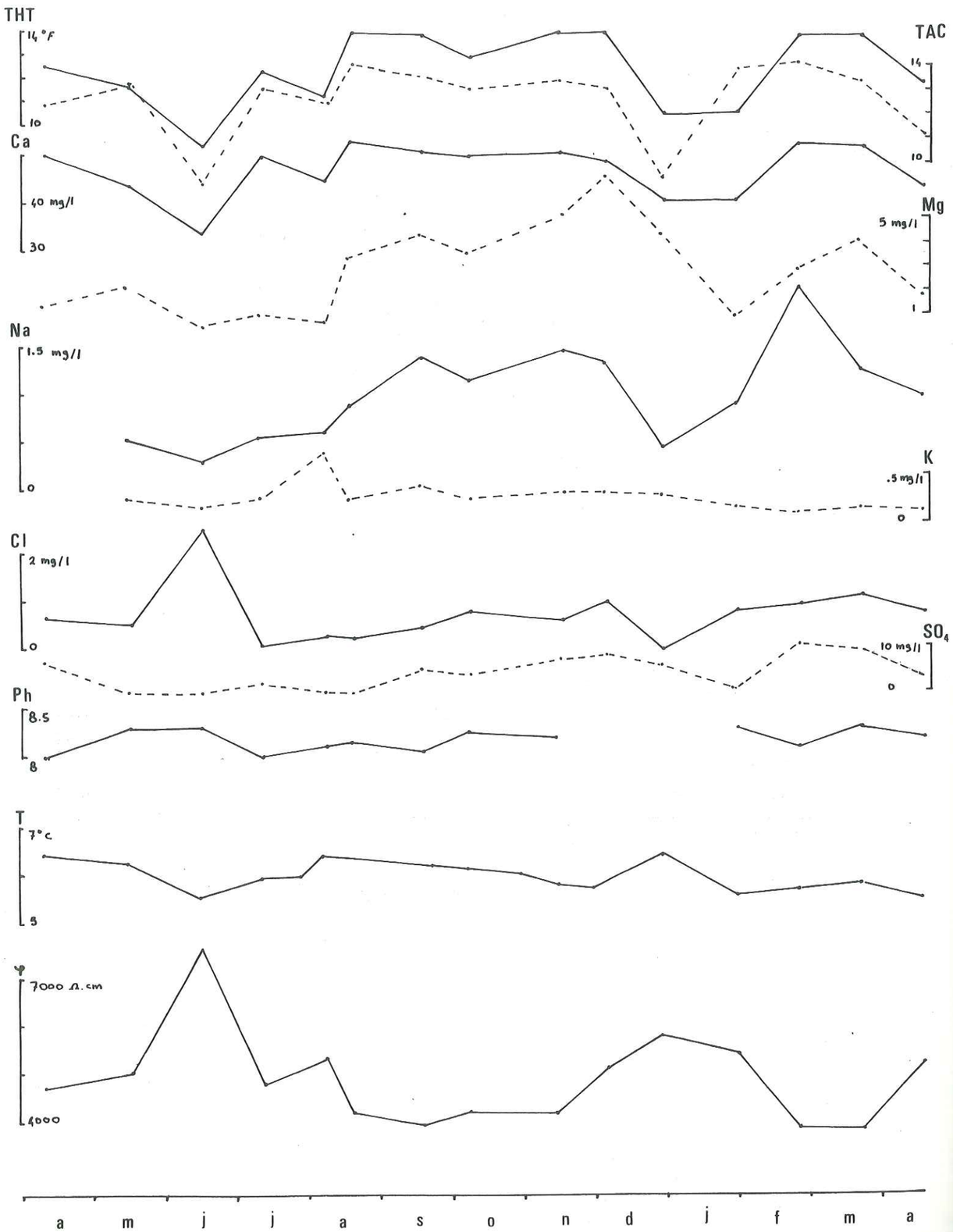
Les températures varient peu sauf au printemps.

La minéralisation est généralement plus élevée qu'à la source du Guiers et confirme l'hypothèse d'un transit plus lent des eaux d'infiltration sur le massif de l'Alpe.

Les courbes du TAC, du calcium et du magnésium ont des tracés comparables.

Sodium et potassium semblent indépendants. On assiste à un pic en sodium lors de la crue du début août qui provoque une augmentation de la turbidité de l'eau.

La teneur en chlorure reste faible sauf pendant la période de fonte maximale du manteau neigeux : ce fait mérite d'être souligné car il est observable à de nombreuses sources. Cette concentration plus élevée est certainement due à ce que certaines couches de neiges sont assez chargées en chlorures.
Les teneurs en sulfates sont assez stables mais croissent légèrement durant l'étiage.



La source du Cernon, de par sa position confirme une loi vérifiée pour les autres sources du massif, à savoir que les circulations ont atteint partout leur niveau de base géologique et l'ont même souvent dépassé.

c) La source de Pré Orcel (Pl. 94)

X = 881,8 Y = 352,8 Z = 1 370 m

Cette petite source se situe sur les marno-calcaires hauteriviens qui affleurent à l'Est du col de l'Alpe. En fait les eaux proviennent des niveaux urgoniens distants d'une centaine de mètres seulement de l'émergence. Les circulations jusqu'à celle-ci se font dans les éboulis. L'Urgonien de ce secteur est haché de nombreuses fractures liées au décrochement du col de l'Alpe. Cette émergence à une position géologique assimilable à celle de la source du Cernon.

Composition chimique moyenne

	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}
C mg/l	47	2,56	0,43	0,18	153	0,61	0,3
r meq/l	2,34	0,21	0,02	0	2,51	0,02	0,01

Résistivités X = 4758 Ωcm S = 219 C.V. = 0,05
Températures X = 5,8°C S = 1,8 C.V. = 0,31
Phosphates 0,01 à 0,1 mg/l

r Mg/r Ca = 0,09 r Na/r Cl = 1,1 r SO_4/r Cl = 0,35

Les températures sont très variables et suivent les variations saisonnières. La minéralisation est comparable à celle du Cernon pour les teneurs en calcium, magnésium et bicarbonates. Les teneurs en autres éléments sont beaucoup plus faibles.

Les variations d'une analyse à l'autre sont extrêmement fortes et traduisent l'évolution des équilibres chimiques dans les fissures sans qu'interviennent des phénomènes régulateurs (absence d'inertie de l'"aquifère").

III-4-2- Sources issues des calcaires de l'Aptien supérieur (Pl. 95)

a) La source de la Vieille (Pl. 6)

X = 880,5 Y = 353,5 Z = 1 600 m

Cette source se trouve au fond du synclinal de l'Alpe sur le flanc d'une boutonnière d'érosion entaillée dans la "lumachelle". L'eau sort à la faveur d'un interlit marneux de cette formation.

Composition chimique moyenne

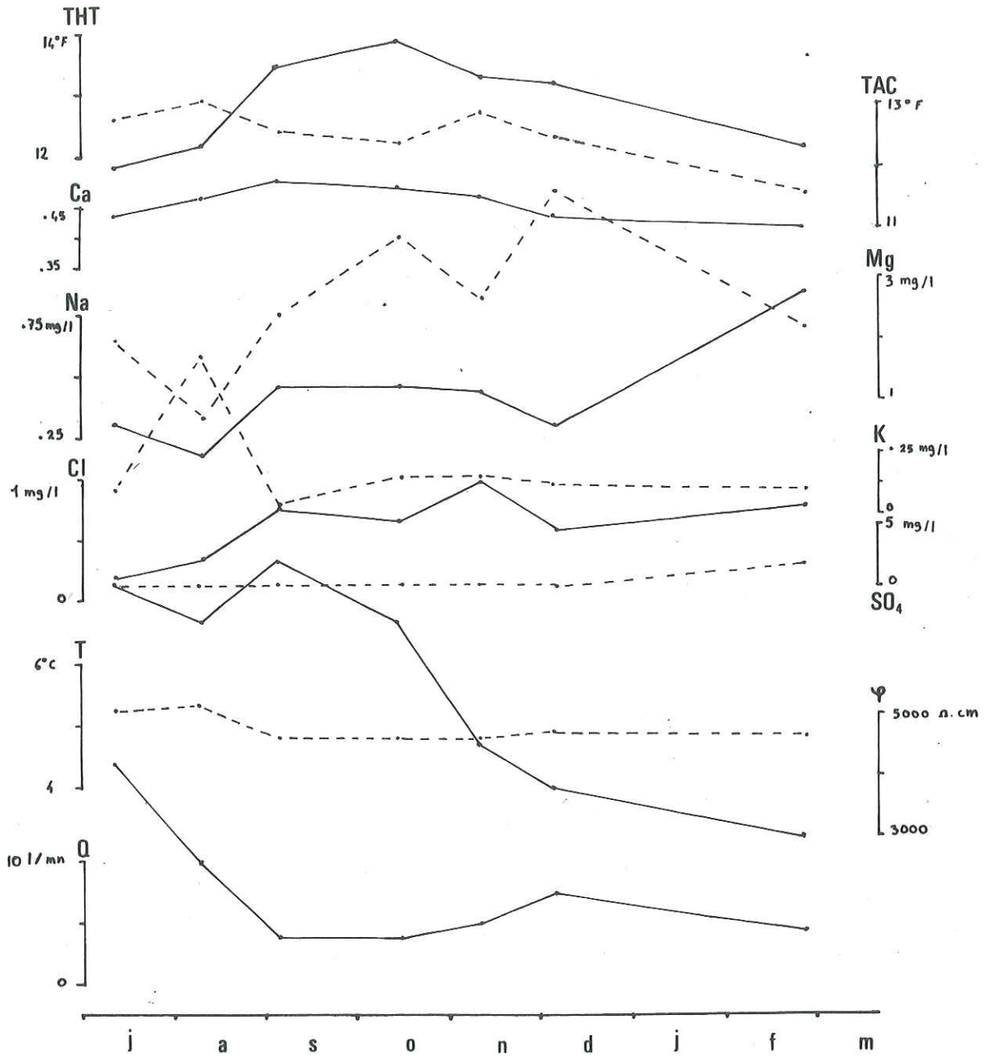
	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{-}
C mg/l	52	1,17	0,28	0,18	165	0,81	2,3
r meq/l	2,60	0,10	0,01	0	2,71	0,02	0,05

Résistivités X = 4316 Ωcm S = 298 C.V. = 0,07
Températures X = 4°C S = 1 C.V. = 0,25

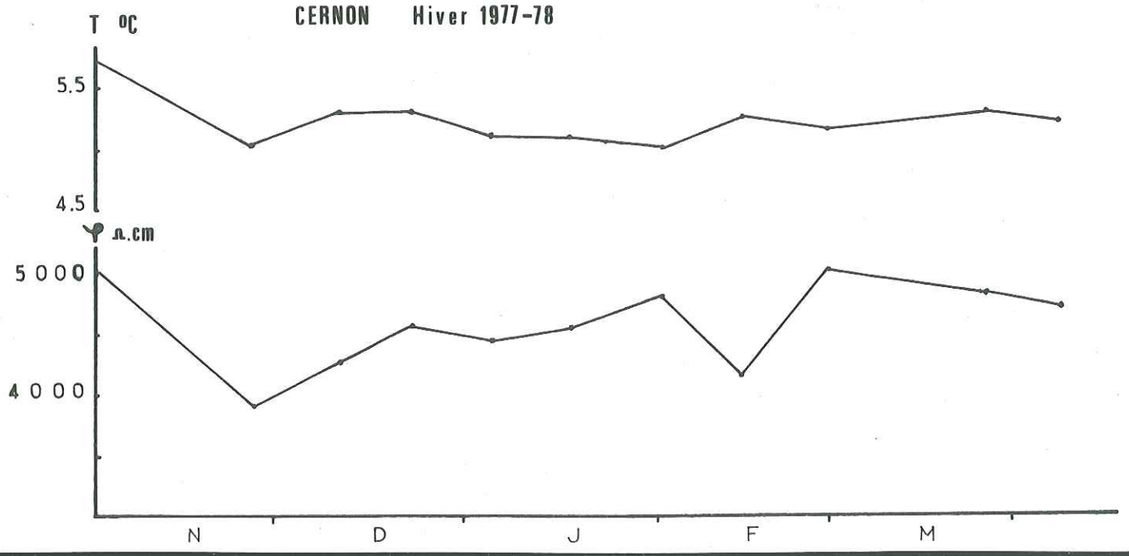
Orthophosphates = 0,01 à 0,08 mg/l

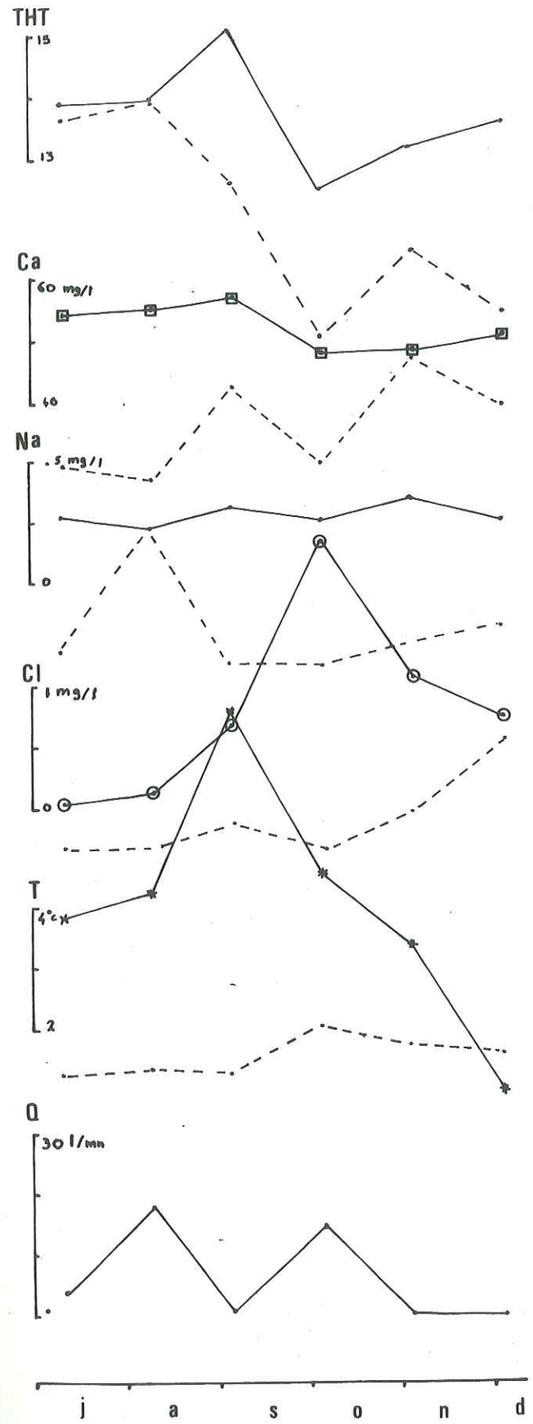
r Mg/r Ca = 0,04 r Na/r Cl = 0,5 r SO_4/r Cl = 2,1

Pré Orcel 1978-79

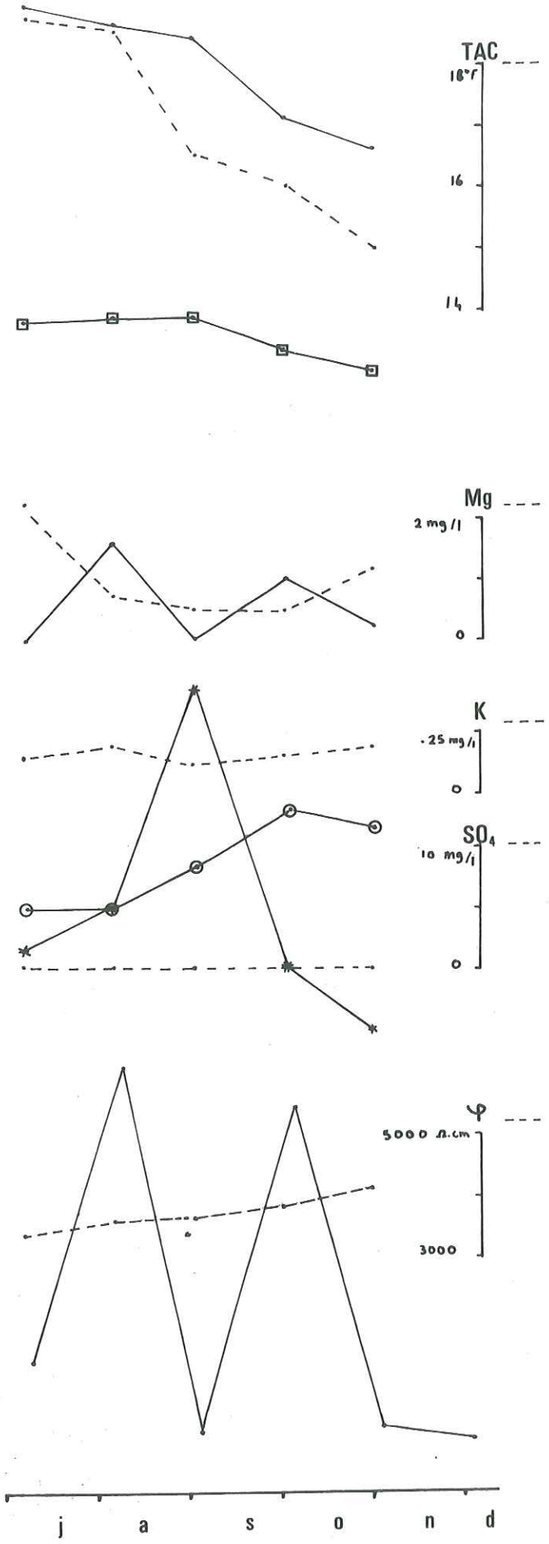


CERNON Hiver 1977-78





La Vieille



Chalet de l'Alpe

1978

Tous les paramètres physico-chimiques sont très variables et traduisent des réserves faibles.
L'alimentation se fait à partir du flanc Est du synclinal.

b) La source du chalet de l'Alpe (Pl. 5)
X = 880,2 Y = 352,4 Z = 1 675 m

Cette source présente des conditions d'émergence similaires à celles de la Vieille.
Composition chimique moyenne

	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}
C mg/l	64	1,01	0,31	0,25	207	0,50	0
r meq/l	3,20	0,08	0,01	0,01	3,37	0,01	0

Résistivités X = 3580 Ω cm S = 294 C.V. = 0,08
Températures X = 5,9°C S = 1 C.V. = 0,17
Orthosphosphates = 0,02 à 0,1 mg/l
r Mg/r Ca = 0,03 r Na/r Cl = 1,0 r SO_4/r Cl = 0

Les températures suivent les variations de celles de l'air.
Les concentrations sont assez fluctuantes et généralement supérieures à celles de la source de la Vieille bien que les variations se fassent toujours dans le même sens.
Les teneurs en sulfates sont toujours nulles :
Les débits sont nettement plus forts qu'à la source de la Vieille et très irréguliers.
Les écoulements vers les deux émergences semblent intéresser des niveaux comparables mais le bassin d'alimentation de la source du chalet est plus vaste, ce qui explique les débits et la minéralisation plus élevés (temps de transit plus long).

III-5- Source issue des marnes valanginiennes : les Sables (Pl. 96)
X = 880,2 Y = 359,3 Z = 1030 m

Cette source se situe sur le versant Nord du Granier au pied d'un talus de marnes valangiennes ; l'eau sourd d'un niveau très chaotique au sein d'une masse glissée de marnes. Il semble que le déplacement de celle-ci se soit fait sous forme de coulée boueuse.

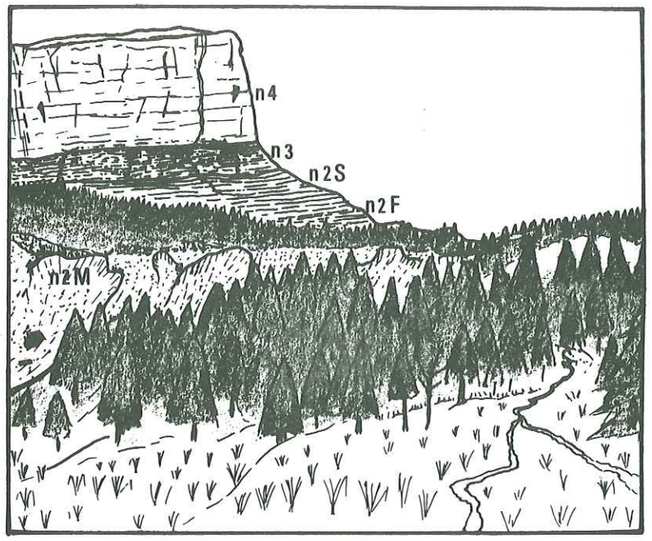


Fig. 39

Conditions d'émergence de la Source des Sables (S)
n4U Urgonien n3 Hauterivien n2S calcaire à silex
n2F = calcaires du Fontanil
n2M = marnes valanginiennes

Composition chimique moyenne

	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}
C mg/l	72	41,78	98,78	8,75	513	5,79	300
r meq/l	3,57	3,44	4,29	0,22	8,41	0,16	6,24

Les faciès chimiques sont les suivants :

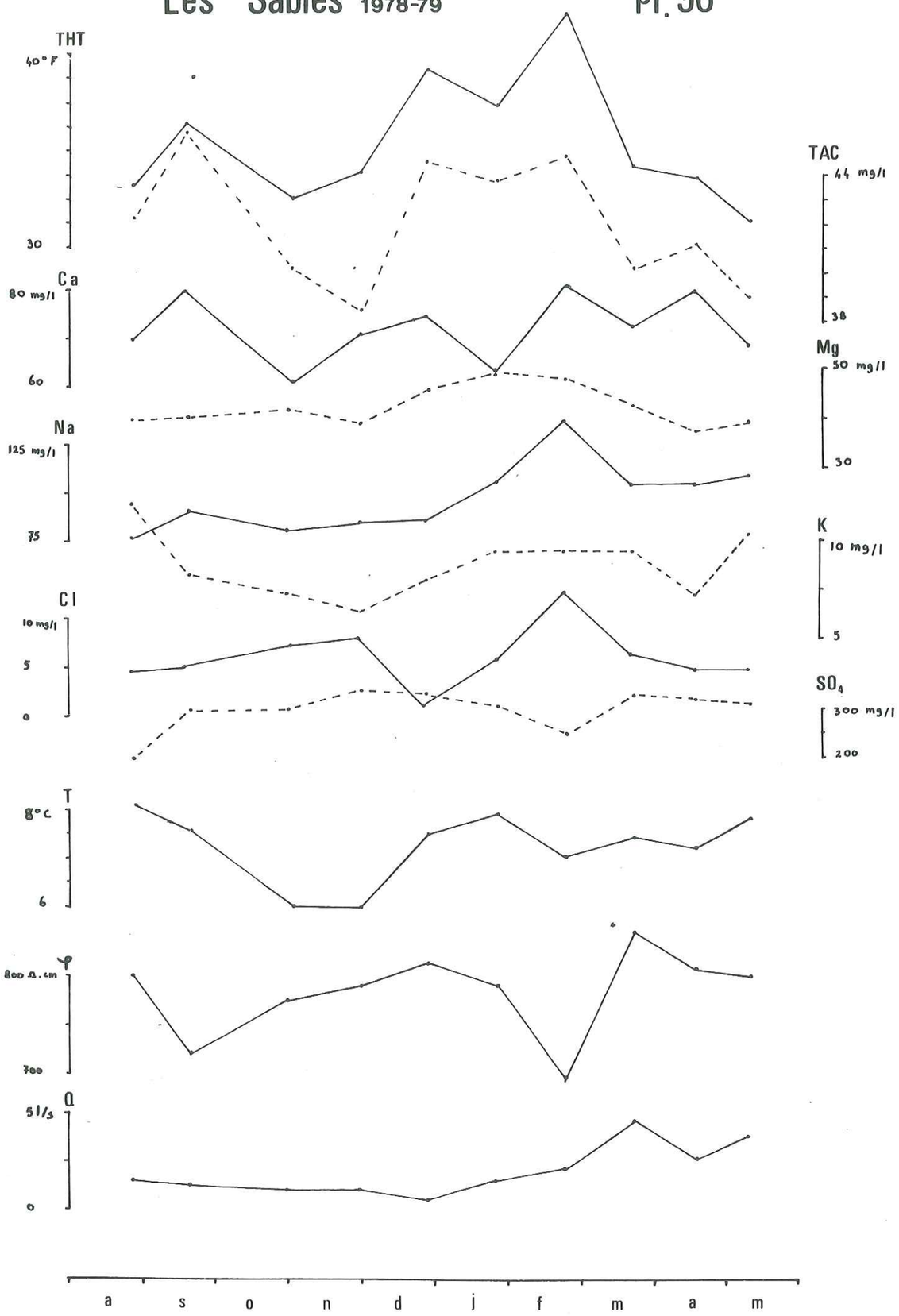
$Na^{+} > Ca^{2} > Mg^{2} \gg K$
$HCO_3^{-} > SO_4^{2-} \gg Cl^{-}$

Silice = 5,2 mg/l Orthophosphates 0,02 mg/l Fer total 0

Résistivités X = 780 Ω cm S = 40 C.V. = 0,05
Températures X = 7,3°C S = 0,7 C.V. = 0,10

r Mg/r Ca = 0,96 r Na/r Cl = 26,3 r SO_4/r Cl = 38,3

Les températures sont variables, ce qui signifie que les circulations sont peu profondes. La minéralisation est très élevée et d'un type fondamentalement différent de ceux étudiés précédemment. Les concentrations sont très variables et paraissent indépendantes les unes des autres.
Les teneurs en calcium suivent les fluctuations de la minéralisation globale et sont révélatrices de circulations au sein d'argiles et de marnes.
Les concentrations anormales en sulfates ne proviennent pas de l'oxydation de pyrites puisque les teneurs en fer sont nulles.
Le magnésium et le sodium voient leurs teneurs évoluer parallèlement. Par contre, potassium et sulfates présentent des variations opposées.
Il semble donc que les échanges au contact des argiles sont assez complexes:



Les vitesses de circulation sont lentes.

La surface de contact eau/milieu pulvérulent est grande, ce qui conduit à une minéralisation totale élevée.

IV - APPROCHE DU BILAN HYDROCHIMIQUE DU BASSIN DU CERNON

Il existe plusieurs types de modèles mathématiques pour le calcul des concentrations à partir des débits (M. Haubert, 1975) ; étant donné le nombre restreint de mesures effectuées, nous avons adopté une relation simple de type puissance.

$C = aQ^b$ avec C concentration en mg/l, Q débit en l/s

Nous avons calculé pour chacun des ionsla relation concentration-débit pour une période allant de la fin mars 1978 au début avril 1979.

Nous obtenons les résultats suivants :

	Relation	r
Ca^{2+}	$C = 59,8\ Q^{-0,048}$	0,75
Mg^{2+}	$C = 12,9\ Q^{-0,367}$	0,87
Na^{+}	$C = 8,2\ Q^{-0,418}$	0,53
K^{+}	$C = 0,3\ Q^{-0,059}$	0,21
HCO_3^{-}	$C = 198,4\ Q^{-0,058}$	0,68
Cl^{-}	$C = 0,5\ Q^{0,0318}$	0,05
SO_4^{2-}	$C = 4,3\ Q^{-0,7432}$	0,17

Nous n'utiliserons que les relations concernant le calcium, le magnésium, le sodium et les bicarbonates. Le calcul de la concentration annuelle en éléments dissous est effectué à partir du débit moyen annuel, soit 460 l/s.

Pour les autres ions, la corrélation étant trop mauvaise nous considérons que la concentration annuelle est égale à la moyenne des concentrations obtenues pour les prélèvements allant de mars 78 à avril 79.

Les résultats sont les suivants :

	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}	SIO_2
Concentration moy. annuelle mg/l	44,3	1,36	0,64	0,25	138,9	0,78	4,2	2,48
Transport dissous en T/Km2/an	75,905	2,328	1,087	0,428	237,816	1,335	7,19	4,06

Charge spécifique du Cernon : 330,149 T/Km2/an

Les apports atmosphériques ont été calculés à partir des valeurs moyennes des concentrations des précipitations à St-Vincent. N'ayant pas effectué de mesure de teneur en HCO_3, nous avons retenu pour celle-ci une valeur moyenne de 15 mg/l. Notons que la concentration des pluies en potassium est supérieure à celle du Cernon : il peut y avoir plusieurs raisons à cela : les résultats obtenus tant sur les pluies que sur les eaux du Cernon ne sont pas représentatifs de l'évolution globale des teneurs en potassium. Ou bien doit-on admettre qu'il y a stockage de cet élément au sein de l'aquifère. Nous écarterons cette dernière hypothèse car les roches (calcaires, argiles) en présence sont plus susceptibles de céder leur potassium que de fixer celui d'une eau encore très peu chargée

	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}
Concentration mg/l	1,14	0,08	0,03	0,31	15	o,61
Apports atmosphériques T/Km2/an	2,103	0,148	0,055	0,572	27,675	1,126

Total des apports atmosphériques = 31,679 T/Km2/an

L'érosion chimique est égale à la différence entre la quantité d'éléments dissous transportés par le Cernon et les apports atmosphériques.

Erosion chimique = 298,470 T/Km2/an

Avec une densité 2,7 pour les calcaires, nous obtenons une ablation superficielle de 0,111 mm par an. Cette valeur est à rapprocher de celles déterminées par plusieurs auteurs :

Causses du Quercy	0,065 à 0,1 mm/an	BIROT et CAVAILLE
Vercors	0,12 à 0,24 mm/an	CORBEL
	0,106 mm/an	MUXART et al
Désert de Platé	0,092 mm/an	MAIRE

V - HYDROGEOLOGIE COMPARATIVE (Pl. 97 à 99)

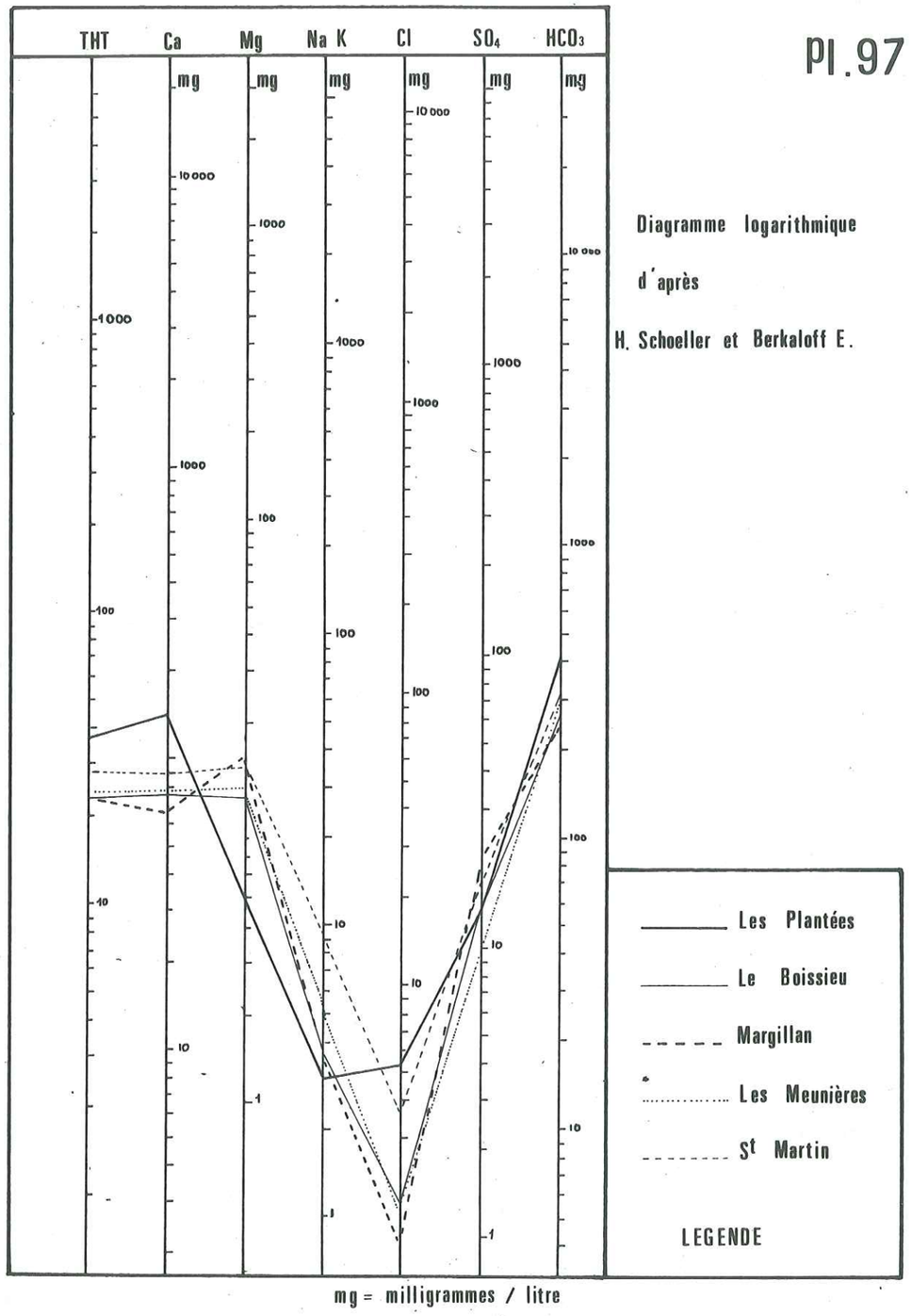
V-I- Analyse classique

Nous avons vu que pratiquement toutes les sources ont le même faciès chimique ; en outre les variations de la minéralisation totale d'une émergence à l'autre sont peu prononcées (d'un facteur 1 à 2 au maximum) surtout si l'on s'intéresse à des eaux issues d'un même terrain.

Les rapports caractéristiques, mis à part r Mg/r Ca sont peu significatifs et ne permettent pas une classification des émergences.

Le rapport r Mg/r Ca permet de différencier les grandes familles de sources :

Jurassique et éboulis	r Mg/r Ca	∈	[0,20...0,41] sauf Pont du lac Plantées	} 0,08
Eboulis néocomiens	r Mg/r Ca	∈	[0,15...0,20]	
Circulations liées à l'Urgonien	r Mg/r Ca	∈	[0,09...0,12]	
"Lumachelle"	r Mg/r Ca	∈	[0,02...0,04]	
Marnes Valanginiennes	r Mg/r Ca	∈	[0,42...0,96]	



Pl.97

Diagramme logarithmique

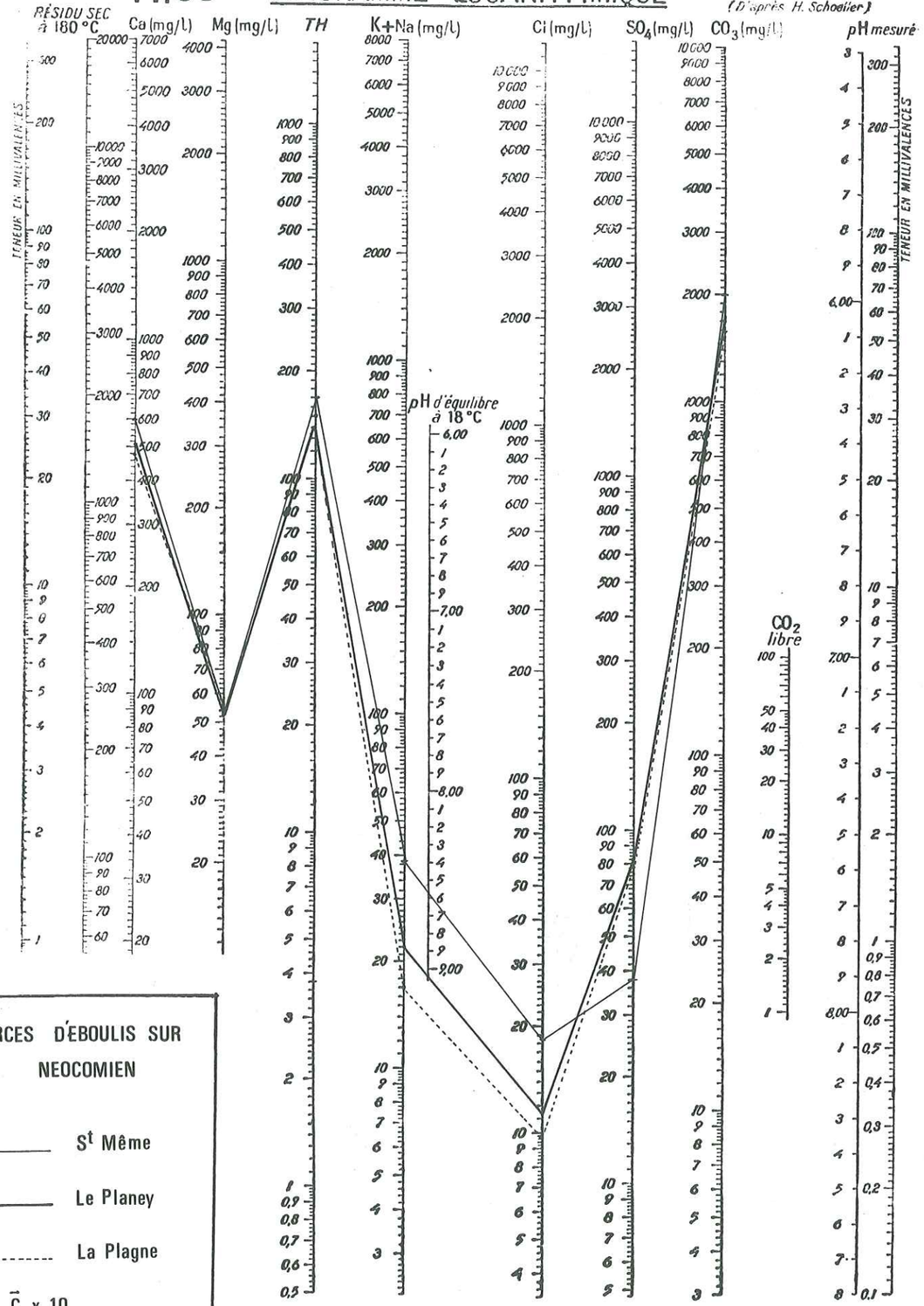
d'après

H. Schoeller et Berkaloff E.

Emergences du Jurassique et de ses eboulis

Pl. 98 DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

(D'après H. Schoeller)



SOURCES D'ÉBOULIS SUR NEOCOMIEN

——— St Même

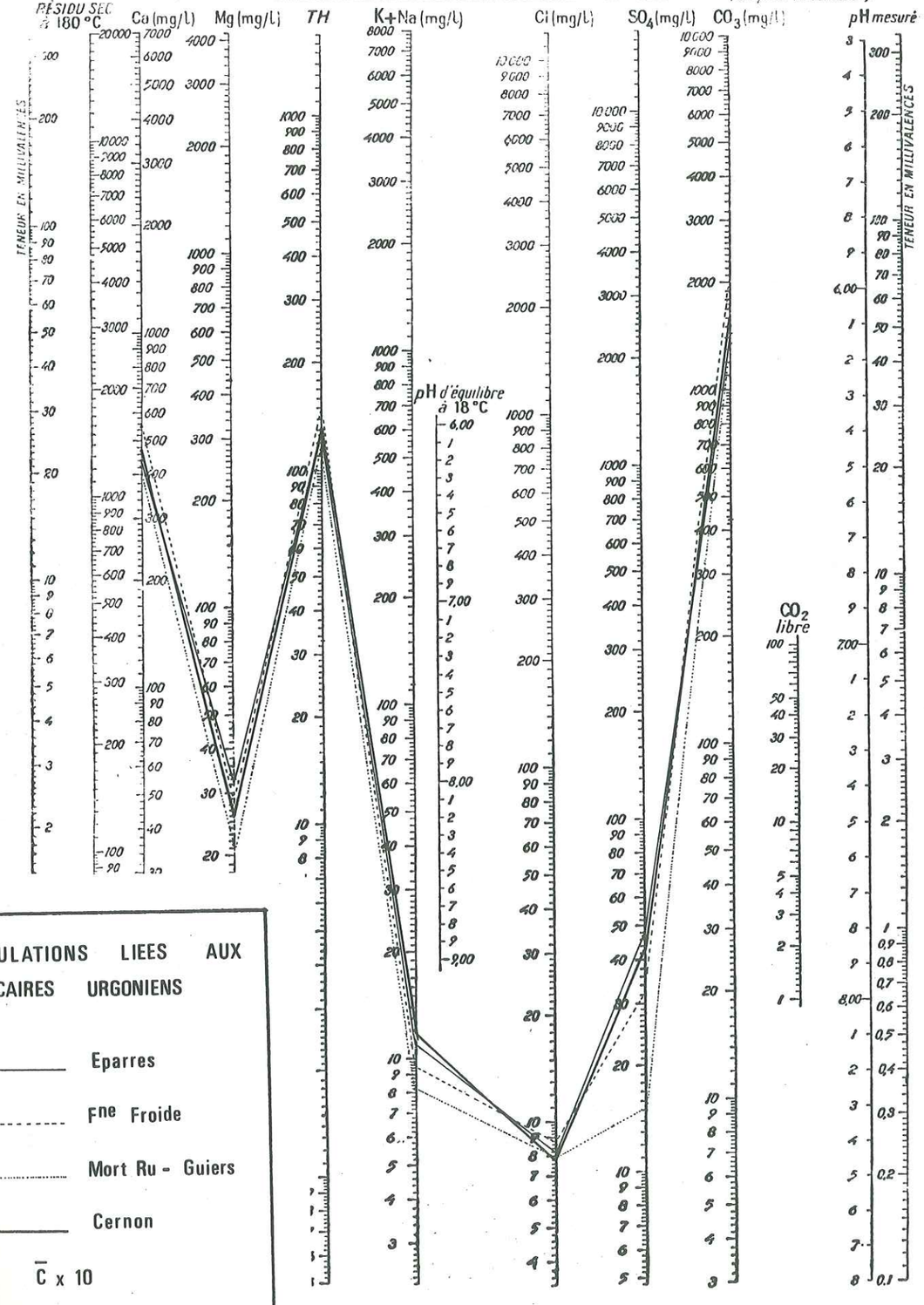
——— Le Planey

- - - - - - - La Plagne

$\vec{C}$ x 10

Pl. 99 DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

(D'après H. Schoeller)



CIRCULATIONS LIEES AUX CALCAIRES URGONIENS

——— Eparres

- - - - - - - Fne Froide

..... Mort Ru - Guiers

——— Cernon

$\vec{C}$ x 10

Il faut noter que r Mg/r Ca et r SO_4/r Cl sont plus ou moins liés par la relation

r Mg/r Ca = 0,03 r SO_4/r Cl + 0,0433 r = 0,75

Nous avons tenté de discriminer les sources d'une même famille par report des analyses sur des diagrammes de Schoeller-Berkaloff.

La famille des émergences jurassiques se distingue des deux autres par ces rapports Mg/Ca et Na + K/cl plus élevés.

Nous pouvons constater que toutes ces sources sauf les Plantées ont un chimisme comparable : teneur élevée en Ca et HCO_3

moyenne en Mg et SO_4

faible en Na et K

très faible en Cl

Les eaux issues des calcaires Tithoniques (Meunières et St-Martin) sont plus chargées en calcium, sodium et bicarbonates que leurs homologues issues du Rauracien/Séquanien.

Les sources d'éboulis sur néocomien présentent des faciès similaires tout au moins pour le calcium magnésium et les bicarbonates ; les eaux de ces émergences ont sensiblement les mêmes rapports Na + K. Par contre la source de St-Même est beaucoup moins sulfatée que les deux autres alors que sa minéralisation globale est plus élevée.

Ces sources montrent des rapports Mg/Ca et Na + K/Cl plus forts que ceux des émergences "urgoniennes".

Ces dernières sont difficilement discernables entre elles. Seules les teneurs en sodium/ potassium d'une part et en sulfates d'autre part semblent caractéristiques des sources ou groupes de sources.

Afin de lever cette indétermination, et pour mieux saisir le chimisme de ces émergences nous avons procédé à une analyse de nos données en composantes principales.

V-2- Analyse en composantes principales normées

V-2-1- Méthodes

On considère p variables X X1, X2,...,X3,...Xp pour lesquelles on dispose de n observations (mesures simultanées). Les résultats obtenus peuvent être représentés sous la forme d'une matrice de données :

1ère observation	X11	X21	...	...	Xp1
2ème observation	X12	X22	...	...	Xp2
... ...	...	...	...	...	...
4ème observation	X1n	X2n	...	...	Xpn

= [X pn]

On calcule la moyenne de chacune de ces p variables, leur écart-type ainsi que les coefficients de corrélation totale entre tous, les couples possibles de variables

moyennes = $\overline{X1}$, ... $\overline{Xp}$ avec $\overline{Xj} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} Xji$

écart-type = S1, ... Sp avec $Sj = \frac{1}{n-1} \left[\sum_{i=1}^{n} Xji - \overline{Xj}^2 \right]^{\frac{1}{2}}$

Coefficient de corrélation rjK entre deux variables Xj et Xk

$$rjk = \frac{\sum_{i=1}^{n} (Xji - \overline{Xj})(Xki - \overline{Xk})}{\left[\sum_{i=1}^{n} (Xji - \overline{Xj})^2 \sum_{i=1}^{n} (Xki - \overline{Xk})^2 \right]^{1/2}} = \frac{COV(Xj, X)}{\left[VAR(xj) \; VAR(Xk) \right]^{1/2}}$$

où COV (Xj, Xk) s'appelle la covariance de Xj et Xk
VAR (xj) est la variance de xj = S^2

On construit ainsi la matrice d'intercorrélation [Rpp], donnant les coefficients de corrélation entre paires de variables

$$[Rpp] = 1/(p - 1)[Ynp][Ypn]$$

où [Y pn] est la matrice des données standardisées (centrées réduites) de terme

$$Y\,ji = \frac{Xji - \overline{Xj}}{Sj}$$

[Y np] est la matrice transposée de [Y pn]

On peut considérer que dans l'espace à p dimensions qui constitue le système de référence initial pour le phénomène étudié, chaque observation ou ensemble de p valeur Xij est représentée par un point, la matrice d'observation l'étant par n points.

On recherche le sous-espace à une dimension F1 (qui sera une droite) tel que les distances entre les projections orthogonales des points observations (mesurés) sur cette droite soient le plus proche possible des distances définies dans l'espace à p dimensions ; les composantes du vecteur unitaire U porté par la droite F1 doivent être telles que la longueur des projections soient maxima de façon à ce que la déformation du nuage de points soit minimum.

On démontre que trouver les facteurs capables d'extraire le plus d'information revient à trouver les vecteurs propres U de la matrice d'intercorrélation. Les valeurs propres $\lambda 1$ correspondant à ces vecteurs propres ne sont autres que les variances des nouvelles variables Z1 c'est-à-dire

$\lambda 1 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} Z1_i^2$ (la moyenne de Z1 est nulle par définition)

avec

$[R]\,U - \lambda U = 0$ et $Z1 = \sum_{j=1}^{P} U_{1j} \cdot \frac{(Xj - \overline{Xj})}{Sj}$

En d'autres termes les cosinus directeurs de l'espace à une dimension (F1) sur lequel se projette le nuage des observations, en se déformant le moins possible, sont donc les composantes du vecteur propre correspondant à la valeur propre la plus grande.

Pour extraire le deuxième axe, la procédure est analogue avec la contrainte supplémentaire que le facteur correspondant t ne doit pas être corrélé avec le premier (t.U = 0). On répète le processus pour les axes suivants en respectant les conditions d'orthogonalités avec tous les axes antérieurs.

Ainsi au cours du calcul les vecteurs propres sont déterminés dans l'ordre des valeurs propres $\lambda 1$ décroissantes : une propriété remarquable des valeurs propres ainsi obtenues est que leur somme est égale à la dimension de la matrice [R]

$$\sum_{1=1}^{P} \lambda 1 = P$$

Cette relation permet de connaître la contribution en variance de chacune des composantse principales à la variance totale du système à p dimensions.

Les axes de référence ont pour origine le centre de gravité des variables. Les coefficients de corrélation rjK entre une variable Xj et une composante FK sont proportionnels aux coordonnées (cos α j) du point - variable sur cette composante.

$$rjK = \sqrt{\lambda K} \cos \alpha j$$

On reporte sur un graphique en coordonnées rectangulaires la position de n points-observations dans le plan des axes factoriels pris deux à deux et l'on complète cette représentation en figurant les p points-variables ($\overline{X}j$ + Sj). Si les deux premiers axes factoriels s'avèrent insuffisants pour résumer les proximités on adjoindra, sur un deuxième graphique les positions des points dans un système comportant au moins un axe différent.

La représentation graphique nous permet de tirer de nombreux renseignements.

. Les points situés près de l'origine ne sont pas corrélés significativement avec les facteurs.

. La proximité des points représentatifs de deux variables signifie que ces variables sont bien correlées.

. La corrélation entre les variables est d'autant plus forte que leur distance à l'origine est grande (proche du cercle de rayon 1).

. Les coordonnées des points représentant une observation indiquent les composantes de ces observations en fonction de deux facteurs considérés , lorsque deux points-individus sont proches l'un de l'autre, ces individus ont le même comportement vis à vis des variables étudiées.

. Le cercle de rayon 1, l'unité choisie étant $\sigma x = \sqrt{VARX} = \sqrt{\lambda max}$ représente le lieu des caractères entièrement corrélés avec le plan factoriel. Tous les points-variables sont situés à l'intérieur de ce cercle dit de communauté (communality).

Un des avantages de l'ACP normée est de supprimer l'hétérogéneité d'échelle entre les variables ("effet de taille").

V-2-2- Application aux sources karstiques

Nous avons étudié principalement quatre émergences liées aux circulations urgoniennes, à savoir Mort-Ru, Guiers, Eparres et Cernon.

Les matrices d'intercorrélation pour les sources de Fontaine-Froide et de St-Martin sont données en annexe.

L'analyse a porté sur les débits et sur les ions suivants

Calcium Magnésium Sodium Potassium
Bicarbonate Chlorure Sulfate

Les concentrations ont été exprimées en milliéquivalents.

Le nombre de variables est donc égal à 8 (P = 8 = variance totale). Pour chaque source nous disposons de 14 à 15 analyses chimiques (n = 14,15).

Nous avons effectué les analyses sur les séries relatives à chaque source puis sur l'ensemble des séries.

La source de Mort Ru **Pl. 100**

Nous donnerons les dates des prélèvements afin de pouvoir les situer en fonction des conditions hydroclimatiques, et de faciliter la recherche d'un échantillon parmi les résultats d'analyse consignés en annexe.

1	29 mars 1978	8	2 novembre 1978
2	26 avril	9	30 novembre
3	1er juin	10	27 décembre
4	22 juin	11	26 janvier 1979
5	20 juillet	12	24 février
6	28 août	13	22 mars
7	2 octobre	14	17 avril

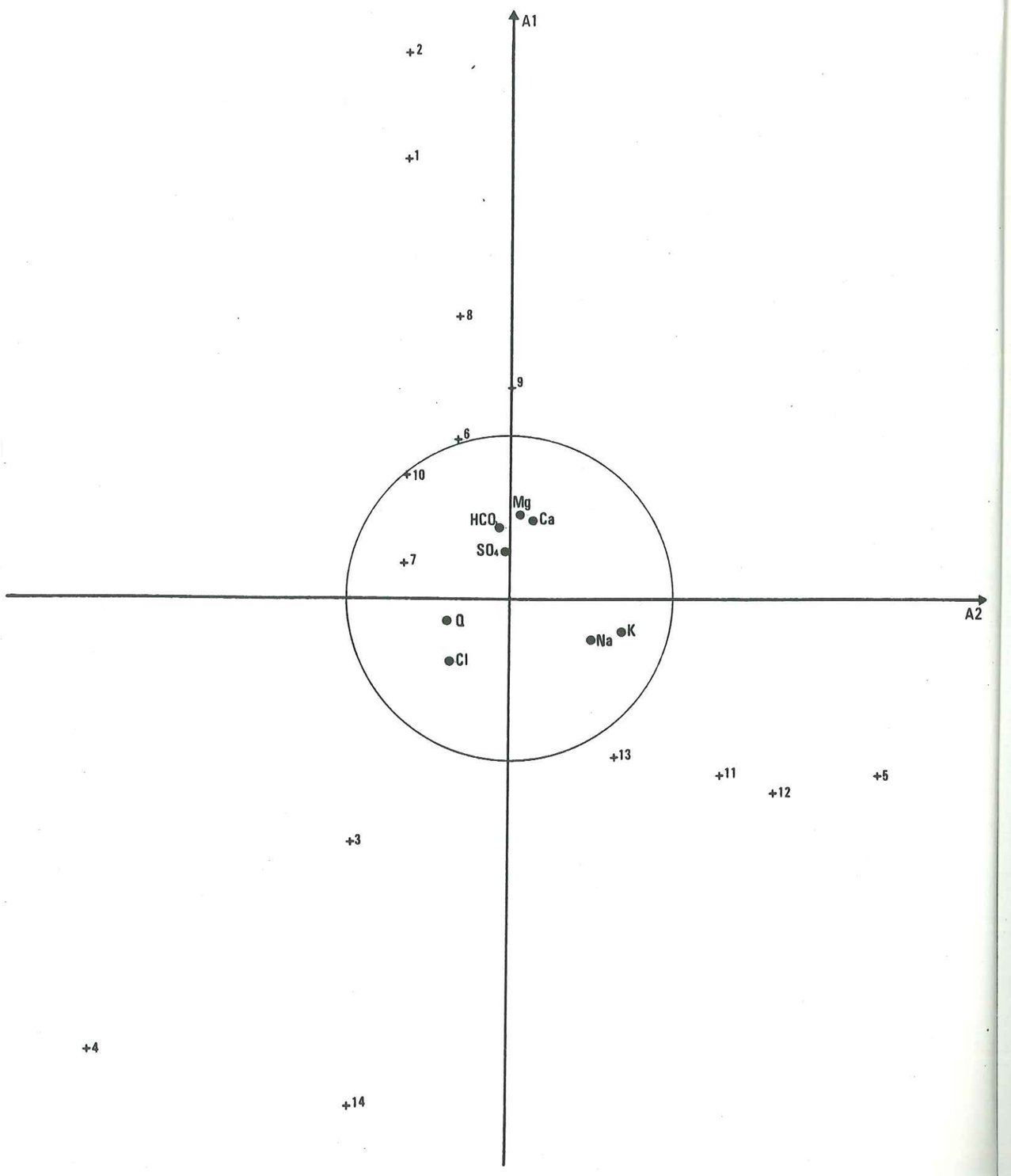
Pour chaque A.C.P. nous présenterons

- la matrice d'intercorrelation [R]
- les composantes des vecteurs propres de [R] pour les premiers axes ainsi que les valeurs propres associées à ces vacteurs
- la part de variance expliquée par chaque axe factoriel

Ca	*Mg	*Na	*K	*Cl	*SO4	*HCO3	*Q
+1.00	+0.76	-0.24	-0.10	-0.22	+0.45	+0.82	-0.50
	+1.00	-0.28	-0.33	-0.14	+0.45	+0.74	-0.75
		+1.00	+0.60	+0.25	-0.11	-0.39	+0.02
			+1.00	-0.23	-0.31	-0.22	-0.02
				+1.00	-0.14	-0.06	+0.38
					+1.00	+0.07	-0.30
						+1.00	-0.41
							+1.00

PI.100

MORT RU




```
 no= 1    Valeur propre=   3.512  part expliquee= 0.390    cumul=0.390
*Ca    *Mg    *Na    *K     *Cl    *SO4   *HCO3 *Q
+0.465+0.496-0.253-0.202-0.162+0.278+0.431-0.375

 no= 2    Valeur propre=   1.570  part expliquee= 0.174    cumul=0.564
*Ca    *Mg    *Na    *K     *Cl    *SO4   *HCO3 *Q
+0.122+0.053+0.490+0.671-0.369-0.037-0.041-0.387

 no= 3    Valeur propre=   1.050  part expliquee= 0.116    cumul=0.681
*Ca    *Mg    *Na    *K     *Cl    *SO4   *HCO3 *Q
+0.175+0.181+0.478+0.041+0.780-0.132+0.279-0.002
```

Mis à part SO_4 et Q les variables sont correctement expliquées par les deux premiers facteurs.

Le sodium et le potassium se corrèlent relativement bien.

Les chlorures sont plutôt liés aux forts débits.

Bicarbonates, magnésium, calcium suivent une évolution parallèle.

Les points 3, 4 et 14 correspondent à des épisodes de fonte de neige marqués par des teneurs en chlorure et des débits élevés.

Les observations 13, 11, 12 et 5 sont à rattacher à des périodes de pluies sur les hauts-plateaux en présence ou non d'une couverture nivale.

Les autres prélèvements se situent pendant la période de tarissement au cours de laquelle la minéralisation est plus élevée.

Le nuage des points observation se répartit donc suivant trois tendances opposées. Nous retiendrons la concordance apparente entre les crues et les teneurs plus fortes en sodium-potassium.

La source du Guiers PI 101

Les dates de prélèvement sont les mêmesqu'à la source du Mort-Ru. Les analyses des eaux de ces deux exurgences sont souvent très proches l'une de l'autre, sauf pour les teneurs en magnésium et en sodium qui sont plus élevées à la source du Guiers.

```
Ca    *Mg    *Na    *K     *Cl    *SO4   *HCO3 *Q
+1.00 +0.05 -0.26 -0.14 -0.53 +0.49 +0.79 -0.38
      +1.00 +0.11 -0.29 -0.17 +0.15 +0.33 -0.49
            +1.00 +0.26 +0.21 +0.30 -0.25 -0.21
                  +1.00 -0.17 -0.26 -0.27 -0.07
                        +1.00 +0.09 -0.25 +0.08
                              +1.00 +0.44 -0.44
                                    +1.00 -0.32
                                          +1.00
```

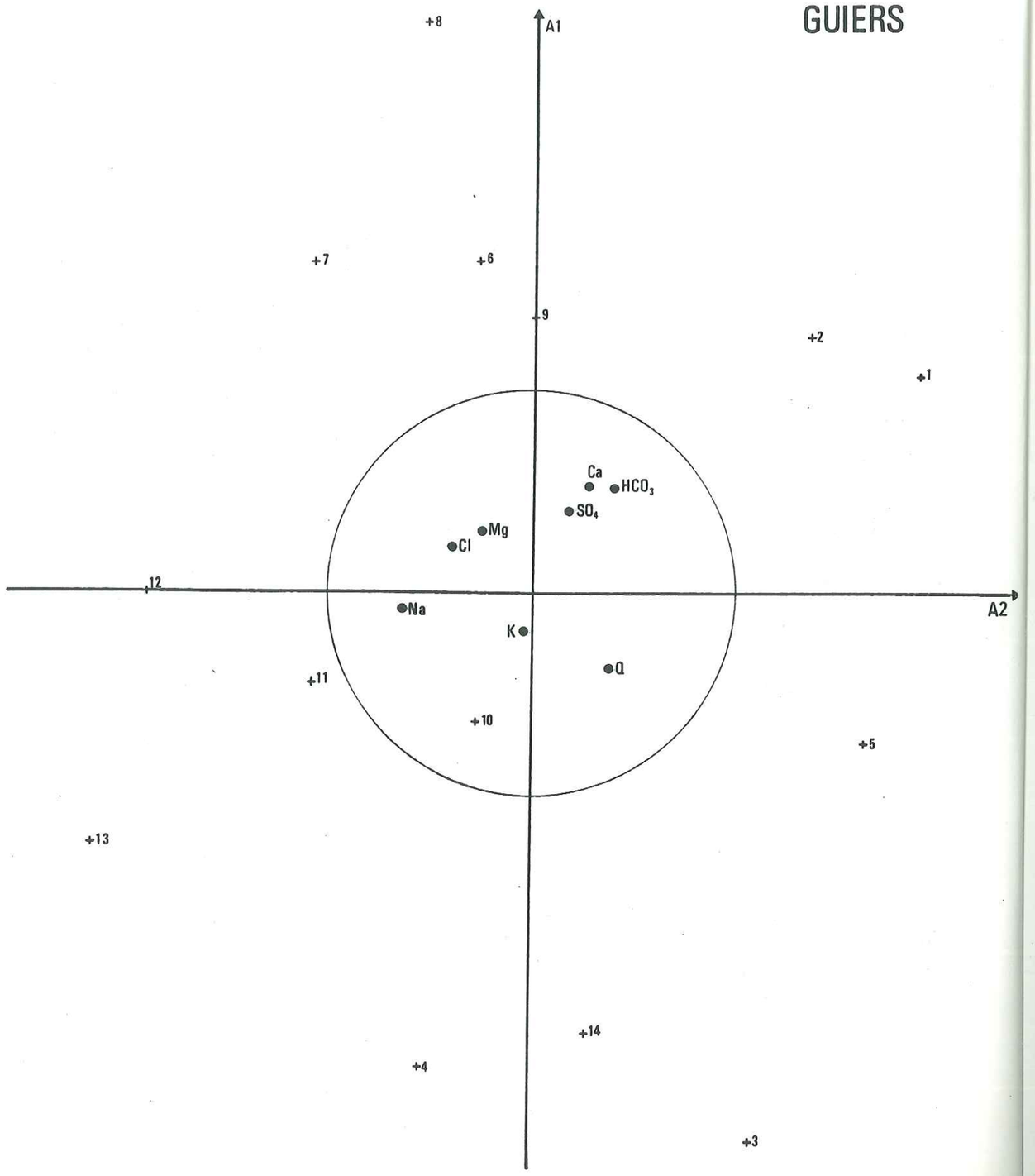
```
 no= 1    Valeur propre=   2.817  part expliquee= 0.313    cumul=0.313
*Ca    *Mg    *Na    *K     *Cl    *SO4   *HCO3 *Q
+0.512+0.293-0.080-0.197-0.240+0.383+0.513-0.370

 no= 2    Valeur propre=   1.655  part expliquee= 0.183    cumul=0.497
*Ca    *Mg    *Na    *K     *Cl    *SO4   *HCO3 *Q
+0.254-0.265-0.638-0.034-0.387-0.362+0.153+0.389

 no= 3    Valeur propre=   1.320  part expliquee= 0.146    cumul=0.643
*Ca    *Mg    *Na    *K     *Cl    *SO4   *HCO3 *Q
-0.147+0.076-0.250-0.751+0.501+0.131+0.095+0.256
```

PI. 101

GUIERS



La représentativité du plan factoriel est moyenne : Ca, HCO_3 et Na sont bien correlés avec celui-ci. Par contre la variable potassium est mal expliquée. Calcium, sulfates et bicarbonates ont le même comportement.

Le magnésium et les chlorures s'opposent aux débits. Il y a en outre antinomie entre les lois de répartition en sodium d'une part, et calcium bicarbonate d'autre part. Le potassium est la variable qui s'associe le plus fréquemment aux forts débits.

La répartition des points-observations est plus confuse qu'au Mort-Ru.

Les observations 3, 4 et 14 (fonte de neige), se disposent autour du premier axe factoriel du côté des forts débits.

Les points représentatifs de l'étiage se situent dans les quadrans Nord ; en été et en automne il y a augmentation de la teneur en Mg et Cl, au printemps les eaux renforcent leur tendance bicarbonatée-calcique.

Lors des crues nivo-pluviales (13 et 11) les eaux ont une tendance sodique.

La source des Eparres **PI 102**

Dates de prélèvement

1	9 avril 1979	8	30 octobre
2	15 mai	9	1er décembre
3	16 juin	10	29 décembre
4	11 juillet	11	28 janvier
5	8 août	12	23 février
6	19 août	13	21 mars
7	2 octobre	14	14 avril

Ca	*Mg	*Na	*K	*Cl	*SO4	*HCO3	*Q
+1.00	+0.68	+0.33	-0.17	+0.57	+0.75	+0.76	-0.62
	+1.00	+0.26	-0.32	+0.58	+0.63	+0.75	-0.77
		+1.00	+0.03	+0.58	+0.32	+0.10	-0.01
			+1.00	-0.22	-0.34	-0.11	+0.22
				+1.00	+0.69	+0.30	-0.41
					+1.00	+0.39	-0.54
						+1.00	-0.64
							+1.00

no= 1 Valeur propre= 4.301 part expliquee= 0.477 cumul=0.477

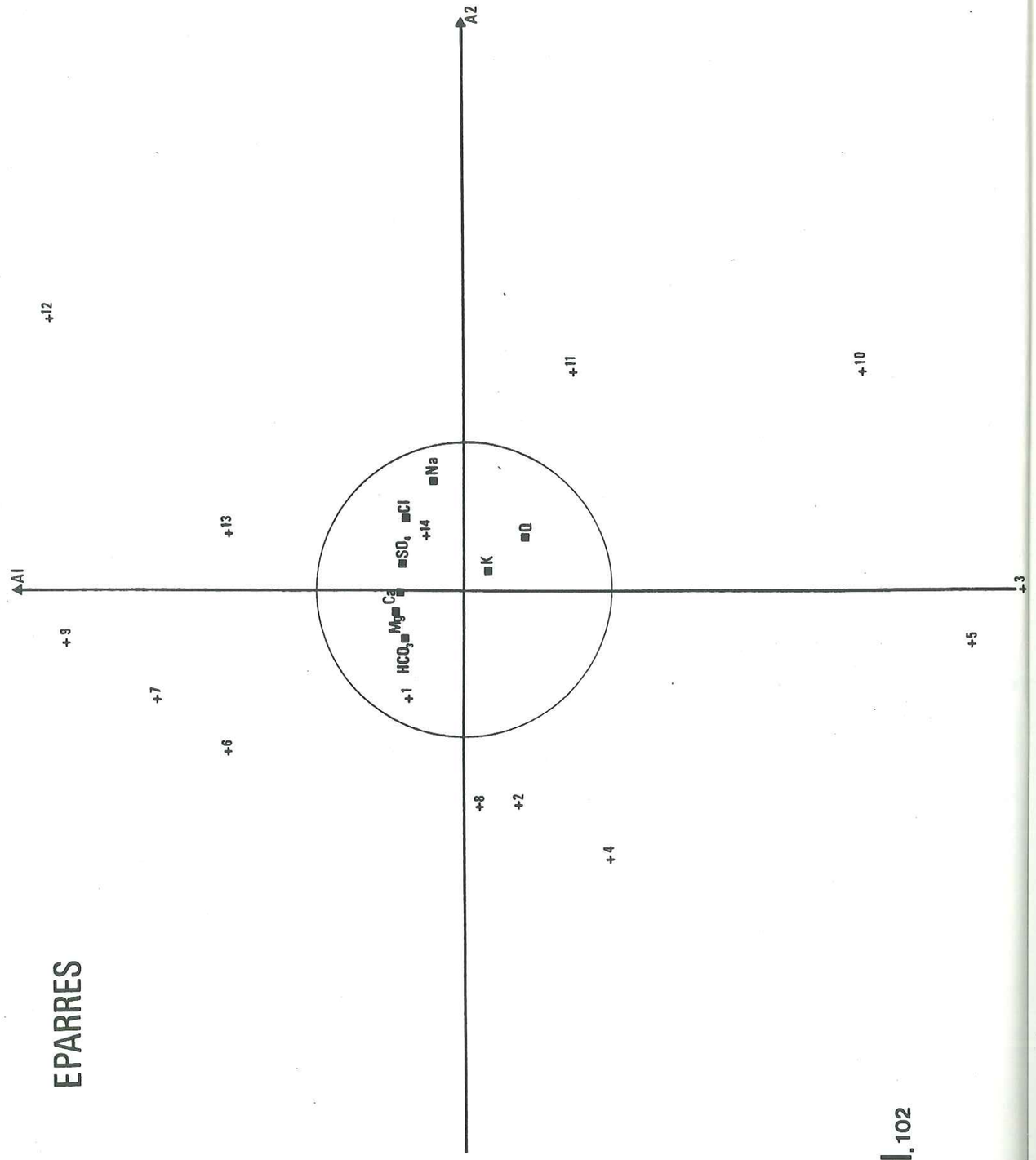
*Ca	*Mg	*Na	*K	*Cl	*SO4	*HCO3	*Q
+0.427	+0.431	+0.190	-0.170	+0.359	+0.398	+0.363	-0.380

no= 2 Valeur propre= 1.309 part expliquee= 0.145 cumul=0.623

*Ca	*Mg	*Na	*K	*Cl	*SO4	*HCO3	*Q
-0.023	-0.157	+0.708	+0.123	+0.440	+0.156	-0.347	+0.343

no= 3 Valeur propre= 1.005 part expliquee= 0.111 cumul=0.735

*Ca	*Mg	*Na	*K	*Cl	*SO4	*HCO3	*Q
+0.179	+0.014	+0.166	+0.876	-0.101	-0.201	+0.341	-0.071



Comme pour les sources précédentes la corrélation du sodium avec le plan factoriel est bonne, celle du potassium ne l'est pas.

Le potassium et les débits s'opposent au pôle "calcaire".

Les chlorures se corrèlent avec le sodium et avec les sulfates. Ceux-ci semblent moins liés aux bicarbonates. Cette indépendance, toute relative, peut s'expliquer par des apports d'un minéral étranger au calcaire (oxydation des pyrites du Valanginien).

. Les points 2, 4 et 8 correspondent à des phases de décrue, ou de blocage momentané de la fonte (2).

Les points représentatifs des crues (11 et 10 nivo-pluviales, 3 nivale, 5 pluviale) s'opposent à la minéralisation totale sauf en potassium.

. Les observations d'étiage 6, 7 et 9 évoluent vers le pôle calcique. Par contre au printemps les eaux sont de moins en moins sulfatées au fur et à mesure que le débit augmente.

La source du Cernon PI 103 et 104

Dates de prélèvement

1	9 avril 78	9	16 novembre
2	15 mai	10	5 décembre
3	16 juin	11	29 décembre
4	11 juillet	12	28 janvier 1979
5	8 août	13	23 février
6	19 août	14	21 mars
7	18 septembre	15	14 avril
8	9 octobre		

Ca	*Mg	*Na	*K	*Cl	*SO4	*HCO3	*Q
+1.00	+0.67	+0.59	-0.30	-0.55	+0.43	+0.89	-0.80
	+1.00	+0.78	-0.39	-0.02	+0.58	+0.74	-0.74
		+1.00	-0.08	-0.00	+0.62	+0.61	-0.48
			+1.00	-0.09	+0.04	-0.38	+0.70
				+1.00	+0.18	-0.46	+0.16
					+1.00	+0.32	-0.40
						+1.00	-0.78
							+1.00

no= 1 Valeur propre= 4.454 part expliquee= 0.494 cumul=0.494

*Ca	*Mg	*Na	*K	*Cl	*SO4	*HCO3	*Q
+0.429	+0.421	+0.359	-0.224	-0.132	+0.269	+0.430	-0.426

no= 2 Valeur propre= 1.478 part expliquee= 0.164 cumul=0.659

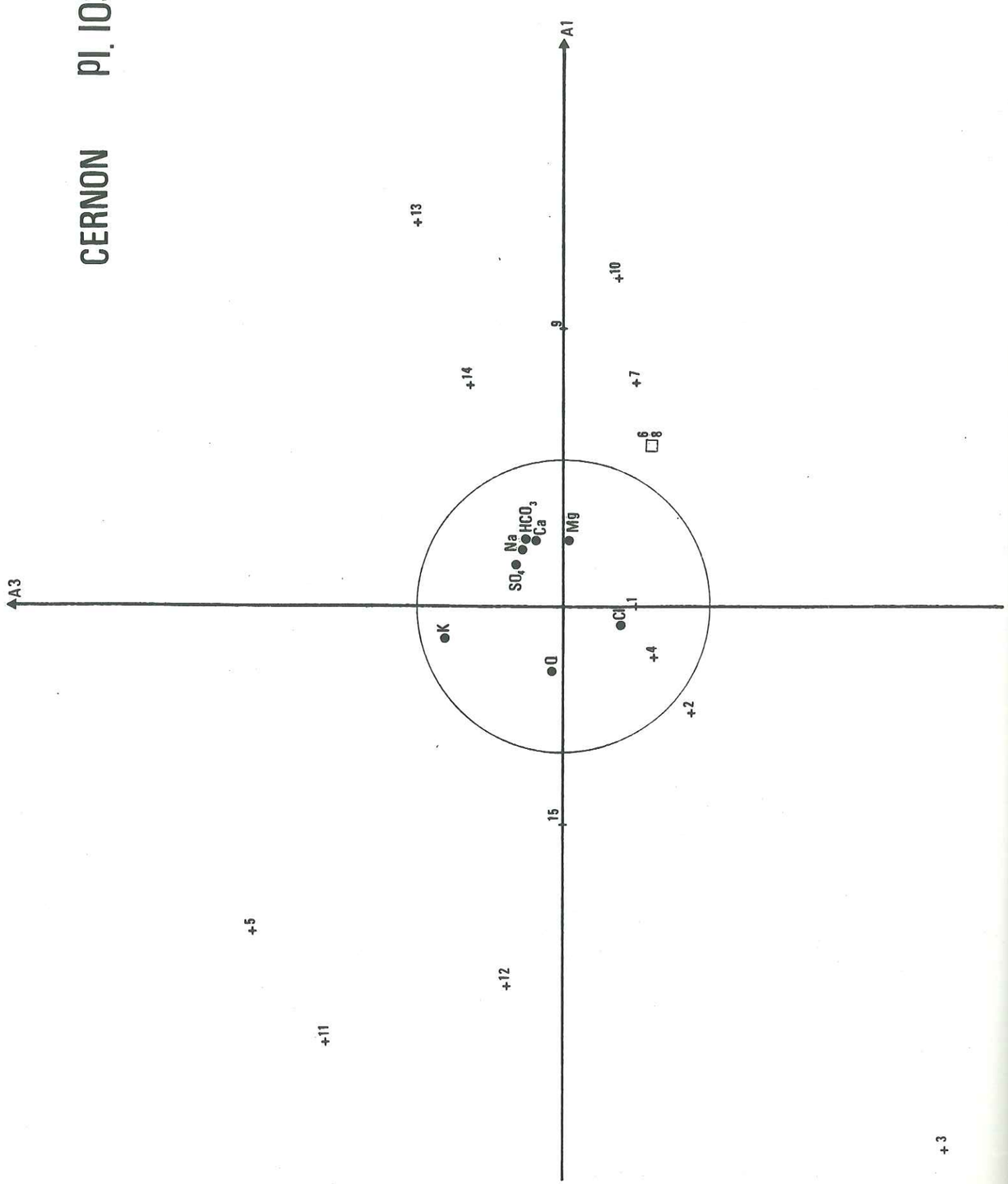
*Ca	*Mg	*Na	*K	*Cl	*SO4	*HCO3	*Q
-0.241	+0.210	+0.321	+0.099	+0.681	+0.512	-0.229	+0.064

no= 3 Valeur propre= 1.240 part expliquee= 0.137 cumul=0.796

*Ca	*Mg	*Na	*K	*Cl	*SO4	*HCO3	*Q
+0.159	-0.027	+0.263	+0.758	-0.388	+0.278	+0.057	+0.310

Plan factoriel A_1 A_2
Ce plan est bien représentatif (66 % de la variance du système)

CERNON PI. 103



Les variables se regroupent suivant trois pôles :
- Ca et HCO_3
- Mg, Na et SO_4
- K et Q

On peut rattacher à ce pôle les chlorures qui sont bien correlés avec l'axe 2. Comme à la source du Guiers le Mg se distingue du pôle Ca. La disposition du nuage de points-observations se fait suivant deux diagonales orthogonales traduisant des tendances indépendantes. La première tendance est révélatrice d'une évolution en sens inverse des débits et de la minéralisation en magnésium, sodium et sulfates.

Les points représentatifs des crues nivales (3 et 15) ou nivo-pluviales se situent dans le quadran des teneurs en chlorures élevées.

Les autres épisodes caractérisés par des débits élevés (2 : blocage de fonte, 4 : décrue, 5 : averse) se traduisent par une faible minéralisation en SO_4, Mg, Na.

L'évolution au cours du tarissement se fait régulièrement vers le pôle sodique à mesure que la minéralisation globale augmente.

Plan A_1 -A3

Le potassium est bien correlé avec ce plan. La représentation dans celui-ci confirme les résultats énoncés ci-dessus, à savoir qu'il existe une opposition nette entre débit-potassium et chlorures d'une part et l'ensemble des autres éléments d'autre part. Le magnesium a un comportement légèrement différent de celui du calcium et des bicarbonates et est plus ou moins lié aux chlorures.

Les points observations ont une répartition proche de celle décrite pour le premier plan factoriel.

Le seul point représentatif de la phase de fonte maximale (3) s'individualise nettement suivant une tendance chlorurée.

Série Mort-Ru, Guiers, Eparres, Cernon

Ca	*Mg	*Na	*K	*Cl	*SO4	*HCO3	*Q
+1.00	+0.50	+0.40	-0.12	-0.22	+0.59	+0.86	-0.35
	+1.00	+0.37	-0.26	-0.00	+0.50	+0.61	-0.44
		+1.00	+0.10	+0.17	+0.48	+0.30	-0.15
			+1.00	-0.15	-0.11	-0.15	+0.11
				+1.00	+0.15	-0.16	+0.12
					+1.00	+0.41	-0.28
						+1.00	-0.34
							+1.00

no= 1 Valeur propre= 3.320 part expliquee= 0.368 cumul=0.368

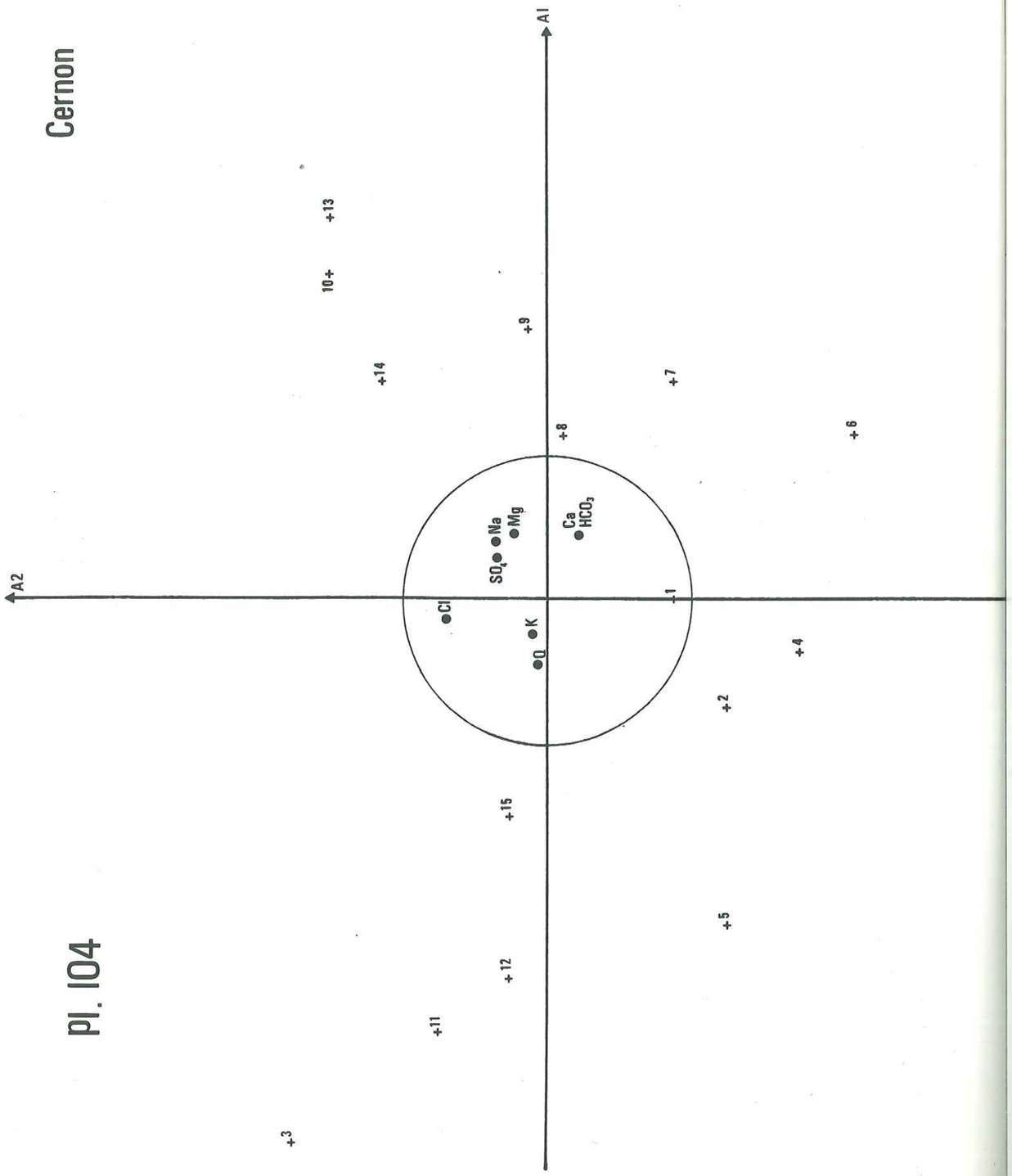
*Ca	*Mg	*Na	*K	*Cl	*SO4	*HCO3	*Q
+0.479	+0.434	+0.307	-0.126	-0.042	+0.403	+0.461	-0.306

no= 2 Valeur propre= 1.302 part expliquee= 0.144 cumul=0.513

*Ca	*Mg	*Na	*K	*Cl	*SO4	*HCO3	*Q
-0.193	+0.063	+0.344	-0.229	+0.792	+0.287	-0.214	+0.172

no= 3 Valeur propre= 1.134 part expliquee= 0.126 cumul=0.639

*Ca	*Mg	*Na	*K	*Cl	*SO4	*HCO3	*Q
+0.077	-0.175	+0.500	+0.803	-0.061	+0.155	-0.042	+0.193



Plan A1-A2

Ce plan discrimine 50 % des variations chimiques des sources. Les variables sont partiellement correlées avec ce plan et font apparaître des tendances proches de celles exposées pour la source du Cernon. Nous retiendrons trois groupes :

- Ca, Mg et HCO_3
- Na et SO_4
- K, Cl et Q

On retrouve ici l'opposition entre les deux premiers pôles et le troisième. Pour clarifier la représentation des points-observations les numéros des points confondus sur le graphique n'ont pas été reportés. Ils ont été remplacés par un symbole point multiple (◻M), ce dernier étant, lui, numéroté.

- Valeurs multiples

M1	:	e8	et	m8
M2	:	m9		g7
M3	:	e11		g6
M4	:	e4		c2
M5	:	m13		m12
M6	:	c12		c11

* Les points représentatifs d'eaux de fonte forment un nuage dans le quadran SE.
* Les crues pluviales (5) se regroupent assez bien.
* Les points-observations d'étiage se situent près du premier axe factoriel, dans le quadran NW et dans la partie supérieure du quadran SW.
* De nombreuses crues nivo-pluviales sont figurées à l'intérieur du cercle de communauté dans les quadrans Sud.

Les nuages de points représentatifs de chaque source ne se superposent pas.

. La variabilité des paramètres physico-chimiques de la source du Cernon est sans conteste la plus grande. L'évolution du chimisme se fait suivant deux tendances indépendantes :
  - minéralisation globale = Ca Mg etc.
  - débits, Cl et K

. Le nuage de points-observations des Eparres occupe une surface plus restreinte, et se corrèle plutôt avec le calcium et le magnésium.

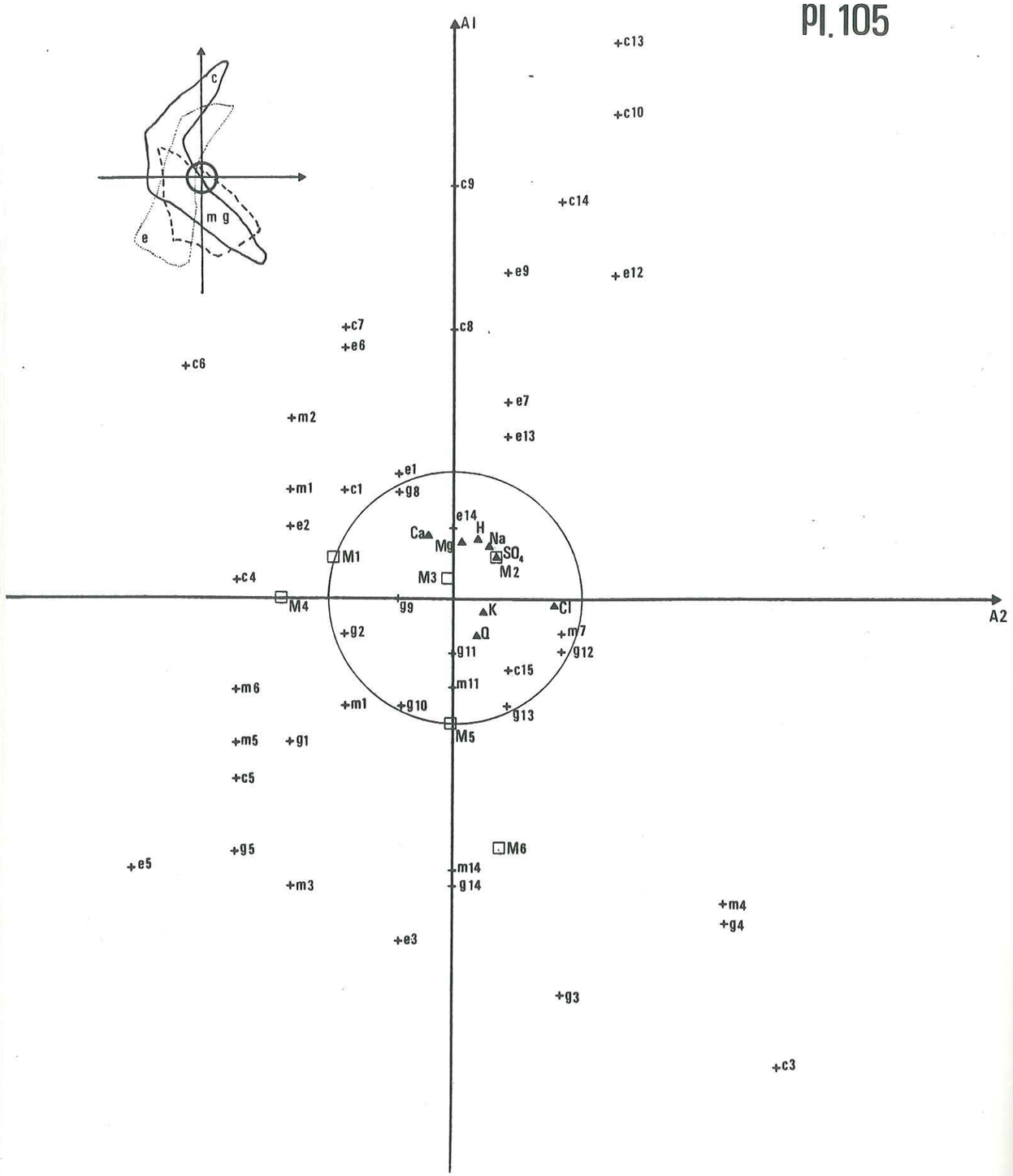
. Les deux ensembles d'individus Eparres et Guiers se répartissent suivant des champs superposables mais évoluent beaucoup moins vers le pôle minéralisation surtout en ce qui concerne le sodium et les sulfates.

Plan A1-A3

La représentativité du plan A1-A3 est aussi bonne (49 % contre 51).

La répartition des variables est voisine de la précédente ; on constate toutefois une très bonne corrélation entre bicarbonate et calcium, et une dispersion s'accentuant entre chlorures et potassium.

Pl. 105



Serie : Mort Ru , Guiers , Eparres , Cernon .

- Valeurs multiples

M1	e1	et	g8		
M2	e4		m8	et	e8
M3	g6		c2	et	g7
M4	g9		c4	et	m9
M5	g12	et	g11		
M6	m6		g10	et	m10

Les points représentatifs d'eaux de fonte (3 et parfois 4 = g, m) sont bien regroupés dans le quadran SW.

Le quadran SE est occupé par le nuage des observations réalisées au cours des crues pluviales et nivo-pluviales.

Les points de tarissement se localisent dans le quadran NW et dans la partie supérieure du quadran SW.

Les eaux de printemps évoluent soit vers la tendance chlorurée, soit vers la tendance sodique.

Nous retrouvons donc une disposition similaire à celle du 1er plan factoriel.

Il en est de même pour les nuages représentatifs de chaque source, bien que chaque nuage soit moins étalé.

. L'ACP apparaît donc comme un outil particulièrement utile pour mettre en évidence les différences de comportement entre émergences, et entre paramètres physico-chimiques.

- Les sources du Guiers et de Mort-Ru ne sont jamais très minéralisées surtout en sodium et sulfates. Peut-être ce phénomène vient-il de ce que leurs bassins versants sont en très grande partie formés de calcaire urgonien et que les possibilités de contact eau-argile sont réduites.

- Le bassin d'alimentation des Eparres est exclusivement urgonien, par contre les eaux pourront encore se minéraliser dans les niveaux sous-jacents.

- Le massif de l'Alpe, dont l'exutoire est la source du Cernon présente de vastes affleurements de "lumachelle" et de Sénonien recouverts d'un tapis végétal continu au sein duquel la minéralisation est plus aisée.

Nous classerons les éléments en plusieurs groupes suivant leurs affinités :

- Ca, HCO_3 (calcite) et dans une moindre mesure Mg (dolomite),
- Na, SO_4

Ces deux groupes s'opposent aux débits. Le magnésium est souvent lié au sodium, ce qui ne saurait nous surprendre car la solubilité du carbonate de magnésie est augmentée en présence de NaCl. Etant donné la faible proportion de niveaux dolomitiques dans les aquifères et la plus grande solubilité de la calcite aux pressions partielles de CO_2 rencontrées, il n'est pas étonnant d'avoir des eaux presque exclusivement bicarbonatées-calciques.

- Cl et K qui se corrèlent avec les débits bien qu'ils n'aient aucune affinité entre eux.

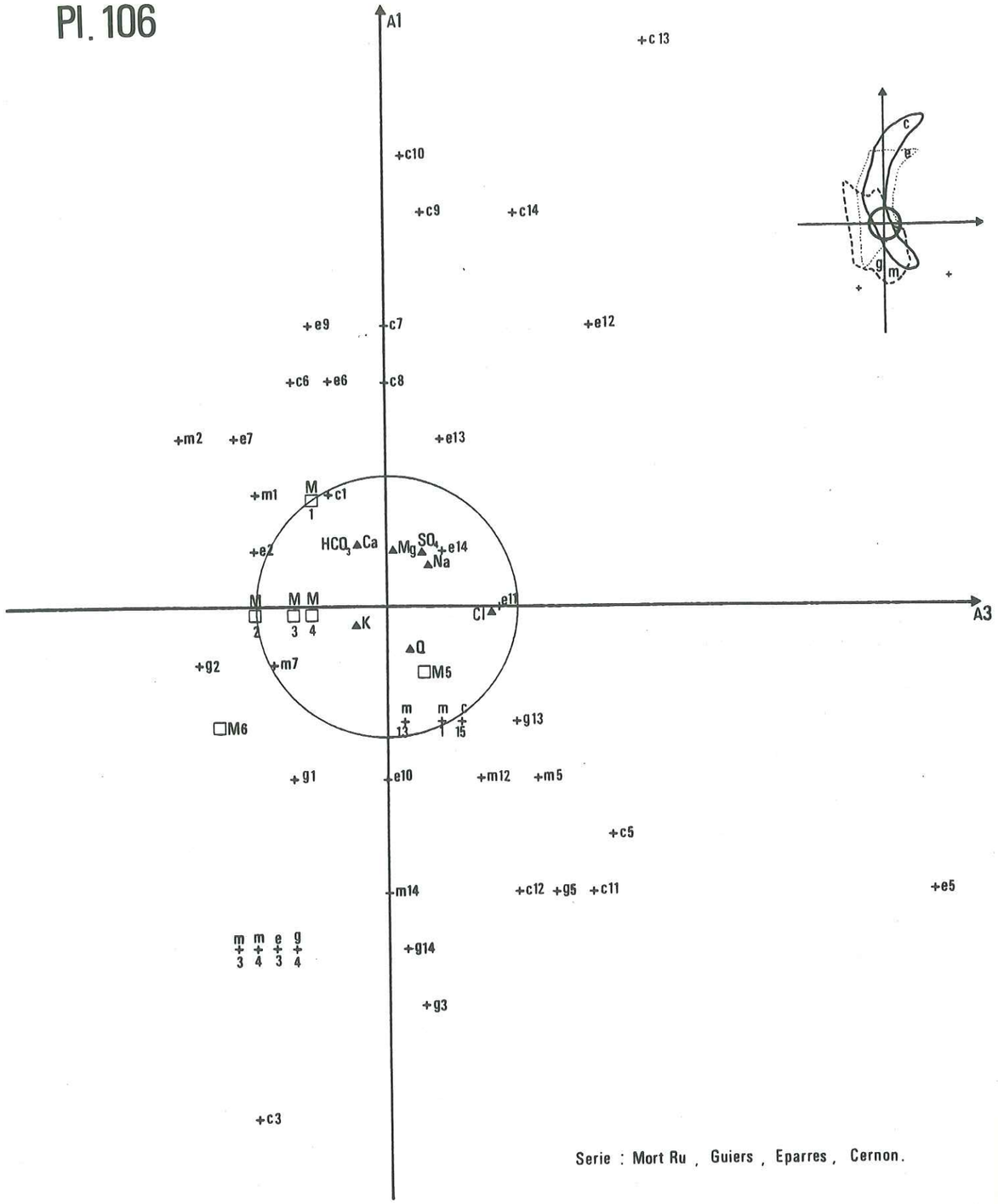
La teneur élevée en Cl aux forts débits est due :

. au lessivage pendant les périodes pluvieuses de sels reconcentrés par évaporation.

. à la concentration plus élevée en cet élément dans les eaux de fonte.

Le potassium joue un rôle particulier. Il est difficilement déplaçable car énergiquement fixé dans les illites, ce qui explique les concentrations très basses généralement observées. Cet élément est souvent libéré en crue par lessivage de l'humus (K dans les végétaux).

Pl. 106



VI - CONCLUSIONS

L'étude hydrochimique nous a permis de distinguer au moins 3 types de sources, identifiables par leurs rapports Mg/Ca.

- Les sources du Jurassique supérieur (Malm) et de ses éboulis,
- les sources situées sur le néocomien
- les sources liées aux circulations urgoniennes.

Au sein de ces groupes les différences de chimisme sont peu accusées, ce qui atteste des conditions de transit similaires.

L'emploi de diagrammes logarithmiques permet une bonne représentation des faciès chimiques des grands groupes.

L'ACP nous donne la possibilité de différencier les émergences d'une même famille et d'expliquer le comportement des éléments les plus significatifs.

De toutes les émergences étudiées très peu sont au rocher. Au niveau des aquifères karstiques par exemple, seules les deux plus grandes sources Guiers et Cernon sont situées dans l'Urgonien. On assiste donc à un enfoncement des circulations soit dans les terrains néocomiens, soit dans les terrains de couverture. Le même phénomène se produit au niveau du Jurassique.

Les émergences jurassiques et urgoniennes suivent fréquemment la même évolution au cours de l'année bien que ces dernières soient beaucoup moins régulières en débit et en minéralisation. Ceci traduit des modalités de transfert différentes en milieu fissuré et en milieu karstique.

On notera enfin que la période de fonte constitue un événement majeur au cours du cycle hydrologique des émergences des hauts-plateaux.

L'étude de la chimie des eaux vient donc largement confirmer les données géologiques et hydrodynamiques.

CONCLUSIONS GENERALES

La partie Nord-Est de la Chartreuse est une région essentiellement calcaire. La série stratigraphique, typiquement dauphinoise ne présente qu'un seul niveau réellement karstifiable : l'Urgonien. Contrairement à ce que l'on constate en Bauges ou en Chartreuse orientale, et pour des raisons autant paléogéographiques que structurales le Tithonique et le Valanginien ne sont presques pas karstifiés. La structure synclinale simple de ce secteur conduit à l'élaboration d'unités hydrogéologiques bien individualisées et conditionnées par l'existence de niveaux imperméables (Hauterivien) et par la présence de grandes failles-écrans. Il n'y a pas à proprement parler de relation entre l'Urgonien et les aquifères potentiels sous-jacents comme on le voit fréquemment dans les massifs subalpins.

Les réseaux karstiques sont bien développés au niveau des hauts-plateaux. Il s'agit de systèmes évolués aux dénivellées importantes marquées par la prédominance de l'écoulement libre (méandres, puits...). L'installation de telles formes d'érosion a été facilitée par l'existence d'un réseau de fractures assez dense. Les blocs résultants du découpage des calcaires par ces discontinuités de grande extension sont par contre assez peu fissurés (en ce sens l'Urgonien se comporte comme un matériel très compétent). Il s'élabore par conséquent un réseau associé aux mégafractures très perméables drainant des blocs à faible conductivité hydraulique mais représentant en volume l'essentiel de l'aquifère karstique. La taille des gros conduits tend à s'accroître rapidement sous l'effet d'une dissolution préférentielle dans les fissures subparallèles au gradient hydraulique local. Cette dissolution est fonction de la vitesse de circulation de l'eau dépendant elle-même de la perméabilité donc de la taille des conduits. Il y a donc "action en retour" selon le terme de L. Kiraly entre écoulement et dissolution. La conductivité hydraulique associée à la fracturation varie entre 10^{-5} et 10^{-6} m/s (soulignons que notre étude n'a pu prendre en compte la perméabilité résultant des formes majeures de dissolution : entonnoirs, puits...).

Les expériences de traçage nous ont permis de distinguer cinq bassins versants de faible étendue (inférieurs à 10 km2) mais tous légèrement différents du point de vue de leur caractéristiques physiques. Les écoulements se font en conformité avec la structure, c'est à dire suivant le pendage des couche ou des grands accidents puis le long des axes synclinaux. Les circulations sont de type piston-diffusion le premier terme l'emportant largement sur le second, ce qui se traduit par un mélange très imparfait des eaux.

L'étude hydrodynamique de la source du Cernon nous a permis de constater que les écoulements du massif peuvent être schématisés suivant deux modèles : circulation de chenaux et de fissures ou opposition zone saturée/zone non-saturée.

En fait il nous semble que ces deux manières de voir ne soient nullement contradictoires car aucune des deux ne saurait prendre en compte l'ensemble des phénomènes régissant l'écoulement. Faute de méthodes d'analyse suffisamment élaborées nous avons été conduits à appréhender les phénomènes hydrodynamiques sous des angles différents. Toutefois nous ne pourrons mettre en parallèle les deux modèles car si les circulations dans de gros conduits se font essentiellement dans la zone noyée on trouve évidemment des chenaux dans la zone non-saturée et des fissures dans la zone saturée. Il semble d'après les travaux de nombreux karstologuqes que le creusement des réseaux se fasse essentiellement dans la zone saturée ; donc beaucoup de cavernes situées à présent dans la zone non-saturée "ont vu le jour" dans la zone noyée et n'occupent leur position actuelle qu'à la suite de l'enfoncement des circulations dans les calcaires.

Cette étude hydrodynamique nous a permis de confirmer ce que nous laissaient présager les traçages et la géométrie des terrains, à savoir les faibles réserves du massif. Ce dernier trait est caractéristique des karsts subalpins.

Les eaux issues des calcaires urgoniens sont peu minéralisées et surtout bicarbonatées calciques. Seule l'étude des sulfates du magnésium et du sodium permet de les différencier (il nous semble qu'à cet égard l'ACPN soit un outil précieux). Les eaux des calcaires jurassiques présentent les mêmes faciès chimiques et une minéralisation plus accentuée. A presque toutes les sources étudiées les circulations ont tendance à s'enfoncer dans les niveaux sous-jacents et surtout dans les terrains de couverture, ceci probablement à cause de l'approfondissement actuel des vallées.

Soumises aux influences du régime atlantique, la Chartreuse reçoit des précipitations considérables (de 2 à 3 mètres annuels sur les sommets). Les températures y sont modérées mais plutôt instables. La neige est abondante et son évolution au sol détermine le régime des cours d'eau cartusiens. La rétention nivale peut être très efficace puisque l'étiage d'hiver égale parfois celui d'été. Guiers et Cernon ont des débits spécifiques très élevés malgré l'altitude modeste de leurs bassins versants. Etant donné les réserves médiocres des aquifères qui les alimentent, les débits de ces cours d'eau sont essentiellement fonction des conditions hydroclimatiques régnant en altitude.

L'infiltration apparaît comme un phénomène complexe. De nombreux auteurs ont étudié et défini ses caractéristiques les plus importantes : composante du vecteur vitesse essentiellement verticale, écoulement diphasique... Les gouttes de pluies tombant sur un sol sont soumises à deux champs de force : celui de la capillarité et celui de la gravité. Lorsque les fissures de la roche ou les pores du sol sont suffisamment fins seules interviennent les forces de succion et l'écoulement s'accompagne d'un mouvement de l'air. La présence d'une phase gazeuse se traduit alors par une baisse des vitesses de circulations. Par contre lorsque les conduits atteignent une certaine largeur (plus de 1 cm) ce sont les forces de gravité qui deviennent prépondérantes et l'écoulement se fait sous forme de ruissellement.

L'étude sur lysimètre nous a montré qu'au sein d'un sol l'écoulement se fait par l'intermédiaire de nombreux pores mais aussi suivant des micro-chenaux. Au cours d'une pluie l'eau pénètre dans le sol à travers les interstices les plus ouverts sous l'action des forces gravitaires et capillaires. Puis une partie de cette eau s'infiltre latéralement, sous l'action des forces de succion à travers les pores plus fins. Nous avons vu que le coefficient d'infiltration C dépend surtout de l'état des réserves hydriques du sol, des besoins de la végétation et des températures. Dans la vallée du Grésivaudan C est extrêmement

fluctuant au cours de l'année mais se situe aux alentours de 0,50 pour un cycle hydrologique.

Au niveau des hauts-plateaux les choses sont bien évidemment plus complexes car on a affaire avec des terrains de nature variée : lapiez, prairies, forêts, etc. Si l'on peut admettre la validité du schéma d'infiltration exposé ci-dessus il n'en va pas de même pour les surfaces occupées par les calcaires urgoniens. Les phénomènes de dissolution et de décompression (effondrements) jouant un rôle très important dans la zone superficielle du karst il s'ensuit que dans de nombreux cas, les calcaires lapiazés ont la capacité d'absorber beaucoup plus d'eau que ne pourraient en fournir les précipitations les plus intenses.

Nous avons trouvé par la méthode de F. Franciss des vitesses d'infiltration très importantes et de l'ordre de 10^{-6} m/s. Les méthodes géophysiques nous ont permis d'avancer des chiffres allant de 1 à 7 x 10^{-5} m/s et de mettre en évidence les différences de comportement entre failles d'extension et failles de cisaillement. Il semble, d'après notre étude hydrodynamique que, suivant l'importance et la durée des précipitations l'infiltration suive des lois différentes : linéaires, exponentielle ou homographique.

D'une averse à l'autre le coefficient d'infiltration est excessivement fluctuant (0,28 à 0,72) et dépend de l'état physique de la couverture du karst et de l'importance des précipitations. Le coefficient annuel est beaucoup plus stable et varie de 0,80 à 0,85 ce qui peut paraître très fort vu l'altitude des bassins versants. Il nous faut considérer qu'une bonne partie de l'infiltration est due à la fonte de neige et qu'alors les seules pertes intervenant sont celles imputables à la sublimation. Pour cette dernière nous avons trouvé des valeurs mensuelles comprises entre 20 et 30 mm et ce pour l'ensemble des mois d'hiver et de printemps.

Le déficit d'écoulement varie de 580 mm dans la plaine à environ 350 mm pour les hauts-plateaux. A ce niveau il nous semble que les écarts existant entre bassins versants soient plus liés à la nature géologique du substratum qu'à sa couverture végétale (exemple du bassin essentiellement urgonien du Guiers qui bien que couvert à 50 % par des pessières présente un déficit peu accusé). Toutefois ces faits mériteraient d'être vérifiés car dans notre secteur d'étude la répartition des espèces végétales est étroitement liée aux conditions géologiques et topographiques.

Nous noterons la convergences des données chiffrées obtenues par des méthodes pourtant très différentes : bilans hydrologiques/climatologie/lysimètre, géophysique/analyse structurale/hydrodynamique.

Nos résultats paraissent plausibles mais ne sont sûrement pas extrapolables à d'autres régions. En effet le secteur étudié est assez original de par sa géologie mais aussi et surtout à cause des conditions climatologiques particulières qui y règnent. Toutefois les hauts-plateaux, parce que leur structure est simple, mériteraient de devenir des bassins versants témoins pour l'étude de la chimie des eaux karstiques (ACPN) des bilans hydrologiques et de l'hydrodynamique en milieu fracturé.

- BIBLIOGRAPHIE -

AL-ANBAR N (1979) - Infiltration et écoulement en milieu karstique. Etude statistique des données climatologiques et hydrologiques du bassin versant du Furon Vercors. Thèse de 3ème cycle - Grenoble

AMINOT A. (1974) - Géochimie des eaux d'aquifères karstiques. Les analyses chimiques en hydrogéologie karstique - Annales de Spéléologie - Tome 29, tome 4, p 461.

ANDRE H., AUDINET M., MAZERAN G. et RICHER C. (1976) - Hydrométrie pratique des cours d'eau. Collection de la Direction des Etudes et Recherches d'Electricité de France - Eyrolles Editeur Paris.

ANDRE JC. et MOLINARI J. (1976) - Mises au point sur les différents facteurs physico-chimiques influant sur la mesure de concentration de traceurs fluorescents et leurs conséquences pratiques en hydrologie - Journal of Hydrology, 30, p 257-285.

ANDRIEUX (1965) - Sur la mesure précise des caractéristiques météoclimatologiques souterraines - Annales de spéléologie - Tome XX, fascicule 3, p 319.

ANDRIEUX C1 (1976) - Le système karstique du Baget. Géothermie des eaux à l'exutoire principal selon les cycles hydrologiques . 1974 et 1975 - Deuxième Colloque d'hydrologie en pays calcaire - Ann. Scientifique - Université de Besançon - 3ème série, fascicule 15, p 1.

ARMAND C., DELAQUAIZE B. (1977) - Analyse physico-chimique des eaux - Mémento pratique - Laboratoire d'Hydrogéologie- Institut Dolomieu. Grenoble.

ASTIER J.L. (1971) - Géophysique appliquée à l'hydrogéologie - Masson. Paris.

BAKALOWICZ M. et AMINOT A. (1974) - Géochimie des aquifères karstiques. Premiers résultats obtenus sur le système karstique du Baget durant le cycle hydrologique. 1973. Annales de Spéléologie- Tome 29, fascicule 4, p 485.

BAKALOWICZ M. (1975) - Variations de la conductivité d'une eau en fonction de la température et précision des mesures - Annales de Spéléologie - Tome 30, fascicule n° 1, p 3.

BARBIER J.L. (1972) - Etude hydrogéologique de la haute vallée de la Vernaison et de ses bordures - Thèse 3ème cycle. Grenoble.

BARBIER R. (1960) - Le Rôle des paléokarsts dans la formation des réseaux karstiques actuels et leurs répercussions sur l'hydrogéologie de ces régions. CR. Soc. Géol. Fr. 7 mars 1960, N° 5, p 59.

BARFETY JC. et GIDON M. (1969) - Carte géologique Montmélian 1/50000 BRGM.

BARFETY JC., BORDET P., DEBELMAS J. et GIDON M. - Carte géologique Domène 1/50 000 BRGM.

BERKALOFF E. et TIXEROND J. (1948) - Note sur la percolation profonde des précipitations d'eau dans les massifs calcaires de Tunisie. AIHS - Assemblée Générale d'Oslo - Tome III, p 31.

BERKALOFF E. (1967) - Limite de validité des formules courantes de tarissement du débit. Chron. Hydrogéol. BRGM, n° 10, p 31-41.

BHATTACHARYA P.K., PATRA H.P. (1968) - Methods in geochemistry and geophysics. Direct current geoelectric sounding. Tome IX, Elsevier.

BINTZ P. (1968) - Contribution à la géologie de la région Est et Ouest de la Dent de Crolles, Massif de la Grande Chartreuse - DES Grenoble.

BLACHE J. (1931) - Les massifs de la Grande Chartreuse et du Vercors - Etude géographique - Tome I et II Didier Richard.

BLANCHARD R. (1944) - Les Alpes occidentales T1 - Les préalpes du Nord - Arthaud Ed.

BLAVOUX B. et SIWERTZ E. (1971) - Traçage isotopique de l'infiltration sur lysimètre. CRAS Série D, Tome 273, p 2056.

BOIS Ph. (1977) - Hydrologie générale - Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique de Grenoble. Institut National Polytechnique de Grenoble.

BONI C.F. (1975) - Recherches géologiques et géophysiques IAH Commission of Hydrogeology of karst, p 91 - International Association of Hydrogeologists. Paris.

BONNIN J. et RAVIER F. (1957) -La conductivité éléctrique des eaux naturelles, ses variations et leurs applications - La Houille Blanche, N° Spécil A, p 286.

BOUCHARDEAU A. et RODIER J. (1960) - Nouvelle méthode de détermination de la capacité d'absorption en terrains perméables - La Houille Blanche, Juillet-Aout 1960, N° A, p 521.

BRION M. (1976) - L'étude du phénomène de 1'anisotropie électrique appliquée au milieu carbonaté fracturé - Thèse de 3ème cycle - Montpellier.

BROCHET P. et GERBIER N. (1975) - L'évapotranspiration. Aspect agrométéorologique. Evaluation pratique de 1'évapotranspiration potentielle - Monographie N° 65 de la Météorologie Nationale.

BRUNET-MORET Y. (1969) - Etude de quelques lois statistiques utilisées en "hydrologie" - Cah. ORSTOM , Série Hydrologie, n°-3.

BUFFET G. - Analyse statistique multivariable - Institut Dolomieu - Série Documentation D, 1973, 24.

BURGER A. (1975) - Chimisme des roches et de 1'eau karstiques. IAH - Commission of hydrogeology of karst p 79 - International Association of Hydrogeologists Paris.

CABROL B., PONTILLE H. (1964) - Contribution à 1'étude et à 1'exploration de la grotte du Biolet - Speclunca N° 4, p 120.

CASTANY G. (1963) - Traité pratique des eaux souterraines - Dunod Ed. Paris.

CASTANY G. (1965) - Exploitation des eaux souterraines et bilan hydrique dans les calcaires de Tunisie - Actes du Colloque de Dubrovnik p 518, Publication n° 74, AIHS.

CASTANY G. (1967) - Introduction à 1'étude des courbes de tarissement.Chronique d'Hydrogeol. BRGM, N° 10, P 23-30.

CHARBONNEAU R., MORIN G. et FORTIN J.P. (1979) - Effet du pourcentage et de la distribution des surfaces boisées sur les crues de fonte de neige - Journal of Hydrology, 41, p 93-103.

CHARDON M. et MARNEZY A. (1978) - Les poches de "Terra Rossa" de la Chapelle-en-vercors, leur signification dans la connaissance de 1'évolution géomorphologique du karst du Vercors - RGA, Tomme LXVI, 3, p 271.

CHARRIERE R. (1974) - Perfectionnements à la mesure des traceurs fluorescents. Applications à 1'hydrogéologie - Thèse 3ème cycle Grenoble.

CHARTIER R. (1966) - Enregistrement continu de 1'évaporation ; bac à niveau constant Cah. ORSTOM, Série Hydrologie, N° 5, p 9.

CLEMENT R., PAHAUT E. et HAUDECOEUR B. (1979) - La neige et les avalanches de Janvier 1978 dans les Alpes Françaises - R.G.A., Tome LXVII, 1, p 113.

COLBEAUX JP. et MANIA J. (1976) - Relations entre la fracturation et 1'écoulement des eaux superficielles et souterraines en pays crayeux au Cran d'Escalles. Application à 1'Artois - Deuxième Colloque d'Hydrologie en pays calcaire, p 179.

COLLECTIF (1971) - Protection des eaux souterraines. Traceurs - Bull. du BRGM, section 3, N° 4, 1971.

COLLOQUE SUR L'HYDROGEOLOGIE KARSTIQUE DU MASSIF DU VERCORS - Grenoble, 16 Nov. 1968, Trav. Lab. Géol. - Grenoble, mem. N° 8, Tome I, II.

CONSTANTINIDIS D. (1978) - Hydrodynamique d'un système aquifère hétérogène. Hydrogéologie de la Théssalie Orientale. Thèse d'état. Grenoble.

CORBEL J. (1957) Karsts haut-alpins - Revue de Géographie de Lyon - Vol. XXXII, N° 2, p 135-158.

COUTAGNE A. (1948) - Etude générale des débits et les facteurs qui les conditionnent. La Houille Blanche, N° 3, p 228.

COUTAGNE A. (1954) - Quelques considérations sur le pouvoir évaporant de 1'atmosphère, le déficit d'écoulement effectif et le déficit d'écoulement maximum. La Houille Blanche, Juin 1954, p 360.

DAURES R. (1974) - Utilisations de méthodes électriques en courant continu appliquées à des problèmes hydrogéologiques en terrains karstiques - Thèse 3ème cycle. Montpellier.

DAVAUD E. et KRUMMENACHER R. (1972) - Modèles journaliers d'écoulements dans un bassin karstique (Jura français) - Journal of Hydrology, N° 17, p 375.

DAVID P. (1970) - Etude d'un petit bassin versant enneigé de moyenne altitude. Centre d'Etude de la Neige - Grenoble.

DE CRECY L. (1968) - La forêt et la rétention nivale en hiver. Mélanges offerts par ses amis et disciples à Maurice PARDE - Hydrologie - Gap, Ed. Ophrys, p 157.

DEBELMAS J. (1960) - Réflexions sur la génèse du relief subalpin. A propos d'un article récent de P. VEYRET - R.G.A. XLVII, 4, p 571-584.

DEBELMAS J. (1974) - Géologie de la France - Tome II. Doin, Paris.

DELAQUAIZE B. (1979) - Etude géologique, hydrogéologique et limnologique dans une région de moyenne montagne : le bassin versant des Lacs de Laffrey et de Petichet (Isère) - Thèse 3ème cycle, Grenoble.

DE SARTIGES B. (1978) - Infiltration des eaux et relations entre aquifères profonds et superficiels. Hydrogéologie du Plateau de Thollon, de la Montagne de Mémise et de la Vallée de 1'Ugine - Thèse 3ème cycle, Grenoble.

DROGUE C1. (1963) - Essai de détermination des composantes de 1'écoulement des sources karstiques. Evaluation de la capacité de rétention par chenaux et fissures Annales de Spéléologie - Tome XVIII, fascicule 4, p 415.

DROGUE C (1964) - De la répartition sur le karst des eaux d'une averse d'intensité constante. Annales de Spéléologie - Tome XIX, fascicule 4, p 631.

DROGUE C. (1965) - Un bassin-témoin en terrains calcaires. Le bassin de Saugras. Actes du Colloque de Dubrovnik - Publication N° 73 de l'AIHS, p 381.

DROGUE C. (1971) - Coefficient d'infiltration ou infiltration efficace sur les roches calcaires. Actes Colloq. Hydrologie en pays calcaire. Besançon - Ann. Sci. Univ. Besançon, p 121.

DROGUE C. (1972) - Analyse statistique des hydrogrammes de décrues des sources karstiques - Journal of Hydrology, 15, p 49-68.

DROGUE C., MAS G., GRILLOTJC., LLORIAC et GUERINR (1975) - Utilisation du filtrage optique pour l'étude de la fracturation des roches carbonatées en hydrogéologie. Rev. Géog. Phys. et Géol. Dyn., Vol XVII, fascicule 1.

DROGUE C. et GUILBOT A. (1977) - Représentativité d'un bassin témoin en hydrogéologie karstique : application à la modélisation des écoulements souterrains d'un aquifère de grande extension - Journal of Hydrology, 32, p 57-70.

DUBAND D. (1978) - Hydrologie statistique approfondie - Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique de Grenoble. Institut National Polytechnique de Grenoble.

DUBREUIL P. (1966) - Les caractères physiques et morphologiques des bassins versants, leur détermination avec une précision acceptable - Cah. ORSTOM, Série Hydrologie, N° 5, p 13.

DUBREUIL P. (1966) - Bassins représentatifs et expérimentaux, reflexions sur le symposium AIHS de Budapest - Cah. ORSTOM, Série Hydrologie, N° 4, Mai 1966, P 15.

DUBREUIL P. (1967) - Point de vue théorique sur le rôle du sol dans le cycle hydrologique - Cah. ORSTOM, Série Hydrologie, N° 1, p 3.

DUBREUIL P. (1974) Initiation à l'analyse hydrologique - ORSTOM, Masson.

FENELON P. (1967) (Publication préparée sous la direction de) - Phénomènes karstiques Mémoires et Documents, Vol 4, Editions du CNRS.

FOURMAINTRAUX D. (1975) - Quantification des discontinuités de la roche et du massif rocheux - Bull. Liaison Laboratoire Ponts et Chaussées. Janv. Fev. 1975.

FORKASIEWICZ J. et PALOC H. (1965) - Le régime de tarissement de la foux de la Vis - Etude préliminaire. Actes du Colloque de Dubrovnik, Publication N° 73 de l'AIHS.

FOURNEAUX JC. (1968) - Hydrogéologie du Grésivaudan - Thèse 3ème cycle, Grenoble.

FOURNEAUX JC. (1973) - Schéma hydrogéologique du synclinal Dent de Crolles-Granier. 2ème Colloque sur l'hydrogéologie des massifs karstiques du Vercors et de la Chartreuse (à paraître).

FOURNEAUX JC. (1976) - Les formations quaternaires de la vallée de l'Isère dans l'ombilic de Grenoble - Extrait de Géologie alpine, Tome LII.

FOURNEAUX JC. et SARROT-REYNAULD J. (1977) - Déficit d'écoulement et évapotranspiration dans les Alpes du Nord. Comptes rendus des 102ème Congrès National des Sociétés Savantes, fascicule 2.

FRANCISS F.O. (1970) - Contribution à l'étude du mouvement de l'eau à travers les milieux fissurés - Thèse de Docteur-Ingénieur, Grenoble.

GALABOV M. (1972) - Sur l'expression mathématique des hydrogrammes des sources et le pronostic du débit - Bulletin du BRGM, 2ème Série, Section III, N° 2, p 51-57.

GEZE B. (1965) - Les conditions hydrogéologiques des roches calcaires - Chronique d'hydrogéologie BRGM, 7, p 9-39.

GEZE B. (1965) - La Spéologie Scientifique - Coll. "Le rayon de la science", Editions du Seuil.

GIDON M. (1964) - La tectogénèse alpine dans le massif de la Grande Chartreuse, CRAS, Tome CCLVIII (1er avril 1964), Groupe 9, p 3518.

GIDON M. (1964) - Nouvelles contributions à l'étude du massif de la Grande Chartreuse et de ses relations avec les régions avoisinantes. TLGG, N° 40, p 187.

GIDON M. (1964) - Vues nouvelles sur la géologie de la Chartreuse Septentrionale et de l'extrémité sud des Bauges - Annales du Centre d'Enseignement Supérieur de Chambéry, N° 2, p 7,

GIDON M. (1966) - Sur la tectonique de l'élément chartreux oriental au Sud-Est de St Pierre de Chartreuse - TLGG, Tome XLII, p 117.

GIDON M, MONTJUVENT G., STEINFATT (1968) - Sur la morphologie fluvio-glaciaire aux marges du glacier wurmien et alpin ; le dispositif moraine-chenal marginal. Bull. Ass. Franç. Etude du Quaternaire, p 125-149.

GIDON P. (1952) - Quelques singularités géologiques du plateau de l'Alpette. TLGG, Tome XXIX, p 163.

GIDON P. (1960) - Glace fossile en Chartreuse. TLGG, Tome XXXVI, p 47.

GIGNOUX M. (1919) - Rapport sur les conditions géologiques des sources que la commune de la Flachère se propose de capter pour l'alimentation publique. Rapport inédit, Grenoble.

GIGNOUX M., MORET L. (1952) - Géologie dauphinoise (2ème édition), Masson, Paris.

GOGUEL J. (1948) - Le rôle des failles de décrochement dans le massif de la Grande Chartreuse - BSGF, Tome XVIII, 5ème Série, p 227)235.

GOGUEL J. (1971) (Volume publié sous la direction de) - Géophysique - Encyclopédie de La Pléiade, NRF.

GOGUEL J., PACHOUD A. (1972) - Géologie et dynamique de l'écroulement du Mont Granier Bulletin BRGM III, 1, p 30.

GRILLOT JC. et GUERIN R. (1975) - Microtectonique et directions des écoulements sous-terrains : exemple de relations dans le bassin karstique du Haut Vidourle. Rev. Géog. Phys. et Géol. Dyn., Janvier 75, p 45-60.

GRILLOT JC., GUERIN R. et BRION M. (1975) - Essai d'interprétation des sondages electriques pluridirectionnels au milieu carbonaté. Avril 1975 - Rev. Géog. Phys. et Géol. Dyn., p 163-169.

GRISOLLET H. (1951) - Notice climatologique sur St Hilaire du Touvet (Isère). Annales de l'Institut d'Hydrologie et de climatologie, Tome XXII, N° 71.

GROUPE CHADULE (1974) - Initiation aux méthodes statistiques en géographie. Masson, Paris.

GUILBOT A. (1975) - Modélisation des écoulements d'un aquifère karstique (Liaison Pluie-Débit). Application aux bassins de Saugras et du Lez - Thèse 3ème cycle, Montpellier.

GUILLAUME A. (1977) - Introduction à la géologie quantitative. Collection Sciences de la Terre. Masson.

GUIZERIX J., MARGRITA R., MOLINARI J. (1976) - Etude par traceurs des modalités de transfert dans un réseau hydrographique. La Houille Blanche, N° 314, p 277.

HALLAIRE M. (1957) - Le rôle de la végétation dans l'épuisement des réserves en eau du sol. AIHS, Assemblée générale de Toronto, Publication N° 44.

HAUBERT M. (1975) - Bilan hydrochimique d'un bassin versant de moyenne montagne : La Dranse de Bellevaux (Haute-Savoie) - Thèse de 3ème cycle, Paris.

HENRIET JP. (1976) - L'apport de la prospection électrique à l'estimation de l'emmagasinement en nappes de fissures. 2ème Colloque d'Hydrologie en pays calcaire. Besançon, p 219.

I.N.R.A. (1970) - Techniques d'études des facteurs physiques de la biosphère. Publication 70 - 4.

ITEM H. (1978) - A model for the water regime of coniferous forest and grassland. Journal of Hydrology, N° 37, p 323-332.

JAIL M., MARCHINI J. (1979) - Observations météorologiques dans le département de l'Isère pour l'année 1978 - Revue de Géographie Alpine.

JAMIER D. (1976) - Interprétation des essais de traçage des eaux karstiques. 2ème Colloque d'Hydrologie en pays calcaire, Besançon, p 229.

JAMIER D. et SIMEONI GP. (1979) - Etude statistique de la distribution spatiale des éléments structuraux dans deux massifs des Alpes Helvétiques. Conséquences pour l'hydrogéologie karstique. Bulletin du BRGM (2ème Série), Section III, N° 1, 1979, p 67-76.

JAMIER D. (1976) - Etude de la fissuration de l'hydrogéologie et de la géochimie des eaux profondes des massifs de l'Arpille et du Mont-Blanc - Thèse 3ème cyle Neuchatel.

KARST HYDROLOGY AND WATER RESOURCES (1976) - Proceedings of the US Yusgoslavian. Symposium Dubrovnik. June 2/7/75 - Water Resources Publications.

KIRALY L. (1968) - Eléments structuraux et alignement de phénomènes karstiques. Bull. Soc. Neuchâtel. Sc. Nat., 91, p 127- 146.

KIRALY L. (1969) - Anisotropie et hétérogénéité de la perméabilité dans les calcaires fissurés. Eclogae geol. Helv., 62/2, p 613-619.

KIRALY L. (1969) - Statistical analysis of fractures (Orientaion and density) Géol. Rundschau, 59/1, p 125-151.

KIRALY L. (1970) - L'influence de l'hétérogénéité et de l'anisotropie de la perméabilité sur les systèmes d'écoulement. Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Géol. U. Ing. Vol. 37, N° 91, p 50-57.

KIRALY L., MATHEY B., TRIPET JP. (1971) - Fissuration et orientation des cavités souterraines. Bull. Soc. neuchâteloise, Sc. Nat., p 94-114.

KIRALY L. (1975) - Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques P 53 - Hydrogeology of karstic terrains. International Association of Hydrogeologists. Paris.

KIRALY L. (1977) -La notion d'unité hydrogéologique - Essai de définition. Bulletin du Centre d'Hydrogéologie N° 2. Université de Neuchâtel, p 83.

KRUSEMAN GP. et NA. DE RIDDER (1973) - Interprétation et discussion des pompages d'essai. International Institute for land reclamation an improvement, ILRI

LALLEMAND A. et PALOC H. - Possibilités offertes par la méthode de détection au charbon actif pour les expériences de coloration à la fluoresceine. Spelunca memoires, N° 4, p 27-40.

LEBART L. et FENELON JP. (1975) - Statistique et informatique appliquées (2ème éd.) Dunod, Paris.

LEMORDANT Y. (1977) - Infiltration et transfert des eaux souterraines en pays karstique. Le Plateau du Mont-Revard (Savoie) - Thèse 3ème cycle, Grenoble.

LEPILLER M. (1976) - Résultats et interprétation de cinq opérations de traçages effectuées sur les systèmes karstiques du Semnoz et de la montagne de Bange - Bois de Prépoulain. Deuxième Colloque d'Hydrologie en pays calcaire. Besançon, p 251.

LETOURNEUR J. et MICHEL R. (1971) - Géologie du Génie Civil - Collection U, Librairie Armand et Colin.

LLIBOUTRY L. (1964) - Traité de glaciologie, Tome I - Glace, Neige, Hydrologie nivale. Masson, Paris.

LOUIS C. (1968) - Etude des écoulements d'eau dans les roches fissurées et leurs influences sur la stabilité des massifs rocheux. Bulletin de la Direction des Etudes et Recherche d'Electricité de France, Série A, N° 3, p 5-132.

LUPARINI V. (1975) - Etude hydrogéologique du massif du Dévoluy (Hautes-Alpes) Thèse de 3ème cycle - Université de Grenoble.

MACHABERT R. (1951) - Etude de la région Est de St Pierre de Chartreuse. DES Grenoble

MAIRE R. (1976) - Recherches géomorphologiques sur les karsts haut-alpins des massifs du plateau du Haut-Giffre, des Diablerets et de l'Oberland occidental. Nice, Institut de Géologie.

MANGIN A. (1971) - Etude des débits classés d'exutoires karstiques portant sur un cycle hydrologique. Annales de spéologie, Tomme XXVI, fascicule 2, p 283.

MANGIN A. (1971) - Contribution à l'étude des aquifères karstiques à partir de l'analyse des courbes de décrue et de tarissement. Annales de Spéléologie, Tome XXV, fascicule 3, p 581.

MANGIN A. (1974) - Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Annales de Spéologie, Tome XXIX, fascicules 3 et 4, 1975, Tome XXX, fascicule 1 p 283, 495 et 21.

MANSARD B. (1958) - Contribution à l'étude stratigraphique et tectonique du bord subalpin. DES Grenoble.

MATTAUER M. (1973) - Les déformations de l'écorce terrestre. Coll. Méthodes Hermann

MICHEL R. (1960) - Contribution à l'étude de la température des sources dans le département de l'Isère. TLGG, Tomme XXXVI, p 115.

MIJATOVIC B. (1974) - Détermination de la transmissivité et du coefficient d'emmagasinement par la courbe de tarissement dans les aquifères karstiques. Association Internationale des Hydrogéologues - Congrès de Montpellier, p 225.

MOLINARI R. (1973) - Les techniques de traceurs dans l'étude des problèmes de pollution. Nuisances et environnement. Communication du Colloque Scientifique et technique du Salon Professionnel National des techniques anti-pollution, p 191.

MOLINARI J. (1976) - Perspectives offertes par l'utilisation rationnelle des traceurs naturels et artificiels en hydrologie karstique. Commentaires de nombreux exemples récents de multitraçages. 2ème Colloque d'Hydrologie en pays calcaire, Besançon, p 275.

MOLINARI J. (1976) - Interactions avec le milieu et développements récents dans l'emploi des traceurs artificiels. La Houille Blanche, N° 3, 4, p 197.

MOREL-SEYTOUX HJ. (1975) - Pour une théorie modifiée de l'infiltration - 5ème partie, le cas de la pluie. Cah. ORSTOM, Série Hydrologie, N° 4, p 227.

MORET L. (1929) - Rapport géologique sur le projet d'adduction d'eau potable de la commune de Chapareillan. Rapport inédit, Grenoble.

MORET L. (1929) - Rapport géologique sur un projet d'adduction d'eau présenté par la commune de Barraux (Isère). Rapport inédit, Grenoble.

MORET L (1933) - Rapport sur les conditions géologiques de quelques sources destinées à alimenter en eau potable la commune de Saint Pierre d'Entremont (Isère) Rapport inédit, Grenoble.

MORET L. (1945) - Les éboulements de terrains en montagnes - Editions de la Revue "Les Alpes", Grenoble.

MUGNIER C. (1965) - Les karstifications antépliocènes et plioquaternaires dans les Bauges, la Chartreuse septentrionale et les chaînons jurassiens voisins (Savoie, Haute-Savoie, Isère). Annales de Spéléologie. Tomme XX, fascicule 1 et 2, p 15 et 167.

MURRAY R., SPEGEL - Théorie et applications de la statistique - Série SCHAUM - Mac Graw Hill.

MUXART T. (1978) - Note sur l'agressivité potentielle des eaux de percolation de différents sols dans le Vercors, en fonction de la nature de la couverture végétale. R.G.A. Tome LXVI, N° 2, p 173.

NICOD J. (1978) - Phénomènes glacio-karstiques et nivo-karstiques sur la carte géomorphologique du Dévoluy méridional, Plateau de Bure et d'Aurouze. R.G.A., Tome LXVI, N° 2, p 149.

NICOUD G. (1973) - Hydrogéologie de la Haute vallée du Chéran. Massif des Bauges (Savoie) - Thèse de 3ème cycle, Grenoble.

OBERT L. et DUVALL WI. (1967) - Rock mechanics and the design of structures in rock. New York, John Wiley and sons.

OBLED C. et ROSSE B. - Modèles mathématiques de la fusion nivale en un point. Cah. ORSTOM, Série Hydrologie, N° 4, P 235.

OLIVE P. (1976) - Le système CO_2 / H_2O / $CaCO_3$. Memento pratique. C.R.G. Thonon.

PACHOUD A. (1970) - Carte hydrogéologique de la région de Grenoble, 1/50 000. BRGM

PAHAUT E. (1969) - Estimation de la fonte nivale. Centre d'étude de la neige de Grenoble. Notes de l'établissement d'études et de recherches météorologiques.

PEGUY CP. (1968) - La neige. Coll. "Que sais-je ?". P.U.F. Ed.

PESSON P. (1978) - Ecologie forestière - Gauthiers-Villars.

POGGI A. (1965) - l'évolution de la neige déposée à moyenne altitude. La Houille Blanche, N° 4 et 5, p 367 et 465.

PONTIKIS et COLL. (1972) - Contribution à l'étude physico-chimique du manteau neigeux. La Météorologie, Vol 22, p 55.

PONTILLE H. (1970) - Recherches spéléologiques sur le massif de l'alpette-Alpe. Travaux du Spéléo-Club de Savoie. Spelunca N° 4, P 203.

PONTILLE H. (1974) - Le réseau de la grotte du Biolet. Spelunca N° 2, p 41.

RAGACHE JC. (1972) - Le karst de Chartreuse orientale. T.E.R. I.G.A.

RAZACK M. (1978) - Contribution à l'étude de la structure des aquifères en roches fissurées. Numérisation et analyse quantitative de la fracturation relevée sur clichés aériens. Thèse Docteur-Ingénieur, Montpellier.

REMANE J. (1960) - Les formations bréchiques dans le Tithonique du Sud Est de la France. T.L.G.G. Tome XXXVI,

REMENIERAS G. (1972) - L'hydrologie de l'ingénieur. Collection du centre de recherches et d'essais de Chatou. Eyrolles Ed.

RENAULT Ph. (1970) - La formation des cavernes. Coll. "Que sais-je?" P.U.F.

REY L. (1971) - La neige en Chartreuse. Société Hydrotechnique de France, Section de glaciologie - Réunion du 4 et 5 mars 1971 à Grenoble.

RICHARD L. - Documents pour la carte de la végétation des Alpes. Feuille de Montmélian (XXXIII - 33) - Laboratoire de Biologie Végétale, Grenoble.

ROBERT JP. (1976) - Les décrochements : fracturations et mouvements de blocs associés. Exemples des massifs subalpins dauphinois - Thèse de 3ème cycle, Grenoble.

ROCHA M. et FRANCISS F. (1975) - Détermination of permeability in anisotropic rock masses,Rocks mechanics , 9, p 67-93.

ROCHAT J., DEMENGE P., RERAT JC. (1978) - Contribution à l'étude toxicologique d'un traceur fluorescent : la rhodamine B. Toxicological European Research, Jan. 78, Vol 1, N° 1.

ROCHE M. (1963) - Hydrologie de surface - Gauthier - Villard, Ed. Paris.

ROCHE M. et SLIVITZKY M. (1967) - Problème mathématique pour une crue de fonte de neige. Cah. ORSTOM, Série Hydrologie, N° 1, p 45.

ROCHE M. (1967) - Recherche d'un hydrogramme standard. Cah. ORSTOM, Série Hydrologie N° 1, p 27.

RODIER J. (1966) - L'analyse chimique et physico-chimique de 1'eau. Dunod, Paris.

ROQUES H. (1967) - Chimie des carbonates et hydrologie karstiques. Les phénomènes karstiques, p 113 - Mémoires et documents du CNRS.

SARROT-REYNAULD J. (1960) - Rôle des failles transverses dans la structure de la bordure orientale du Vercors au Sud de Grenoble. C.R.S.G.G.N° 7, p 185.

SARROT-REYNAULD J. (1962) - Hydrogéologie karstique dans le massif du Vercors. Mémoires du congrès de 1'Association Internationale des Hydrogéologues. Athènes, p 321 - 329.

SARROT-REYNAULD J. et FOURNEAUX JC. (1976) - Comparaison des types de circulation dans les massifs karstiques des chaînes subalpines françaises à partir des études hydrogéologiques et des traçages récents. 2ème Colloque d'Hydrologie en pays calcaire Besançon, p 369.

SCHNEEBELI G. (1966) - Hydraulique souterraine. Collection du Centre de recherches et d'essais de Chatou. Eyrolles Ed.

SCHOELLER H. (1962) - Les eaux souterraines, hydrologie dynamique et chimique. Recherche, exploitation et évaluation des ressources. Masson, Paris.

SCHOELLER H. (1949) - La température des eaux souterraines. Travaux du Laboratoire de Bordeaux.

SCHOELLER H. (1965) - Hydrodynamique dans le karst (écoulement et emmagasinement). Actes du Colloque de Dubrovnik. Publication N° 73 de 1'AIHS, p "

SCHOELLER H. (1968) - Méthodes pour obtenir le bilan des eaux souterraines. AIHS, publication N° 77, p 87.

SIMEONI G. (1976) - Analyses statistiques des perméabilités ponctuelles des calcaires aquifères du Jura neuchâtelois (Suisse) - 2ème Colloque d'hydrologie en pays calcaire, p 391.

SIWERTZ E. (1973) - Etude expérimentale par le tritium et l'oxygène 18 de l'infiltration sur les lysimètres et le bassin de Thonon - Thèse 3ème cycle, Paris

SPELEO-CLUB de Savoie (1975) - Alpe-Alpette, Grottes de Savoie N°5 - MJC Chambéry.

SPELEO-CLUB de Savoie (1977) - Lances de Malissard, Grottes de Savoie N° 5, MJC Chambéry.

SPELEO-CLUB de Savoie (1979) - Massif du Granier, Grottes de Savoie N° 9, MJC Chambéry,

SUARD M., PRAUD B et PRAUD L. (1971) - Eléments de chimie générale - Flammarion Paris.

TALOUR B. (1975) - Inventaire spéléologique du massif de la Chartreuse. Publication du Comité départemental de Spéléologie de 1'Isère.

TALOUR B. (1976) - Hydrogéologie karstique du massif du Grand Som (Chartreuse - Isère) - Thèse de 3ème cycle, Grenoble.

TALOUR B. (1978) - Un karst d'altitude dans le massif de la Vanoise - RGA, Tome LXVI, N° 2.

TANITTE (1967) - Quatre formes dues aux glaciers locaux dans le massif de la Grande Chartreuse - DES IGA

THEROND R. (1973) - Recherches sur 1'étanchéité des lacs de barrage en pays karstique - Collection du Centre de Recherches et d'essais de Chatou - Eyrolles Ed. Paris.

TISSERANT J. (1963) - Contribution à 1'inventaire des cavités de la Chartreuse septentrionale - Annales de Spéléologie, Tomme XVIII, fascicule 2, p 201.

TROMBE F. (1965) - La Spéléologie - 2ème édition - Collection "Que sais-je ?".

TURC L. (1959) - Evaporation et écoulement en cases lysimétriques, au champ et dans les bassins de cours d'eau. AIHS, publication N° 49, p 75.

VACHER JP. (1971) - Contribution à 1'étude hydrogéologique du bassin de 1'Isère - Thèse 3ème cycle, Bordeaux.

VERDEIL M. (1965) - Variations cycliques de la composition chimique des eaux des calcaires circulant en réseaux de fissures - AIH, Hannover.

VERDEIL M. (1965) - Essai d'évaluation numérique des apports dus à la condensation dans les systèmes karstiques - AIH Hannover.

VIALON P., RUHLAND M. et GROLIER J. (1976) - Eléments de tectonique analytique - Masson, Paris.

VO-KHRAC K. (1969) - Mathématiques et statistiques pour les sciences naturelles - Bordas, Paris.

ZOGOVIC D. (1965) - Sur le rapport de la solubilité des calcaires et des dolomies. Actes du Colloque de Dubrovnik, p 615 - Publication N° 74 de 1'AIHS.

- ABREVIATIONS -

AIHS : Association Internationale d'Hydrologie Scientifique.

BRGM : Bureau de Recherches Géologiques et Minières.

BSGF : Bulletin de la Société Géologique de France.

CNRS : Centre National de la Recherche Scientifique.

CRAS : Compte rendu de 1'Académie des Sciences.

CRG : Centre de Recherches Géodynamiques (Thonon).

CRSGF : Compte Rendu de la Société Géologique de France.

DDA : Direction Départementale de 1'Agriculture.

IGA : Institut de Géographie Alpine.

INRA : Institut National de la Recherche Agronomique.

ORSTOM : Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer

RGA : Revue de Géographie Alpine.

TLGG : Travaux du Laboratoire de Géologie de Grenoble.

LISTE DES PLANCHES HORS-TEXTE

Planche n°		Pages
1	Lithologie - Stratigraphie	9
2	Coupe générale du pli - faille oriental	18
3	Schéma structural	20
4	Synclinal de l'Aup du Seuil	22
5	L'Alpe, Le Vallon de Pratcel, L'Ecaille de la Rousse / La Dame	23
6	Le synclinal de l'Alpe, l'Alpette	25
7	Le volet urgonien du Granier	26
8	Fracturation du massif de l'Aup du Seuil - Interprétation photogéologique	30
9	Fracturation du massif de l'Alpe - Interprétation photogéologique	32
10	Fracturation du massif Alpette-Granier - Interprétation photogéologique	34
11 et 11bis	Fracturation du massif de l'Alpe	36
12	a) Fracturation du massif du Seuil b) Fracturation des calcaires Tithoniques	37 38
13	a) Fracturation aux abords des décrochements - Filtrage optique b) Fractures liées à une zone de décrochements	40
14	L'Aup du Seuil - Carte des perméabilités principales	44
15	L'Alpe - Carte des perméabilités principales	46
16	Alpette-Granier - Carte des perméabilités principales	48
17	Alpe-Alpette - Carte d'isoperméabilité	54
18 I	Ouverture et densité moyenne des fractures	61
18 II	Histogrammes des ouvertures de fractures	65
18 III	Ouvertures des fractures suivant leurs orientations	69
18 IV	Ellipses de perméabilité	73
19	Conditions d'injection	80
20	a) Conditions climatologiques b) Cernon : débits pendant la période du 18 au 25 mai 1979	84
21	Multitraçages Mai-Juin 1979 - Relations mises en évidence	86
22	Guiers : restitution du bichromate de sodium	88

Planche n°		Pages
23	Mort Ru : restitution des traceurs	90
24	Eparres : courbe de restitution	92
25	Cernon : restitution de la Rhodamine W T	93
26	Eparres : taux de restitution	95
27	Eparres : calcul du temps moyen	96
28	Eparres : calcul de la vitesse moyenne	98
29	Carte hypsométrique	106
30	Courbes hypsométriques - Fréquences altimétriques	110
31	Répartition des terrains	114
32	La végétation	118
33	La grotte du Biolet a) vue en plan b) coupe longitudinale	123
34	Biolet-Tambourin : orientation statistique du réseau	124
35	Réseau hydrométéorologique	130
36	Précipitations mensuelles (1961-78)	136
37	Pluviometrie, oct. 77 - juin 79 - Le Couvent St Hilaire	140
38	Pluviométrie, oct. 77 - juin 79 - St Pierre d'Entremont Chapareillan	142
39	Pluviométrie, 1977-79 - Les Prés - Col du Granier	144
40	Profil du manteau neigeux	150
41	Températures moyennes mensuelles - Le Couvent St Hilaire	155
42	Températures moyennes mensuelles - Les Prés - Col du Granier	156
43	Températures - St Vincent de Mercuze	156
44	Col du Granier : température du sol, humidité relative .	165
45	Les Prés : température du sol, humidité relative	166
46	Ecoulement du lysimètre : Novembre 77 - Janvier 78 . .	174
47	Ecoulement du lysimètre : Février 78 - Avril 78	176
48	Ecoulement du lysimètre : Décembre 78 - Février 79 . .	177
48bis	Ecoulement du lysimètre : Mars 79 - Avril 79 - Fév. 78 .	179
49 et 49bis	Bilans du lysimètre	182
50	Bilan de l'eau à St Vincent	198
51	Schémas théoriques relatifs aux sondages électriques . . .	202
52	Diagrammes de résistivité apparente les 4 et 6.09.79	206
53	Diagrammes de résistivité apparente le 8 et le 10.09.79 .	207
54	Sondages N 0°	210
55	Sondages N 45°	211
56	Sondages N 90°	212
57	Sondages N 135°	213
58	Les niveaux d'humidification	215
59	a) Cernon : courbe de tarage, station de la Plious b) Guiers Vif : courbe de tatrage, station du Pont du Drugey	224
60	Débits moyens journaliers du Cernon	226
61	a) Cernon : Débits classés novembre 77 - octobre 76 b) Guiers Vif : débits classés juillet 78 - juin 79	230
62	Débits moyens journaliers du Guiers Vif au Pont de Drugey	231
63	Débits moyens mensuels Cernon - Guiers Vif	233
64	Débits classés d'émergences karstiques	236
65	Carte isohyète juillet 1978 - juin 1979	245
66	Cernon : courbe de tarissement - Méthode de Maillet	258
66bis	Cernon : courbe de tarissement - Méthode de Maillet. . . .	260
67	Cernon : courbe de tarissement - Méthode de Tison	264
68	Cernon : crue du 02.11.77 - Méthode de Mangin	267
69	Cernon : crue du 14.11.77 - Méthode de Mangin	268
70	Cernon : crue du 27.12.77 - Méthode de Mangin	271
71	Cernon : crue du 07.08.78 - Méthode de Mangin	272
72	Cernon : crue du 21.01.79 - Méthode de Mangin	274
73	Détermination de la transmissivité et du coefficient d'emmagasinement	276
74	Cernon : crue du 11.12 .77 - Expression mathématique de l'hydrogramme	279
75	Cernon : débits classés	282
76	Localisation des sources	284
78	Relation température-altitude des principales émergences .	289
79	Relation Résistivité-T H T	290
8O	Les Plantées : paramètres physico-chimiques	292
81	Le Boissieu	294
82	Margillan	297

Planche n°		Pages
83	Les Meunières	299
84	St Martin	301
85	Pont-du-Lac	302
86	St Même	304
87	Le Planey	306
88	Mort Ru	308
89	La Plagne	310
90	Les Eparres	312
91	Fontaine Froide	315
92	Source du Guiers Vif	317
93	Source du Cernon	320
94	Pré Orcel	322
95	La Vieille - Le Chalet de l'Alpe	323
96	Les Sables	326
97	Emergences du Jurassique et de ses éboulis : diagramme logarithmique	329
98	Source d'éboulis sur Néocomien : diagramme logarithmique	330
99	Circulations liées aux calcaires urgoniens : diagramme logarithmique	331
100	Analyse en Composantes Principales normées : Mort-Ru	336
101	Analyse en Composantes Principales normées : Guiers	338
102	Analyse en Composantes Principales normées : Eparres	340
103	Analyse en Composantes Principales normées : Cernon Plan A 1 A 2	342
104	Analyse en Composantes Principales normées : Cernon Plan A 1 A 3	344
105	Analyse en Composantes Principales normées : Série Guiers, Mort Ru, Eparres, Cernon A 1 A 2	346
106	Analyse en Composantes Principales normées : Série Guiers, Mort Ru, Eparres, Cernon A 1 A 3	348

LISTE DES FIGURES DANS LE TEXTE

Figure		Pages
1	Plan de situation	2
2	Vue du Col de l'Alpe	12
3	Sol sur "vire à orbitoline" ; analyse granulométrique	13
4	Sol sur Aptien supérieur (l'Alpe) ; analyse granulométrique	14
5	Eboulis (Ey) , La flachère ; analyse granulométrique	16
6	Schéma des déformations	39
7	Ecaille de la Rousse (rasace de fracturation)	41
8	Etablissement de la loi de Darcy en milieu anisotrope (Problème à deux dimensions)	43
9	Mode de calcul de la perméabilité d'une fracture	45
10	Estimation empirique du coefficient de proportionnalité C	47
10bis	Histogrammes des azimuts de perméabilités principales	52
11	Orientation des polis de plan	57
12	Fréquence des fractures dans les calcaires urgoniens	76
13	Expérience de juillet 1965	79
14	Principe de la mesure de la fluorescence	87
15	Restitution de l'uranine à la Source de Fontaine Froide	89
16	Précipitations à la station des Prés et restitution de la Rhodamine B à Fontaine Froide	102
17	Groupements végétaux sur calcaires lapiazés du subalpin	116
18	Sites défavorables à l'implantation de tubes totalisateurs	132
19	Moyenne mobile d'ordre 7 des précipitations annuelles Le Couvent 1922 - 78	133
20	Histogramme des précipitations annuelles Le Couvent 1922 - 78	133
21	Températures moyennes mensuelles et températures moyennes minimum et maximum St Hilaire (1969 - 78), Le Couvent (1961 - 78)	
22	Principe d'un lysimètre	171
23	Sol du lysimètre : analyse granulométrique	173
24	Variation de λH en fonction du temps	209
25	Variation du coefficient d'anisotropie	217
26	Ajustement des débits mensuels maximaux à une loi de Gumbel	234

Figure — Pages

27 Variations de réserves à la source du Cernon 262
28 La résurgence du Cernon (coupe) 273
29 Situation géologique de la source des Plantées 291
30 Situation géologique des émergences du Boissieu 293
31 Situation géologique de la source de Margillan 295
32 Situation géologique de la source des Meunières 296
33 Situation géologique de la source St Martin 298
34 Situation de la source de Pont-du-Lac 303
35 Situation géologique de la source de La Plagne 311
36 Bassin versant probable de la source des Eparres 314
37 Conditions d'émergence de la source du Guiers 318
38 Conditions d'émergence de la source du Cernon 319
39 Conditions d'émergence de la source des Sables 325

LISTE DES TABLEAUX HORS-TEXTES

Numeros — Pages

1 Massif de l'Aup du Seuil : perméabilité de fracture 50
2 Massif de l'Alpe : perméabilité de fracture 50
3 Massif Alpette-Granier : perméabilité de fracture 50
4 Caractéristiques et domaines d'utilisation des traceurs employés 82
5 Conditions d'injection 82
6 Bilan de l'eau d'après Thornthwaite, St Hilaire, Le Couvent, Col du Granier, Les Prés 1978-79 196
7 Bilan de l'eau d'après Thornthwaite, St Vincent de Mercuze, l'Alpe 197

Annexes : analyses chimiques

	THT °F	TAC °F	Ca mg/l	Mg mg/	Na mg/l	K mg/l	HCO_3 mg/l	Cl mg/l	SO_4 mg/l	Geol.	ρ_{18} Ωcm	θ °C	Q l/s	Ph
PLANTEES														
27/04/78	32,0	31,5	126	1,45	40	0,55	384	9,03	11	Ey	1950	11°	6	7,1
06/06	33,9	33,0	128	4,61	5,50	100	402	8,43	15		2650	10°5	5	7,2
10/07	33,8	32,2	127	4,86	5,04	085	405	6,84	14		2020	13°5	6	7,25
08/08	28,0	28,0	105	4,13	2,30	1,18	342	7,42	11,5		2195	15°4	7	7,25
29/08	34,0	31,1	117	11,66	6,19	2,3	379	5,30	12		1830	14°8	5,5	7,45
02/10	33,2	30,9	117	9,72	6,09	0,94	377	4,17	16		1808	14°2	5,5	7
30/10	34,2	30,8	128	5,34	4,89	0,79	463	5,46	25		1755	13°6	5	7,2
01/12	31,8	29,1	116	6,80	7,10	0,50	355	6,14	17		2017	12°3	6	-
29/12	20,0	16,7	63	10,45	3,79	1,15	204	5,93	15		3320	8°8	10	-
29/01/79	34,2	31,8	130	4,37	5,21	0,73	388	15,0	14		1789	10°7	6	7,55
26/02	36,8	34,4	140	4,86	2,30	0,73	419	5,29	13		1660	11°1	6	7,2
21/03	36	34,1	136	5,35	2,30	0,59	416	7,82	13,5		1631	11°0	4,6	7,25
17/04	37,8	34,7	146	3,64	220	0,49	423	4,95	13		1714	11°4	4,5	7,2
Le BOISSIEU														
06/06/78	23,3	22,6	72	12,88	2,21	0,62	276	2,76	14	Ey	2646	10°5	5	8,05
04/07	22,5	23,4	71	11,91	2,43	0,70	286	0,68	16		2650	10°6	5,1	7,75
02/08	23,2	22,5	73	12,15	2,58	0,70	275	1,67	9		2935	11°4	6,7	7,85
29/08	23,6	20,4	69	15,55	2,44	0,65	249	1,29	9,5		26,40	11°6	5	7,75
02/10	23,0	21,5	76	9,72	2,83	0,66	262	1,59	12		2668	11°1	5,2	7,5
30/10	24,2	21,5	76	12,64	2,88	0,71	262	1,11	21		2560	10°6	4,5	7,75
01/12	23,6	21,1	76	11,18	3,13	0,75	257	1,11	17		2720	8°9	4	-
29/12	20,7	18,0	64	11,18	1,19	0,98	220	1,29	9,5		2904	7°9	6,5	-
29/01/79	21,0	19,2	70	8,5	2,22	0,67	234	2,23	11,5		2935	7°5	6,7	7,95
26/02	23,3	21,2	75	11,4	3,05	0,76	259	1,76	14		2460	8°6	4	7,55
23/03	22,9	21,4	73	11,4	2,51	0,73	261	1,93	12,5		2644	8°8	7	7,7
17/04	23,3	20,6	78	9,5	203	0,57	251	1,46	12		2804	9°1	6	7,7
MARGILLAN														
05/04/78	23,5	21,0	71	13,85	2,90	0,69	256	0,68	20	Ey	3520	10°4	3,0	7,9
06/05	23,3	22,5	66	16,53	2,93	0,69	271	0,83	19,5		2790	10°7	2,0	7,75
06/06	22,6	21,6	63	16,77	4,50	1,30	264	189	17,5		2741	10°8	2,7	8,1
04/07	22,6	22,6	64	16,04	0,91	0,80	276	0,47	16		2900	11°	1,5	7,7
30/07	23,4	21,7	65	17,50	2,33	1,06	265	0,58	12,5		2850	11°2	2	7,9
28/08	23,6	20,6	67	16,77	2,58	0,73	251	1,53	13		2800	11°3	4	8,05
02/10	23,3	21,4	67	15,80	2,63	0,74	261	1,67	17		2603	10°8	1,5	7,6
30/10	23,5	21,4	67	16,28	2,70	0,85	261	1,07	16		2640	11°	2	7,6
01/12	22,5	21,0	64	16,04	2,68	0,79	256	1,07	16		2877	10°	1	-
29/12	22,5	20,8	61	17,50	3,38	1,23	254	2,27	19		3395	10°3	0,8	-
29/01/79	21,8	20,3	63	14,58	6,65	0,77	248	1,72	12,5		2900	10°3	4	7,5
26/02	22,9	20,8	67	15,30	3,05	0,48	253	1,29	17,5		2445	10°3	9	7,9
22/03	22,6	20,7	61	18,01	4,17	0,86	252	1,72	16		2690	10°3	11,6	8,15
17/04	23	20,4	67	15,55	3,11	0,73	249	1,42	15		2696	10°4	12	7,95
MEUNIERES														
05/04/78	22,7	22,1	79	7,53	2,06	0,77	270	0,68	11	J8 a	2915	9°6	22,8	7,4
06/06	24,0	23,7	79	10,69	2,95	0,74	289	2,47	9		2970	10°1	24	7,6
04/07	23,5	24,2	82	7,29	1,68	0,64	295	0,51	5,5		2685	10,1	18°9	7,7
08/08	28,0	28,0	80	6,80	1,51	1,18	244	0,90	11,5		2760	10°1	20,1	7,25
28/08	24,8	24,6	86	7,77	3,47	0,77	300	1,29	5		2854	10°6	22	7,95
02/10	25,7	24,8	89	8,50	4,81	0,98	302	1,72	10		2366	11°	13,5	7,1

	THT	TAC	Ca	Mg	Na	K	HCO_3	Cl	SO_4	G.	ρ	θ	Q	Ph
30/10	24,7	22,7	74	15,07	2,33	0,77	277	0,73	12	J8a	2540	11°6	15	7,9
01/12	24,7	24,1	73	15,55	5,25	0,91	294	1,33	12		2630	9°5	18	-
29/12	23,5	22,1	81	7,77	1,59	0,78	269	1,76	10,5		2645	9°7	18	-
29/01/79	20,8	20,1	77	4,13	1,56	0,42	245	1,86	7		2890	9°3	22	7,9
26/02	24,4	22,7	78	12,15	4,52	0,77	277	1,46	10		2360	10°2	15	7,5
22/03	22,9	21,4	68	14,34	2,22	0,57	261	1,80	9		2799	9°9	22	7,5
17/04	23,3	21,0	79	8,51	2,38	0,48	256	1,38	8		2791	9°8	18	7,95
SAINT MARTIN														
12/05/78	21,3	21,6	85	7,77	2,85	1,28	263	1,85	11	J8a	2860	10°5	25	7,4
06/06	19	19,2	65	6,56	3,53	1,15	234	2,96	9		3113	10°9	65	7,6
04/07	20,9	21,2	73	6,80	3,49	1,44	259	0,88	12		2960	10°8	85	7,4
02/08	28,2	28,5	94	11,66	5,55	2,15	347	2,83	19		2140	11°6	7,5	7,6
28/08	29,8	28,2	93	16,28	7,18	2,40	344	3,99	16		2140	11°8	10	7,45
02/10	29,8	28,2	93	16,28	7,18	2,40	344	3,99	16		2725	11°8	5	7,15
30/10	30,3	28,9	95	15,80	6,08	2,22	353	3,31	17		1997	12°	2	7,5
01/12	28,9	27,5	90	14,82	6,29	2,24	356	3,69	19		2150	12°	2	-
29/12	27,5	23,3	89	12,64	5,76	3,40	284	3,95	36		2260	11°4	107	-
29/01/79	23,3	22,4	81	7,29	6,65	4,18	273	4,04	12		2670	11°	207	8,2
26/02	27,5	25,1	87	13,85	7,36	2,26	306	3,48	17		2030	11°4	105	7,35
21/03	25,8	23,5	80	14,10	7,28	2,34	287	3,52	15		2225	10°1	165	7,45
17/04	23,1	21,1	82	6,32	3,46	1,64	257	2,76	11,5		2669	11°	205	7,5
PONT DU LAC														
16/08/78	25	24	96	2,67	1,77	1,01	294	0,71	8	J8b	2375	9,5	22	7,5
02/10	25,4	24,5	93	5,34	1,94	0,66	298	0,98	9		2398	9,3	16	7,55
02/11	26,2	24,7	95	6,07	2,88	0,75	301	0,73	9		2400	9,0	10	7,6
30/11	23,2	23,5	93	0	2,19	0,69	287	0,73	9		2743	9,2	15	-
27/12	24,6	22,5	86	7,77	1,65	0,75	275	0,94	10,5		2470	9,2	16	-
26/01/79	22,2	21,7	89	0	1,31	0,64	265	1,37	4		2880	9°2	18	7,8
24/02	22,4	20,6	81	5,34	1,47	0,56	251	1,16	7,5		2530	9°3	20	7,35
22/03	20,2	19,3	71	6,07	1,06	0,77	235	1,16	5,5		3155	9°2	20	8
14/04	22,3	20,7	83	4,13	1,64	0,56	253	1,11	5		2949	9°2	20	7,55
10/05	22,2	21,8	84	2,92	1,47	0,64	266	1,54	6		2730	9°3	18	7,55
SAINT MEME														
29/06/78	17,9	18,5	63	5,35	1,90	100	226	0,58	0	Jy	3330	8°0	5	-
20/07	18,2	18,1	67	3,64	1,92	1,12	221	0,82	0		3410	8°8	5	7,8
28/08	18,3	17,1	59	8,50	3,92	1,22	209	4,20	4		3254	8°8	4	7,7
02/10	17,7	17,1	52	11,66	2,68	1,22	209	2,36	4		3343	8°5	10	7,8
30/10	17,8	17,4	64	4,37	3,16	1,22	212	1,63	6		3294	8°2	5	7,6
30/11	27,2	16	63	3,40	3,42	1,20	195	3,01	10		3652	7°5	2	-
29/12	19,9	18,4	69	6,56	2,29	1,36	224	1,16	5		3045	8°0	7	-
26/01/79	17,8	17,5	64	4,37	1,97	0,90	214	1,63	2		3470	7°6	12	8,2
24/02	16,0	15,2	53	6,80	2,67	0,85	185	2,23	4,5		3620	7°6	13	7,75
22/03	17,1	16,0	61	4,62	1,68	0,90	195	1,37	4		3407	7°65	16	7,65
14/04	13,7	13,1	49	3,40	5,76	0,26	160	1,98	3		4552	7°4	20	7,9
10/05	14,4	14,1	54	2,43	2,47	0,64	172	1,13	3		4069	7°7	18	7,65
LE PLANEY													TP	
28/06/78	14,6	14,2	49	6,08	1,27	0,45	173	0,43	4	Ey	4300	6°3	3,5	-
20/07	15,3	14,6	54	4,61	1,40	0,40	178	0,37	11		4260	6°5	3,5	8
28/08	15,2	13,8	50	6,80	1,40	0,31	168	1,60	7		4124	6°6	2,5	8,05
02/10	15,4	14,5	61	0,24	1,99	0,40	177	2,27	10		3817	6°5	2	7,9
02/11	16,0	14,8	57	4,37	2,33	0,38	181	1,33	10,5		3690	7°2	2	7,7
30/11	15,9	14,2	50	8,26	2,63	0,40	173	1,33	9		4045	5°8	2,5	-
27/12	16,3	14,3	53	7,53	1,94	0,42	174	0,77	9,5		3870	6°1	3	-

	THT	TAC	Ca	Mg	Na	K	HCO_3	Cl	SO_4	G.	ρ	θ	Q	Ph
26/01/79	14,6	13,8	51	4,86	1,93	0,39	168	0,94	8	Ey	4080	5°8	3	8,3
24/02	14,0	13,1	47	5,35	1,76	0,21	160	1,11	7		4115	5°8	2,5	8,1
22/03	14,0	12,8	43	8,02	1,72	0,07	156	1,37	8		4158	5°9	1,5	8,1
14/04	13,5	12,6	46	4,86	1,56	0,38	153	0,97	6,5		5286	5°6	1	8,1
10/05	134	12,3	50	2,92	1,76	0,48	150	1,21	7,5		4255	5,7	2	8,1
LA PLAGNE														
22/06/78	13,1	10,2	45	4,37	0,97	0,19	12,4	2,47	7,5	Ej	4550	5°9	44	-
20/07	14,1	13,5	51	3,64	1,36	0,78	165	0,20	1		4510	6°0	20	7,8
28/08	13,4	12,9	47	3,88	1,20	0,38	157	0,71	7		4274	6°3	32	7,8
02/10	14,6	13,3	48	6,32	1,45	0,40	162	1,05	10		4065	6°0	29	7,8
02/11	15,0	13,0	50	6,07	1,69	0,38	159	1,33	11		3915	6°0	29	7,8
01/12	15,4	13,5	50	7,29	1,79	0,46	165	1,03	11		4072	4,8	33	-
27/12	15	13,2	48	7,04	1,30	0,38	161	0,60	10		4497	6°1	45	-
26/01/79	14,6	13,6	47	7,05	1,48	0,29	166	0,77	9		4085	5°8	51	8,3
26/02	14,2	13,2	45	8,53	1,22	0,29	161	0,94	6		4040	5°8	58	8,05
22/03	14,1	12,8	47	6,07	1,31	0,17	156	0,86	7		3972	5°9	53	7,9
14/04	14,8	14	50	5,83	1,18	0,17	171	0,61	8		4083	5°8	51	7,85
10/05	13,6	12,4	50	2,92	1,51	0,16	150	1,21	8		3982	5°9	44	8,1
LES EPARRES														
09/04/78	12,8	12,0	47	2,67	0,46	0,22	146	0,50	7	n2F	4960	7°1	85	8
15/05	12,2	13,6	44	2,91	0,46	0,20	166	0,45	2		4830	5°8	140	8,3
16/06	9,0	9,1	34	0,97	0,61	0,22	112	2,41	0		6734	5°6	150	8,3
11/07	11,7	12,1	40	3,88	0,52	0,22	148	0,10	2		5190	7°1	65	8,05
08/08	10,6	11,1	40	1,21	1,23	0,66	135	0,27	0		5506	6°7	165	8
19/08	14,1	13,2	49	4,37	1,10	0,21	161	0,54	4		4500	7°0	10	8,1
02/10	13,6	12,4	46	5,34	0,54	0,11	151	1,20	6		4409	6°1	6	7,8
30/10	13,8	11,6	47	5,10	0,83	0,23	141	0,98	7		4420	6°	10	7,8
01/12	14,2	12,5	48	5,34	0,88	0,28	152	0,81	10		4483	6°	10	-
29/12	10,5	9,4	40	1,21	0,99	0,29	115	0,60	4	n2F	5720	6°	293	-
28/01/79	12,1	11,3	44	2,67	1,14	0,20	138	0,86	4		4900	5°1	250	8,3
23/02	13,7	12,8	47	5,10	1,68	0,30	156	1,03	7		3680	5°0	10	8,15
21/03	13,2	11,8	49	2,67	0,89	0,11	144	0,94	7,5		4285	5°7	18	8,3
17/04	12,2	11,5	44	3,16	1,02	0,18	140	0,85	5		4779	5°9	80	8,1
FONTAINE FROIDE														
11/04/78	15,1	14,7	57	1,94	0,50	0,20	179	0,57	7	Ew	3980	6°7	17	7,6
06/05	13,1	13	48	2,90	0,52	0,17	159	0,36	3		4820	7°	59	7,7
31/05	11,1	11,5	41	2,18	0,32	0,26	140	0,51	0		5790	6°7	110	8,2
29/06	13,8	13,9	51	3,64	0,42	0,21	170	0,43	1		4470	7°1	26	8,1
30/07	14,9	15	57	1;94	1,35	0,70	183	0,17	1,5		4030	7°2	11	7,8
28/08	15,1	14,7	57	1,94	0,61	0,21	179	0,61	1		3813	7°2	10	7,95
02/10	15,6	15,0	58	2,91	1,10	0,40	183	2,19	3		3832	7°3	6	7,8
02/11	16,9	15,7	61	4,37	0,78	0,21	192	0,90	5		3800	7°3	6	7,75
01/12	17	15,5	60	4,86	0,76	0,26	189	1,37	2		3630	7°3	3	-
29/12	14,8	14,1	59	4,38	0,91	0,32	172	1,59	4		4317	7°1	24	-
29/01/79	14,4	14,0	55	1,46	0,60	0,20	171	0,99	0		4160	6°9	23	7,9
26/02	14,7	14,5	53	3,64	0,56	0,20	177	0,68	10		3900	6°9	18	7,9
22/03	14,7	14,2	55	2,43	0,56	0,11	173	1,20	4		3820	7°0	19	7,8
17/04	13,8	13,4	51	2,92	0,72	0,15	163	0,89	3		4739	6°9	84	7,85
MORT-RU														
29/03/78	13,8	13,3	51	2,67	0,42	0,15	162	0,50	5	Ey	4595	5°1	25	8,1
26/04	13,8	13,1	48	4,10	0,43	0,14	184	0,99	0		4535	5°1	26	8,1
01/06	9,4	10,2	36	0,72	0,27	0,21	124	0,28	0		5996	5°8	115	8,3
22/06	9,5	10,2	37	0,72	0,48	0,11	124	2,47	0		6560	5°8	270	-
20/07	11,2	11,1	42	1,45	0,90	0,63	135	0,20	0		5515	6°2	60	8,3
28/08	11,5	11,3	42	2,67	0,39	0,11	138	0,27	1		5200	6°6	5	8,2
02/10	11,7	11,5	42	2,67	0,91	0,24	140	1,54	1		5114	6°0	8	8,2

	THT	TAC	Ca	Mg	Na	K	HCO_3	Cl	SO_4	G	ρ	θ	Q	Ph
02/11	12,4	11,7	44	3,40	0,46	0,18	143	0,43	3	Ey	4983	6°1	6	8
30/11	12,0	11,0	42	3,40	0,86	0,14	134	0,73	5		5210	4°8	5	-
27/12	11,6	10,4	42	2,91	0,31	0,11	124	0,51	2		4870	6°1	10	-
26/01/79	11,2	20,6	42	1,70	0,93	0,09	129	0,99	0		5570	5°8	21	8,3
26/02	10,8	10,2	40	1,94	0,89	0,23	124	0,77	1,5		5155	5°6	12	8,2
22/03	10,8	10,4	41	1,70	0,89	0,13	127	0,56	1,5		5250	5°9	35	8,3
17/04	9,8	9,5	39	0	0,73	0,07	116	0,77	1		5790	5°8	390	8,2
													Q(m3/s)	
GUIERS														
29/03/78	11,6	11,5	43	1;94	0,35	0,09	140	0,36	2	n4a	5430	5°7	.955	8
26/04	12,6	11;9	42	4,80	0,33	0,09	145	0,69	0		5140	5°2	.533	8,2
01/06	10,1	10,4	38	1,70	0,69	0,29	127	0,83	0		6167	5°8	2.753	8,3
22/06	9,6	10,3	37	0,72	0,50	0,16	126	2,18	1		6315	4°8	.710	-
20/07	10,9	11	43	0,24	0,90	0,63	134	0,13	0		5515	6°2	.760	8,3
28/08	12,1	12,1	43	3,40	0,86	0,17	148	0,85	2		5120	6°6	.216	8,3
02/10	12,1	11,9	42	3,64	0,71	0,24	145	1,33	3		4873	5°5	.185	8,2
02/11	12,8	12,0	45	3,88	0,87	0,26	146	0,64	4		4730	5°8	.159	8,0
30/11	12,3	11,1	44	2,91	0,76	0,18	135	0,51	2		5000	4°8	.128	-
27/12	11,6	10,1	38	5,34	0,51	0,16	123	0,38	0		5320	5°8	.293	-
29/01/79	11,4	11,1	39	3,89	1,06	0,16	135	0,60	0		5930	5°8	.273	8,2
24/02	11,1	10,4	41	2,43	1,14	0,05	127	0,77	3		4750	5°6	.250	8,1
22/03	10,8	10,2	37	3,64	1,02	0,03	134	0,94	2		5270	5°3	.258	8,3
17/04	10,2	9,6	39	1,22	0,77	0,13	117	0,57	0		5637		.514	8,15
CERNON														
09/04/78	13,1	12,5	50	1,45	0,50	0,20	153	0,79	6	n4a	4720	5°9	.280	7,8
15/05	12	13,4	44	2,18	0,50	0,19	163	0,51	1		4960	5°7	.462	8,3
16/06	8,8	9,2	34	0,48	0,28	0,14	112	2,57	0		7645	5°0	1.009	8,3
11/07	12,8	13,2	50	0,97	0,54	0,21	161	0,03	2		4800	5°4	.199	8
08/08	11,5	12,5	45	0,72	0,60	0,70	152	0,30	0		5315	5°9	1.506	8,1
19/08	14,7	14,2	53	3,40	0,88	0,23	173	0,25	0		4200	5°6	.025	8,15
18/09	14,5	13,7	51	4,37	1,40	0,35	167	0,44	5		3895	5°7	.023	8,05
09/10	14	12,5	50	3,64	1,15	0,24	161	0,81	4		4217	5°6	.018	8,25
16/11	14,9	13,5	51	5,10	1,47	0,29	165	0,64	7		4259	5°3	.007	-
01/12	15	13,2	49	6,80	1,35	0,30	161	0,98	8		5157	5°2	.016	-
29/12	10,7	9,5	41	0,97	0,45	0,29	115	0,81	6		5772	5°9	1.275	-
29/01/79	10,6	10,2	41	0,97	0,93	0,16	124	0,81	1,5		5440	5°1	1.557	8,3
23/02	14,8	14,2	53	3,89	2,14	0,11	173	0,94	10,5		3870	5,2	.030	8,1
21/03	14,8	13,5	53	4,13	1,27	0,16	165	1,16	9		3820	5°3	.092	8,3
17/04	11,8	11,2	44	1,94	0,98	0,13	137	0,81	3		5266	5°4	.995	8,15
													(l/mn)	
PRE ORCEL SUD														
11/07/78	11,8	12,8	44	1,94	0,31	0,09	156	0,20	0	Ey	5020	7°3	18	7,9
09/08	10,5	12,0	47	0,72	0,18	0,64	160	0,34	0		5120	6°7	10	7,8
04/09	13,4	12,6	50	2,43	0,46	0,03	154	0,75	0		4620	7°7	4	8,2
13/10	13,8	12,4	49	3,64	0,46	0,15	151	0,64	0		4580	6°7	4	8,05
10/11	13,2	12,9	48	2,67	0,44	0,15	157	0,98	0		4608	4°7	5	-
04/12	13,1	12,5	45	4,37	0,31	0,14	153	0,60	0		4705	4°0	7,5	-
23/02/79	12,0	11,6	45	2,18	0,85	0,09	142	0,77	2		4650	3°2	4,5	8,15
PRE ORCEL NORD														
05/06/78	10,9	11,6	40	2,18	0,22	0,19	142	2,73	0	Ey	5645	4°4	10	8,05
11/07	10,8	11,1	38	3,40	0,33	0,21	135	0,27	0		5300	4°8	2,5	7,9
09/08	10,5	12	40	0,97	0,27	0,19	146	0,17	0		5550	4°7	6	7,8
05/08	11,5	10,9	42	2,43	0,31	0,05	132	0,85	4		5125	7°2	1	8,15

	THT	TAC	Ca	Mg	Na	K	HCO_3	Cl	SO_4	G	ρ	θ	Q	Ph
LA VIEILLE														
11/07/78	13,9	15,1	54	0,97	0,27	0,09	184	0,03	0	n6L	4020	3°8	2	7,9
09/08	14,0	15,4	55	0,72	0,23	0,59	188	0,13	0		4133	4°2	18	7,7
05/09	15,1	14,1	57	2,18	0,31	0,05	172	0,68	2		4061	7,2	0,2	8,2
05/10	12,5	11,6	48	0,97	0,26	0,04	142	2,19	0		4781	4°5	15	7,95
04/11	13,2	13,0	48	0,21	0,35	0,13	159	1,07	3		4510	3°4	0,4	7,8
04/12	13,6	11,0	51	1,94	0,26	0,20	146	0,77	9		4390	1,0	0,1	-
CHALET DE L'ALPE														
11/07/78	17,4	18,7	66	2,18	0,25	0,13	228	0,13	0	n6L	3300	5°2	12	7,8
09/08	17,1	18,5	67	0,72	0,18	0,65	226	0,13	0		3560	5,9	60	7,85
05/09	16,9	16,5	67	0,48	0,26	0,11	201	0,47	0		3631	9°5	0,5	8,2
05/10	15,6	16	61	0,48	0,51	0,15	195	0,94	0		3825	5,0	60	7,8
04/11	15,1	15	59	1,21	0,33	0,19	183	0,81	0		3085	4°0	1,8	8
HABERT DE MARCIEU														
v														
18/07/78	10,5	10,7	42	0	0,54	0,50	131	0,06	0	n6L	5715	5°1	21	8,05
19/08	12,6	12,5	51	0	0,41	0,05	153	0,23	0		4554	6,2	6	7,65
14/09	12,6	12,8	47	2,18	0,68	0,58	156	0,51	0		4520	7°1	1,5	7,6
03/11	13,3	13,2	52	0,72	0,65	0,40	161	1,41	0		4445	3,8	0,5	7,6
FONTAINE AULP DU SEUIL														
w														
18/07/78	11,8	11	47	0,24	0,34	0,12	140	0,17	0	n6L	4860	7,5	2	8,05
19/08	12,3	11,3	47	1,21	0,26	0,10	150	0,27	0		4900	6,9	2	8,05
14/09	12,3	12,3	48	0,48	0,31	0,05	150	0,30	0		4775	7,6	0,8	8,1
03/11	13,0	12,3	49	1,94	0,42	0,13	150	0,77	0		4780	3,8	1	8
LA GRANDE SOURCE														
t														
05/06/78	9,4	9,7	33	2,91	0,56	0,19	118	1,93	0	n2S	6420	6°5	180	8,1
06/07	13,0	13,1	42	6,07	0,92	0,28	160	0,10	7		5990	6,2	180	8
03/08	16,0	15,1	53	6,80	2,53	0,81	184	0,75	6		3830	6°6	115	8
04/09	12,0	10,6	38	6,32	1,84	0,45	129	1,16	10		5177	13,0	0,1	8,2
SOURCE DU GLACIER														
u														
05/06/78	13,4	13,3	46	4,86	1,69	0,31	162	1,40	0	n2S	4560	5°9	60	8,05
06/07	14,2	15,1	50	4,13	0,92	0,21	173	0,20	5		4286	6°2	48	7,4
03/08	16,0	16,0	56	4,86	2,45	0,72	195	0,50	5		3415	6°6	6	7,8
04/09	17,1	16,0	60	5,10	3,23	0,44	195	0,68	11		3430	7°3	4	7,9
COL DE SAINT MICHEL														
31													(l/s)	
22/05/78	10,7	11,4	42	0,48	0,39	0,14	139	0,64	0	Ew	5370	5°9	-	8,3
18/07	12,4	11,9	47	1,45	0,60	0,18	145	0,20	1		4830	6°5	0,7	7,8
19/08	12,4	12,5	48	1,21	0,71	0,15	152	0,37	1		4789	6°1	0,6	7,7
30/10	12,4	12,2	44	3,40	1,19	0,23	148	0,94	0		4330	6°1	1,0	7,7
FONTAINE FRAISIERE														
3														
11/05/78	9,8	9,6	35	2,43	0,30	0,22	117	1,86	0	Ey	6103	11°5	-	8,15
02/08	16,7	14,8	57	5,83	1,76	0,65	181	0,99	10		3860	9°8	51/mn	8,25
02/10	13,3	11,5	46	4,61	0,63	0,24	140	1,11	7		4868	5°0	-	7,6
30/10	13,5	11,7	46	5,10	0,69	0,34	143	0,81	9		4745	5°3	0,71/mn	7,6
17/04/79	11,2	10,3	40	2,67	0,73	0,13	126	0,69	5		5648	4°9	5 l/mn	8

		THT	TAC	Ca	Mg	Na	K	HCO_3	Cl	SO_4	G.	ρ	θ	Q	Ph
ROCHEREAU 6															
	28/07/78	13,4	13	48	3,40	1,39	0,68	158	0,20	0	n3	4330	5°6	0,7 l/mn	7,6
LES PLIOUS 7															
	05/12/78	14,8	13,8	49	6,32	1,45	0,36	168	1,07	10	Ey	4030	6°8	1 l/s	-
LA CORNE 8															
	16/08/78	15,7	15,7	62	0,72	1,88	0,74	191	0,95	2	Ey	3920	12°4	1 l/s	8,25
CHEZ GUIMET 11															
	29/04/78	22,2	22,2	84	2,91	0,69	0,24	270	1,12	1,5	EJ	3025	5°1	-	7,4
LES PERRIERES 17															
	06/05/78	18,6	19	71	1,94	0,53	0,13	231	0,32	4,5	Ew	3890	5°3	-	7,5
HETRE 19															
	06/05/78	20,2	20,6	77	2,18	0,95	0,13	251	0,61	3	Gwm	3250	5°5	-	7,3
N° 18	06/05	14,6	14,4	54	2,40	0,64	0,19	176	0,46	4	Ew	4275	6,3	-	7,55
22	06/05	22,4	22,0	84	3,40	0,66	0,07	268	0,19	0,5	Gwm	2845	6,5	-	7,35
25	05/06	8,8	9,2	35	0,24	0,20	0,13	112	1,70	0,5	n2S	6864	4°5	1 l/s	8,05
	06/07	12,3	12,5	46	1,94	0,36	0,21	153	0,17	0	n2S	4670	5,0	3 l/s	7,75
27	06/11	16,8	13,0	49	11,18	1,79	0,54	159	0,98	14,5	Ey	3805	6,1	10 l/s	7,8
29	13/05	17,9	16,1	42	17,98	1,61	1,06	196	1,15	21	Ey	4325	4°3	-	8,3
	10/07	19,5	18,6	47	18,71	1,84	0,74	227	0,64	20	Ey	3190	11°0	0,51/s	8
26	06/05	24,3	24,2	85	7,80	1,53	0,65	295	0,79	10	J8b	4000	9°7	-	7,65
23	12/04	20,8	18,1	72	7,04	1,60	0,65	220	1,66	16	J5b	3095	9°3	-	7,8
13	13/04	18,4	18,3	70	2,18	1,53	0,65	223	1,04	13	J8b	2545	7°1	-	7,6
14	23/03	23,6	22,0	69	15,80	1,84	0,44	268	1,59	16	J5b	2480	9,8	15 l/s	7,4
15	16/10	22,0	20,4	83	3,16	2,15	0,34	249	0,86	2	Gw	2838	11°7	8 l/s	7,75
20	22/03	13,2	12,0	47	3,64	1,22	0,15	146	3,57	4	Eb	4611	5°2	15 l/s	7,95
21	16/10	14,3	13,0	45	7,29	0,41	0,16	159	0,51	0	n2S	4393	6,8	5,5 l/mn	8
4	09/10	13,7	12,8	54	0,48	0,56	0,24	156	0,77	3	nSO	4347	4°8	-	8,1
5	29/08	10,4	10,8	41	0,48	0,37	0,64	132	0	0	n4U	4710	3°2	2 l/s	7,9
	09/10	9,8	9,7	39	0,0	0,16	0,16	118	0,43	0		5777	5°6	6 l/mn	
9	11/07	15,5	16,9	57	3,16	0,44	0,15	206	0,03	2	C6-7M	3580	5°5	18 l/mn	7,3
10	11/07	12,8	13,9	46	2,91	0,65	0,49	170	0,47	0	nGL	4370	2,0	-	7,7
16	13/10	19,6	18,8	77	0,97	0,46	0,15	229	0,58	2	C67M	3137	6°6	0,5 l/mn	7,55
24	18/08	17,2	16,9	68	0,72	0,45	0,09	206	0,03	0	n6L	3775	11°0	0,31/mn	8,2
	13/10	16,2	16	64	0,72	0,46	0,03	195	0,68	0		3688	11°	0,21/mn	8,1
LES SABLES															
	16/08/78	32,7	42,2	69	37,4	76,4	11,8	515	4,34	200	n2M	803	8°1	31/s	8,3
	18/09	35,3	45,8	79	37,9	92,5	8,2	559	4,82	300		720	7°6	2,5	7,5
	02/11	32,2	40,2	60	41,8	81,0	7,3	490	7,09	300		772	6°0	2	7,95
	30/11	33,3	38,5	70	38,4	86,6	6,3	470	7,65	340		791	4°0	2	-
	29/12	37,5	44,6	75	45,9	86,6	7,9	544	0,77	335		815	7°5	1	-
	26/01/79	36,0	43,8	63	49,0	107,3	9,47	534	5,59	310		792	7°9	3	7,7
	23/02	39,8	44,8	80	48,1	138,0	9,45	547	12,60	248		686	7°0	4	7,75
	22/03	35,5	30,2	72	42,5	104,2	9,47	490	5,98	330		845	7°4	9	7,8
	14/04	35	41,2	79	37,2	106,0	7,31	503	4,50	323		807	7,2	5	7,8
	10/05	33,3	39,0	68	39,6	109,6	10,34	476	4,58	313		800	7°8	7,5	7,85
1	16/10	44,0	25,0	118	35,2	11,5	4,00	305	1,24	300	n2M	1455	7,8	6 l/mn	7,45
28	06/11	24,0	17,5	68	17,0	7,7	1,97	214	120	80	n2M	2380	3°4	2 l/mn	7,8

CORRELATIONS ENTRE PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES

Etude sur Différents Types de Sources

Série FONTAINE FROIDE

MATRICE DE CORRELATION

Ca	Mg	Na	K	Cl	SO4	HCO3	T
+1.00	+0.18	+0.54	+0.09	+0.31	+0.23	+0.97	+0.63
	+1.00	+0.08	-0.14	+0.30	+0.31	+0.34	+0.47
		+1.00	+0.53	+0.27	-0.07	+0.58	+0.62
			+1.00	+0.16	-0.13	+0.16	+0.24
				+1.00	+0.10	+0.28	+0.31
					+1.00	+0.34	-0.17
						+1.00	+0.69
							+1.00

Série SAINT MARTIN

MATRICE DE CORRELATION

Ca	Mg	Na	K	Cl	SO4	HCO3	T
+1.00	+0.77	+0.59	+0.45	+0.46	+0.55	+0.90	+0.74
	+1.00	+0.72	+0.21	+0.48	+0.45	+0.84	+0.57
		+1.00	+0.64	+0.76	+0.32	+0.60	+0.21
			+1.00	+0.69	+0.48	+0.24	+0.19
				+1.00	+0.42	+0.35	+0.25
					+1.00	+0.33	+0.35
						+1.00	+0.76
							+1.00

Série CERNON, FONTAINE-FROIDE, SAINT MARTIN

MATRICE DE CORRELATION

Ca	Mg	Na	K	Cl	SO4	HCO3	T
+1.00	+0.91	+0.92	+0.87	+0.81	+0.83	+0.98	
	+1.00	+0.93	+0.80	+0.82	+0.83	+0.94	
		+1.00	+0.93	+0.88	+0.82	+0.93	
			+1.00	+0.87	+0.81	+0.86	
				+1.00	+0.77	+0.81	
					+1.00	+0.80	
						+1.00	

Axes :

N° 1 - Valeur propre = 6,916 - part expliquée = o,768 Cumul = 0,768

Ca	Mg	Na	K	Cl	SO4	HCO3
+ 0,368	0,355	0,365	0,354	0,343	0,330	0,367

N° 2 - Valeur propre = 1,112 - part expliquée = 0,123 Cumul = 0,892

Ca	Mg	Na	K	Cl	SO4	HCO3
- 0,057	-0,182	-0,120	0,019	0,012	- 0,205	- o,064

Le potassium et les chlorures s'opposent légèrement aux autres éléments.

Dernière page d'une thèse

VU

Grenoble, le 21 mai 1980

Le Président de la thèse

J. Sou

Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le

Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale