



**HAL**  
open science

**Hydrogéologie et Paléomorphologie Glaciaire du pays de  
Gex (Ain)**  
Gerard Hugot

► **To cite this version:**

Gerard Hugot. Hydrogéologie et Paléomorphologie Glaciaire du pays de Gex (Ain). Hydrologie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1983. Français. NNT: . tel-00634036

**HAL Id: tel-00634036**

**<https://theses.hal.science/tel-00634036>**

Submitted on 20 Oct 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.

8 JUIN 1983

RESUME

Cette étude intéresse le Pays de Gex et la première chaîne des Monts Jura : la chaîne du Reculet-Vuache. Nous nous situons donc sur le passage du plateau molassique suisse au Jura, au niveau de Genève.

L'étude se subdivise en cinq parties : géologie, topographie, climatologie, hydrogéologie du versant, hydrogéologie de la plaine.

La première partie, consacrée à la géologie régionale présente la haute chaîne comme une structure anticlinale simple, composée de formations marno-calcaires jurassiques et crétacées.

Les formations crétacées contiennent un karst plus ou moins bien développé dont le niveau de base est représenté par deux importants systèmes de Piedmont : l'Allondon au Nord et l'Allemogne au Sud.

Au Nord de l'anticlinal, existe une combe importante, le Creux de l'Envers, que draine la rivière du Journans.

Les trois systèmes sont étudiés par les méthodes hydrologiques et hydrodynamiques classiques. Les nombreuses mesures de conductivités et températures ont permis de préciser les modes de transit existant dans les formations, les mesures faites sur le Journans, servant de référence, principalement dans l'application d'une méthode nouvelle : l'analyse spectrale.

L'étude climatologique nous a permis d'approcher différents termes du bilan, montrant ainsi l'importance des précipitations se faisant au niveau du Jura. L'analyse statistique de données a montré que l'année hydrologique étudiée était une année moyenne.

L'établissement des bilans d'eau a montré l'existence d'un déficit d'écoulement important pour le Journans au niveau de Gex.

Cette étude faite dans le cadre du Projet LEP qui consiste en la mise en place par le Centre Européen pour la Recherche Nucléaire d'un accélérateur, de 9 km de diamètre, a pu bénéficier de nombreuses données, principalement de sondages. Ces renseignements ont permis d'appréhender l'allure du contact molasse - calcaire et de préciser la morphologie du toit de la molasse du bassin de Genève.

L'existence de sillons profonds, d'origine plio-quadernaire a été mise en évidence.

Le remplissage des sillons molassiques, correspondant à un matériel d'origine glaciaire de la fin du Pleistocène, est le siège de circulations souterraines, pouvant présenter des caractères singuliers. Là encore, l'étude hydrodynamique et hydrologique, liée aux observations de surface, a pu mettre en évidence certaines relations existant entre écoulements superficiels et souterrains. Une carte hydrogéologique de la plaine de Gex a pu ainsi être dressée et les débits de transit souterrains approchés.

Mots clés

Hydrogéologie - Hydrodynamique - Karst - Molasse - Bassin de Genève - Reculet - Creux de l'Envers - Pays de Gex - Jura - Glacier du Rhône - Quaternaire - Paléomorphologie - Sillons molassiques - LEP - Gompholite - Analyse spectrale.



HUGOT (G.)

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE  
DE GRENOBLE

Ex. n° 1

THESE DE DOCTORAT DE SPECIALITE  
SPECIALITE : GEOLOGIE APPLIQUEE  
OPTION : HYDROGEOLOGIE

8 JUIN 1983

## HYDROGEOLOGIE ET PALEOMORPHOLOGIE GLACIAIRE DU PAYS DE GEX (Ain)

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1  
INSTITUT DE GEOLOGIE  
DOCUMENTATION  
RUE MAURICE-GIGNOUX  
F 38031 GRENOBLE CEDEX  
TEL. (76) 87.46.43

par GERARD HUGOT

Thèse soutenue le 22 avril 1983 devant la Commission d'Examen :

R. BARBIER	Professeur Emerite	Président
J. SARROT REYNAULD	Professeur à l'USMG	Examineur
J.C. FOURNEAUX	Maître Assistant à l'USMG	Rapporteur
M. GRAND-CLEMENT	Ingénieur à la DDA de l'Ain	Invité
J. ROUEL	Ingénieur au CERN (Genève)	Invité

## AVANT - P R O P O S

Au terme de cette étude, il m'est agréable de remercier toutes les personnes qui ont collaboré à sa réalisation et qui ont bien voulu la juger, en particulier :

Monsieur le Professeur R. BARBIER qui me fait l'honneur de présider le jury.

Monsieur le Professeur J. SARROT-REYNAUD, pour la confiance qu'il m'a accordée, l'accueil dans son laboratoire et les conseils qu'il m'a prodigués tout au long de la rédaction.

Monsieur J.C. FOURNEAUX, maître assistant, qui est à l'origine de ce travail, m'en a procuré les moyens, m'a encouragé et conseillé. Je lui dois beaucoup.

Monsieur GRAND-CLEMENT, Ingénieur à la D.D.A. de l'Ain, et à travers lui son organisme qui m'a lui aussi accordé sa confiance, m'a fourni l'aide matérielle, a fait preuve de beaucoup de patience. Ses grandes connaissances des problèmes de l'eau et du Pays de Gex ont guidé mes premiers pas dans cette région.

Monsieur J. ROUEL, Ingénieur, Chef de groupe au Centre Européen pour la Recherche Nucléaire, qui m'a toujours accueilli chaleureusement, pour ses conseils et ses questions, souvent embarrassantes mais toujours judicieuses, et l'honneur qu'il me fait en jugeant ce travail.

Monsieur H. LAPORTE, Chef de division au CERN, qui m'a gentiment accepté au sein de son équipe et mis à ma disposition l'aide matérielle nécessaire à la poursuite de l'étude.

Monsieur VAN AERSCHOTT, Ingénieur au CERN, pour les nombreuses discussions et son aide.

Monsieur BORNAND, Ingénieur au CERN, qui m'a toujours accordé de son temps et beaucoup appris sur le déroulement de l'étude d'impact.

Monsieur JAMBON, du CERN, avec lequel les "campagnes de mesures" n'ont jamais été ennuyeuses. Qu'il soit assuré de mon amitié.

Messieurs GONCALVES, GERARD et DURAFOUR du CERN pour leur aide.

Monsieur LANTERNO du Muséum de Genève pour son sympathique accueil, ses conseils et les contacts qu'il m'a procurés dans le milieu géologique genevois.

Monsieur AMBERGER, responsable du Service Cantonal de Géologie pour les nombreux renseignements et documents qu'il a gentiment mis à ma disposition.

La S.O.B.E.A. de Saint-Genis et en particulier, Monsieur MAHE pour son amabilité et sa constante disponibilité.

La S.D.E.I. de Gex pour les informations reçues.

Les élus du Pays de Gex et en particulier Monsieur LEGER de Thoiry qui m'a gracieusement sacrifié une journée pour me faire découvrir les sources de la haute chaîne.

UNIVERSITE DE GENÈVE  
INSTITUT DE GÉOLOGIE  
DOCUMENTATION  
RUE MARGUILLON  
P. 1001 CHAMBELETTES  
1205 GENÈVE

Madame DE RUBIA qui a assuré la dactylographie de cette thèse.

Je remercie tout particulièrement Paulette, Marcel, Eliane et Claude HAAS qui m'ont toujours accueilli chez eux, à Ferney Voltaire, avec une extrême gentillesse et m'ont démontré que le qualificatif "éloignée" n'a pas de sens pour une famille.

Je tiens aussi à remercier tous les camarades de ma promotion avec lesquels ces études longues, ont passé très vite, mais je remercie plus particulièrement Abdenour HANNACHI et Richard FABRE pour leur aide lors des campagnes de jaugeages, Carole Silvy et Marc BARRET pour leur contribution lors d'une étude géophysique qui a tourné court, et encore Marc BARRET qui m'a initié au bonheur de l'analyse spectrale.

Enfin, j'en veux particulièrement aux personnes qui appelaient régulièrement la gendarmerie lorsque j'approchais de la rivière Allondon à Saint-Genis alors que la pêche était fermée, à la grenade offensive qui se cachait près du limnigraphe à Naz, et à ma vieille R6 qui a cru bon de me quitter avant la fin de l'étude.

Je dédie ce travail  
à Micheline et Jérémie.  
à mes Parents.

## SOMMAIRE

	Pages
CHAPITRE I - INTRODUCTION	
I - ORIGINE ET BUT DE L'ETUDE .....	2
Le projet LEP .....	2
but du LEP .....	4
II - CADRE GEOGRAPHIQUE .....	4
III - CADRE GEOLOGIQUE .....	4
CHAPITRE II - ETUDE GEOLOGIQUE	
A - GEOLOGIE DE LA HAUTE CHAINE	
I - DESCRIPTION LITHOSTRATIGRAPHIQUE DES FORMATIONS .....	8
I-1. Le Trias .....	8
a. Trias inférieur et moyen .....	8
b. Rhétien .....	8
I-2. Le jurassique .....	9
I-2.1. Le Lias .....	9
a. Lias inférieur et moyen .....	9
b. Le Toarcien .....	9
I-2.2. Le Dogger .....	9
a. l'Aalénien .....	9
b. le Bajocien .....	9
c. le Bathonien .....	9
d. le Callovien .....	11
I-2.3. le Malm .....	11
a. l'Oxfordien .....	11
b. le Séquanien .....	13
c. le Kimméridgien .....	13
d. le Portlandien .....	15
e. le Purbeckien .....	15
I-3. Le Crétacé .....	15
a. le Berriasien .....	15
b. le Valanginien .....	17
c. l'Hauterivien .....	17
d. le Barrénien .....	17
e. l'Aptien .....	17
I-4. L'Eocène .....	18
II - STRUCTURE DE LA HAUTE CHAINE .....	18
II-1. Introduction .....	18
II-2. Forme du pli .....	18
II-3. Caractéristiques du pli .....	20
II-4. Allure du plan de chevauchement .....	20
II-5. Conclusion .....	20

Univ. J. Fourier - OSU G.  
 MAISON DES SCIENCES  
 DOCUMENTATION  
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
 Tél. 04 76 83 54 21 Fax. 04 76 51 40 58  
 Mail : p.lour@ujf-grenoble.fr  
 18 Aout 2003

III - ANALYSE STRUCTURALE .....	23
III-1. Les failles transversales .....	23
a. Failles de direction N.150 .....	23
b. Failles de direction N.80-100 .....	25
c. Failles de direction N.120-130 .....	25
III-2. Les Failles longitudinales .....	25
III-3. La fracturation .....	27
a. classe n° 40 .....	27
b. classe n° 80 - 100 .....	27
c. classe n° 120 - 130 .....	27
d. classe n° 140 - 150 .....	27
III-4. Conclusion .....	27
IV - LES ACCIDENTS RENCONTRES PAR LES FORAGES PROFONDS .....	29
a. forage G1 .....	29
b. forage G2 .....	29
V - LE CONTACT CALCAIRE-MOLASSE .....	31
a. forages 112 - 113 .....	31
b. forages SPM .....	31
c. forages de la galerie de reconnaissance .....	31
d. Conclusion .....	33
VI - LES REPLIS SATELLITES DU JURA : RIAMONT ET MONT-MOUREX .....	33
VII - EVOLUTION TECTONIQUE DU JURA .....	33
VIII - LE KARST DES MONTS JURA .....	35
VIII-1. Morphologie karstique .....	35
VIII-2. Les gouffres et cavités .....	35
VIII-3. Relation entre le karst du Jurassique et la fracturation .....	37
VIII-4. Caractéristiques des formations et développement du karst .....	38
VIII-5. Conclusion .....	39
B - LA MOLASSE DU BASSIN DE GENEVE	
I - LITHOLOGIE DE LA FORMATION .....	40
II - CARACTERES PARTICULIERS DE LA MOLASSE .....	40
III - QUALITES GEOTECHNIQUES .....	41
IV - CONDITION DE DEPOT DU MATERIEL MOLASSIQUE .....	41
V - EPAISSEUR DU DEPOT .....	42
VI - REGRESSION DE LA MER MOLASSIQUE ET EROSION DU PLATEAU .....	42
VII - STRUCTURE DU PLATEAU GENEVOIS .....	42
VIII - MORPHOLOGIE DU TOIT DE LA MOLASSE .....	43

VIII-1. Introduction .....	43
VIII-2. Commentaire de la planche .....	43
VIII-3. Formations des sillons .....	43
C - ETUDE DU QUATERNAIRE	
I - INTRODUCTION .....	45
II - STRATIGRAPHIE DU QUATERNAIRE .....	45
II-1. Glaciation rissienne .....	45
II-1.1. Traces glaciaires rissiennes sur le Jura .....	45
II-1.2. Moraine de fond rissienne .....	46
II-2. Interglaciaire Riss-Wurm .....	46
II-2.1. Marnes à lignites .....	46
II-2.2. Fluvioglaciaire ancien .....	46
a. lithologie .....	46
b. localisation - extension .....	48
c. mode de formation .....	48
II-3. Moraine de fond wurmienne .....	48
a. lithologie .....	48
b. extension .....	48
II-4. Hypothèse sur la mise en place de l'alluvion ancienne et de la moraine wurmienne dans le pays de Gex .....	48
II-5. Dépôts liés au retrait wurmien .....	51
II-5.1. Etude morphologique .....	51
a. alignements morainiques .....	51
b. Placages morainiques .....	52
c. les terrasses .....	52
d. les chenaux récents .....	52
II-5.2. Formation des dépôts .....	53
a. alignements morainiques .....	53
b. terrasses .....	53
c. chenaux .....	53
II-5.3. Schéma de mise en place des dépôts .....	54
II-6. Glaciolacustre récent .....	54
II-7. Moraines locales .....	54
III - ESSAI DE CHRONOSTRATIGRAPHIE DU QUATERNAIRE .....	55
IV - CONCLUSION .....	55
D - CONCLUSION A L'ETUDE GEOLOGIQUE .....	57
CHAPITRE II - ETUDE DES BASSINS VERSANTS	
I - BASSIN VERSANT TOTAL .....	61
1 - Délimitation .....	61
2 - Caractéristiques morphologiques .....	61
a. indice de compacité .....	63
b. rectangle équivalent .....	63
c. indice de pente .....	63
d. indice de pente global .....	63

II - ETUDE DES SOUS-BASSINS .....	65
A - BASSINS LIES AU VERSANT DE L'ANTICLINAL DU REULET .....	65
II-1. Bassin versant du Journans .....	65
a. délimitation .....	65
b. hypsométrie .....	65
c. caractéristiques morphologiques .....	65
II-2. Bassins versants des exurgences karstiques .....	66
II-2.1. Bassin versant de l'Allemogne .....	67
a. délimitation .....	67
b. hypsométrie .....	67
c. caractéristiques morphologiques .....	67
II-2.2. Bassin versant de l'Allondon fermé à Naz .....	67
a. délimitation .....	67
b. hypsométrie .....	67
c. caractéristiques morphologiques .....	67
B - BASSINS VERSANTS DE PLAINE .....	68
II-3.1. Bassin du Lion fermé à Saint-Genis .....	68
a. délimitation .....	68
b. hypsométrie .....	68
c. indices morphométriques .....	68
II-3.2. Bassin de l'Allondon fermé à Sain-Genis .....	68
a. délimitation .....	68
b. hypsométrie .....	68
c. indices morphométriques .....	68
II-3.3. Bassin de l'Allemogne en plaine .....	69

CHAPITRE III - CLIMATOLOGIE

I - INTRODUCTION .....	73
II - RESEAU HYDROMETEOROLOGIQUE .....	73
II-1. Stations existantes .....	73
II-2. Réseau mis en place par le CERN .....	73
III - ETUDE DES TEMPERATURES .....	75
III-1. Les températures à Genève .....	75
III-2. Les températures à la Dôle .....	75
III-3. Commentaire .....	75
III-4. Evolution du manteaux neigeux .....	75
III-5. Les amplitudes thermiques .....	77
III-6. Les gradients altimétriques de température .....	77
III-7. Températures moyennes sur les différents bassins .....	78
IV - ETUDE DES VENTS .....	78
IV-1. A Genève .....	78
IV-2. A la Dôle .....	80

V - ETUDE DE L'HYGROMETRIE .....	80
VI - LES PRECIPITATIONS .....	80
VI-1. Précipitations journalières .....	81
VI-2. Corrélacion entre les différentes stations .....	81
VI-3. Répartition mensuelle des précipitations .....	83
VI-4. Répartition saisonnière .....	85
VI-5. Analyse des séries de données .....	86
VI-6. Précipitations mensuelles sur chaque bassin versant .....	86
a. gradients altimétriques .....	86
b. lames d'eau mensuelles .....	88
c. valeurs annuelles .....	89
VII - ETUDE DE L'EVAPOTRANSPIRATION .....	91
VII-1. Evaporation .....	91
VII-2. Evapotranspiration potentielle .....	91
a. expression des formules .....	91
b. valeurs mensuelles .....	92
c. commentaire .....	92
d. calcul de l'évapotranspiration potentielle pour les différents bassins .....	93
VIII - CONCLUSION .....	94

CHAPITRE IV - HYDROGEOLOGIE DU VERSANT

I - HYDROMETRIE .....	98
I-1. Mesure des débits .....	98
I-2. Etude des débits .....	98
I-2.1. Introduction .....	98
I-2.2. Le Journans .....	99
a. conditions d'écoulement .....	99
b. débits moyens journaliers .....	99
c. débits moyens mensuels .....	99
d. débits annuels .....	101
e. débits caractéristiques .....	101
I-2.3. La source de l'Allondon .....	101
a. conditions d'émergence .....	103
b. Géologie .....	103
c. Débits journaliers .....	103
d. débits moyens mensuels .....	103
e. débit annuel .....	105
f. débits caractéristiques .....	105
I-2.4. Le système Allemogne-Puits Mathieu .....	105
A- Système de fonctionnement .....	105
a. puits Mathieu - source du Maire .....	105
b. sources d'Allemogne et de la Batiolette .....	107
B- Source d'Allemogne .....	107
a. débits journaliers .....	107
b. débits moyens mensuels .....	107
c. débit annuel .....	108
d. débits caractéristiques .....	108

C- Exutoire source du Maire - Puits Mathieu .....	108
a. débits journaliers .....	108
b. débits moyens mensuels .....	108
c. débit annuel .....	108
d. débits caractéristiques .....	108
D- Discussion sur les émergences d'Allemogne et de Thoiry Modules mensuels obtenus pour le système Allemogne .....	108
E- Comparaison des débits spécifiques mensuels du système Allemogne et du système Allondon .....	109
F- Conclusion .....	113
I-3. Etude des débits classés des sources karstiques .....	114
I-3.1. Allondon .....	114
a. distribution des faibles débits .....	114
b. grands débits .....	116
I-3.2. Système Allemogne-Puits Mathieu .....	116
a. Puits Mathieu - Source du Maire .....	116
b. Sources Allemogne - Batiolette .....	116
II - HYDRODYNAMIQUE .....	118
II-1. Etude des tarissements .....	118
II-1.1. Méthode .....	118
II-1.2. Application au Journans à Gex .....	118
II-1.3. Application aux sources de Piedmont .....	122
A- Allondon .....	
a. méthode de Maillet .....	122
b. méthode de Tison .....	124
B- Allemogne .....	
a. méthode de Maillet .....	125
b. méthode de Tison .....	127
C- Puits Mathieu - Source du Maire .....	128
II-1.4. Conclusion à l'étude des tarissements .....	129
II-2. Hydrodynamique karstique .....	129
II-2.1. Introduction .....	129
II-2.2. Méthode de Mijatovic .....	129
A- Application à la source de l'Allondon .....	131
B- Application au système Allemogne .....	135
C- Discussion des résultats .....	136
II-2.3. Utilisation des forages .....	136
A- Forage G3 + equation de Theiss .....	138
a. calcul de T .....	138
b. calcul de S .....	138
B- Forage G3 + rabattements spécifiques .....	138
C- Forage G3 + courbe standart de Theiss .....	140
D- Conclusion .....	141
II-2.4. Pompage sur le Puits Mathieu .....	141
- descente .....	141
- remontée .....	141
II-2.5. Variation des niveaux piézométriques dans les forages du versant .....	141

A-Forages profonds G1-G2-G3 .....	141
- calcul de S .....	144
B- Forages de Piedmont (SPM) .....	144
- calcul de S .....	146
II-3. Conclusion .....	148
III - APPROCHE DU BILAN .....	150
II-1. Bilans d'averses .....	150
- conclusion .....	153
II-2. Bilan hydrométéorologique .....	154
- principe .....	154
II-3. Les bilans d'eau .....	156
III-3.1. Expression d'un bilan .....	156
III-3.2. Application aux bassins versants de la haute chaîne	
A- Journans .....	157
B- Allondon .....	157
C- Allemogne .....	158
IV - ETUDE PHYSICO-CHIMIQUE .....	159
IV-1. Méthodes d'analyse .....	159
IV-1.1. Mesures physiques .....	159
A- Températures .....	159
B- Résistivités et conductivités .....	159
C- PH .....	159
IV-1.2. Analyses chimiques .....	159
A- Anions .....	159
B- Cations .....	159
IV-2. Application aux eaux du versant : etude des caractéristiques physiques .....	160
IV-2.1. Evolution des températures en fonction du temps ....	160
IV-2.2. Evolution des conductivités en fonction du temps ....	162
IV-2.3. Evolution comparées des deux facteurs physiques ....	162
A- Allemogne .....	162
B- Allondon .....	165
IV-2.4. Distribution des conductivités .....	167
A- Journans .....	167
B- Allondon .....	167
C- Allemogne .....	169
D- Source du Maire .....	169
IV-2.5. Analyse spectrale .....	169
a. introduction .....	169
b. moyen d'étude .....	169
c. Etude des températures .....	170
d. Analyse des conductivités .....	173
e. conclusion .....	175
IV-2.6. Etude isotopique .....	176
IV-2.7. Conclusion .....	176
IV-3. Chimie des eaux du versant .....	176
IV-3.1. Composition chimique moyenne .....	177
A- Journans .....	177
B- Allondon .....	177
C- Allemogne .....	178
D- Batiolette .....	178
E- Source du Maire .....	178
F- Puits Mathieu .....	179
G- Conclusion .....	179

IV-3.2. Evolution de la minéralisation dans le temps .....	179
IV-3.3. Conclusion .....	182
V - CONCLUSION .....	182
CHAPITRE V - ETUDE DE LA PLAINE	
A - INTRODUCTION	
Etude géophysique : 1- Etude du BEGG .....	193
2 - Etude du CPGF .....	193
B - CARTE HYDROGEOLOGIQUE : Commentaire	
I - INTRODUCTION .....	195
II - BASSIN DU LION FERME A SAINT-GENIS .....	195
II-1. Région Nord .....	195
II-1.1. Secteur de Gex .....	195
1) Secteur situé à l'Est de Gex .....	195
2) Sud de Gex .....	197
3) Origine de l'alimentation .....	197
II-1.2. Secteur de Chenaz .....	197
1) Fonctionnement des puits de captage .....	197
2) Origine de l'alimentation .....	197
3) Comparaison du chimisme des eaux du Journans et de la Chenaz .....	200
II-1.3. Caractéristiques hydrodynamiques .....	201
1) Forage du "Pré Bataillard" .....	201
2) Forage de Chenaz .....	201
3) Forage CERN .....	201
4) Conclusion .....	202
II-1.4. Essai d'évaluation des débits de transit .....	202
1) Sillon du "Pré Bataillard" .....	202
2) Sillon de "Chenaz" .....	202
II-2. Secteur de Segny-Maconnex .....	203
II-2.1. Commentaire .....	203
II-2.2. Caractéristiques hydrodynamiques du sillon de Segny .....	203
a. Forage n° 1 .....	203
b. Forage n° 3 .....	204
c. Conclusion .....	204
II-2.3. Estimation du débit de transit .....	204
II-3. Partie Sud .....	204
II-3.1. Commentaire .....	204
II-4. Etude hydrologique : Le Lion à Saint-Genis .....	206
II-4.1. Etude du ruissellement .....	206
a. débits moyens journaliers .....	206
b. débits classés .....	206
c. débits mensuels .....	206
d. débit annuel .....	208
e. conclusion .....	208
II-4.2. Etude des tarissements .....	208

III - BASSIN DE L'ALLONDON EN PLAINE .....	208
III-1. Secteur de Naz-Dessus - naz-Dessous .....	208
III-1.1. Commentaire .....	208
III-1.2. Caractéristiques hydrodynamiques : le forage de Naz-Dessus .....	210
III-1.3. Estimation du débit de transit .....	210
III-1.4. Origine de l'alimentation .....	211
III-2. Aquifères de Pregnin-Crozet .....	211
III-2.1. Captages de Saint-Genis - Crozet .....	211
- évolution des niveaux d'eau .....	213
- évolution des conductivités et températures .....	213
III-2.2. Caractéristiques hydrodynamiques .....	213
a. sondage n° 2 de saint-Genis .....	213
b. forage de Crozet .....	215
c. captage de Crozet .....	215
d. champ de captage de Pregnin .....	215
1- essai n° 1 sur puits n° 2 .....	215
2- essai sur puits n° 3 .....	217
III-2.3. Evaluation des ressources en eau de l'aquifère de Saint-Genis .....	217
III-3. Secteur de Sergy .....	218
III-3.1. Description .....	218
III-3.2. Caractéristiques hydrodynamiques : forage de Sergy	
III-4. Etude hydrologique : Allondon à saint-Genis .....	220
III-4.1. Etude du ruissellement .....	220
1- débits moyens journaliers .....	220
2- courbe des débits classés .....	220
3- débits mensuels .....	222
4- débits annuels .....	222
III-4.2. Etude des tarissements .....	222
III-5. Allemogne à Saint-Genis .....	224
III-6. Station d'épuration de saint-Genis .....	224
III-7. Conclusion .....	226
C - LES BILANS D'EAU	
I - BILANS HYDROMETEOROLOGIQUES .....	228
II - BILANS D'EAU .....	228
II-1. Bassin du Lion .....	228
II-2. Bassin de l'Allondon en plaine .....	230
II-3. Conclusion .....	231
D - ETUDE PHYSICO-CHIMIQUE	
I - EAUX DU QUATERNAIRE .....	232
I-1. Inventaire des points d'eau .....	232
I-2. Carte des résistivités .....	232
1- zone de Piedmont .....	234
2- zone située à l'Est du bassin versant .....	235
3- zone centrale .....	235



I-3. Chimie des eaux de la plaine .....	236
I-4. Etude du rapport $\frac{rCa}{rMg}$ .....	236
II - EAU DE LA MOLASSE .....	240
III - RIVIERES DE PLAINE A SAINT-GENIS .....	241
1- propriétés physiques .....	241
2- propriétés chimiques .....	241
E - CONCLUSION A L'ETUDE DE PLAINE .....	244

INTRODUCTION  
\*\*\*\*\*

# INTRODUCTION

## ORIGINE ET BUT DE L'ETUDE

A l'origine de l'étude, la Direction Départementale de l'Agriculture en la personne de Monsieur GRAND-CLEMENT, nous avait demandé une synthèse des connaissances hydrogéologiques du Pays de GEX et par un travail classique de recherche, de tenter de déterminer les possibilités concernant les ressources en eau de la région.

Cette étude a pu être largement complétée, d'une part, par un travail de terrain, mais aussi, grâce aux actions entreprises par le Centre Européen pour la Recherche Nucléaire, dans le cadre du projet LEP (forages, pose de piézomètres, installation d'appareils de mesure), les questions se posant aux responsables du projet, touchant pour une grande part, les problèmes relatifs à "l'eau".

Ce travail tente donc de synthétiser les connaissances acquises et d'en tirer le schéma hydrogéologique du Pays de GEX.

Signalons toutefois que cette étude n'est pas exhaustive, avant-projet et projet LEP s'étendant sur plusieurs années.

## LE PROJET LEP

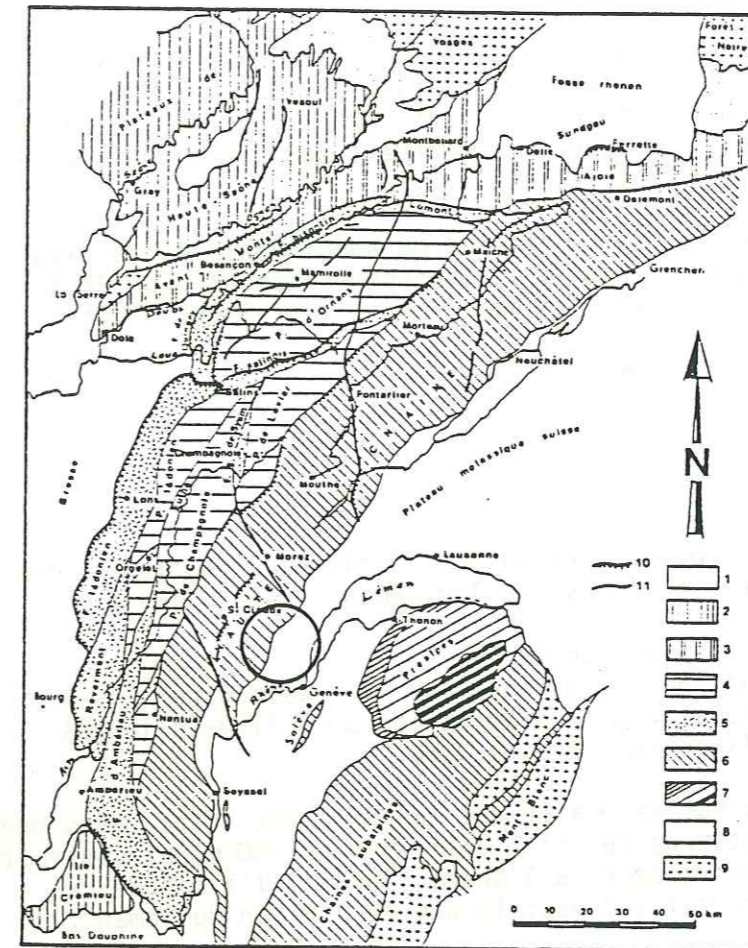
Le projet LEP (Large Energy Positron) consiste en la mise en place d'un anneau souterrain de 9 km de diamètre, accélérateur de particule, qui tangentera les accélérateurs actuellement en place au CERN.

Sur le plan hydrogéologique, les problèmes se posant aux responsables du LEP sont :

- d'une part, l'évaluation des risques de perturber les aquifères situés dans les formations quaternaires du Pays de GEX, par le percement du tunnel, celui-ci étant théoriquement entièrement creusé dans la formation molassique, mais aussi par l'installation des puits d'accès qui sont au nombre de 7 pour la partie plaine.

- d'autre part, le tunnel dont les dimensions sont liées à des impératifs scientifiques, pénétrera dans les formations calcaires de piedmont. Là, les problèmes viennent du risque de percuter le "Karst" des Monts Jura, et, si tel est le cas, la question se posant est relative aux conséquences sur l'alimentation des sources de Piedmont, et des écoulements souterrains en liaison avec le Piedmont.

## SITUATION GEOLOGIQUE DU SECTEUR D'ETUDE

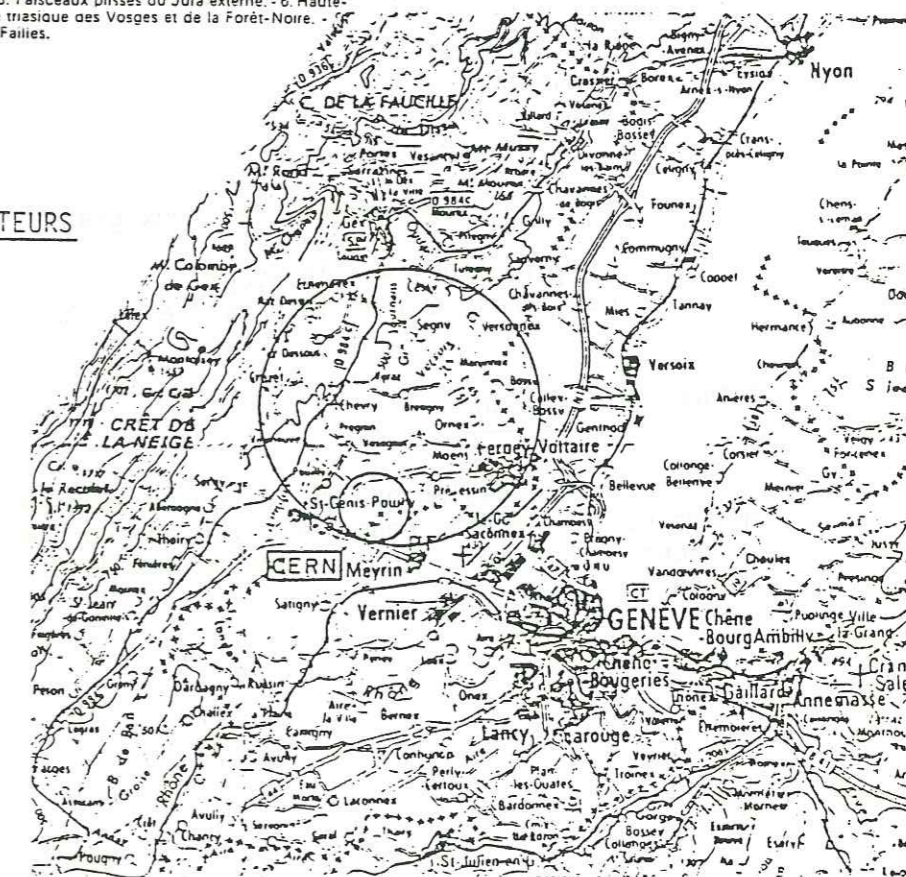


○ Secteur d'étude

Fig. 211 - Schéma structural du Jura.  
 1. Dépressions tertiaires et quaternaires. - 2. Plateaux de Haute-Saône et ile Crémieu. - 3. Avant-Monts et collines préjurassiennes. - 4. Plateaux du Jura externe. - 5. Faisceaux plissés du Jura externe. - 6. Haute-Chaine et chaînes subalpines. - 7. Préaides. - 8. Couverture triasique des Vosges et de la Forêt-Noire. - 9. Massifs cristallins. - 10. Ligne de chevauchement. - 11. Failles.

## TRACES DES ACCELERATEURS

○ SPS  
 ○ LEP(projet)



- BUT DU LEP :

Les particules accélérées dans les machines actuellement en fonctionnement, reçoivent des énergies considérables, jusqu'à 500 GEV (Giga électron volt). Le but du LEP est donc de "récupérer" ces particules déjà accélérées, pour leur conférer des énergies encore plus grandes. Les limites d'accélération dépendent du diamètre de l'accélérateur.

Ces énergies, toujours plus importantes qu'acquièrent les particules, permettent, lors des collisions provoquées (Electron-Proton, Proton-Proton...) la découverte de nouvelles particules tendant vers l'infiniment petit :

Atome → Noyau → Proton → Quark → ?

CADRE GEOGRAPHIQUE

Le secteur étudié se trouve à cheval sur la plaine molassique Suisse et le premier chaînon du Jura, à l'Ouest du lac Léman. Il est limité :

- au Nord, par le Col de la Faucille
- à l'Est, par les collines molassiques de Preveissin-Ornex
- au Sud, par l'axe routier Genève-Saint-Genis Pouilly-Collonges
- à l'Ouest, par la ligne de crête du Jura.

Topographiquement, la partie plaine est relativement plate, avec une morphologie douce, dont l'altitude se situe entre 500 et 550 m, et contraste avec le Jura qui se dresse brusquement à l'Ouest, jusqu'à l'altitude de 1718 m (Crêt de la Neige), ce qui lui vaut le nom de "Balcon du Léman".

Du point de vue hydrogéologique, les rivières principales qui drainent la région considérée et feront l'objet de cette étude sont, du Nord au Sud :

- Le Journans
- L'Allondon
- Le Lion
- L'Allemogne

Sur le plan économique, les deux grands pôles d'activité sont :

- L'agriculture et l'élevage
- La recherche avec la présence du CERN.

CADRE GEOLOGIQUE

Le cadre géologique de la région étudiée se résume à deux grands ensembles ; en effet, nous nous trouvons sur le passage franc du plateau molassique Suisse à la première chaîne des Monts Jura : la Chaîne du Reculet-Vuache.

Nous distinguons donc :

1- L'anticlinal des Monts Jura, d'orientation Nord-Est, Sud-Ouest, constitué par des formations jurassiques et crétacées, à pendage isoclinal.

2- La molasse oligocène, formation de caractère transgressif, représentée par des dépôts d'origine continentale.

Ces deux ensembles ont ensuite été affectés lors des périodes glaciaires et interglaciaires du Quaternaire, d'une part, par des surcreusements dans la molasse, à remplissage glaciaire et fluvioglaciale ; d'autre part, par des dépôts morainiques plus ou moins bien conservés sur les flancs de la Haute Chaîne.

PREMIERE PARTIE

\*\*\*\*\*

ETUDE GEOLOGIQUE

\*\*\*\*\*

## A - GEOLOGIE DE LA HAUTE CHAINE

### I- DESCRIPTION LITHOSTRATIGRAPHIQUE

Les formations ont fait l'objet d'études récentes en ce qui concerne la première chaîne du Jura, par R. ENAY et C. MANGOLD (1980) de l'Université de Lyon, et par A. MALATRAIT (1981) du BRGM, ce dans le cadre de l'avant-projet du LEP.

Les sondages profonds réalisés récemment par le CERN, ont encore affiné les connaissances de ces terrains, notamment en ce qui concerne leurs épaisseurs.

#### I-1. LE TRIAS

##### a/ Trias inférieur et moyen

Il est inconnu à l'affleurement dans notre secteur d'étude. Il reste donc une des grandes inconnues responsables du déplacement de l'anneau du LEP vers l'Est.

Il est cependant connu grâce aux sondages pétroliers (500 m traversés à Humilly II). Il s'agit d'un Trias classique de type germanique, avec :

- un Trias inférieur détritique (Bundsandstein)
- un Trias moyen carbonaté : dolomies, calcaires et grès coquillers (Muschelkalk)
- un Trias supérieur à évaporites : argiles à gypse et sel (Keuper).

##### b/ Le Rhétien

Limite supérieure du Trias, il se présenterait sous son faciès souabe, comportant donc deux termes :

- à la base : des grès micacés à "Avicula Contorta"
- au sommet : les marnes et schistes de Levallois.

Cette formation devrait être très réduite dans la région.

#### I-2. LE JURASSIQUE

La sédimentation jurassique et crétacée, dans son ensemble, est de

type épicontinentale. Cela se traduit par des variations d'épaisseur et de faciès.

#### I-2.1. Le Lias

##### a/ Lias inférieur et moyen

C'est le Jura noir des anciens auteurs. Ces faciès sont essentiellement marneux, sauf au niveau des calcaires à gryphées du Sinémurien. Cette formation n'est pas représentée dans notre secteur d'étude, si ce n'est par quelques petits affleurements dans la Combe d'Envers.

Sa coupe incomplète a été observée dans la deuxième chaîne du Jura, au Nord du Crêt de Chalam, dans la Combe Magras. Elle correspond là, à une série de marnes à bancs de calcaires argileux ou siliceux, dont l'épaisseur serait comprise entre 200 et 400 m - (Krumenacher, Winnock et Al - 1971).

##### b/ Le Toarcien

Cet étage, décrit aussi dans la Combe de Magras, correspond à une série de bancs calcaires argileux compacts. Son épaisseur est de l'ordre d'une dizaine de mètres.

#### I-2.2. Le Dogger

##### a/ L'Aalénien

La partie inférieure est formée d'une alternance de calcaires argileux, détritiques fins, gris, et de marnes grises faisant transition avec la série marneuse du Lias.

La partie supérieure caractérisée par les calcaires à cancellophycus classiques, est une alternance de calcaires détritiques fins, gris foncés, formant les bancs résistants, et de marnes micacées. La teneur en carbonate augmente vers le haut jusqu'à une série de bancs calcaires joints (5 à 7 m d'épaisseur).

##### b/ Le Bajocien

Il peut être subdivisé en trois parties :

##### - Les calcaires à entroques inférieurs :

la base est constituée d'un calcaire microgréseux, gris sombre à silex noirs. Au-dessus se trouvent les calcaires à entroques, grossiers à stratification entrecroisée formant la falaise inférieure du Bajocien.

##### - Les calcaires à entroques moyens :

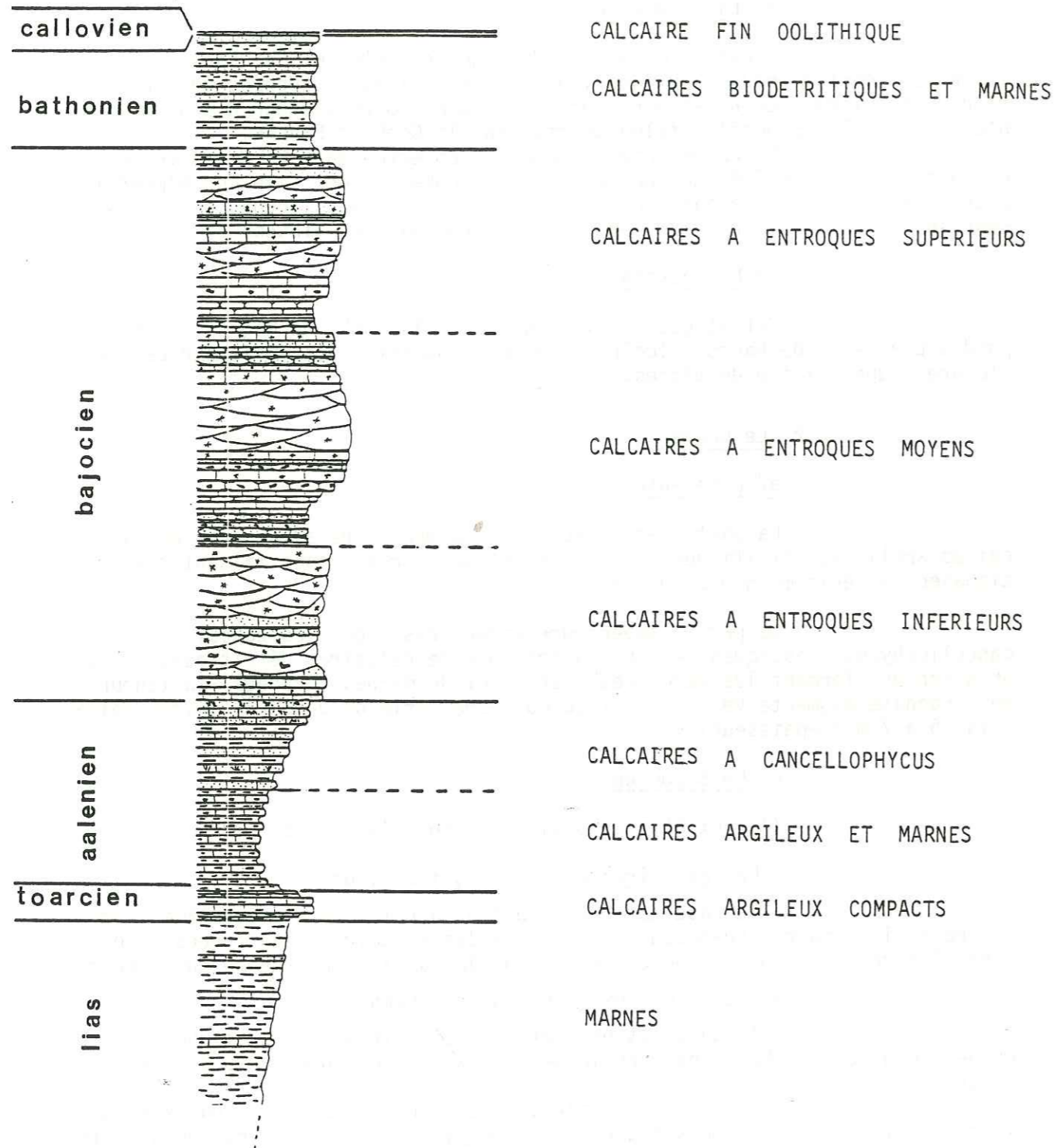
la base est une série de calcaires biodétritiques, fins, ou de laminites se chargeant vers le bas en silex. Les interbancs sont marno-gréseux.

Au-dessus le calcaire est fin à grossier en bancs réguliers, à silex épars, et passe à un calcaire plus grossier à entroques, gris bleu, à stratification entrecroisée.

Vers le sommet, le calcaire redevient plus fin en bancs réguliers ou discontinus.

DOGGER

PL2



Ce terme est remplacé vers le Sud par une série de calcaires à polypiers.

- Les calcaires à entroques supérieurs :

le passage avec le niveau précédent se fait par l'intermédiaire d'un calcaire fin, bleu, en petits bancs à silex noirs.

Au-dessus, le calcaire est fin à grossier, à entroques, en bancs réguliers ou discontinus formant la barre supérieure du Bajocien.

Le sommet est représenté par une alternance de calcaires biodétritiques gréseux et de marnes gréseuses.

c/ Le Bathonien

Il correspond à une alternance irrégulière de calcaires biodétritiques fins, gréseux ou argileux, en petits bancs, et de marnes détritiques fines, gris foncé, à lamellibranches, oursins, terebratules et quelques ammonites. L'épaisseur moyenne est de 30 à 40 m, mais augmente du Nord (creux de l'Envers) vers le Sud (Chézery).

Dans le forage profond G1, son épaisseur s'est révélée supérieure à 60 m.

d/ Le Callovien

Cette formation, lorsqu'elle est présente, est un excellent niveau repère.

C'est un calcaire fin, à oolithes ferrugineuses et ammonites ou à oolithes chloriteuses et glauconieuses.

Elle a été rencontrée dans le sondage G1 où elle présentait une épaisseur d'environ 1 m.

I-2.3. Le Malm

a/ L'Oxfordien

Il est très épais dans ce secteur malgré l'absence de l'Oxfordien inférieur, et est subdivisé en plusieurs termes généraux :

- Les calcaires à spongiaires de Birmensdorf :

Ce sont des calcaires gris bleuté, fins, argileux, et des marnes grumeleuses à débris de spongiaires, ammonites, gastéropodes, avec un peu de quartz.

Les diagraphies réalisées sur le sondage G1 montrent à ce niveau une augmentation de la densité, pouvant signifier la présence de minéraux ferreux.

Dans le sondage, l'épaisseur était d'environ 100 m mais augmente du Nord vers le Sud (du creux de l'Envers vers la vallée de Chézery).

- Les marnes d'Effingen :

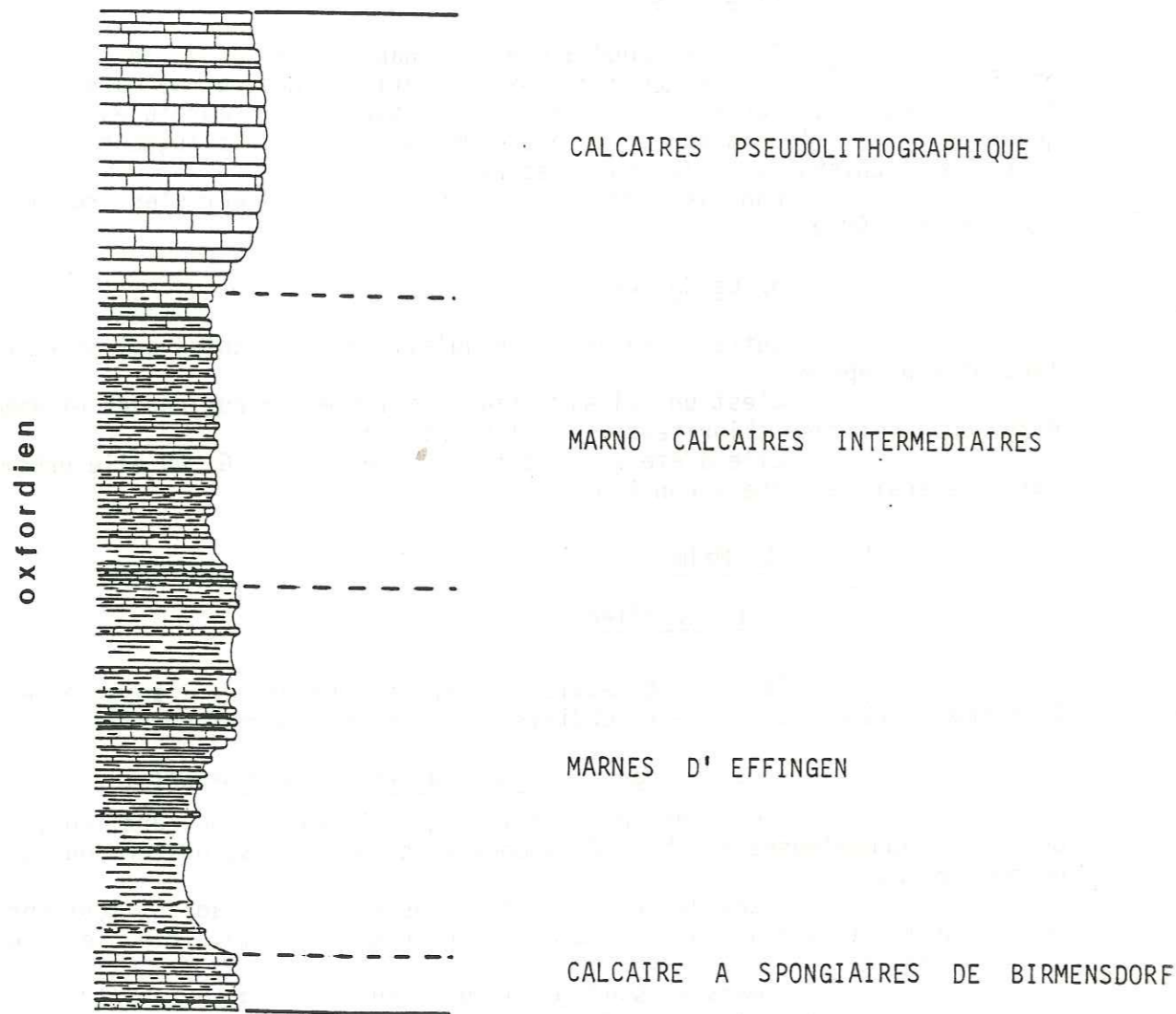
C'est une épaisse série marneuse monotone, comprenant de rares bancs de calcaires argileux à limites floues.

Lors de la réalisation du forage G1, la partie supérieure était faite de calcaires argileux passant au sommet à des marno-calcaires gris noir, plastiques après altération, avec présence de pyrite en fines mouchetures. La prise d'échantillons a révélé la présence de foraminifères, mais

LOG. LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE

LA SERIE OXFORDIENNE

PL 3



non caractéristiques de l'étage (Textularia, Nodularia, Bolivines ...).

- Les marno-calcaires intermédiaires :

Ils forment un terme de transition vers les calcaires de l'Oxfordien supérieur, et sont constitués d'une répétition rythmique de calcaires argileux gris foncé ou gris, et de marnes grises.

Leur épaisseur évaluée à 80 m sur le terrain, a été de 100 m dans le forage G1.

- Les calcaires pseudolithographiques :

Ils constituent une série calcaire de 80 m d'épaisseur (100 m dans le sondage G1), formant une falaise.

Le calcaire est fin, micritique, de couleur gris bleu ou beige, en bancs compacts et jointifs, décimétriques ou pluridécimétriques.

b/ Le Séquanien

L'appartenance des formations suivantes au Séquanien est basée sur la détermination d'ammonites (Butticaz, 1943). L'étage peut être subdivisé en 3 parties :

- les calcaires argileux inférieurs

Bancs pluridécimétriques de calcaires fins, gris à gris beige clair, à niveaux argileux feuilletés ayant une épaisseur moyenne de 40 cm.

- les calcaires intermédiaires :

C'est une succession de bancs de calcaires pseudolithographiques dont l'épaisseur varie de manière rythmique, ce qui entraîne la présence de 3 ressauts dus aux bancs plus importants.

Le calcaire est plus fin, de couleur beige clair, à stylolithes, les interbancs sont délités et flous.

Le sommet de ce terme est caractérisé par la présence de débris d'organismes et une karstification des bancs.

- les calcaires argileux supérieurs :

Ils sont formés de bancs moyens de 20 à 60 cm de calcaire beige ou gris, à niveaux feuilletés argileux.

Le sommet de ce terme correspond à un calcaire beige clair ou gris bleu à fines oolithes annonçant le passage au Kimmeridgien.

c/ Le Kimmeridgien

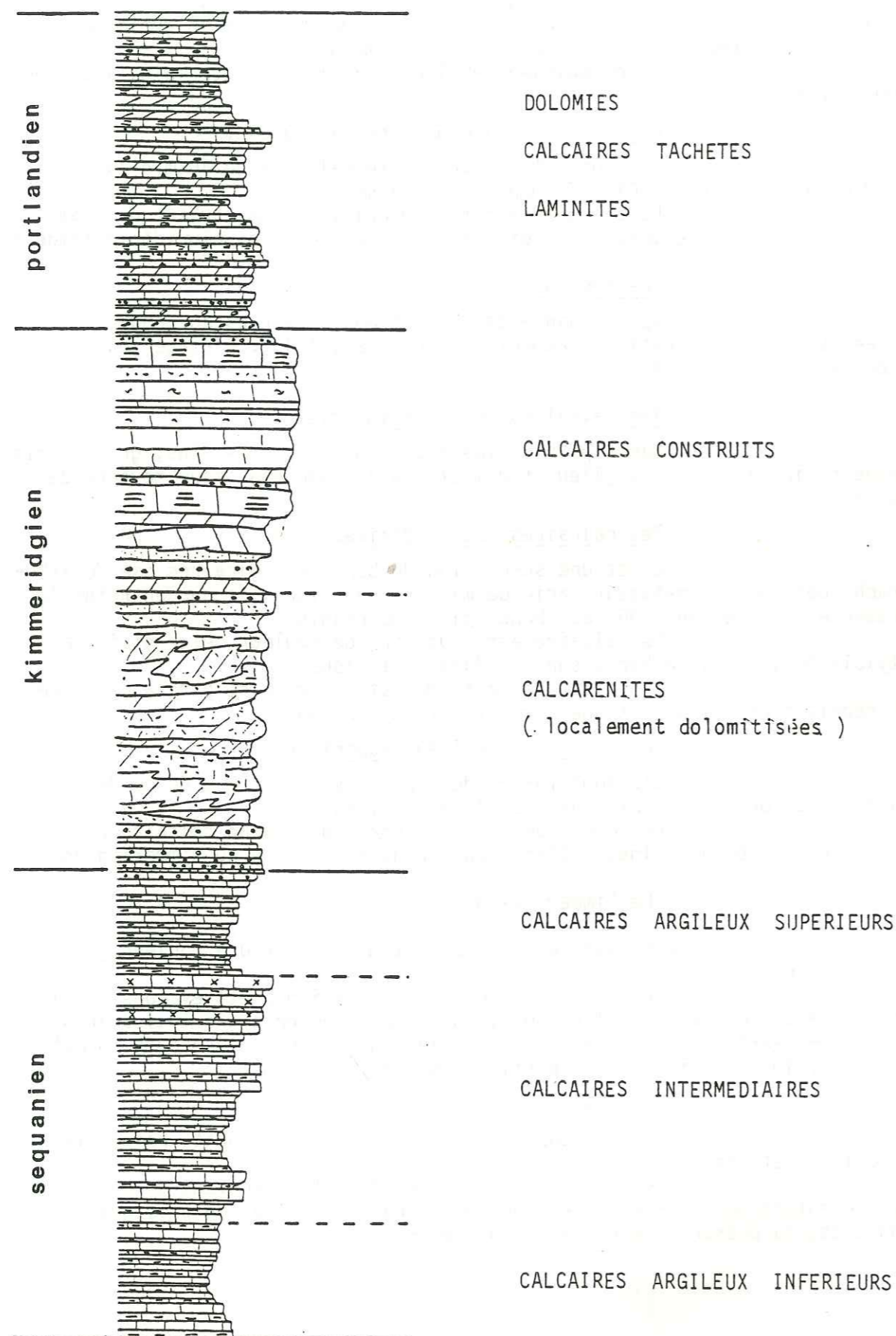
Le passage à ce terme est marqué par une couleur grise plus sombre.

L'épaisseur totale de la formation a été évaluée sur le terrain à 150 m environ, alors que le sondage G1 donnera une épaisseur de 200 m. Ces variations d'épaisseur sont classiques dans ce genre de formations périrécifales. On distingue 2 parties dans la formation :

- les Calcarénites :

la base correspond à un calcaire compact, beige clair, à oolithes et gravelles.

Au-dessus, les calcarénites, très souvent dolomitisées ne présentent pas de stratification nette. La dolomitisation provoque par endroits, la présence de niveaux plus tendres.



Dans la partie supérieure, les éléments sont plus grossiers (Pisolithes), et les bancs compacts, voire massifs au sommet.

- les calcaires construits :

Ce faciès corallien apparaît beaucoup plus tôt à l'Ouest, dans la chaîne du Jura (dès l'Oxfordien supérieur dans le Jura externe).

La base présente des niveaux à gravelle (5 m d'épaisseur environ) surmontés d'une calcarénite à pellets sombres, et d'une calcarénite localement dolomitisée.

Dans la partie supérieure, les calcaires construits sont beige clair et ont une cassure microcristalline. Ils renferment des débris d'organismes et des oogravelles ; les bancs sont massifs et karstifiés vers le sommet.

Le passage au Portlandien est marqué par la présence de calcaire fin blanchâtre, compact et dur, à fines oogravelles au sommet.

d/ Le Portlandien

Il marque la fin du faciès organogène du Kimmeridgien.

Sa base correspond à une dolomie microcristalline à tubulures et géodes, surmontée d'un calcaire fin à tâches bleues, à fines oolithes et pellets clairs.

On trouve ensuite une alternance de calcaires généralement gris beige clair, de laminites, de brèches à cailloux sombres, de niveaux dolomitiques friables, l'ensemble étant très souvent tâché.

Le sommet est constitué d'une dolomie microcristalline altérée, friable, qui forme une vire dans laquelle s'intercalent des niveaux noduleux ou de laminites.

e/ Le Purbeckien

Ce niveau correspond à une sédimentation lacustre marquant le passage entre les dépôts jurassiques et crétacés.

Lorsqu'il est présent, le Purbeckien constitue un très bon niveau repère.

D'une trentaine de mètres d'épaisseur moyenne, il est représenté par une succession de calcaires argileux gris, feuilletés, de calcaires fins, gris, compacts, et de niveaux à galets noirs (Brèche purbeckienne d'Aubert). Ces galets noirs proviendraient de la désagrégation de calcaires sapropéliens contemporains de ces brèches. (D'après Carozzi, cité par D. Aubert dans "Le Jura").

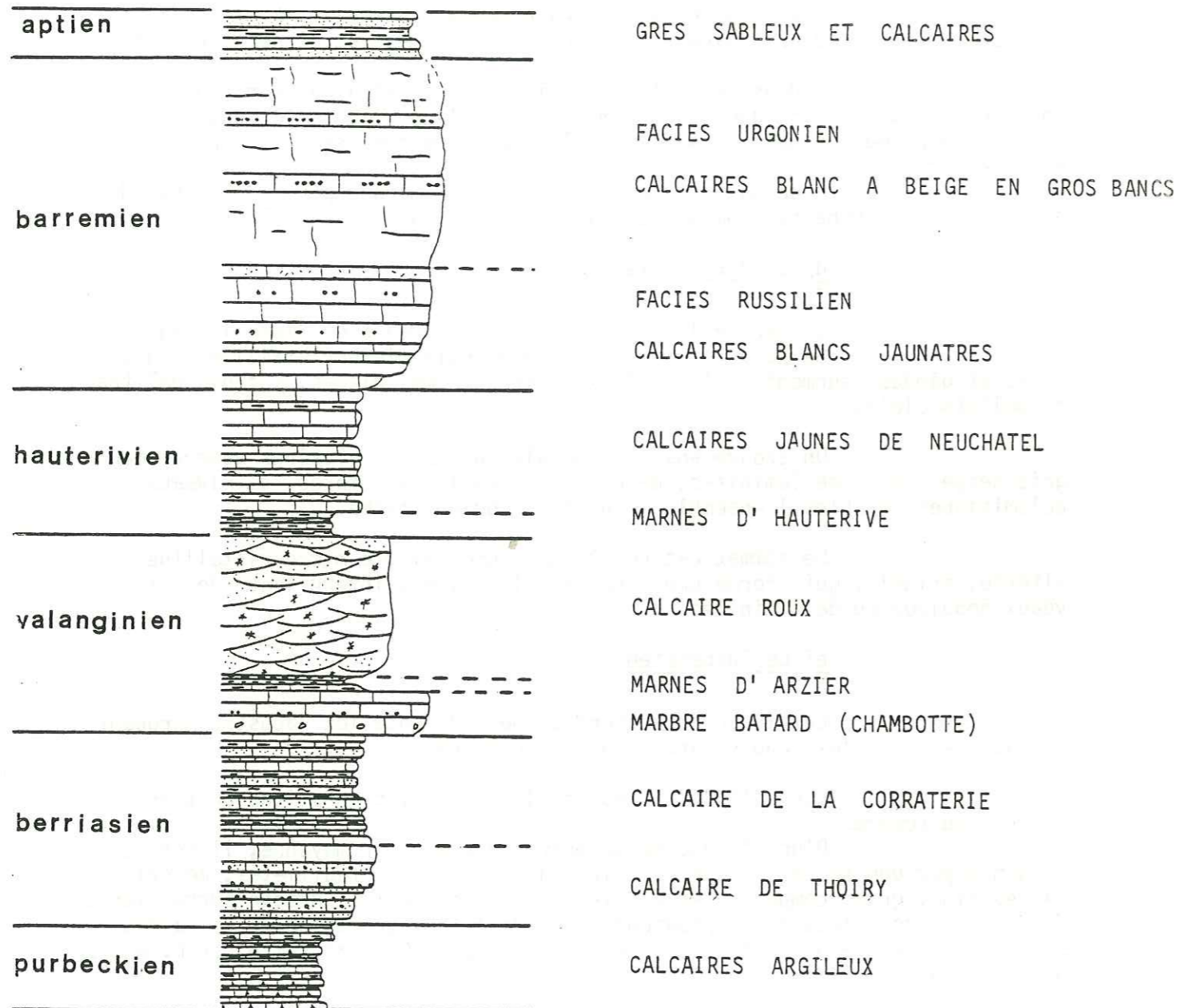
I-3. LE CRETACE

a/ Le Berriasien : 2 termes le composent :

- le calcaire de Thoiry :

il doit son nom à la localité située en Piedmont. C'est un calcaire blanchâtre ou beige, fin ou finement bioclastique ou oolithique. Ses bancs sont compacts, la cassure vitreuse. Il présente parfois des passées jaunâtres ou tachetées de bleu. On y trouve une microfaune de foraminifères (Milioles).





- le calcaire de la corraterie :

C'est un calcaire quelquefois argileux, gris bleuté, finement gréseux et bioturbé, alternant avec des niveaux de marnes tendres, sombres, riches en matière organique avec des indices d'hydrocarbures.

b/ Le Valanginien : il est formé de 3 termes caractéristiques :

- le marbre bâtard :

calcaire blanc à beige, fin ou graveleux, compact, comprenant un niveau à pisolithes.

- les marnes d'Arzier :

marnes et marno-calcaires jaunes et gris bleu foncé, fossilifères, d'une épaisseur d'environ 5 m. Selon Shardt, l'épaisseur augmenterait du Sud (Fort l'Ecluse) vers le Nord.

- le calcaire roux :

c'est un calcaire bioclastique, spathique, à entroques, à stratification oblique ou entrecroisée, en petits bancs durs, séparés par des passées marneuses.

Le passage à la formation suivante est marqué par un niveau de 1 mètre environ de marno-calcaires jaunes, lumachelliques : la zone à Alectryona.

c/ L'Hauterivien : il se compose de 2 parties distinctes : à la base,

- les marnes d'Hauterive :

marnes et marno-calcaires plus ou moins indurés, jaunâtres et gris foncé, fossilifères, d'une épaisseur moyenne de 7 m.

La partie supérieure, correspondant au faciès :

- Pierre jaune de Neuchâtel, est un ensemble de 40 m de calcaire jaunâtre, biosparitique, glauconieux, dur, à passées marneuses tendres.

d/ Le Barrémien

Il présente à la base, sur 40 m environ, le faciès "Russilien", calcaire blanc jaunâtre, pseudoolithique, zoogène, et passe ensuite au faciès "Urgonien", calcaire blanchâtre, formé de gros bancs massifs, karstifiés, et peut présenter des imprégnations d'hydrocarbures plus ou moins importantes.

Des échantillons prélevés au 113 et analysés par A. CONRAD, ont montré un calcaire biosparitique, avec présence de miliolidés, rudistes et polypiers isolés, correspondant à un urgonien basal.

e/ L'Aptien

Connu depuis longtemps sous le nom d'étage rhodanien, il est inconnu à l'affleurement.

Il devait toutefois surmonter en continuité l'Urgonien,

mais ses assises plus tendres ont dû être enlevées dès le début du Tertiaire par l'érosion (Gignoux et Mathian).

Il a été rencontré par sondage (L 112) et identifié grâce à la présence d'orbitolines. La formation est représentée par des grès sableux peu consolidés, des calcaires jaunes parfois argileux et des marnes plus ou moins indurées en bancs minces ou moyens, le tout, d'une épaisseur de 15 m environ.

L'Aptien est la dernière formation crétacée rencontrée dans le secteur. Cependant les auteurs s'accordent sur le dépôt d'un crétacé moyen et supérieur enlevé ultérieurement par érosion.

On retrouve de minuscules lambeaux de crétacé supérieur, représenté par des calcaires marins, aux environs de Chézery, dans la vallée de la Valserine (Gignoux et Mathian).

I-4. L'EOCENE

Il n'est représenté qu'en Bresse, ce qui confirme qu'à cette époque, le Jura correspondait à un léger relief soumis à l'érosion, du fait des mouvements tectoniques de la fin du Crétacé.

II- STRUCTURE DE LA HAUTE CHAÎNE

II-1. INTRODUCTION

La structure majeure de la région étudiée est l'anticlinal des Monts Jura, qui appartient au faisceau helvétique et domine la plaine molassique suisse. Il correspond à un pli faille, d'orientation NE - SW, chevauchant le synclinal crétacé et tertiaire de la vallée de la Valserine, ce, à une altitude de 1000 m environ. Le tracé de ce chevauchement est en grande partie masqué par les éboulis.

L'anticlinal est bien individualisé par deux grands accidents transversaux, appartenant à un réseau conjugué :

- au Nord, le décrochement de la Faucille (décrochement Dextre),
- au Sud, celui du Vuache (Décrochement Senestre) qui se prolongerait en profondeur et affecterait l'extrémité Sud de Salève, à l'Est de la Haute-Chaîne.

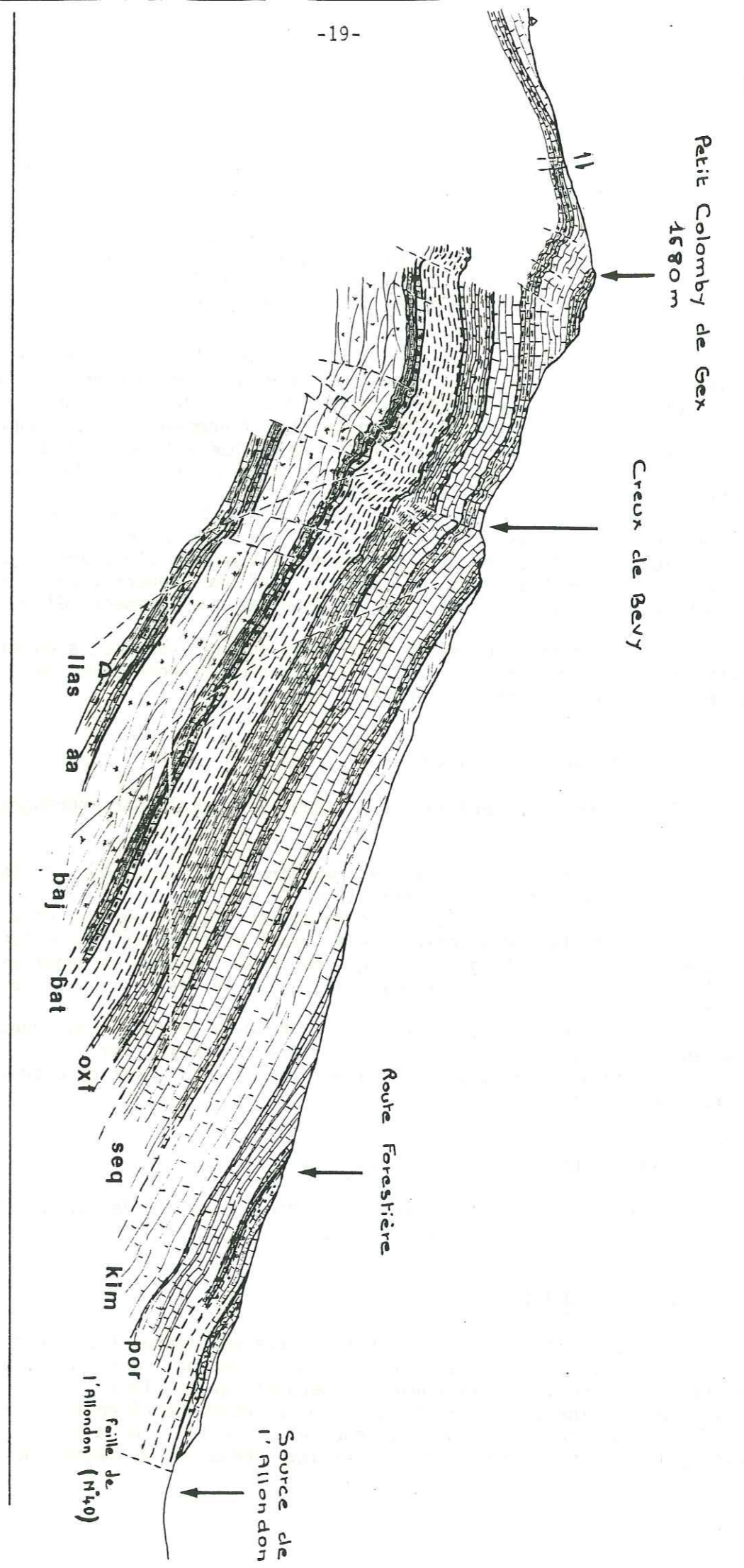
Celui-ci aurait pu rejouer récemment lors d'un petit séisme en 1936, conséquence d'un réajustement isostatique du Vuache.

Ces deux grands décrochements sont en liaison avec deux fractures du socle primaire. La faille du Vuache fait partie du système de failles rayonnantes, transversales aux plis de la Haute Chaîne et contemporaines du plissement jurassien.

II-2. FORME DU PLI

Les deux flancs de l'anticlinal sont d'apparence régulière dans la partie supérieure de la Haute Chaîne. Le flanc Ouest présente des couches redressées et déversées localement, à proximité du plan de chevauchement.

COUPE TRANSVERSALE DES MONTS JURA



Le sommet de la chaîne montre des replis décamétriques au niveau du Jurassique supérieur. Ces replis paraissent superficiels et, s'ils affectaient le coeur du pli, seraient de toute façon, vraisemblablement, limités par le niveau de disharmonie que constituent les marnes oxfordiennes.

Le flanc Est est très régulier, à pendage monoclinal, avec une exception au Nord pour le secteur du Montchanais et du "Creux de l'Envers", où les couches passent à des pendages subverticaux, et sont même localement renversées.

Certains auteurs voient près du Piedmont, l'existence de replis anticlinaux : Shardt (1894) parle d'un repli du Néocomien au niveau de Crozet. Duclos (1980) signale des pendages contraires dans la formation de Pierre Chatel, à l'amont des sources de l'Allondon, et fait intervenir un repli anticlinal qui serait le prolongement vers le Sud du Mont Riamont situé au Nord-Est de Gex (Morel 1946).

Ces hypothèses sont fondées sur des observations ponctuelles, dans la partie boisée du flanc Est de la chaîne.

Il peut ici, s'agir des "plis collapses", déjà observés par ailleurs dans le Jura (Verrières) et de plus, au niveau de l'Hauterivien, ce genre de déformation étant favorisé par la présence des marnes d'Hauterive, à la base de la formation de Pierre Chatel (Castany 1947 dans Aubert : Le Jura), et par les mouvements post-tectoniques de tassement et d'ajustement (Glangeaud).

L'observation de pendages contraires sur le flanc Est a pu aussi être faite, au niveau du forage G2, dans la formation Purbeckienne, mais ici, la cause en est la présence d'un accident tectonique.

II-3. CARACTERISTIQUES DU PLI

Nous ferons ici référence à l'étude structurale par stéréographie de A. Malatrait.

La régularité du pli est confirmée par la faible dispersion dans les mesures de plans de stratification (10 à 20° de dispersion).

L'analyse faite sur les plans de stratification sur les deux flancs de l'anticlinal, fait ressortir un écart de l'ordre de 10° entre les directions des deux flancs (fig. 7b), qui pourrait indiquer un léger plongement axial du pli vers le Sud-Est (de 1 à 3°) entre le Pas de l'Echine et le col de Crozet.

La direction principale du pli est N 30-35 environ, sauf dans le secteur du Crêt de la Neige où il tourne légèrement vers l'Est.

Le plan axial de l'anticlinal est proche de la verticale au niveau du Jurassique supérieur.

II-4. ALLURE DU PLAN DE CHEVAUCHEMENT (fig. 7a )

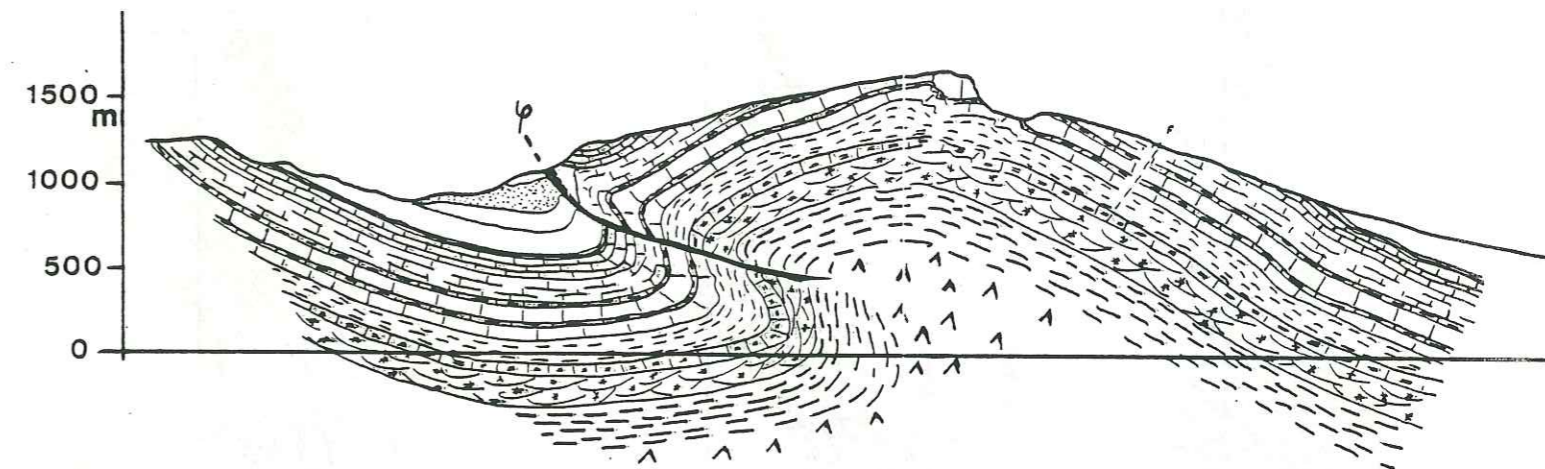
L'importance du chevauchement des Monts Jura sur le synclinal de la Valserine est évaluée entre 500 et 1000 m.

II-5. CONCLUSION

On a donc affaire à une structure très régulière, tout au moins en apparence. Seule la présence de niveaux de disharmonie a eu pour conséquence la création de replis disharmoniques (décamétriques), localisés sur la crête de la Haute-Chaine ; les plus beaux exemples étant représentés au "creux de Praffion", au "creux de Bevy", ou encore sur le flanc Nord du "Recullet", principalement au niveau des calcaires intermédiaires du Séquanien.

ALLURE DU PLI FAILLE  
AU NIVEAU DU CREUX DE PRAFFION

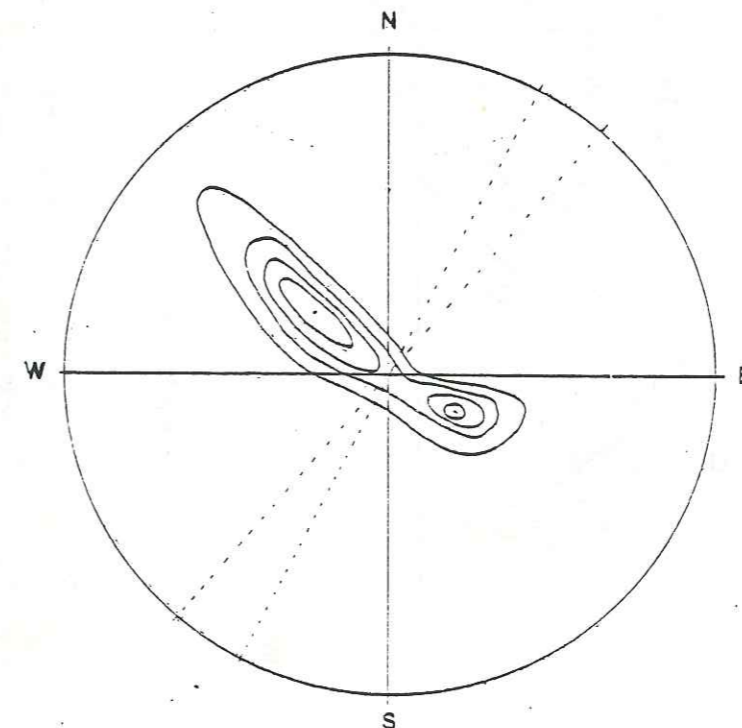
Fig. 7a



ANALYSE STRUCTURALE

Canevas de Wülf (1/2 sphère inférieure)

Fig. 7b



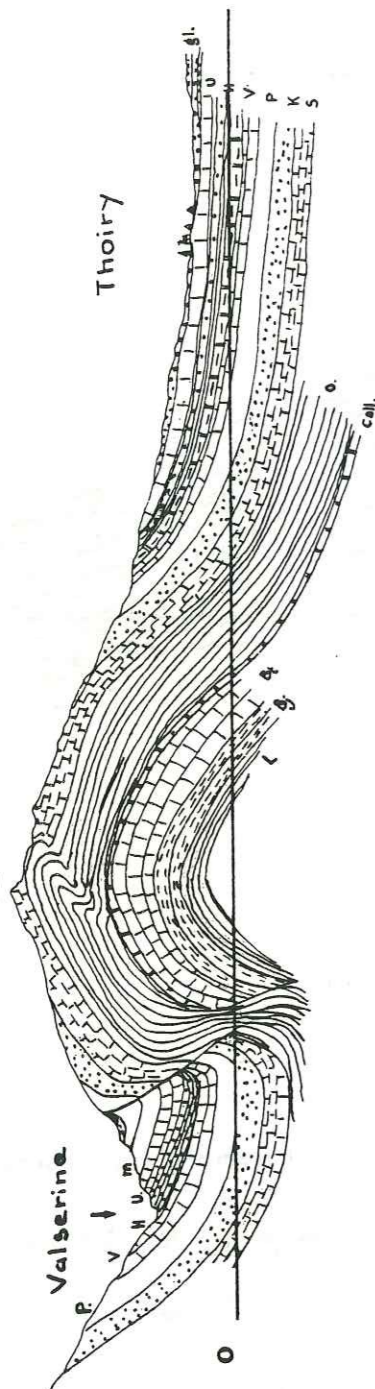
Ensemble des mesures  
de plans de stratification  
(d'après A. Malatrait)

PL 8

E

Reculet  
1720 m

W

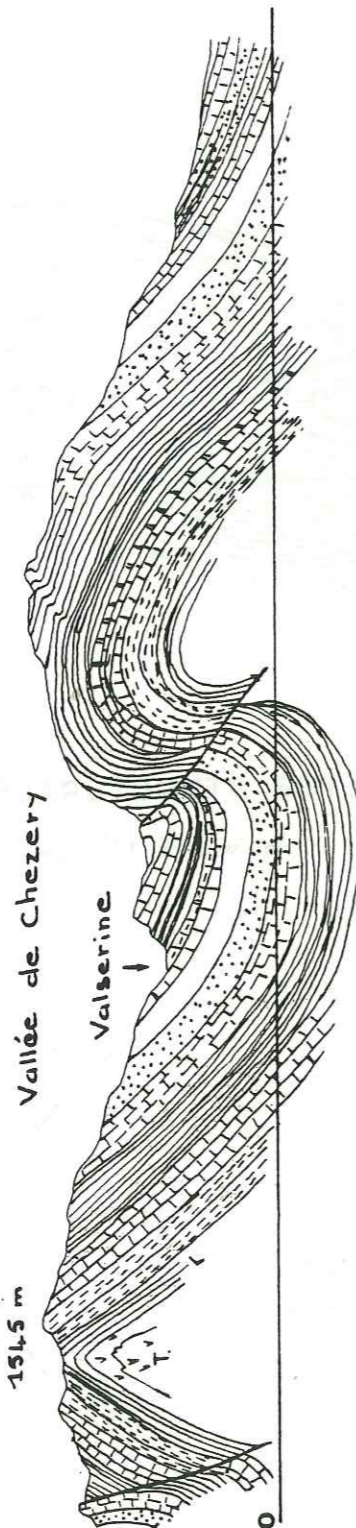


**ALLURE DU  
PLI FAILLE  
PLUS AU SUD**

(d'après H. SCHARDT)

La Roche

Crêt Chalam  
1545 m

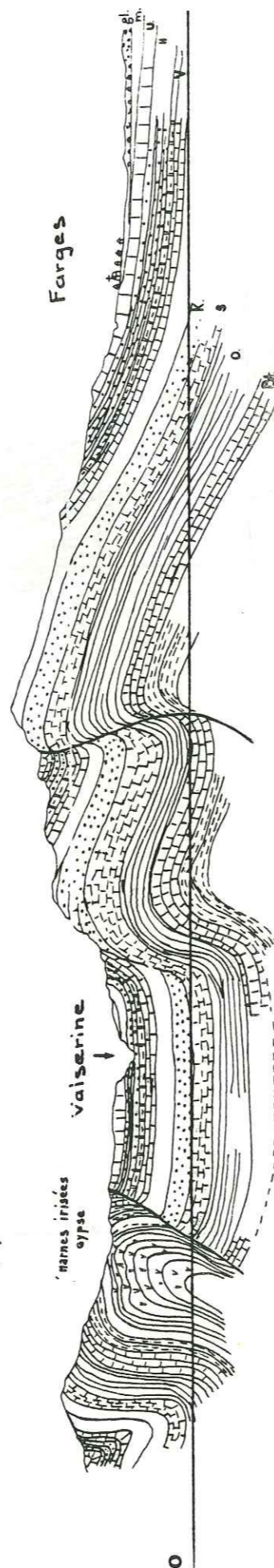


E

W

Vallon de Manrière

Champfromier



La formation marneuse oxfordienne (marnes d'Effingen) présente un grand intérêt de par son imperméabilité. Celle-ci jouera en effet, un rôle de mur pour les aquifères supérieurs, mais surtout, permet de séparer de manière quasi certaine, le bassin de la Valserine du flanc est de l'anticlinal, ce dans la mesure où la tectonique n'a pas eu de conséquences importantes en profondeur.

**III- ANALYSE STRUCTURALE**

Une analyse par photo aérienne a pu être faite (voir la carte de la fracturation - fig. 9 ). La majeure partie des fractures transversales à l'axe anticlinal, est relativement bien visible au niveau de la voûte du pli, dans la zone des pâturages.

Le tracé des fractures se perd rapidement en entrant dans la forêt, leur extension ne pouvant pas non plus être suivie sur le terrain car masquée par la végétation, les éboulis et les placages morainiques.

L'observation de la carte de la fracturation montre :

- un système de failles conjuguées transverses dont certaines, par leur extension, délimitent de véritables compartiments.
- un système de failles longitudinales principalement localisées sur la crête de l'anticlinal.
- une fracturation plus dense dans le secteur du Crêt de la Neige, traduite par une karstification de surface importante (Lapiez ...).

**III-1. LES FAILLES TRANSVERSALES**

Les accidents majeurs : 3 familles se distinguent de par leur direction :

**a/ Failles de direction N 150**

Deux décrochements majeurs sont à signaler :

- la faille de Branveau,
- la faille de la Tremblaine.

La faille de Branveau : elle borde le creux de l'Envers à son extrémité Sud, et se prolonge dans la région de Naz dessus, au Nord des sources de l'Allondon ; elle est à l'origine d'une combe assez profonde.

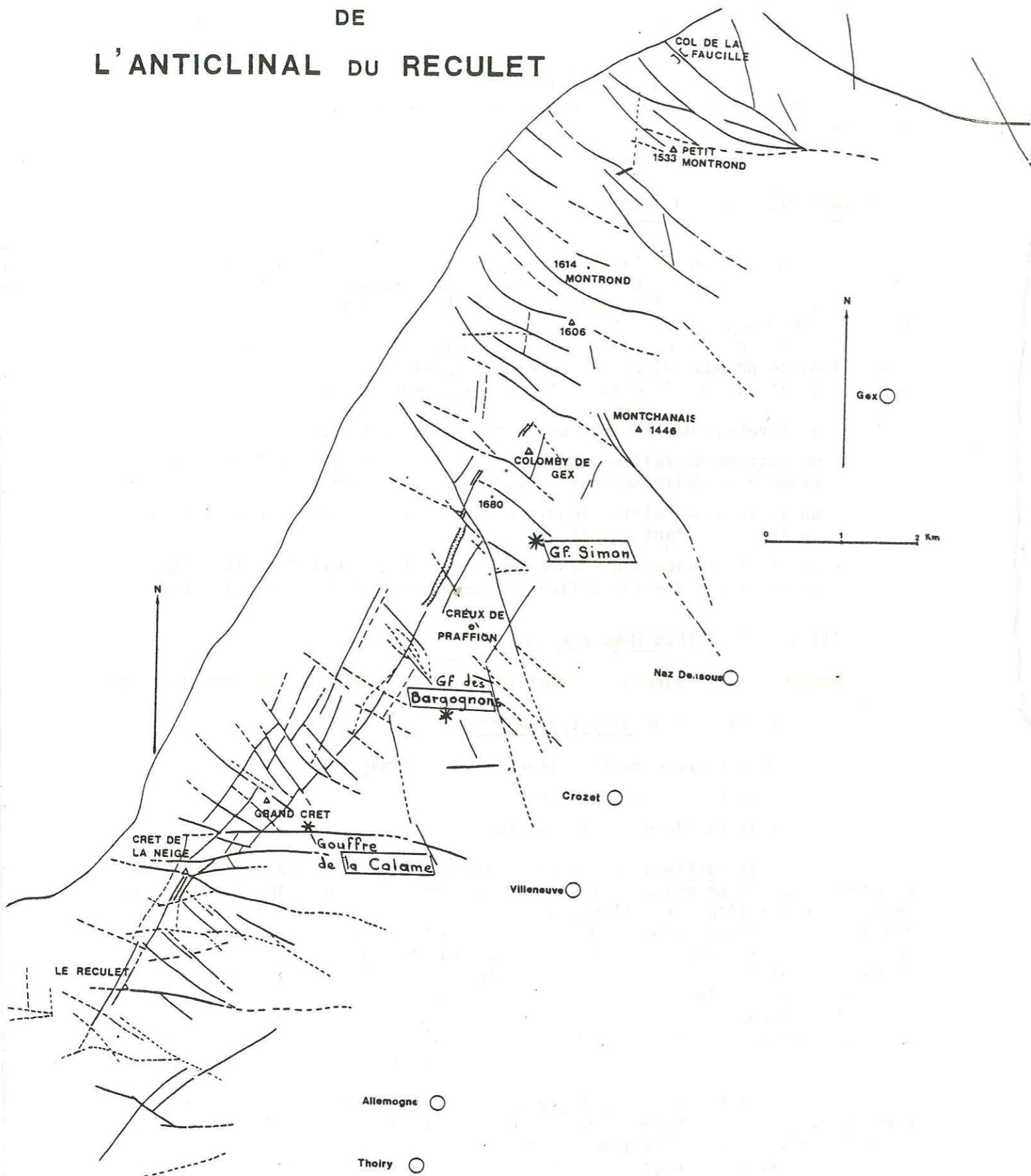
C'est une faille décrochante dont le mouvement paraît senestre au niveau du Pas de l'Echine avec un déplacement maximum de quelques dizaines de mètres et un rejet vertical d'une dizaine de mètres, et dextre sur les deux flancs de l'anticlinal où les déplacements sont minimes.

L'accident aurait pu jouer comme un véritable déchirement des couches du Jurassique supérieur et pourrait expliquer le redressement des couches du Jurassique dans le massif du Montchanais (A. Malatrait).

La faille de la Tremblaine : décrochement senestre, elle est, avec un déplacement horizontal de 200 m et vertical de 50 m (Nord du creux de Praffion), l'accident majeur de ce secteur.

Il se peut que cette faille joue un rôle hydrologique important, notamment dans la séparation des bassins versants. Nous y reviendrons. Son importance semble cependant diminuer avec l'altitude, et sa trace est difficile à suivre.

# CARTE DE LA FRACTURATION DE L'ANTICLINAL DU REULET



Il existe d'autres failles appartenant à cette famille mais dont l'importance paraît moindre au niveau des déplacements.

C'est le cas de la faille passant à l'Est du Chalet de Fierney-Girod, dont la trace se retrouve au niveau de l'épingle de la route du col à la côte 1070 m. Là, sont bien visibles des plans de faille présentant une direction N 150-160, et un pendage de 70° Ouest. Sa trace se perd ensuite très vite sous le couvert végétal.

Il paraît probable qu'une faille de même direction passe au niveau du gouffre des Bargognons, dont le développement des galeries est maximum dans la direction N 150 (voir Fig. 14b).

## b/ Faille de direction N 80-100

Ce système de faille se retrouve plus particulièrement dans la partie Sud de l'anticlinal, dans le massif du Crêt de la Neige et du Reculet.

Il est bien visible sur photo aérienne, l'érosion karstique soulignant le tracé des accidents dans les calcaires kimmeridgiens.

Les trois décrochements majeurs de ce système sont :

- la faille de la Calame,
- la faille du Crêt de la Neige,
- la faille du Reculet.

La faille de la Calame est la plus importante, avec un déplacement sénestre de 100 m interprété au niveau de la route forestière, à une altitude de 800 m environ, et pourrait atteindre le Piedmont (A. Malatrait).

Ces accidents ne se traduisent pas par de grands déplacements au niveau de la voûte et leur extension semble très limitée sur le versant Ouest.

## c/ Faille de direction N 120-130

Ce réseau est donc perpendiculaire à l'axe du pli.

Il est représenté par des failles verticales, soulignées par l'érosion, principalement dans les calcaires kimmeridgiens du massif de Montoisey.

Les rejets sont généralement très faibles, métriques à décimétriques. Ces accidents sont localisés à la voûte du pli, où ils délimitent de petits compartiments.

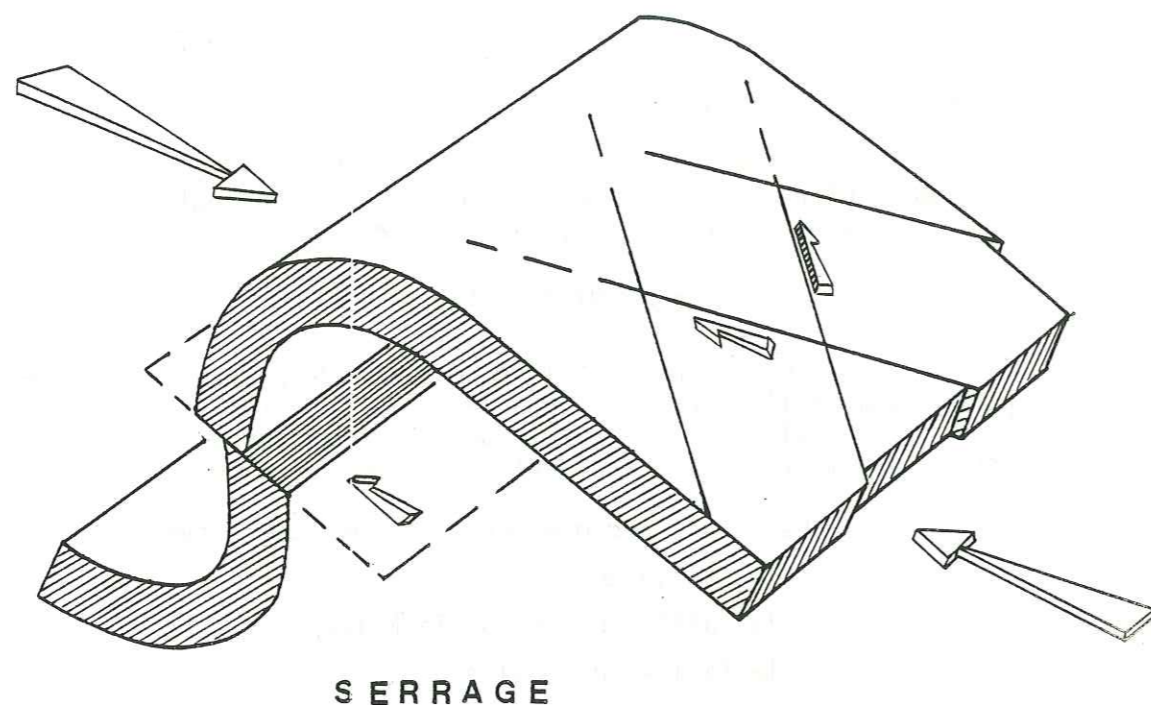
## III-2. FAILLES LONGITUDINALES

Ce sont de grandes fractures parallèles à l'axe de l'anticlinal, de direction N 35, à composante verticale dominante. On les rencontre principalement à la voûte du pli. Elles sont bien visibles sur les photographies aériennes, et peuvent délimiter de véritables petits fossés d'effondrement dans les calcaires du Séquanien et du Kimméridgien.

Ces failles sont dues aux efforts de traction exercées à la voûte du pli et leur extension en profondeur paraît limitée aux quelques mètres observés sur les fractures ouvertes dégagées par l'érosion.

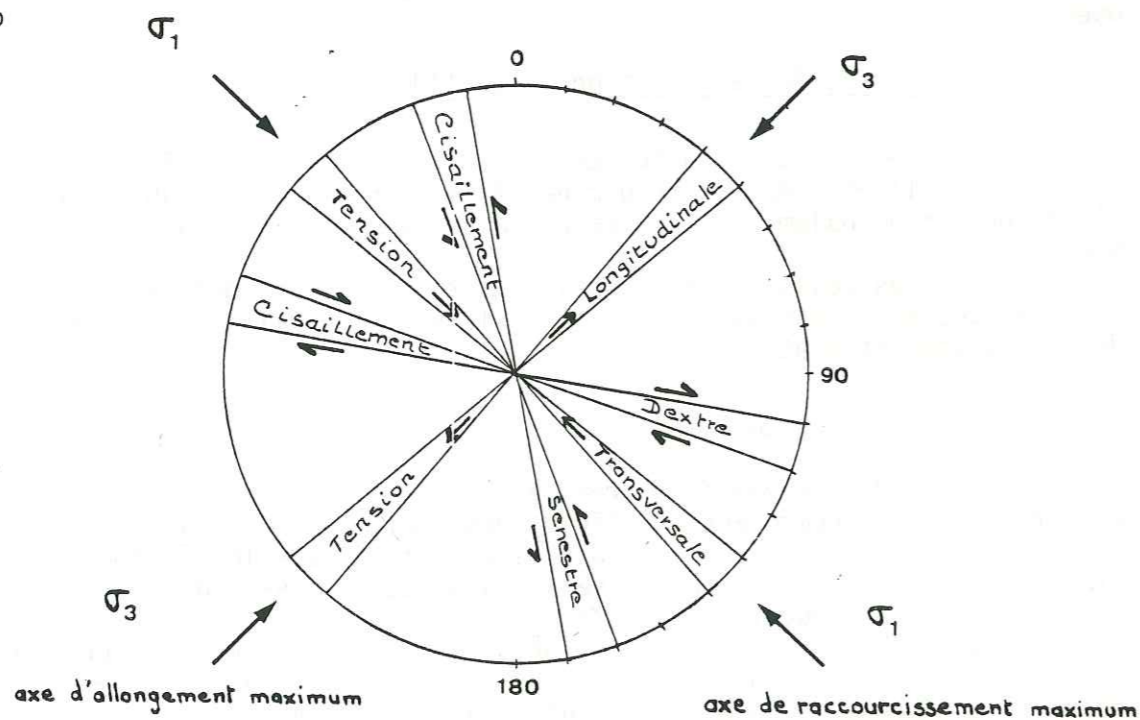
Les rejets sont faibles, métriques à décimétriques.

Fig. a



SERRAGE

Fig. b



DISPOSITION THEORIQUE  
DE LA FRACTURATION

Sur le flanc Est du pli, aucun accident longitudinal important n'a été observé sur le terrain. Seuls quelques glissements bancs sur bancs sont visibles dans les calcaires du Barrémien (carrière de Thoiry ...).

Nous verrons toutefois que des failles longitudinales ont vraisemblablement été rencontrées lors de l'exécution des forages profonds (G1 et G2), et d'une manière sûre, par les sondages réalisés en Piedmont, au niveau du contact molasse-calcaire.

### III-3. LA FRACTURATION

L'étude de détail et le changement d'échelle d'observation font apparaître 4 classes de fractures dont les directions principales correspondent à celles des grands accidents vus précédemment.

#### a/ Classe N40

Intimement liée aux failles longitudinales, elle en a la même origine. Elle est donc limitée aux formations qui affleurent à la voûte du pli, principalement les calcaires du Kimméridgien.

#### b/ Classe N80-100

Cette classe prédomine dans le massif du Crêt de la Neige, où elle accompagne les grandes failles de même direction.

#### c/ Classe N120-130

Réseau le plus dense, il accompagne les failles transversales.

#### d/ Classe N140-150

Elle correspond principalement aux grands décrochements de Brancheau et de la Tremblaine. Les fractures peuvent être ouvertes près des failles.

### III-4. CONCLUSION

Les systèmes de fractures représentés par les failles et les diaclases correspondent au schéma théorique de la disposition de la fracturation sous l'effet d'une contrainte : (fig.10).

Nous avons donc :

- une direction de raccourcissement représentée par les failles transversales de la voûte et le jeu des diaclases le plus dense : N120-130, formé avant le plissement, et retrouvé dans la région des Plateaux (d'après Sopenas et Soulas 1973).
- Deux directions, disposées de part et d'autre de la précédente, et l'admettant pour bissectrice : N80-100 et N140-150.
- Une direction perpendiculaire au raccourcissement : la direction de tension longitudinale N40.

Si les directions de fractures s'ordonnent de manière logiques, les sens des déplacements des grands accidents ne trouvent une explication que par leurs rejeux successifs, liés à des phases tectoniques successives et de natures différentes. On observe en effet, un réseau conjugué de deux systèmes de failles (N80-100 et N150) ayant tous deux un déplacement sénestre

Fig. a

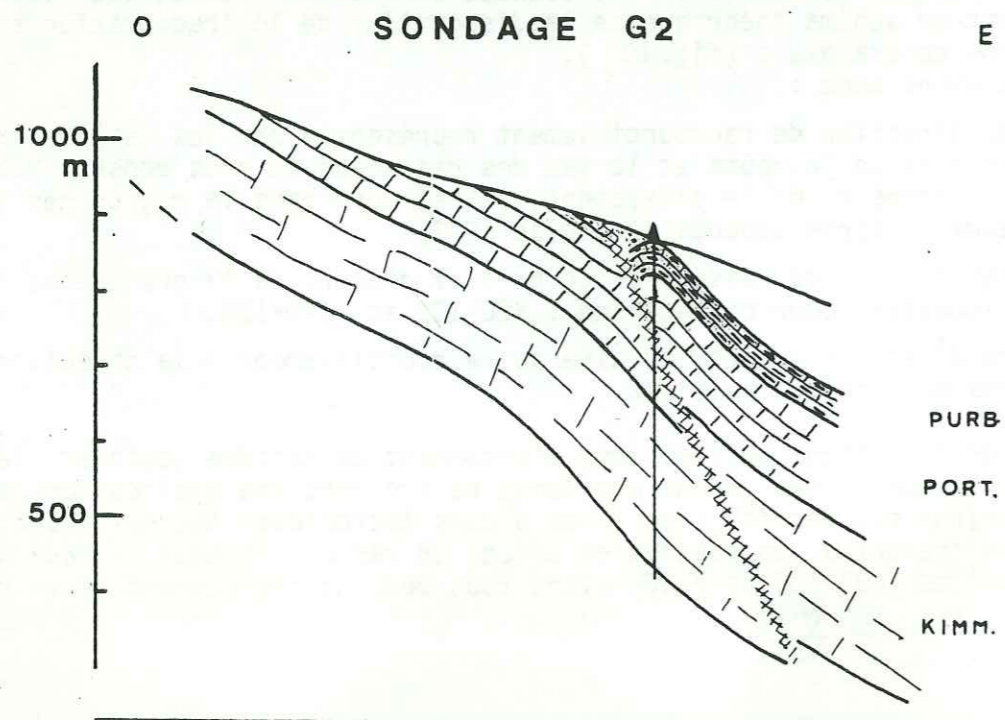
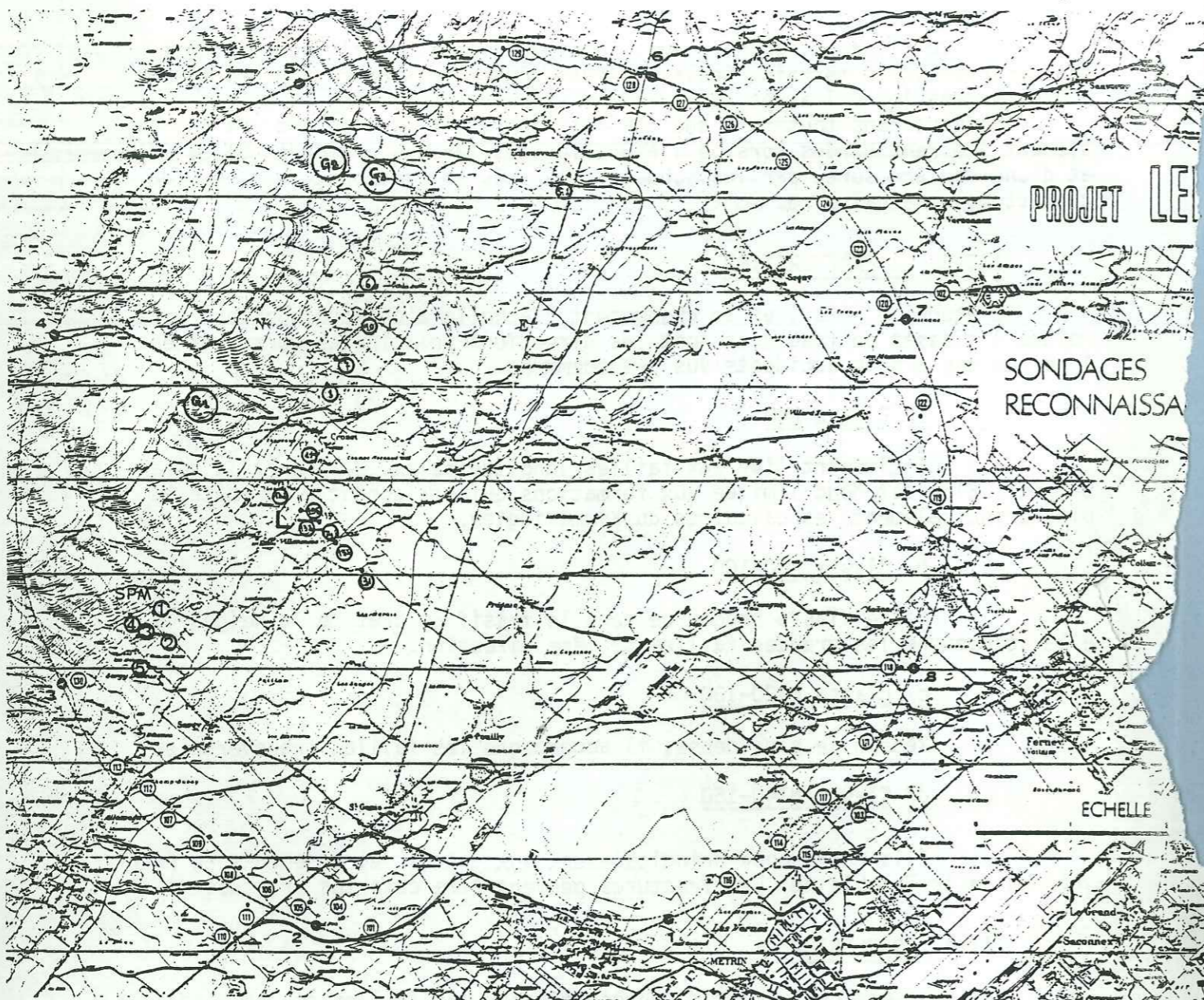


Fig. b

(faille de la Calame d'une part, et faille de la Tremblaine et Branveau d'autre part).

#### IV- LES ACCIDENTS RENCONTRES PAR LES FORAGES PROFONDS

Trois forages profonds réalisés par le CERN, sur le flanc Est de la Haute Chaîne, ont permis de mieux connaître les formations composant l'anticlinal, mais aussi de déceler certaines anomalies, liées à la présence d'accidents de plus ou moins grande importance.

##### a/ Forage G1

Il est situé à la côte de 903 m, au niveau du village de Crozet.

D'une profondeur de 1001 m, il n'a rencontré qu'un accident significatif dans les calcaires du Séquanien à la profondeur de 487-490 m. A ce niveau, les pertes de boues ont été importantes (3,7 m<sup>3</sup>/h), les cuttings se sont présentés sous la forme de petits dés, au lieu d'éclats, avec débris de calcite, témoins d'une fracturation intense. Le calcaire est de couleur beige clair et non gris, signe d'oxydation (rapport géologique).

La diaggraphie de densité montre à ce niveau, une chute brusque et celle de la porosité totale une rapide augmentation.

Cet accident correspondrait à une faille parallèle à l'axe de la Haute Chaîne, repérée sur image radar, et se poursuivant vers le forage G2 où il aurait été rencontré à nouveau.

Une autre anomalie, de moindre importance, s'est signalée, uniquement par les pertes de boue - supérieures à la moyenne (0,6 m<sup>3</sup>/h). Elle a été rencontrée à une profondeur de 407-412 m dans les calcaires du Séquanien, et pourrait correspondre à un niveau fracturé ou simplement légèrement karstifié.

##### b/ Forage G2

Situé au N. NE. du forage G1, à la côte 866 m et à l'aplomb des sources de l'Allondon, il a permis de montrer la présence d'un accident important qui s'est traduit par diverses singularités :

- lors du dégagement des affleurements pour la mise en place de la plateforme du forage, il a été observé dans la formation purbeckienne des pendages contraires à ceux visibles à l'aval du forage (30° Ouest au lieu de 40° Est), pouvant correspondre à des crochons.

- la perte des cuttings de forage a été totale entre 96 et 100 m de profondeur.

- les carottes prélevées sur ce tronçon se sont révélées fracturées, poreuses et vacuolaires par endroits avec trace de circulation d'eau.

Cet accident pourrait être le prolongement de celui rencontré sur le forage G1 à la côte 490 m ; ses conséquences sur les formations qu'il affecte sont accentuées par les phénomènes karstiques, venus se greffer à son contact.

Les sondages profonds, hormis la présence de cet important accident, vraisemblablement longitudinal, ont permis de confirmer la bonne régularité du pli en profondeur, de même que la bonne qualité géotechnique des formations.

Fig. a

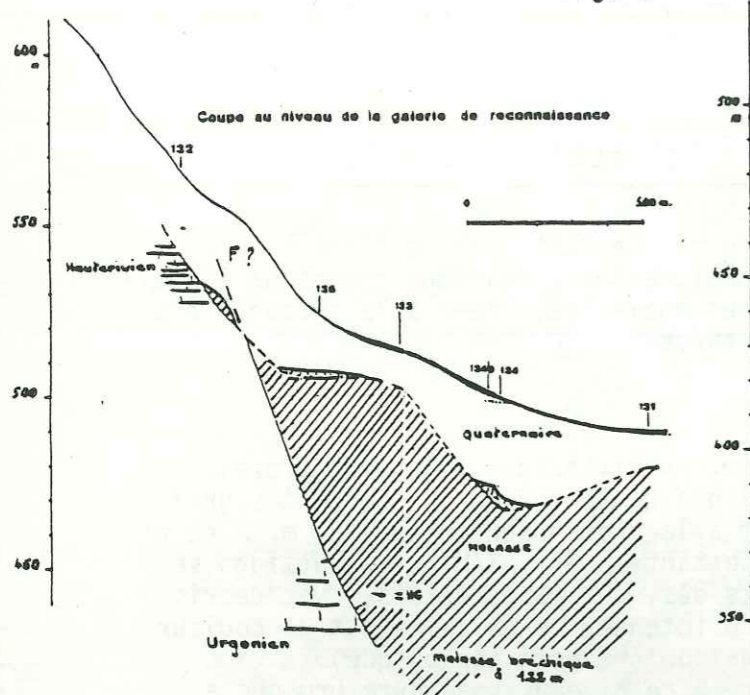
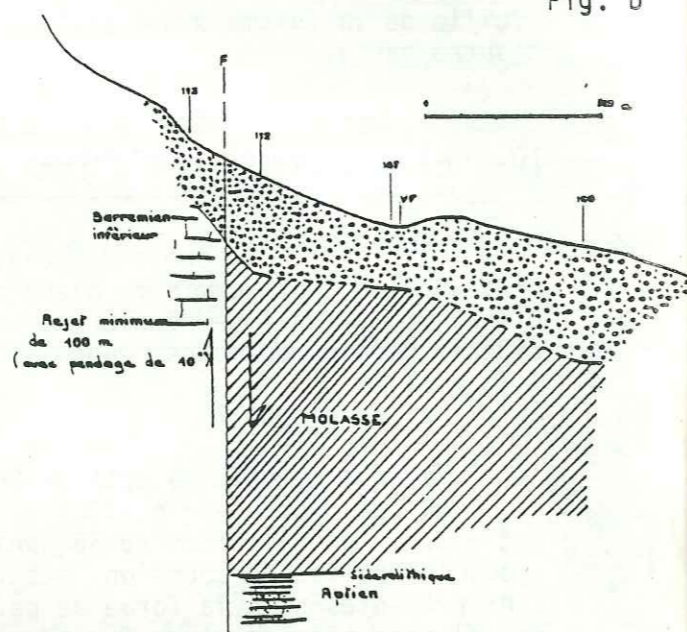
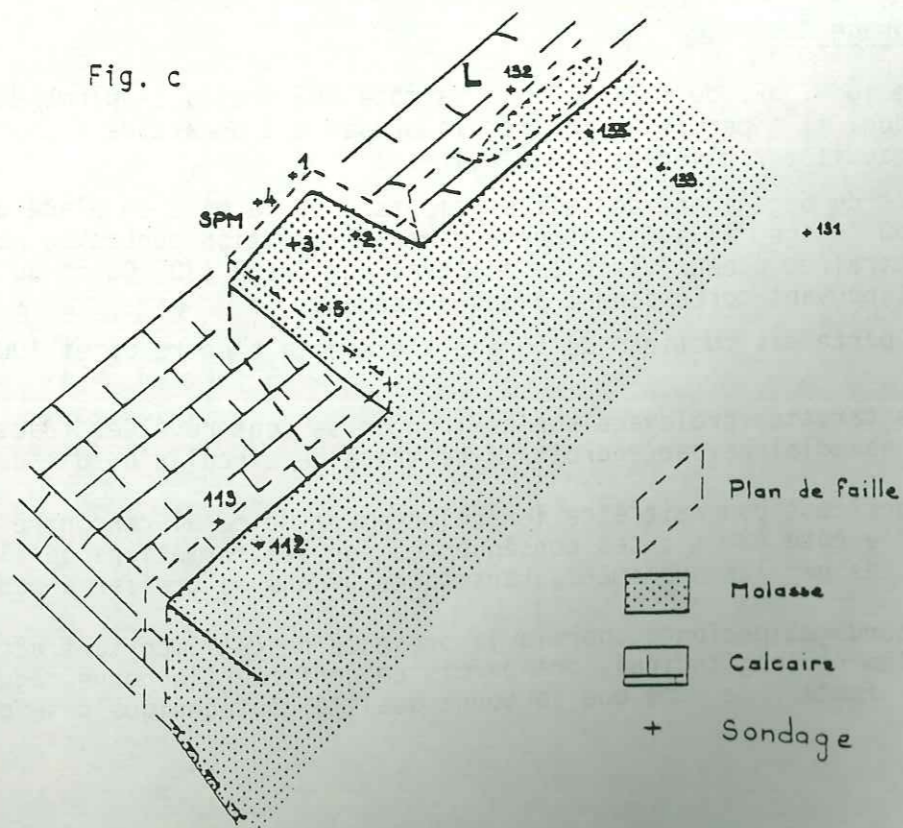


Fig. b



CONTACT MOLASSE-CALCAIRE (interprété)

Fig. c



V- LE CONTACT CALCAIRE-MOLASSE (forages CERN de Piedmont).

La présence d'une grande faille longitudinale de Piedmont a souvent été évoquée par les spécialistes. Si l'existence de celle-ci n'est pas prouvée, les forages entrepris en Piedmont par le CERN ont mis en évidence différentes anomalies. (localisation fig. 11).

Du Sud vers le Nord, les forages ont présenté les caractères suivants :

a/ Forage 112 - 113 (coupe fig. 12 b)

Ces deux forages, situés au Nord-Est d'Allemogne et séparés par une distance de 230 m, montrent des coupes de terrain totalement différentes, et la présence d'un contact anormal passant entre eux-ci apparaît comme certaine.

En effet, le sondage 112 traverse 28,50 m de quaternaire, 87,30 m de molasse et s'arrête dans une formation gréseuse attribuée à l'Aptien (E. Lanterno).

Le sondage 113, après avoir traversé 20,00 m de recouvrement quaternaire, entre dans un calcaire blanchâtre massif, attribué sur observation microscopique, à l'Urgonien basal (M. A Conrad).

Compte tenu de la différence de côte entre les deux sondages, et du pendage supposé du Barremien, le rejet de l'accident serait d'environ 100m.

b/ Forage de Sergy Dessus : SPM 1.2.3.4.5.

Ces forages sont difficilement corrélables avec les précédents, sans admettre la présence entre eux d'accidents tectoniques.

Le forage 113 montrait l'absence de molasse sur le Barremien à la côte 473,50 m ; les sondages SPM ont rencontré la molasse jusqu'à l'altitude de 541,50 m (au SPM 3). Celle-ci a une épaisseur de 40 m à ce niveau et paraît se terminer en biseau car elle est absente au SPM 1, situé un peu plus haut (568,50 m) et où l'Urgonien est atteint à la côte 563,50 m.

Le forage SPM 4, le plus élevé, (côte 598,50 m), après 16,00 m de recouvrement quaternaire, n'a rencontré qu'un matériel marneux jusqu'à la profondeur de 100 m où il a dû être arrêté. La présence de ce matériel pourrait indiquer la présence d'une faille ouverte.

c/ Les forages de la galerie de reconnaissance à Villeneuve (L 131 à L 135). Fig 12 a

L'observation des forages 132 et 133 a permis de mettre en évidence, là encore, la présence d'un accident.

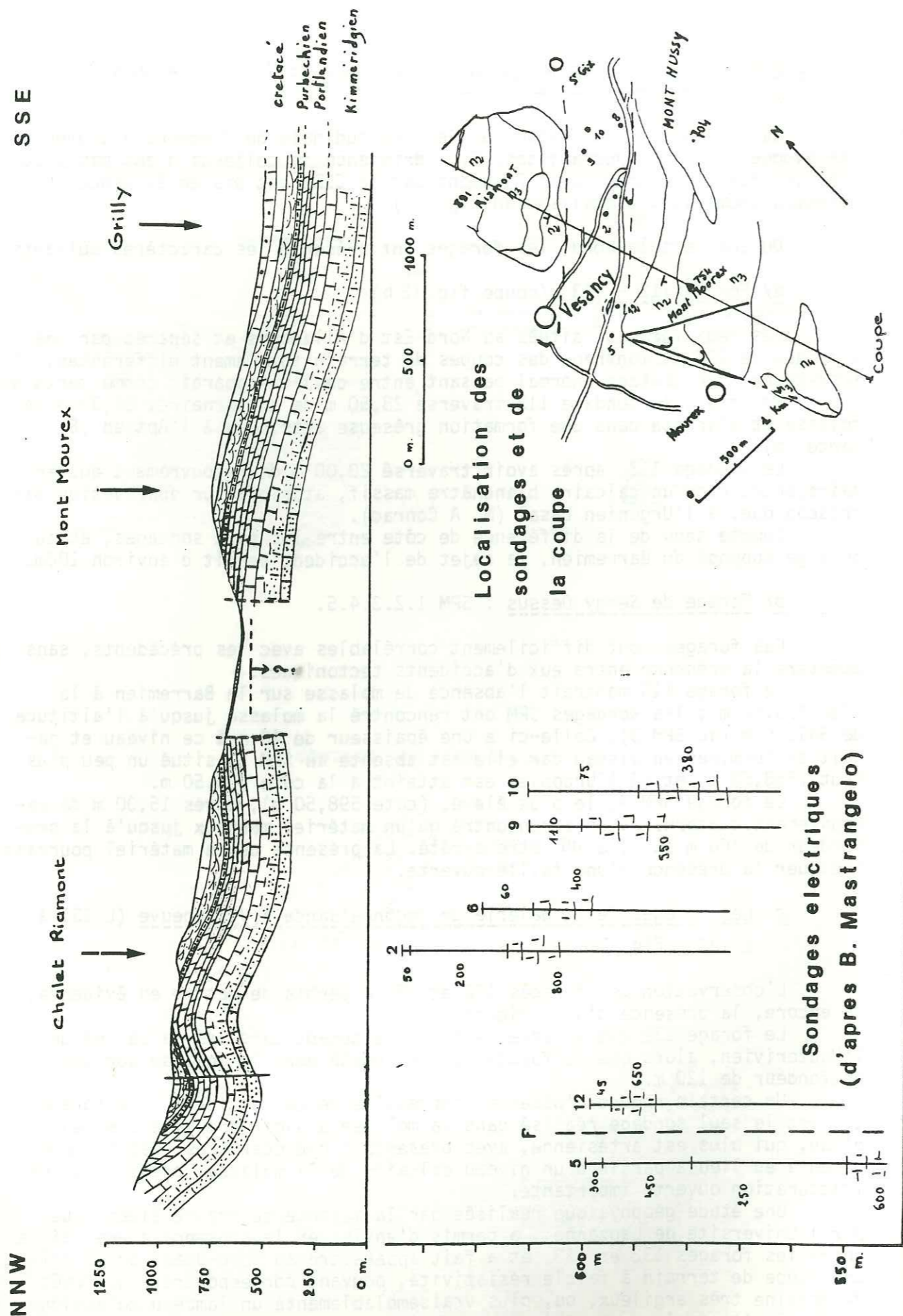
Le forage 132 est en effet entré directement dans les calcaires de l'Hauterivien, alors que le forage 133 est resté dans la molasse sur une profondeur de 120 m.

Un certain nombre d'observations résulte de cet accident : le forage 133 est le seul sondage réalisé dans la molasse à avoir présenté une venue d'eau, qui plus est artésienne, avec présence d'hydrocarbures. Cette venue d'eau a eu lieu à partir d'un niveau calcaire de la molasse, présentant une fracturation ouverte importante.

Une étude géophysique réalisée par la méthode du trainé électrique par l'Université de Lauzanne, a permis d'envisager la présence d'une faille entre les forages 132 et 133, et a fait apparaître au Nord-Ouest de la faille, une loupe de terrain à faible résistivité, pouvant correspondre à un dépôt de moraine très argileux, ou, plus vraisemblablement à un lambeau molassique, la faille étant alors postérieure au dépôt de la molasse.



**COUPE DES MONTS RIAMONT MOUREX**



Les forages de Piedmont suivants, mis à part le sondage SPM 11, ne signalent pas de dépôts molassiques, par contre au Nord d'Echenevex, le forage 129, situé à une altitude assez élevée, a rencontré la molasse à la côte 579 m. La molasse reposerait donc ici, sur le Néocomien.

d/ Conclusion

Nous avons essayé de synthétiser les principales observations obtenues par les forages, sous la forme d'un schéma interprétatif. (fig.12c).

Tous ces forages ont donc permis de mieux connaître le contact Jura-Plaine molassique, qui apparaît, somme toute, assez complexe. Cette complexité étant, semble-t'il, la conséquence de mouvements tectoniques tardifs, de distensions, vraisemblablement liés au phénomène de subsidence ou à des réajustements isostatiques.

VI- LES REPLIS SATELLITES DU JURA : Le Riamont et le Mont Mourex

Situés au Nord-Ouest de Gex, ces deux promontoires sont considérés comme deux avant-plis du Jura gessien.

Le premier, le Riamont, est séparé de la haute chaîne par un petit synclinal à coeur hauterivien, découpé par deux grandes fractures de direction Est-ouest, à décrochement dextre (feuille St Claude).

Vers le Sud, l'anticlinal du Riamont passe à une structure synclinale, faiblement prononcée et au flanc Ouest du pli principal. Ce flanc est séparé du flanc Est, représenté par le Mont Mourex, par un "sillon" à remplissage quaternaire qui correspond à un vallon anticlinal résultant d'un effondrement de la voûte entre deux failles longitudinales, parallèles à l'axe du pli et à la haute chaîne (Morel 1946).

Ce fossé, qui a fait l'objet d'une étude géophysique, (Mastrangelo 1973) présente son substratum penté vers le Nord, pour la partie Nord, vers le Sud pour la partie Sud ; la dénivellation étant accentuée au niveau de Vesancy par la présence d'une faille N 150 découpant la partie Sud du Mont Mourex et se manifestant dans les carrières de Mourex par un contact anormal entre le Valanginien et l'Hauterivien, dont le rejet vertical a été évalué entre 40 et 90 m, avec abaissement du compartiment SW (Kutluoglu 1966).

Ces replis satellites du Jura sont situés hors de notre secteur d'étude, cependant leur présence nous apparaît importante, car de telles structures peuvent être présentes sous la couverture molassique. De plus, l'existence du vallon anticlinal témoigne des phénomènes distensifs qui semblent avoir eu lieu tardivement. Enfin, le sillon résultant de cet effondrement peut être à l'origine d'écoulements souterrains rejoignant ceux de la plaine de Gex.

VII- EVOLUTION TECTONIQUE DU JURA

La principale composante du style tectonique jurassien est la différence de comportement des différentes formations, dont les conséquences se retrouvent à différentes échelles :

. Au niveau de la chaîne du Jura elle-même : le rôle du Trias et des décollements à son niveau sont unanimement admis et confirmé par les sondages pétroliers et les tunnels (travaux de Buxtorf dans le tunnel de Weissenstein).

. Au niveau du jurassique supérieur et du crétacé pour les Monts Jura : ces formations sont en effet affectées par une fracturation (et karstification) que l'on peut qualifier de superficielle puisque limitée en profondeur par l'épaisse série marneuse de l'Oxfordien.

. Au niveau des calcaires du Séquanien qui sont affectés par des petits replis décimétriques, limités à la voûte anticlinale.

Pour la partie de la Haute Chaîne nous concernant, il semble que celle-ci fasse partie d'un bloc délimité par deux fractures de socle : la faille de la Faucille et la faille du Vuache, qui se prolonge au Nord-Ouest. Ce bloc forme un coin ayant pu subir une évolution tectonique plus ou moins indépendante mais qui, de toute façon, dans le cadre d'une évolution tectonique régionale que nous évoquons brièvement :

- Au début du tertiaire, le Jura se présente comme un relief émergé composé d'une couverture marno-calcaire, séparée par l'épaisse série triasique d'un socle ayant subi l'Orogénèse hercynienne.

Il semblerait toutefois, qu'il ait déjà subi une phase tectonique précoce. Il existe, en effet, une relation de parallélisme entre les faciès et les directions des plis, du Dogger au Portlandien (Aubert).

Le plissement de la chaîne était donc déjà esquissé au Jurassique moyen, et a eu pour conséquence, une subsidence plus importante à l'Est qu'à l'Ouest.

- A l'Eocène : la chaîne subit des mouvements de fond mais locaux, car à l'emplacement du plateau suisse, les formations de la couverture jurassique et crétacée ne sont pas plissées.

Le climat est chaud et humide favorisant l'altération et l'érosion. La plaine suisse s'ébauche.

- A l'Oligocène : naissent des mouvements complexes, avec formation de failles méridiennes et subméridiennes de distension, principalement dans le Jura externe.

Cette phase entre dans le cadre de la grande zone européenne de distension. En même temps, dans le Jura interne, les plis s'accroissent sous l'influence d'une contrainte N 125 (d'origine alpine ?).

Les premiers décrochements transversaux apparaissent, délimitant des compartiments qui évolueront de manière plus ou moins indépendante.

Le bloc genevois, limité au Sud par la faille de Vuache, se surélève.

- Au Miocène : une période de stabilité tectonique s'installe pendant laquelle se crée une surface d'érosion.

Les Monts Jura sont moins érodés que les plis situés à l'Ouest de la Valserine, ce qui laisse penser qu'ils étaient moins élevés.

- Au Burdigalo-Vindobonien : la mer molassique envahit les synclinaux. La région genevoise est épargnée, en effet, aucun lambeau de molasse marine n'est connu dans la région, et une disparition complète de celle-ci après dépôt est difficile à admettre. La mer molassique est limitée à la région de Bellegarde.

Cet épisode correspond à une période de subsidence assez importante.

- A la fin du Miocène-Pliocène : la période correspond au paroxysme tectonique, représenté par une phase compressive qui induit le plissement principal de la chaîne, plus important dans les Monts Jura et le Jura interne du fait des faciès plus marneux.

Ces plis sont perturbés par le rejeu des grands accidents de socle, déjà ébauchés à l'Oligocène.

Le socle se rétrécit, entraînant une désolidarisation de la couverture au niveau du Trias. Il se peut qu'interviennent aussi, des phénomènes de bourrage par le Trias, accentuant les anticlinaux (Diapirs de Glangeaud).

Pendant le même temps, ou peu après, les phénomènes de chevauchements prennent place et notamment celui des Monts Jura sur le synclinal de la Valserine, avec coulissement le long de la faille du Vuache.

La faille décrochante de la Faucille rejoue, entraînant un gauchissement du plan axial du pli.

Toute cette phase de compression est liée à l'Orogénèse alpine, par l'intermédiaire d'une contrainte de direction N 125, reconnue à la périphérie des Alpes externes.

- A la fin du Pliocène : les failles longitudinales de distension se développent tardivement, après érosion de la voûte.

Il est possible que des phénomènes distensifs interviennent aussi en Piedmont occasionnant les affaissements repérés par sondages, ou supposés (Mont Mourex ...).

Durant la même période, la partie orientale s'exhausse, entraînant un rejeu des chevauchements.

## VIII- LE KARST DES MONTS JURA

### VIII-1. MORPHOLOGIE KARSTIQUE :

La morphologie karstique typique est assez peu développée si ce n'est dans les zones très fracturées de la charnière du pli.

Une morphologie de lapiaz est localisée dans le secteur du Crêt de la Neige, alors qu'aux environs, on a affaire à un karst "bouché".

Les Dolines sont assez fréquentes et bien réparties sur la voûte anticlinale. Le creux de Praffion en est la plus importante, elle correspond à une dépression de -50 m qui voit son centre occupé par une petite source pérenne.

Des fissures ou petites fractures, élargies par les circulations d'eau ont pu évoluer jusqu'à donner de véritables petits chenaux, formant un karst fossile perché principalement dans les calcaires du Séquanien (sources de Nardérant, Pranciau ...).

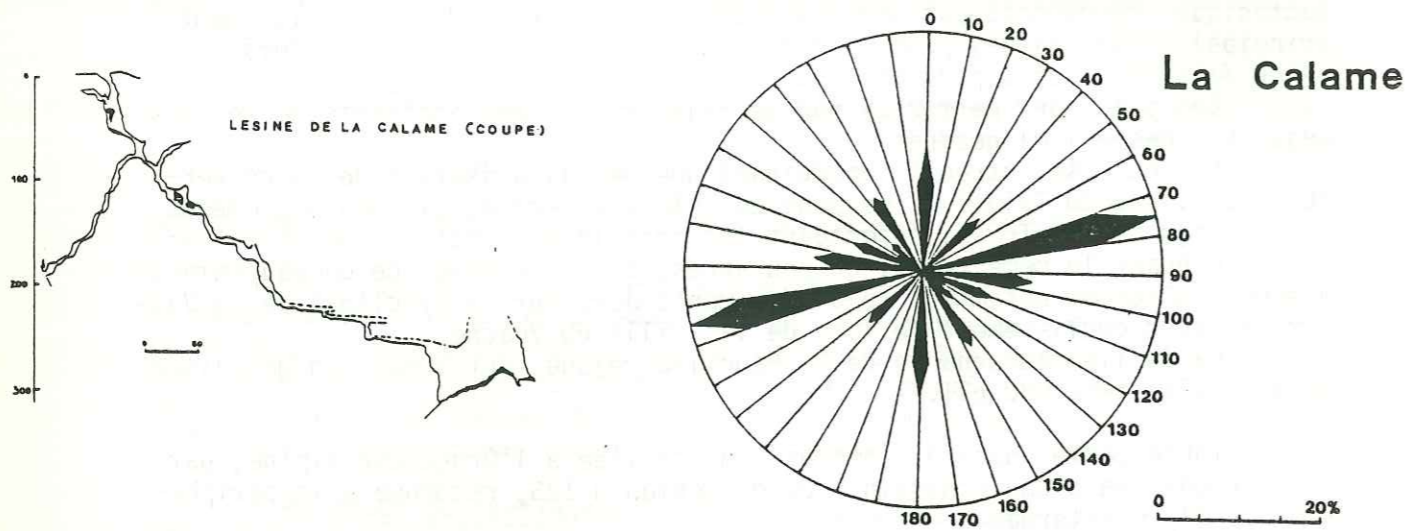
### VIII-2. LES GOUFFRES ET CAVITES

Un inventaire a été fait par le spéléo club de Bresse-Bugey. Une quarantaine de gouffres et plusieurs grottes sont recensés dans le secteur nous concernant.

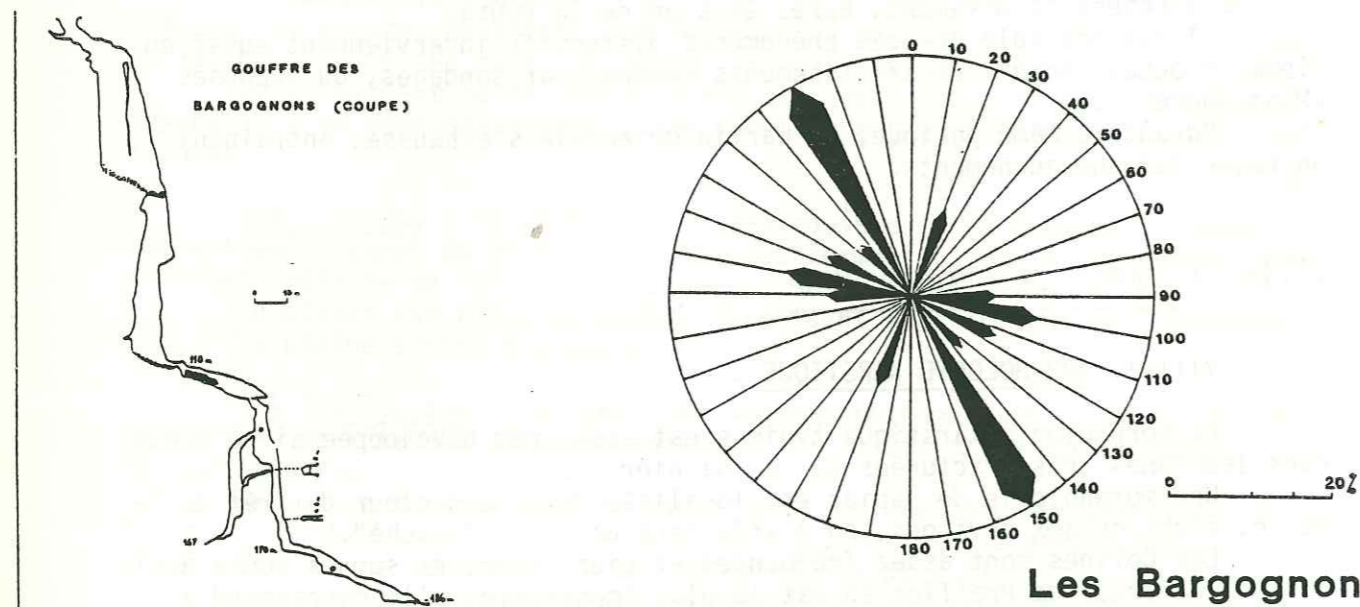
Pour la majeure partie, ces gouffres sont toutefois peu développés (de 10 à 50 m de profondeur), seuls quelques-uns présentent une extension intéressante. Ce sont, dans l'ordre :

- . La lésine de la Calame qui, avec une profondeur de 306 m est le "trou" le plus profond du département de l'Ain.

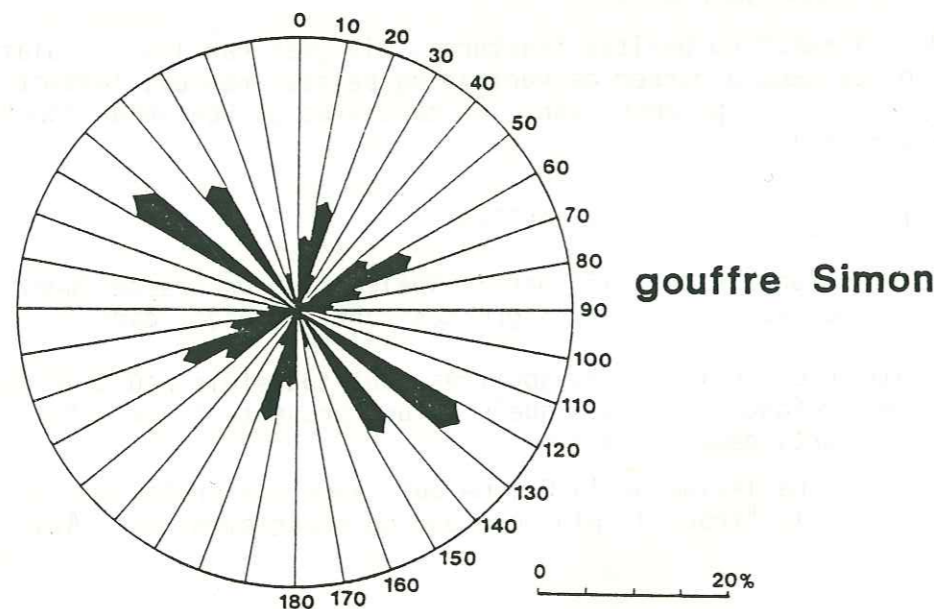
ROSACES DES DIRECTIONS DE GALERIES



La Calame



Les Bargognons



gouffre Simon

- . le gouffre des Bargognons, situé sur la commune de Crozet, a une profondeur de 190 m.
- . le gouffre Simon, d'une profondeur de 138 m (commune de Crozet.)

Ces gouffres sont limités aux calcaires kimméridgiens ou séquaniens, pour ceux situés en Piedmont (gouffre du Merdachat, puits Mathieu, karst du SPM 1 et SPM 10).

Signalons que les cavités karstiques profondes, rencontrées par forages en Piedmont, dans les calcaires urgoniens, ont souvent renfermé un remplissage de nature différente suivant la localisation des sondages.

Dans le cas du SPM 5, les calcaires urgoniens sont surmontés d'une importante couche de molasse tertiaire (130 m) et les poches situées à la profondeur de 135- 145 m présentent un remplissage argilo-gréseux, vert de gris, riche en pyrite qui pourrait correspondre à des dépôts albo-aptien ou éocènes.

Dans le cas des sondages SPM 1 - SPM 10, il n'y a pas de recouvrement molassique, mais uniquement une faible épaisseur de quaternaire de quelques mètres. Les cavités rencontrées ici (98 m pour le SPM 1, 84 m pour le SPM 10) renfermaient un matériel sablo-graveleux à galets alpins.

On peut, à partir de ces observations, supposer qu'un dépôt albo-aptien ait eu lieu dans les cavités des calcaires urgoniens, protégé et fossilisé par les dépôts molassiques, alors que le matériel était entraîné, ailleurs, par les infiltrations et circulations d'eau.

La présence de matériel alpin à de telles profondeurs (98 m au SPM 1), montre qu'il existait avant les grandes glaciations (Riss ou Wurm ?) un réseau karstique déjà bien développé, les galets du remplissage mesurant plusieurs centimètres.

Le réseau était plus étendu en profondeur que le réseau actuel ; en effet, la côte des dépôts est de 470,25 m, celle des exurgences actuelles de 490 m.

Le niveau de base géographique de cette époque était donc plus bas que l'actuel.

VIII-3. RELATION ENTRE LE KARST DU JURASSIQUE ET LA FRACTURATION :

D'après A. Bourgin, seules les fissures d'origine tectonique seraient favorables aux circulations souterraines, le rôle essentiel reviendrait donc aux diaclases.

Si l'on observe la situation des gouffres par rapport à la fracturation (fig. 9), il apparaît une relation évidente.

Nous avons fait pour les trois principaux gouffres, les rosaces des directions de galeries, représentant les longueurs cumulées des segments de galeries appartenant à une classe d'orientation de 10° (fig.14).

Ceci a pu être fait grâce aux levés topographiques des réseaux, effectués par le Bresse Bugey Spéléologie.

Il apparaît, pour le réseau de la Calame, une direction principale N 75, à mettre en relation avec la direction de la faille de la Calame (N 80 - 90) et du réseau de diaclases qui lui est associé.

Pour le gouffre des Bargognons c'est la direction N 150 qui se détache nettement, correspondant au système de failles de même direction, localisées dans ce secteur (système des failles décrochantes sénestres : faille de la Tremblaine ...).

Pour le gouffre Simon : la prédominance d'une classe est moins nette, ce gouffre étant moins développé que les deux précédents. Toutefois, deux directions principales ressortent :

- N 125 : qui correspond au réseau de diaclases le plus dense, qui accompagne les failles transversales N 120 - 130 ;
- N 145 : qui appartient au système des failles décrochantes N 150.

Hormis les directions principales, il est difficile de trouver une signification à toutes les autres directions apparaissant sur les rosaces, et qui semblent se répartir de manière aléatoire.

De toute manière, cette relation évidente existant entre ces réseaux karstiques et la fracturation, ne doit pas être généralisée à l'ensemble de la chaîne. Les gouffres pris en considération ici n'intéressent qu'une faible tranche des formations, et un secteur bien déterminé. De nombreuses questions peuvent encore se poser quant à l'évolution de ce karst jurassique en profondeur.

#### VIII-4. CARACTERISTIQUES DES FORMATIONS ET DEVELOPPEMENT DU KARST JURASSIQUE

Lors de l'exécution du forage G1, des échantillons ont été prélevés, sur lesquels ont été faites des calcimétries. Les résultats obtenus sont les suivants (rapport géologique).

- Calcaires du Séquanien : 98 %  $\text{CO}_3\text{Ca}$ . La mesure a été faite sur un seul échantillon, la valeur moyenne serait moindre en tenant compte des passées marneuses.
- Calcaires pseudolithographiques de l'Oxfordien : 95 %
- Marno-calcaires de l'Oxfordien : 80 %
- Couches d'Effingen (Oxfordien) : 65 %
- Couches à spongiaires de Birmensdorf : 83 %
- Bathonien - marno-calcaire : 55 à 65 %.

Nous n'avons pas de renseignements concernant la formation kimméridgienne mais on peut s'attendre à des valeurs très fortes.

Les roches dans lesquelles le karst est bien développé sont les roches contenant plus de 90 % de carbonate de calcium.

Les formations du jurassique supérieur sont donc bien propices au phénomène karstique, toutefois, elles contiennent un karst peu évolué (si l'on s'en tient aux réseaux pénétrables). Le karst du jurassique serait donc un karst "jeune".

Signalons toutefois que celui-ci, dans le cas d'un développement maximum aurait été limité par les couches d'Effingen.

#### - Action de l'eau dans les conditions actuelles

Le Bresse Bugey Spéléo club relate, dans son inventaire, des résultats concernant des analyses d'eau, réalisées afin d'estimer l'action corrosive de l'eau d'infiltration.

Les valeurs sont les suivantes :

. Pour une eau recueillie dans les lapiez contenant un sol, la dissolution en  $(\text{HCO}_3)_2\text{Ca}$  était de 60 % de saturation. Rappelons que la présence d'un sol double la quantité de  $(\text{HCO}_3)_2\text{Ca}$  dissout.

. Un deuxième échantillon prélevé à -80 m dans la Lézine de la Calame donnait 85 % de la teneur en saturation de  $(\text{HCO}_3)_2\text{Ca}$ .

Ces résultats s'accordent parfaitement avec les observations faites par Aubert dans le Jura, qui lui ont permis de distinguer trois zones de dissolution :

- . la zone superficielle : surface contact-sol,
- . la zone de fissures : diaclases et joints de stratification,
- . la zone profonde ou des conduits.

Après avoir obtenu des résultats analogues à ceux précédemment cités, il en conclut que 5 % seulement de la dissolution totale par l'eau, se fait dans la zone profonde, montrant par là même, l'importance du facteur temps.

Compte tenu de ces conclusions et des renseignements concernant les Monts Jura, nous pouvons conclure que le Karst du Jurassique continue d'évoluer mais à un rythme très ralenti, dans les conditions climatiques actuelles (par comparaison avec celles régnant au début du Tertiaire, par exemple).

En ce qui concerne le réseau développé dans les calcaires crétacés (principalement l'Urgonien), nous ne disposons que de quelques observations ponctuelles et renseignements obtenus par sondage :

- . Celui-ci semble assez bien évolué car il a été rencontré par de nombreux sondages, les galeries profondes rencontrées renfermant souvent des galets alpins.
- . Le réseau s'enfonce jusqu'à une cote inférieure à celle des exurgences actuelles (correspondant au niveau de base anté-oligocène ?)

#### VIII-5. CONCLUSIONS

Il semblerait donc que le karst crétacé soit plus ancien que le karst jurassique.

Les arguments en sont :

- les poches d'argiles gréseuses rencontrées dans les sondages (SPM5), qui correspondraient à un remplissage anté-oligocène puisque protégé par la molasse,
- un ancien niveau de base, anté-oligocène, situé plus bas qu'actuellement si nous admettons que lors des grandes phases de plissement, il n'y a pas eu de gros bouleversements en Piedmont, comme chevauchement du crétacé par la molasse, etc.

Pour le karst jurassique, la relation entre le niveau de surface et la fracturation montre qu'il s'est développé après la mise en place des accidents transversaux, à la fin du Miocène.

Son développement, relativement faible est un argument en faveur de sa "jeunesse".

## B - LA MOLASSE DU BASSIN DE GENEVE

Dans cette formation, sera creusée la majeure partie de l'anneau du LEP. Le matériel est bien connu. Celui-ci a, en effet, été traversé par plusieurs dizaines de forages, mais aussi lors du percement des tunnels contenant les machines du CERN, actuellement utilisées, notamment le "Synchroton à protons", anneau souterrain d'un périmètre de 7 km et de 4,80 m de diamètre de section, creusé entièrement dans une colline molassique.

De telles excavations ont permis à M.E. Lanterno du Musée de Genève, de faire de nombreuses observations consignées dans différentes notes.

### I- LITHOLOGIE DE LA FORMATION

Cette molasse que l'on attribue classiquement au "Chattien" se présente d'une manière générale, sous la forme d'un complexe marno-calcaire-gréseux monotone, avec une dominante de marnes plastiques et de marno-calcaires, souvent silto-gréseux, quelquefois micacés ou bimicacés.

Les marnes peuvent être de couleurs variées d'où le nom de molasse bariolée (couleurs gris, vert, bleu, rouge ...). Elles sont d'un aspect "plastique", leur toucher est onctueux presque savonneux. La fracturation, fréquente dans ces marnes, se traduit par des surfaces de contact ondulées, luisantes et striées.

Les marno-calcaires évoluent quelquefois vers de véritables calcaires, comme par exemple, les calcaires de Grilly à la base de la formation (calcaires gris, peu argileux, fragiles).

Avec les termes lithologiques précédents, alternent les grès quartzo feldspathiques, durs mais souvent mal cimentés, micacés ou, bimicacés à ciment marneux, ou calcaire, de couleur grise ou gris vert, renfermant quelquefois des galets mous.

Les argiles sont peu fréquentes ; toutefois, des essais de gonflement réalisés sur des carottes de molasse marneuse ont donné des gonflements allant jusqu'à 5 %.

### II- CARACTÈRES PARTICULIERS DE LA MOLASSE

On peut trouver, dans la formation, quelques éléments de flore (graines de Chara ...) ou de faune d'eau douce (Limnées, planorbes ...).

Les grès renferment quelquefois des hydrocarbures en imprégnations, et deviennent alors tendres et friables, ou de petits lits de lignites.

Lors du percement du tunnel SPS, de faibles venues de gaz ont été observées : 1,2 à 1,7 % de méthane.

Pendant le creusement de la galerie de reconnaissance du LEP, a été observé une venue d'eau et d'hydrocarbures, à l'aplomb du forage 133, forage dans lequel, ils avaient été déjà signalés.

### III- QUALITÉS GÉOTECHNIQUES

Du point de vue géotechnique, le complexe, s'il présente une grande hétérogénéité dans le détail, due à sa disposition en dépôts lenticulaires, montre une grande homogénéité d'ensemble.

L'homogénéité est confirmée par la bonne répartition statistique des valeurs du module de déformabilité qui est excellent, supérieur à 10 kbar, ce qui explique l'absence de tout problème dû aux mouvements de sol lors de la mise en place des machines existantes.

Les seuls petits problèmes à signaler sont :

- l'altération rapide à l'air, des marnes molassiques, nécessitant un gunitage immédiat de la galerie après le percement.
- de petits décollements banc par banc, dus à la stratification sub-horizontale, exigeant la pose de nombreux petits tirants.

Un point important est à souligner : aucune venue d'eau n'a été observée lors des forages ou du percement des tunnels.

Le matériel est parfaitement imperméable, la fracturation est toujours peu développée et fermée. Des essais Lugeon réalisés récemment (1981) sur les forages SPL 5 et SPL 6 ont donné des perméabilités inférieures à 0,2 Lugeon et à  $10^{-8}$  m/s pour les perméabilités de Darcy (calculées en laboratoire).

Une exception cependant à cette règle générale : le forage 133 et le passage de la galerie de reconnaissance à l'aplomb de ce dernier.

Le forage 133 (de coordonnées X : 125.564, Y : 490.113, Z = 512,80 - coordonnées suisses) a rencontré entre 71,40 m et 76,80 m un niveau de calcaire fin brunâtre (calcaire de Grilly), très fracturé, les fractures étant enduites d'hydrocarbures avec traces de friction horizontales.

A ce niveau, une venue d'eau artésienne est remontée dans le forage avec une charge de 6 à 7 m par rapport au niveau du terrain (518-519 m) et un débit de 2 l/mm durant 13 jours (juillet 1980). Des essais Lugeon réalisés ont donné un débit d'injection de 49,50 l/mm sous une pression de 1-1,5 bar, soit une perméabilité K = 6 à 9 Lugeons.

Ce forage est donc de caractère exceptionnel mais rappelons qu'il est placé en Piedmont, donc proche des calcaires karstiques du Crétacé, et qu'une faille a été mise en évidence à l'amont de celui-ci.

### IV- CONDITIONS DE DEPOT DU MATÉRIEL MOLASSIQUE

Le plateau molassique suisse est la zone déprimée séparant les Alpes du Jura, composée de matériel détritique tertiaire. Il appartient au long sillon périalpin qui s'étend de Vienne à la Méditerranée, "véritable gouttière subsidente née à l'Oligocène pendant la surrection des Alpes". (H. Badoux).

Les dépôts se sont succédés de l'Oligocène moyen (Rupélien) au Miocène supérieur, avec généralement :

- une molasse marine inférieure (Stampien inférieur),
- une molasse lacustre (Chattien - Aquitanien),

- une molasse marine supérieure (Burdigalien - Helvétien)
- une molasse d'eau douce supérieure (Tortonien - Sarmatien)

Pour ce qui est du site nous intéressant, seule la molasse lacustre inférieure (Chattienne) est représentée. A cette époque d'immenses lacs d'eau douce ou légèrement saumâtre se sont formés, dans lesquels s'accumulent un matériel plus ou moins fin.

Cette sédimentation tardi et post orogénique est perturbée par des mouvements tectoniques occasionnant une succession d'immersion et d'émersion, et donc la formation des dépôts à stratification entrecroisée, dans lesquels se succèdent les cycles sédimentaires suivants :

grès grossiers → grès fins → marnes gréseuses → marnes fines  
le tout pouvant être raviné avec formation de galets mous.

#### V - ÉPAISSEUR DU DÉPÔT

L'ensemble de la molasse chattienne aurait une épaisseur comprise entre 200 et 300 m. Joukowsky (1941) mentionne un sondage à Challex (au Sud de notre secteur d'étude), qui aurait traversé 273 m de molasse lacustre.

#### VI - REGRESSION DE LA MER ET ÉROSION DU PLATEAU

On ne connaît pas de rivières marines dans les environs de Genève. Les premiers dépôts, vers le Sud, se trouvent dans la région de Bellegarde. Le Pliocène est continental au Nord de Saint-Vallier, et marin au Sud.

Au cours du tertiaire supérieur, il y a donc eu une régression de 100 km, d'où un abaissement important du niveau de base et donc un accroissement important de l'érosion par rajeunissement des cours d'eau.

Erosion, subsidence et mouvements tectoniques, expliquent les anomalies constatées sur le parcours du contact molasse-calcaire de la Haute Chaîne évoqué précédemment, (fig.12).

#### VII - STRUCTURE DU PLATEAU GENEVOIS

Un alignement de crêtes molassiques correspondant à un anticlinal s'étend de Challex-Dardagny au Sud, jusqu'à Preveysin Ornex, au Nord.

La direction de la structure et des couches est SW - NE, donc parallèle à l'axe du Salève et de la Haute Chaîne.

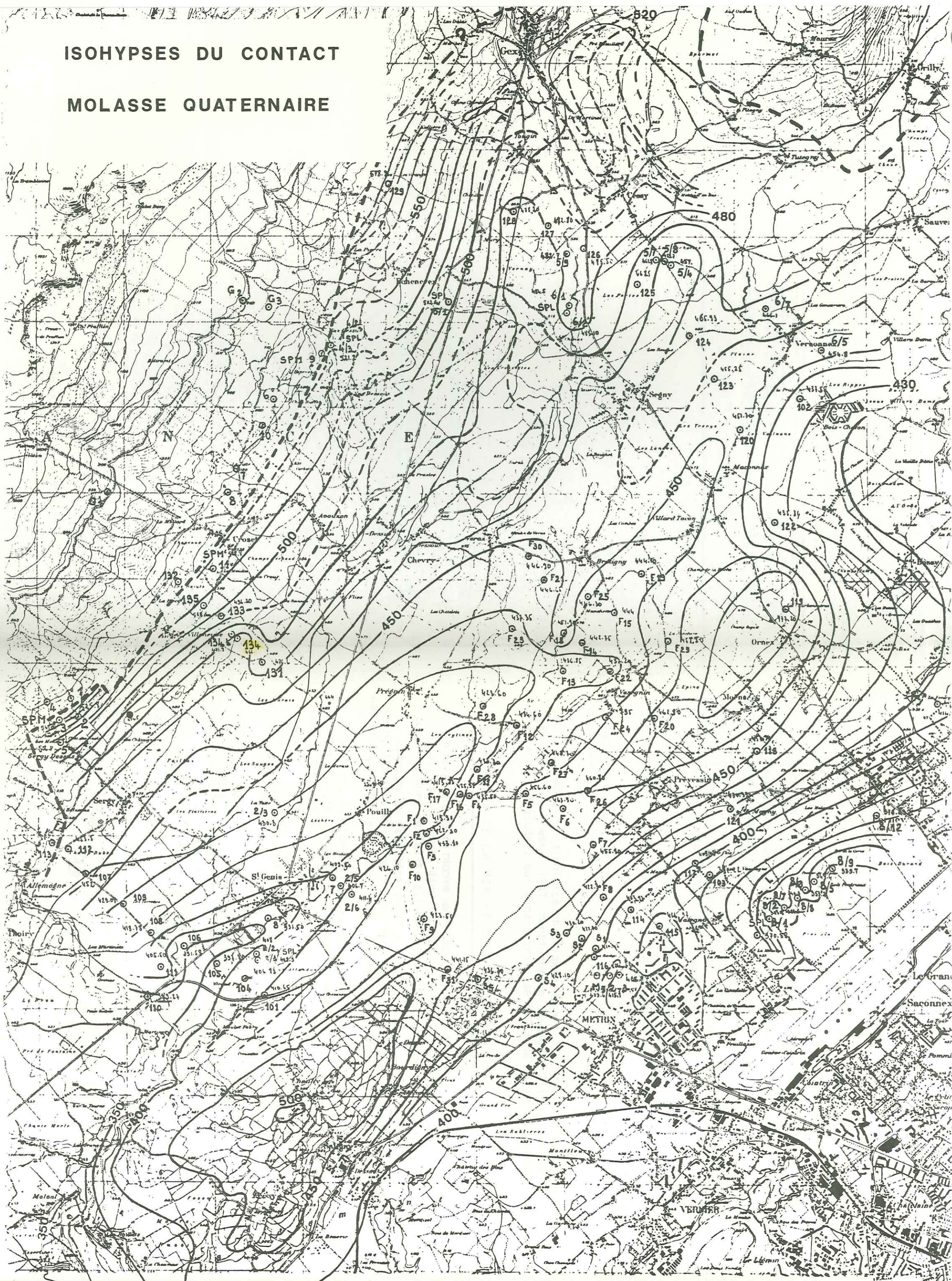
L'anticlinal aurait, selon E. Parejas (1938) un abaissement axial vers le SW.

Les directions communes des structures prouvent l'évolution tectonique commune du plateau molassique et du Jura au tertiaire supérieur. La molasse ayant réagi comme le Salève et le Jura sous la poussée venue du Sud Est (Alpine), se serait plissée doucement, mais serait rompue par d'innombrables microdécrochements (de direction générale N 35 W selon Parejas).

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES SCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53  
F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
Mail : plalour@ujf-grenoble.fr

18 AOUT 2003

# ISOHYPSES DU CONTACT MOLASSE QUATERNAIRE



## VIII- MORPHOLOGIE DU TOIT DE LA MOLASSE

### VIII-1. INTRODUCTION

Une carte du toit de la molasse a pu être faite grâce à une importante étude géophysique réalisée en 1965, d'abord par le Bureau d'études géologiques et géophysiques (BEGG) qui a utilisé la méthode de prospection électrique sur la majeure partie du Pays de Gex, puis, par la Compagnie de prospection géophysique française (GPGF) qui a réalisé plusieurs profils de sondages électriques et deux profils sismiques ; enfin, plus récemment, par la DDA de Bourg en Bresse.

Ces études mettaient en évidence la présence de sillons dans la molasse et donnaient un aperçu du recouvrement quaternaire.

Les nombreux forages réalisés depuis lors, par le CERN, ont affiné les connaissances acquises en situant plus précisément, le toit de la formation.

### VIII-2. COMMENTAIRE DE LA PLANCHE

Tous ces renseignements sont synthétisés et consignés sous la forme d'une carte (planche 15) que nous commentons brièvement :

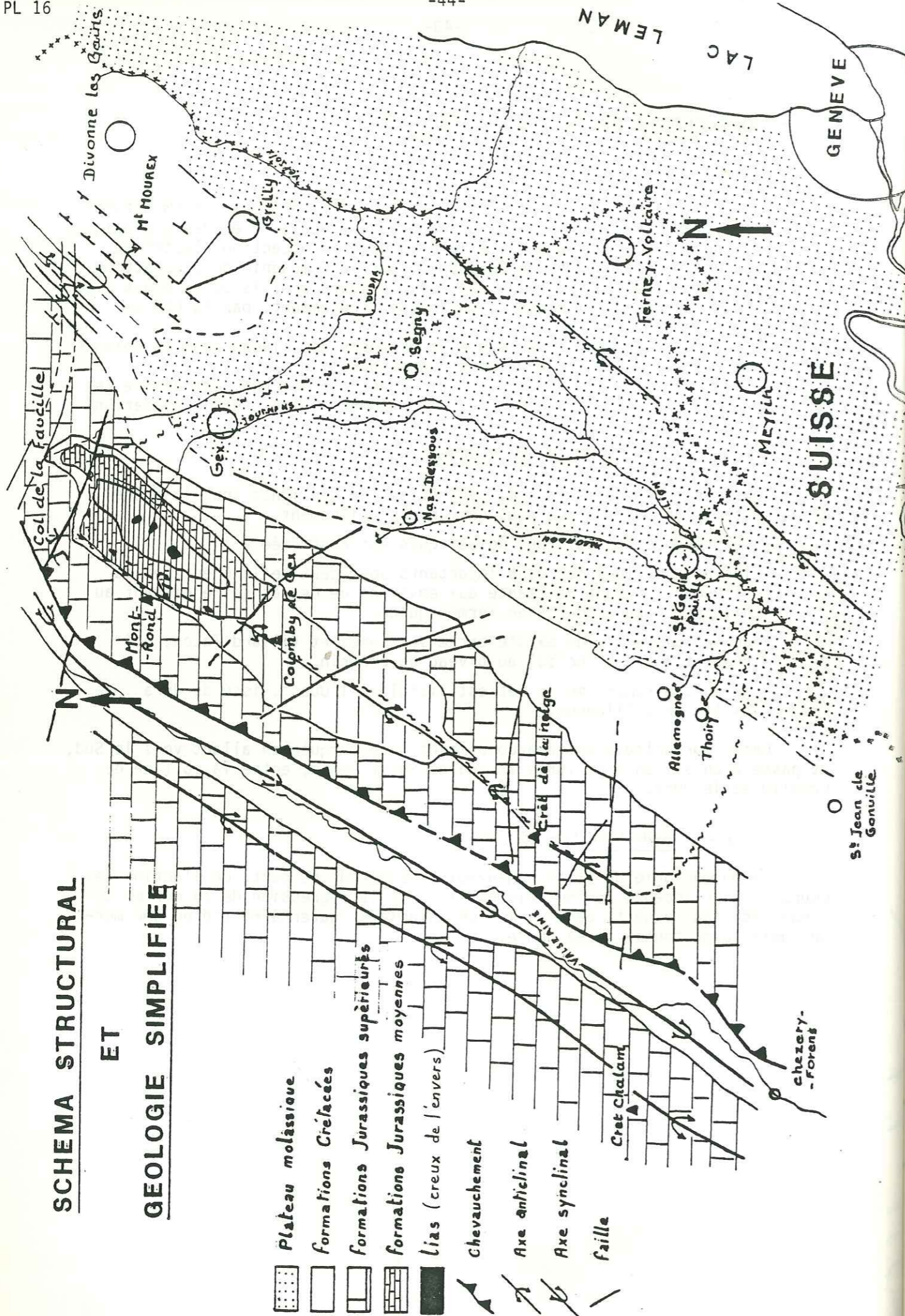
- la présence des collines molassiques est confirmée à l'Est,
- les deux sillons les plus importants sont ceux de la Chenaz et de l'Oudar, prenant naissance aux environs de Gex et se rejoignant au niveau de Segny pour n'en former qu'un,
- un troisième sillon existe entre Versonnex et Villard Tacon, qui rejoint l'axe principal au niveau de Pregnin,
- un surcreusement moins net est visible à l'Ouest, issu du Jura : le sillon de l'Allondon.

Cette morphologie est beaucoup moins bien marquée en allant vers le Sud, et passe à un sillon très large au Sud de Saint Genis, entre la colline de Choully et le Jura.

### VIII-3. FORMATION DES SILLONS

La morphologie du plateau genevois résulte d'une part, de l'action des cours d'eau pliocènes, principalement lors de la régression de la mer molassique, et d'autre part, de l'action des glaciers quaternaires, d'où une morphologie somme toute, assez douce.





**SCHEMA STRUCTURAL  
ET  
GEOLOGIE SIMPLIFIEE**

- Plateau molassique
- Formations Crétacées
- Formations Jurassiques supérieures
- Formations Jurassiques moyennes
- Lias (creux de l'envers)
- Chevauchement
- Axe anticlinal
- Axe synclinal
- Faille

C - ETUDE DU QUATERNAIRE

I- INTRODUCTION

Le quaternaire de la région lémanique, s'il a fait l'objet de nombreuses études, reste encore énigmatique quant à la mise en place de ses dépôts. Il est certain que les nombreux sondages effectués, s'ils apportent une foule de renseignements, remettent en question les théories communément admises, en montrant une toujours plus grande complexité dans la disposition des dépôts, ce qui incite les spécialistes actuels (Amberger 1978) à reconsidérer les grands principes même de l'étude des terrains glaciaires.

Les affleurements (gravières) n'étant, sur notre terrain d'étude, que les témoins de dépôts tardifs ou de retrait, avec une exception pour l'affleurement d'"alluvions anciennes" visibles aux sources de l'Allondon, les observations que nous avons pu faire, l'ont été à partir de logs de sondages électriques et mécaniques.

II- STRATIGRAPHIE DU QUATERNAIRE

Nous n'entrerons pas dans le détail ; nous nous bornerons à donner une vision synthétique du quaternaire du pays de Gex, et par commodité, nous conserverons les termes régionaux.

II-1. GLACIATION RISSIENNE

La première glaciation évoquée dans la région est celle du Riss. On lui attribue les termes suivants :

II-1.1. Traces glaciaires rissiennes sur le Jura

La présence de blocs alpins au débouché du col de la Faucille (Bourgeat 1895), témoigne d'une incursion du glacier rhodanien dans le Jura. Cependant que des stries glaciaires situées à 1300 m d'altitude, sur la route du col de Crozet, sur le versant est, présentent un sens de déplacement descendant, résultant d'un glacier local (Aubert 1966).

La chaîne du Reculet correspondait vraisemblablement durant cette période à un nunatak entre le glacier rhodanien et la calotte glaciaire jurassienne.

II- 1.2. Moraine de fond rissienne

C'est un des termes les plus controversés du quaternaire genevois. L'expression "moraine de fond" est prise ici dans un sens descriptif (synonyme d'argiles à blocs).

Récemment, des datations faites sur de tels dépôts, à partir de morceaux de marronniers, ont révélé un âge d'environ 31000 ans, correspondant donc au Wurm (communication orale de M. E Lanterno du Museum de Genève).

Ces terrains n'ont pu être rencontrés dans notre secteur d'étude. Il est toutefois possible qu'ils existent sous forme de placages localisés, au contact de la formation molassique. Dans ce cas, ils peuvent ne pas être repérés par sondages électriques, du fait de la similitude des résistivités des deux formations.

Lithologiquement, ces dépôts correspondent à une argile marneuse compacte, généralement bleuâtre en profondeur (jaunâtre à l'affleurement) et renfermant des galets striés et des blocs.

II-2. INTERGLACIAIRE RISS-WURM

Cet épisode est représenté par deux termes (Parejas 1938)

II-2.1. Marnes à lignites

Ce terme est absent de notre secteur d'étude.

Lithologiquement, il est composé d'argiles gris-bleu, parfois oxydées, de sables stratifiés présentant un aspect de varves, ou de sables compacts.

Ce niveau correspondrait au glaciolacustre ancien (par analogie au glaciolacustre récent), résultant du retrait du glacier rissien.

II-2.2. Le fluvioglaciaire ancien ("alluvions anciennes de Necker").

a/ Lithologie :

Il est composé de graviers roulés, de nature polygénique, et sable en stratification généralement horizontale, mais souvent variable, inclinée ou entrecroisée, plus ou moins bien visible.

Dans ces dépôts s'intercalent localement des limons jaunes, des argiles compactes à blocs ou stratifiées.

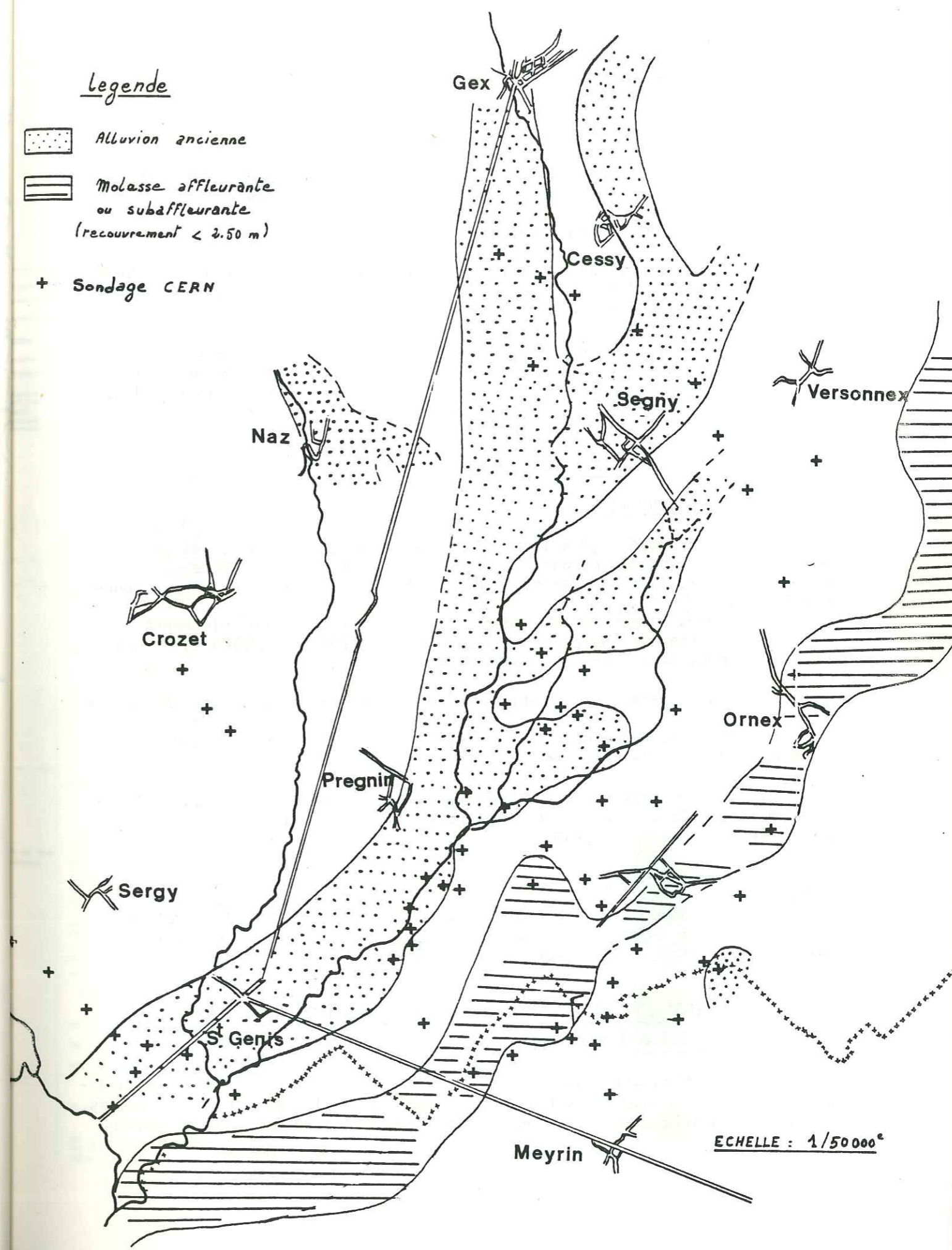
Les graviers sont quelquefois cimentés et forment de véritables bancs de poudingues, ne présentant toutefois pas un caractère continu.

Selon Parejas, ces graviers cimentés se trouvent au-dessus du niveau hydrostatique et cette cimentation se ferait par dépôt de carbonate de chaux provenant des eaux d'infiltration. Ces niveaux jouent un rôle dans l'hydrogéologie de la plaine.

Les éléments qui composent l'alluvion ancienne sont par ordre de fréquence (Aeberhardt 1902) : les calcaires noirs, les grès bruns, les quartzites, granites, gneiss, roches bréchiformes, Les calcaires jurassiens qui peuvent être localement très nombreux (dominant sur l'affleurement des sources de l'Allondon), les roches vertes.

A cette formation ont été attribuées des défenses d'éléphas trouvées par HB de Saussure et A. Favre.

EXTENSION DE L'ALLUVION ANCIENNE



Ce fluvioglaciaire ancien repose donc sur le glaciolacustre ancien lorsque celui-ci est présent, sinon sur la moraine de fond rissienne, ou directement sur la molasse, comme c'est le cas dans notre région.

b/ Localisation, extension :

Ces alluvions grossières occupent principalement le fond des sillons, constituant les principaux aquifères régionaux (fig.17 ).

c/ Mode de formation :

L'hypothèse classiquement admise, est celle d'un dépôt d'alluvions, mis en place par des cours d'eau à l'aval du glacier Würmien en crue, d'où le terme de fluvioglaciaire.

Une deuxième hypothèse, tentante, est celle d'un dépôt de remaniement qui se serait fait pendant l'interglaciaire, aux dépens du matériel caillouteux des moraines rissiennes. Cette hypothèse a l'avantage d'expliquer la quasi disparition de la moraine rissienne du bassin de Genève.

II-3. MORAINES DE FOND WURMIENNES

a/ Lithologie :

C'est une argile marneuse, bleuâtre en profondeur ; les galets sont à prédominance alpine dans la région axiale du bassin de Genève, les éléments de calcaires jurassiens étant de plus en plus nombreux en se rapprochant du Jura.

Dans la partie supérieure, les galets peuvent devenir rares. Cette moraine présente localement des passées sableuses et graveleuses, et peut-être riche en fragments molassiques.

Son épaisseur maximum serait de l'ordre d'une vingtaine de mètres.

La coupe du forage 134 (fig. 18 ) montre la complexité de détail, rencontrée dans cette formation.

La formation sert donc de recouvrement et de protection à l'alluvion ancienne, mais quant cette dernière est absente, elle peut reposer directement sur le substratum.

b/ Extension :

La moraine de fond Würmienne semble présente sur l'ensemble du pays de Gex. Son épaisseur est variable : quelques mètres sur les collines molassiques, plus de vingt mètres au forage 134 ...

II-4. HYPOTHESES SUR LA MISE EN PLACE DE L'ALLUVION ANCIENNE ET DE LA MORAINES WURMIENNES DANS LE PAYS DE GEX.

La transition alluvions anciennes - alluvions de progression Würmienne - moraine Würmienne, n'est pas franche, surtout lors de l'observation de forages. Les niveaux d'alluvions anciennes n'ont pas un caractère homogène et continu



Sondage de reconnaissance L 134

lieu dit VILLENEUVE (ODA) date 4.06.1980

Coordonnées (carte fédérale) X 125 344

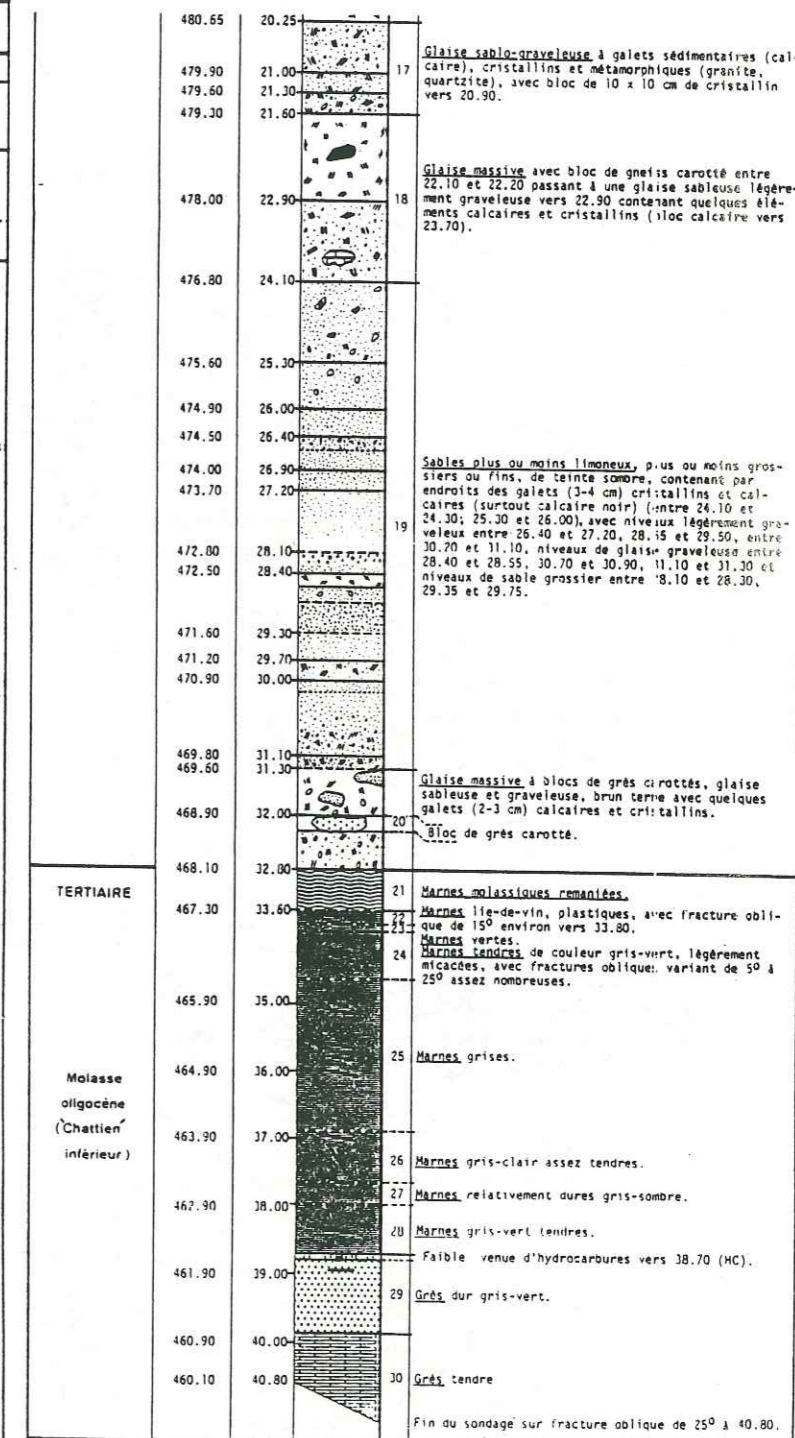
Y 490 275

Echelle profondeurs 1/100 (1cm=1M) Z 500,90

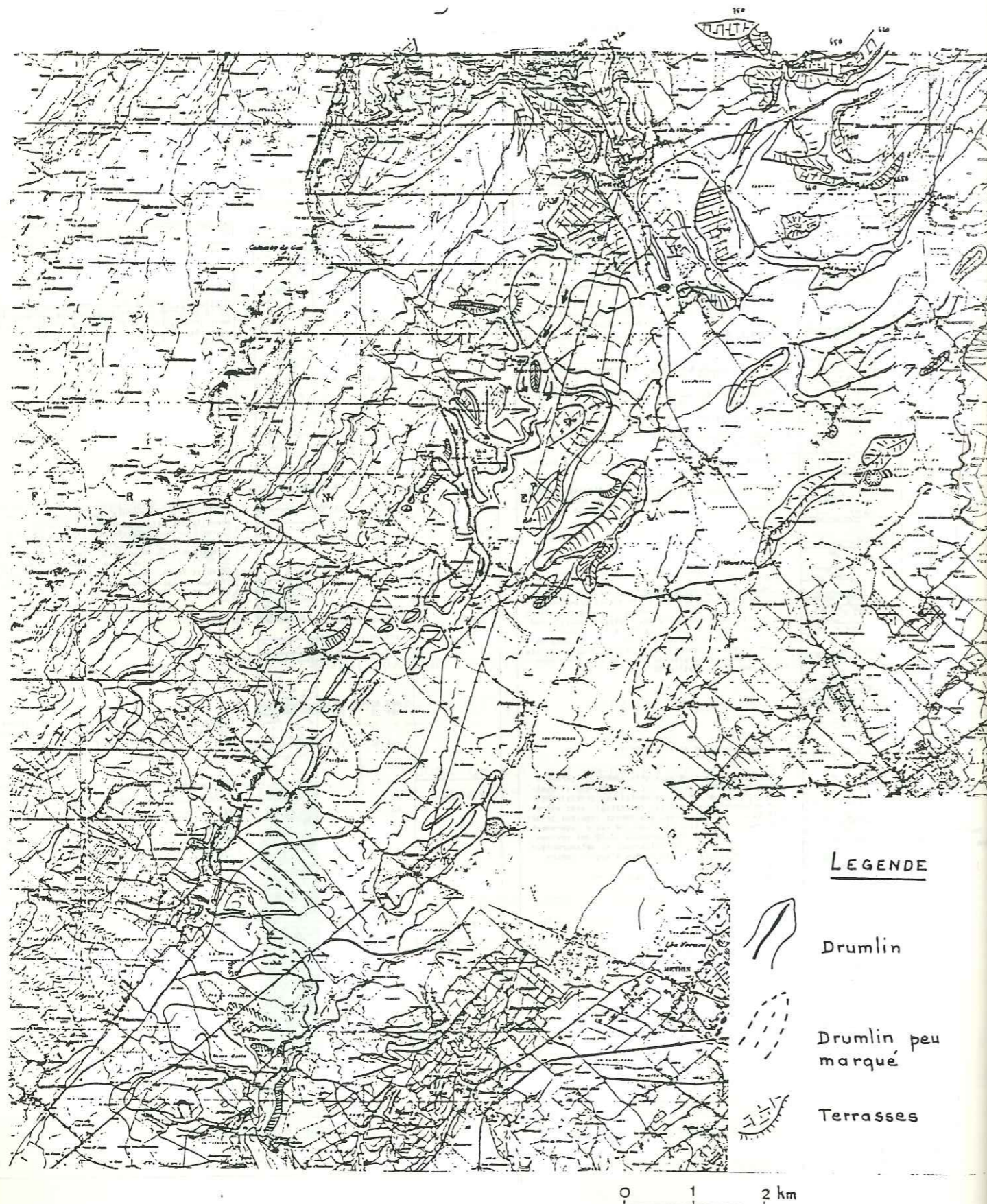
(D'après Gérard Hugot, Institut Dolomieu, Grenoble)



Table with 6 columns: Lithographie, Altitudes, Prof., Coupe, n° niveaux, Matériel examiné. It details geological layers from 0.00m to 20.25m depth, including descriptions of soils, clays, and sands.



## MORPHOLOGIE ACTUELLE



### LEGENDE

Drumlin

Drumlin peu  
marqué

Terrasses

0 1 2 km

du Nord au Sud, en effet, comme nous le verrons, les aquifères importants rencontrés au Nord ne se retrouvent pas au Sud de la ligne Chevry-Ornex, où l'on passe à un matériel plus sec, à niveaux cimentés plus importants et à passées argileuses fréquentes.

Il semble que la topographie du toit de la molasse, précédant ces dépôts ait eu une importance particulière.

Les alluvions anciennes se seraient déposées sur l'ensemble du pays de Gex, mais principalement dans les sillons molassiques et les points bas de la topographie.

L'avancée du glacier Wurmien a eu pour conséquence, le décapage partiel et le remaniement de ces dépôts. Les sillons du Nord (Pré Bataillard, Chenaz), profonds, ont conservé leur remplissage. Dans la partie centrale du pays de Gex, la diminution de la pente de la topographie molassique et sa morphologie moins "marquée" ont eu pour conséquence un décapage et un remaniement important de l'alluvion.

Le faciès argileux de la moraine Wurmienne semble alors prédominer, de même que sur le reste du plateau molassique.

Au Sud, le sillon de Saint-Genis a conservé ses dépôts, toujours pour les mêmes raisons (sillon relativement profond), mais la jonction avec les formations aquifères du Nord ne se fait pas ou très mal.

### II-5. DEPOTS LIES AU RETRAIT WURMIEN (PLANCHE 19 )

#### II-5.1. Etude morphologique : les formes de retrait

Nous avons tenté d'adressant la carte morphologique par photo aérienne, de distinguer des formes généralement liées aux étapes de retrait.

#### a/ Les alignements morainiques :

Deux alignements morainiques semblent se détacher dans le paysage, pouvant correspondre aux restes de moraines latérales, mises en place lors de deux stationnements du glacier du Rhône, relatifs à deux stades de retrait.

- 1er alignement : à une altitude de 500 à 530 m, il suit un axe qui du Nord au Sud, passe par les localités suivantes : Sauverny, Chevry-Dessous, Sud de Villeneuve, et rejoint vraisemblablement le pied du Jura au niveau de Thoiry. En effet, à ce niveau, Jayet (1971) signale des "moraines caillouteuses de retrait Wurmien, épaisses de plusieurs mètres", effectivement visibles en rive droite du ruisseau de Thoiry.

A Villeneuve, deux forages (134 et 134 bis) ont donc recoupé le matériel de cette moraine. Celle-ci pourrait correspondre aux dix premiers mètres des deux forages ; le passage à la moraine de fond wurmienne serait marquée par le changement de couleur (passage du beige au gris sombre) et par une compaction qui semble plus importante pour la moraine wurmienne.

- 2ème alignement : il se situe à une altitude de 450 à 480 m. IL est moins net que le premier. Sa trace est marquée par un "bourrelet" entre Bois Chatton et Versonnex, à Maconnex, entre Vesegnin et Bretigny où il est très peu marqué, à Saint Genis Pouilly (déjà signalé par E. Parejas en 1938).

La direction de ces deux alignements, SW - NE, correspondrait assez bien à la direction du glacier lors de son retrait.

D'autres alignements, de même direction ont été signalés à l'Est de notre terrain par Parejas, marquant la poursuite du retrait (alignement de Meyrin, Feuillasse, Cointrin).

a1 Les "placages" morainiques de Beule. A l'aplomb de Thoiry.

Ce sont de véritables petites terrasses qui s'alignent suivant les fermes En Beule, Le Rozet, La Pièce, à une altitude de 800 m environ. On peut y trouver des blocs d'origine alpine, mais les éléments calcaires sont dominants.

De petites sources existent au bas des talus (les Parges, Fontanides).

Ces placages, associés aux blocs erratiques pourraient aussi être l'indication d'un stade de stationnement.

b/ Les terrasses

Celles-ci sont nombreuses du Nord de Gex à Naz, dans le triangle délimité par le Jura, les Monts Mourex-Riamont, et le premier alignement morainique décrit précédemment.

On les trouve étagées suivant les altitudes suivantes :

- 720 m à 650 m : dépôts situés à la sortie du creux de l'Envers qui pourrait correspondre à un cône de déjection fluvioglaciaire.
- 750 m pour la terrasse de la Guanguillette (Nord Ouest de Vesancy).
- 700 m pour la terrasse du Mont Mourex.
- 630 m d'altitude moyenne : terrasse de Vesancy  
: 2 terrasses de Mourex  
: Ouest de Gex.
- 580 - 560 m : plateau de Tougin - Le Martinet, réentaillé par l'Oudar et le Journans.  
: terrasse de Chenaz ?

La région de Naz pourrait correspondre à un cône fluvioglaciaire réentaillé par des chenaux récents.

c/ Les chenaux récents

Ils sont assez nombreux dans la région de Naz. Généralement "fossiles" (sans écoulement) comme par exemple :

- . le chenal principal qui va d'Echenevex à Naz Dessous, qui est un véritable marais en période de pluie,
- . son affluent qui part de Naz Dessus,
- . l'ancien affluent de l'Allondon en rive droite de la rivière,
- . le chenal de la Varfeuille, ruisseau qui ne peut être à l'origine d'un tel surcreusement, à l'heure actuelle.

Le seul encore actif, est celui de l'Allondon.

II-5.2. Formation de dépôts

a/ Formation des alignements morainiques :

Comme nous l'avons déjà évoqué, les vallums encore visibles correspondent à différents stades de retrait du glacier Wurmien.

Ce sont donc des moraines latérales déposées pendant le stationnement du glacier donc pendant un arrêt de la fonte glaciaire mais durant une période courte.

Pour le secteur qui nous concerne, deux stationnements ont donc laissé leurs traces en plaine, et peut-être un troisième à la côte 800 m. (qui serait alors le premier stade de retrait).

b/ Formation des terrasses :

Nous nous référons à l'explication de Vial (1976) qui avait avancé une hypothèse dans la mise en place des terrasses de la région de Thonon.

Les terrasses seraient des dépôts sédimentés sous forme de deltas, en milieu lacustre, sous faible épaisseur d'eau.

Ici, le glacier Wurmien, s'étendant NE - SO, aurait joué le rôle de barrage, créant un lac correspondant au triangle Jura - Mont Mourex glacier : un lac de barrage glaciaire latéral, le lac étant alimenté par les eaux de fonte des glaciers locaux (glacier du creux de l'Envers), et par les eaux du glacier du Rhône.

Le niveau du lac, s'abaissant épisodiquement, soit avec la fonte du glacier (donc son retrait), soit grâce à une vidange plus rapide par les rivières périphériques, aurait permis aux terrasses de se former alors, en s'étagant à différentes altitudes.

c/ Formation des chenaux

Ils sont tous issus du Jura ; ils sont bien visibles dans la région de Naz où il y aurait un chenal principal d'orientation Nord-Sud, décrivant de nombreux méandres, avant de retrouver le tracé actuel de l'Allondon, méandre principal, qui aurait ses affluents d'orientation NW - SE.

SCHEMA DE MISE EN PLACE DES

TERRASSES ET DRUMLINS

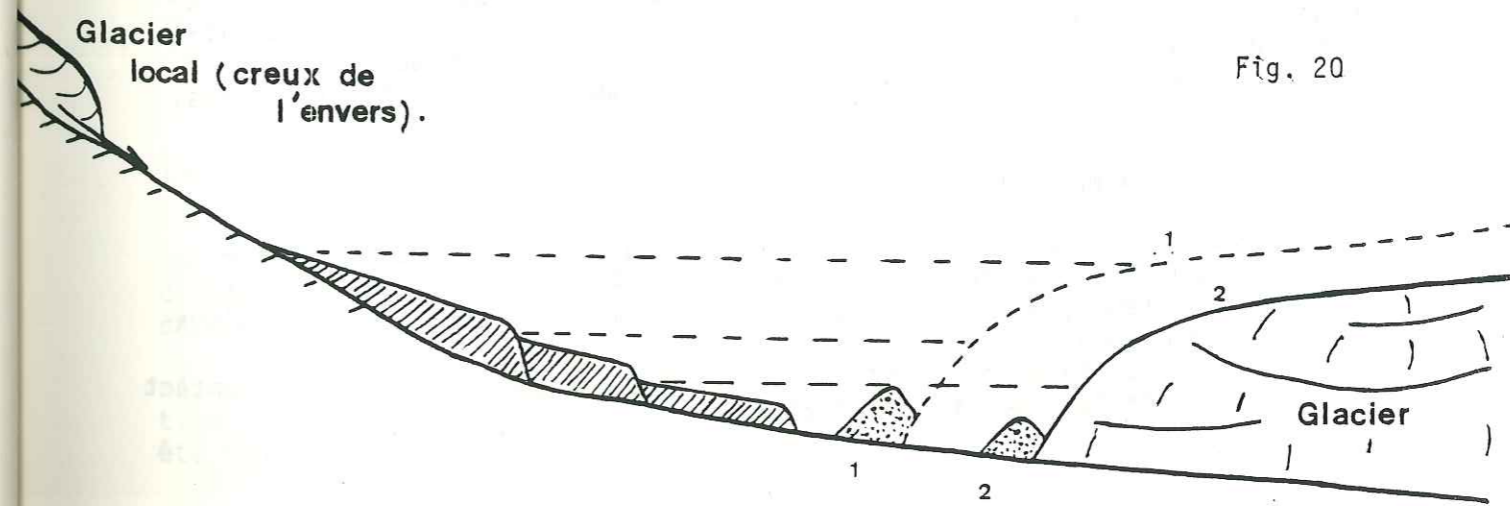


Fig. 20

inspiré de Vial 76.

### II-5.3. Schéma de mise en place des dépôts

Nous pouvons récapituler les points principaux du retrait wurmien, en évoquant un schéma simpliste :

- 1er stade ? : stationnement de Beule ? (800 - 850 m)
- 2ème stade : alignement Sauverny-Thoiry (500 - 530 m)  
 . formation des premières terrasses et du cône de Naz (?)
- 3ème stade : alignement Versonnex - Saint Genis Pouilly (450 - 480 m)  
 . formation des terrasses suivantes.
- Stades suivants : alignement de Meyrin  
 : alignement de Feuillasse  
 : alignement de Cointrin.

### II-6. LE GLACIOLACUSTRE RECENT - (PAREJAS) OU, ARGILES FEUILLETEES

La description de ce terme par Parejas est la suivante :

- . "Complexe glacio-lacustre formé d'argile marneuse compacte à la base, supportant des couches à Varves, renfermant de rares galets et près de la surface des concrétions calcaires analogues aux poupées de Loess".
- . Ce complexe, se situant préférentiellement dans la zone axiale du bassin de Genève, Parejas en expliqua l'existence en faisant intervenir un lac dont la cote minimum était de 428 m.

Nous avons retrouvé ce terme, tel qu'il est décrit ici, dans une excavation de terrain, à Cessy, village situé au SSE de Gex, à la cote 545 m environ

Les argiles étaient ici surmontées d'un véritable dépôt de Loess ocre, avec absence totale de galets ou graviers.

Les concrétions calcaires, type "poupées de Loess" étaient effectivement présentes 1 à 2 m sous la base des limons.

L'ensemble surmonte un matériel morainique mais plus ou moins granoclassé, correspondant vraisemblablement à du fluvioglaciaire de remaniement.

Nous rejoignons donc Favre et Jayet qui pensent que le terme glacio-lacustre n'est pas justifié et voient en ces dépôts, qui se trouvent à différents niveaux, une trace des étapes de retrait du glacier wurmien ; les sédiments s'étant déposés dans les bassins latéraux des torrents glaciaires.

### II-7. MORAINES LOCALES (d'origine jurasienne)

Elles sont situées principalement près du Piedmont. Leur épaisseur peut-être importante (supérieure à 10 m). Les éléments les composant sont d'origine jurasienne, avec quelques éléments alpins (pouvant aller jusqu'aux blocs) de remaniement.

Ce genre de formation peut-être observé au-dessus de Crozet, au contact des calcaires bérriasiens et néocomiens.

### III- CHRONOSTRATIGRAPHIE DU QUATERNAIRE

On a pu voir, dans les paragraphes consacrés à la molasse, que le plateau molassique des environs de Genève avait déjà été attaqué par l'érosion fluviale, pendant la période miocène-pliocène.

Les sillons étaient donc probablement déjà formés et peut-être même plus profonds qu'actuellement.

Il est aussi possible que d'autres épisodes glaciaires, antérieurs au Riss, ont eu lieu.

Quoiqu'il en soit, l'histoire glaciaire du Pays de Gex peut se résumer comme suit :

- Au Riss : le glacier rissien avance, décapant encore les formations molassiques. Les sillons sont maintenus et accentués par les premières langues glaciaires et les torrents sous-glaciaires, lors de l'avance maximum ;
- la moraine argileuse se dépose ;
- le glacier dépose ses blocs erratiques et s'avance dans le Jura par le col de la Faucille.

#### - Interstade Riss-Wurm :

- retrait du glacier rissien : les eaux de fonte remanient les dépôts argileux ;
- dépôt des marnes à lignites,
- progression du glacier wurmien.

Les dépôts précédents sont très remaniés, jusqu'à disparition complète (?) dans notre région.

- Les moraines caillouteuses (alluvions anciennes) se mettent en place occupant les zones profondes et donc les sillons, en même temps qu'avance le glacier, surcreusant encore l'alluvion ancienne ou la décapant quelquefois complètement.

-Au Wurm : le glacier recouvre la région. la moraine argileuse à blocs se dépose notamment sur les parties hautes (collines de Chouilly ...).

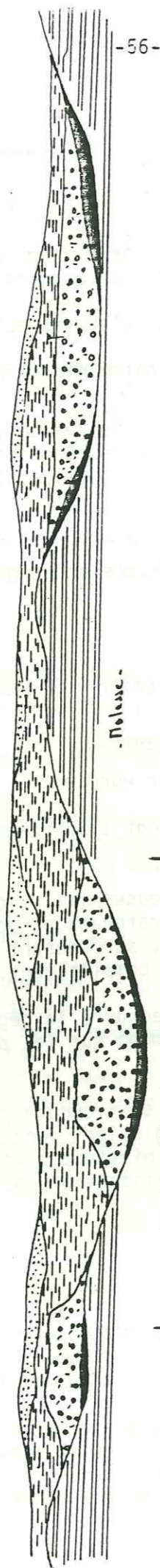
Toutes ces dispositions sont encore perturbées par les épisodes de retrait vus précédemment, les glaciers locaux au pied du Jura et les mouvements de terrain, notamment au niveau des moraines wurmiennes, Gignoux et Mathian les décrivant comme "glissant en masse comme des coulées, même sur les pentes faibles".





### IV- CONCLUSIONS

Nous n'avons proposé ici, qu'un schéma d'organisation parmi d'autres, partant de quelques observations ponctuelles (forages DDA et forages CERN), d'observations très générales (Etudes géophysique du BEGG) et d'hypothèses déjà émises par d'autres auteurs.

Il est certain qu'une étude approfondie des formations quaternaires, nécessiterait une multiplication d'observations, et le levé précis des formations, carottées lors des sondages de reconnaissance du LEP, ce qu'il nous a été impossible de réaliser, vu le nombre important de forages exécutés.

ORGANISATION GÉNÉRALE  
DES  
DIFFÉRENTS DÉPÔTS



-  Graviers DE Retrait
-  Moraine DE Fond wurmienne
-  Complexe gravelo-glaizeux
-  moraine de fond Rissienne

D.- CONCLUSION A L'ETUDE GEOLOGIQUE

Nous avons donc trois grandes unités géologiques intervenant dans notre secteur : l'anticlinal à formation marno-calcaire, le plateau molassique et sa couverture quaternaire.

Chaque unité aura un rôle hydrogéologique précis en fonction de ses caractéristiques géologiques.

Le plateau molassique, parfaitement imperméable dans l'ensemble, correspondra au mur inférieur des aquifères de plaine et intervient dans la situation actuelle du niveau de base du karst jurassien.

Les formations quaternaires seront le siège d'écoulements souterrains, engendrés parfois à partir du chaînon jurassien. Les relations existant entre ces deux systèmes seront étudiées dans les chapitres suivants.

L'étude de la fracturation a permis de mettre en évidence, des failles qui n'ont, semble t'il, que des conséquences limitées sur le plan géologique, de par leur extension en profondeur. Il est toutefois certain qu'elles présentent un intérêt sur le plan hydrogéologique.

Le rôle majeur reviendra aux failles transverses qui fonctionnent vraisemblablement en drain, cependant que les failles longitudinales, par la fracturation qui leur est associée, auront des conséquences sur les vitesses d'infiltration.

De nombreuses formes karstiques, mineures (Dolines) ou majeures (gouffres développés) sont alignés sur les accidents ; fracturation et karstification semblent intimement liées.

Le qualificatif de mesokarst ou karst intermédiaire que l'on attribue généralement au karst jurassien se confirme ici.

Les sondages profonds ont permis de confirmer la régularité de l'anticlinal en profondeur, tandis que les sondages de Piedmont ont montré un contact assez compliqué entre molasse et calcaire, et confirment le caractère transgressif du Sud vers le Nord de la molasse chattienne, reposant sur l'Urgonien au niveau de Sergy (sondage SPM), sur l'Hauterivien à Villeneuve (L 135).

18 AOÛT 2003  
Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53  
F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
Mail: pialour@ujf-grenoble.fr

DEUXIEME PARTIE

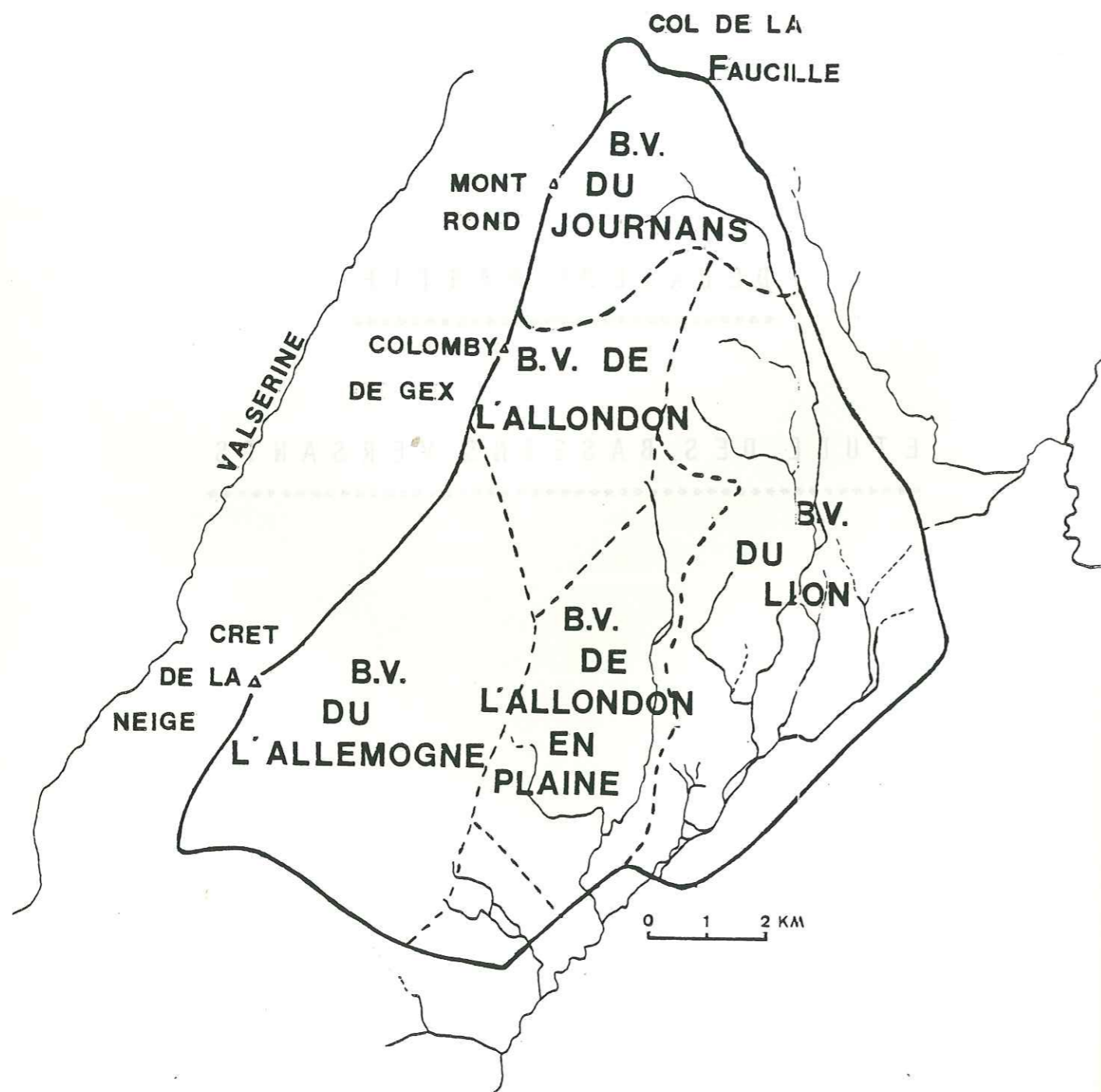
\*\*\*\*\*

ETUDE DES BASSINS VERSANTS

\*\*\*\*\*



# REPARTITION DES BASSINS VERSANTS



Les limites du bassin versant total et des bassins secondaires, sont liées à la situation des différents limnigraphes, installés par le CERN en 1981. Ils sont au nombre de 7.

## I- BASSIN VERSANT TOTAL

### I-1. DELIMITATION

Il se ferme au Nord, par l'intermédiaire du col de la Faucille et de la combe du creux de l'Envers, où affleurent le Jurassique moyen et un peu du Lias.

Sa limite suit ensuite, la ligne de partage des eaux du Journans qui prend une direction Nord-Sud, et de l'Oudar, qui tourne à l'Est pour aller se jeter dans le lac Léman.

La limite Est correspond aux collines molassiques subaffleurantes, d'orientation sensiblement parallèle à la haute chaîne du Jura.

La limite Ouest est représentée par la ligne de crêtes des Monts Jura. Ici, la limite géographique correspondrait à la limite géologique du bassin ; en effet, la crête de la haute chaîne correspond à l'axe anticlinal. Les circulations Est-Ouest, sont de plus, à priori, exclues, compte tenu de l'imperméabilité de la formation oxfordienne et de la faiblesse des décrochements transversaux.

Au Sud, le bassin est fermé de manière arbitraire, par l'installation de 3 limnigraphes sur les trois cours d'eau principaux : l'Allemogne, l'Allondon, le Lion. Cette limite correspond approximativement aux deux axes routiers qui aboutissent à Saint Genis Pouilly.

Sur le versant de la haute chaîne, nous faisons correspondre la limite Sud à la ligne de partage des eaux supposée entre la source du Maire à Thoiry et les sources de Fenières. On retrouve à Fenières, le même principe de fonctionnement qu'à Thoiry, à savoir une source pérenne à l'entrée Nord du village, correspondant à la source du Maire, elle aussi pérenne, et une deuxième source ou puit artificiel, plus au Sud, qui réagit de la même manière que le puit Mathieu à Thoiry, par une mise en charge lors de fortes précipitations. Ce tracé se situe approximativement, dans l'axe de la "Combe à Chazuet".

### I-2 CARACTERISTIQUES MORPHOLOGIQUES

La surface a été évaluée à partir des cartes au 1/25000°. Elle est de 108,2 km<sup>2</sup>.

La répartition des surfaces en fonction de l'altitude, est la suivante :

tranche d'altitude m	surface hm <sup>2</sup>	pourcentage %	P. cumulés %
418 - 500	33,1	30,3	30,3
500 - 600	21,2	19,4	49,7
600 - 800	13,5	12,35	62,05
800 - 1000	11,15	10,2	72,25
1000 - 1200	9,5	8,7	80,95
1200 - 1400	9,15	8,35	89,3
1400 - 1718	11,7	10,7	100

Nous pouvons donc, à partir de ces valeurs, construire la courbe hypsométrique (fig. ).

La classe la mieux représentée est la classe 400 - 600 m.

L'altitude médiane (ordonnée 50 % de la courbe hypsométrique) a pour valeur : 603 m.

L'altitude moyenne est calculée par la formule :

$$\bar{H} = \frac{\sum_{i=1}^n S_i \times [h_i - h(i-1)/2]}{\sum_{i=1}^n S_i}$$

avec : -  $S_i$  égale à la surface comprise entre les courbes de niveau  $H_i$  et  $H_{i-1}$ .

$$\frac{H_i - (H_i - 1)}{2} \text{ Altitude moyenne de la surface considérée.}$$

L'altitude moyenne est donc :  $\bar{H} = 791$  m et, est supérieure à l'altitude médiane.

Ce sont les altitudes moyennes qui serviront pour le calcul des précipitations moyennes, des températures moyennes et donc, des évapotranspirations moyennes calculées sur les différents bassins versants.

La morphologie du bassin peut-être caractérisée par quelques indices :

a/ Indice de compacité (gravelius)

Cet indice  $K_c = \frac{P}{2\sqrt{\pi \times S}}$  représente le rapport existant entre le périmètre du bassin versant, et celui d'un cercle de surface équivalente.

$$\text{Ici, } K_c = 1,227$$

b/ Rectangle équivalent

C'est un rectangle de même surface et même périmètre que le bassin.

$$\begin{aligned} \text{Nous avons donc : } L \times \ell &= S & L &: \text{Longueur} \\ 2(L + \ell) &= P & \ell &: \text{largeur} \end{aligned}$$

La longueur de ce rectangle sera donc :

$$L = S^{1/2} \frac{K}{1.12} \left[ 1 + \sqrt{1 - \left( \frac{1.12}{K} \right)^2} \right]$$

Les dimensions du rectangle équivalent sont dans ce cas :

$$\begin{aligned} L &= 16,05 \text{ km} \\ \ell &= 6,74 \text{ km} \end{aligned}$$

ce qui représente une forme assez compacte.

c/ Indice de pente

$$\begin{aligned} I_p &= \frac{1}{L} \sum_{i=1}^n x_i \frac{[a_i - a(i-1)]^{1/2}}{x_i} \\ &= L^{1/2} \sum_{i=1}^n (f_i d_i)^{1/2} \end{aligned}$$

avec  $d_i =$  dénivellé entre  $a_i$  et  $a(i-1)$ ,

$f_i =$  fraction de la surface comprise entre  $a_i$  et  $a(i-1)$ .

$$I_p = 7,95$$

d/ Indice de pente global  $I_g$

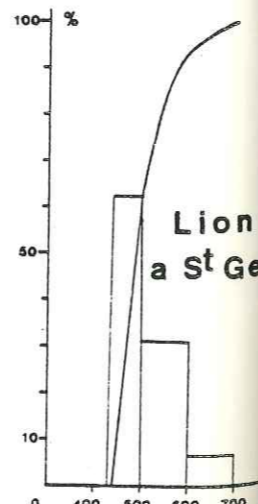
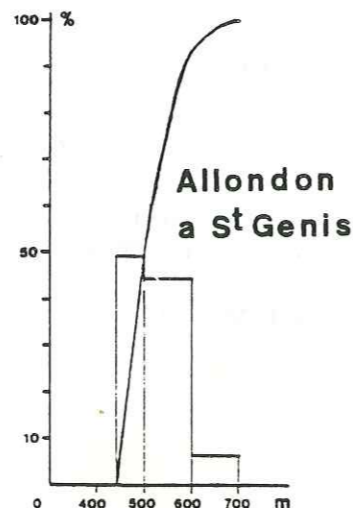
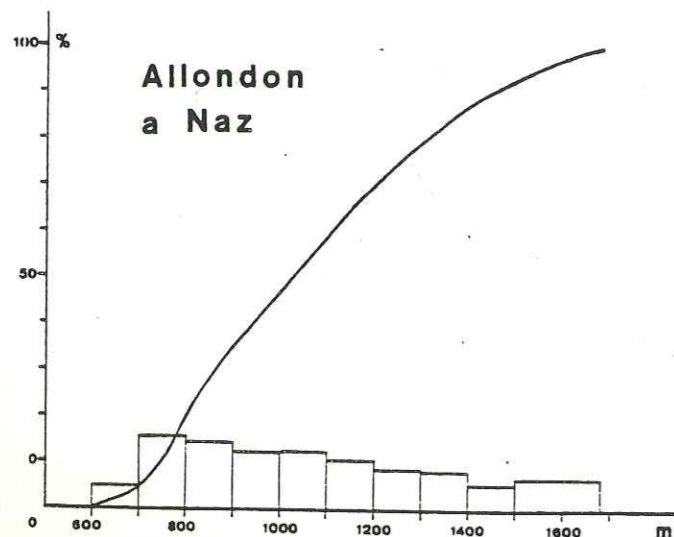
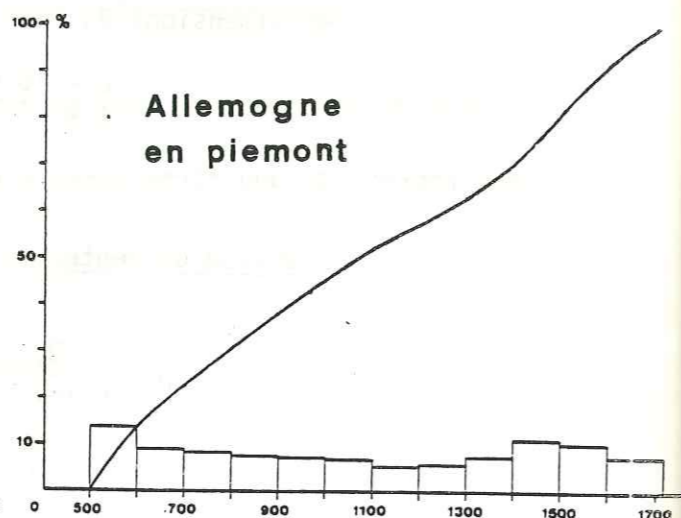
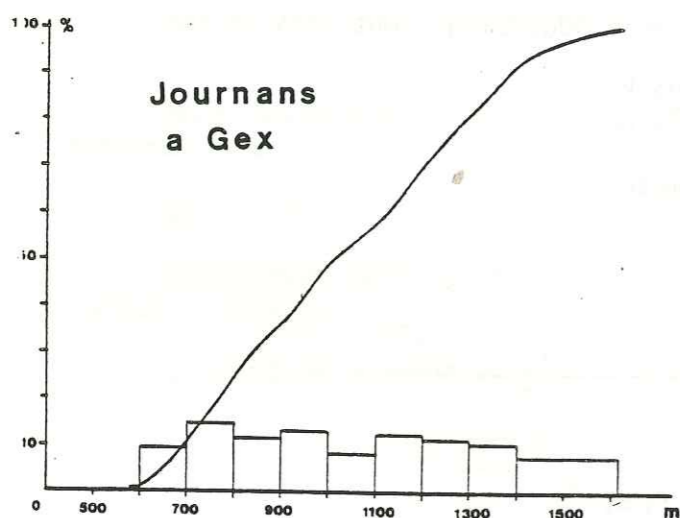
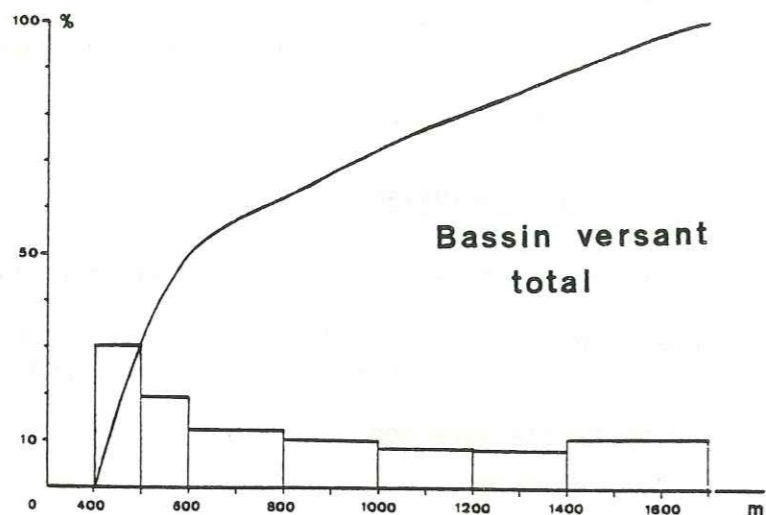
$$I_g = \frac{h_5 - H_{95}}{L}$$

$L =$  longueur du rectangle équivalent

$h_5 =$  altitude au-dessus de laquelle il reste 5 % de la surface du bassin versant

$h_{95} =$  altitude au-dessous de laquelle il reste 5 % de la surface.

# HYPSONOMETRIE DES BASSINS VERSANTS



h95 = 1 540 m  
h5 = 425 m

$I_g = 69,5 \text{ ‰}$

## II - ETUDE DES SOUS-BASSINS

Le bassin versant total a fait l'objet d'études plus précises, grâce à la présence des différents limnigraphes mis en place par le CERN. L'emplacement choisi pour chaque limnigraphe a été déterminé par le désir de connaître et de séparer les régimes des rivières ou sources liées aux apports du versant de ceux des cours d'eau de plaine.

### A/ BASSINS LIES AU VERSANT DE L'ANTICLINAL DU REULET

#### II-1. LE BASSIN VERSANT DU JOURNANS

##### a/ Délimitation :

Le bassin versant géographique du Journans est très bien délimité puisque correspondant au "Creux de l'Envers".

Le Creux de l'Envers est la combe située à l'Ouest de Gex, où les formations du Jurassique supérieur ont été décapées, laissant apparaître le coeur de l'anticlinal jusqu'au sommet du Lias.

Un limnigraphe a été placé à Gex, sur le Journans, rivière dont le débit est surtout dû aux ruissellements, avec rétention sur les placages superficiels (éboulis ou moraines), et les fissures de la tranche altérée du substratum.

En période d'étiage, seules quelques sources (Le Rechat, Taboret,...) maintiennent un débit peu important de l'ordre de quelques litres par seconde.

La superficie du bassin du Journans, fermé à Gex, est de 12,9 km<sup>2</sup>.

##### b/ Hypsométrie : se reporter à la figure (planche 23 )

La tranche d'altitude la plus élevée (1400 - 1615) est faible, elle correspond aux falaises du Séquanien et de l'Oxfordien supérieur qui délimitent le cirque.

##### c/ Caractéristiques morphologiques :

- altitude médiane : 1010 m
- altitude moyenne : 1030 m
- indice de compacité :  $K_c = 1,285$
- rectangle équivalent :  $L = 6,136$   
 $l = 2,04$

Ce qui représente une forme rectangulaire allongée (le rapport longueur/largeur étant d'environ 3).

- indice de pente  $I_g = 4,01$
- indice de pente global :  $I_g = 129,6 \text{ ‰}$ .

II-2. LES BASSINS VERSANTS DES EXURGENCES KARSTIQUES DE L'ALLEMogne ET DE L'ALLONDON

Nous entendons par "Allemogne" le système karstique comprenant d'une part, la source de l'Allemogne et de la Batiolette, dont les débits sont enregistrés par le limnigraphe n° 6 (voir fig. 24) ; d'autre part, la source du Maire et le puits Mathieu à Thoiry, ces débits étant enregistrés au point 7.

Le système de l'Allondon est représenté par une source pérenne située à Naz-Dessus. L'enregistrement des débits se fait au point 2 à Naz-Dessous.

Un problème s'est bien sûr posé quant à la séparation des bassins versants de ces deux systèmes.

La mise en place de traçages a bien entendu été évoquée, mais l'idée a dû être abandonnée ; ceux-ci auraient en effet nécessité une mise en oeuvre trop importante vu les difficultés d'accès des éventuels points d'injection (gouffres).

De plus, plusieurs communes et principalement les villages de Thoiry et d'Allemogne, utilisent directement l'eau du karst pour leur alimentation. L'injection de traceur dans ce karst était alors délicate à réaliser.

Nous avons donc raisonné de manière simpliste, pour approcher dans un premier temps, les surfaces des deux bassins versants.

L'exposition et la répartition des surfaces altimétriques du versant intéressant les deux sources, sont sensiblement constantes du Creux de l'Envers au Nord, au Mont Reculet au Sud.

Les deux années, précédant ou intéressant l'étude ont eu un régime climatologique sensiblement identique, ces deux années étant des années moyennes :

à Genève, les précipitations ont été de 978 mm en 1980,  
987 mm en 1981.

Nous avons donc comparé les débits annuels des deux sources.

La persistance de neige et les phénomènes de sublimation sur les hauteurs ne doivent pas ici entrer en jeu, dans la mesure où, comme nous l'avons signalé, l'exposition du versant est pratiquement constante du Nord au Sud.

En tenant compte des réserves du système Allemogne, supérieures à celles de l'Allondon, nous avons appliqué la relation simple :

$$\text{volume débité} = f(\text{surface}).$$

Les débits totaux du système Allemogne, nettement supérieurs à ceux de l'Allondon, ont donc impliqué un déplacement vers le Nord de la limite recherchée. Nous nous sommes alors aperçus que celle-ci pouvait coïncider avec la faille de la Tremblaine, accident majeur du versant.

Les arguments d'un tel choix sont que, dans le cas d'une infiltration assez rapide par fractures ouvertes, d'abord en surface, relayées par les fissures et diaclases ensuite, les marnes oxfordiennes imperméables joueraient le rôle d'écran ; bien que le rejet vertical observé sur le décrochement soit très moyen (50 m maximum), celui-ci suffirait peut-être à favoriser un sens d'écoulement, et représenterait alors la ligne de partage des eaux.

Compte tenu de ce qui précède, il est donc plus exact de parler d'impluvium pour ces deux systèmes de Piedmont que de véritables bassins versants.

II-2.1. Bassin versant de l'Allemogne

a/ Délimitation

L'hypothèse de la faille de la Tremblaine correspondant à la limite Nord du bassin versant, et de la Combe à Chazuet à la limite Sud étant posée, nous avons calculé les caractères morphologiques du bassin.

La surface de ce bassin serait de 30,12 km<sup>2</sup>.

b/ Hypsométrie

Se reporter à la figure (planche 23).

c/ Caractéristiques morphologiques

- altitude médiane : 1065 m
- altitude moyenne : 1080 m
- indice de compacité :  $K_c = 1,211$  (P = 23,57 km)
- rectangle équivalent : L = 8,19 Km
- il a les dimensions : l = 2,88 Km
- suivantes - :  $\frac{L}{l} = 2,84$

II-2.2. Bassin versant de l'Allondon fermé à Naz Dessus

a/ Délimitation

Les problèmes de limites sont les mêmes que pour le bassin de l'Allemogne.

La surface totale calculée est d'environ 12,1 Km<sup>2</sup>.

b/ Hypsométrie

Se reporter à la planche 23.

La tranche d'altitude 600 - 700 m entre en jeu aux alentours de la source uniquement, du fait de la présence de petites sources au Nord (Varfeuille, Vallière) qui appartiennent au bassin versant du Lion, et drainent une partie du Montchanais.

c/ Caractères morphologiques

- altitude médiane : 1065 m
- altitude moyenne : 1050 m
- indice de compacité :  $K_c = 1,216$
- rectangle équivalent au bassin versant - ses dimensions sont : L = 5,24 km
- : l = 2,30 Km
- :  $\frac{L}{l} = 2,3$

B - LES BASSINS VERSANTS DE PLAINE

II-3.1. Le bassin du Lion, fermé à Saint Genis

a/ Délimitation

La rivière Le Lion et ses affluents, dont le principal est le Journans, draine la majeure partie de la plaine du Pays de Gex.

La surface totale de ce bassin, arrêté à Saint Genis au limmigraphe n° 3, est de 34 Km<sup>2</sup> environ.

b/ Hypsométrie : se reporter à la planche 23

c/ Indices morphologiques

- altitude médiane : 480 m
- altitude moyenne : 506 m
- indice de compacité : Kc = 1,32 P = 27,25 Km
- rectangle équivalent : L = 10,50 Km  
: l = 3,24 Km
- indice de pente : Ip = 4,39
- indice de pente global : Ig =  $\frac{615 - 445}{10500} = 16,2 \%$

II-3.2. Le bassin de l'Allondon fermé à Saint Genis

a/ Délimitation

Cette partie du bassin intéresse le trajet de l'Allondon en plaine, de sa source (limmigraphe n° 2) à Saint Genis Pouilly (limmigraphe n° 4).

Elle reçoit comme affluent le ruisseau du Fion, petit ruisseau de très faible débit en périodes d'étiage, mais recevant, en période de hautes eaux, des apports importants (de l'ordre du m<sup>3</sup>/s), par l'intermédiaire d'une source d'origine karstique : les fossiaux. Ce débit intermittent doit donc être considéré comme extérieur à ce bassin de l'Allondon, en plaine, et appartient au réseau karstique de l'Allemogne.

Nous essaierons d'en tenir compte par la suite.

La surface du bassin de l'Allondon en plaine est, S = 18,5 Km<sup>2</sup>.

b/ Hypsométrie : se reporter à la planche 23

c/ Indices morphologiques

- altitude médiane : 500 m
- altitude moyenne : 517 m
- indice de compacité : Kc = 1,43
- rectangle équivalent : L = 8,90 Km  
: l = 2,07 Km  
:  $\frac{L}{l} = 4,3$

- indice de pente : 4,9
- indice de pente global : Ig =  $\frac{615 - 447}{8.900} = 18,9 \%$

II-3.3. Le bassin versant de l'Allemogne en plaine, fermé à Badian (route nationale 84)

Il intéresse une faible superficie de terrain ; sa surface est d'environ 1,9 Km<sup>2</sup>.

Les débits mesurés au limmigraphe n° 5 représentent la somme des débits du système Allemogne (limmigraphe n° 6 et n° 7) augmentés du ruissellement en plaine.

Ce sont donc des débits considérables en période de hautes eaux, entraînant de grosses difficultés pour l'exécution de mesures précises, nécessaires à l'établissement de la courbe de tarage.

Les débits, déduits par différence entre le limmigraphe n° 5 et les limmigraphes de Piedmont (n° 6 et 7) et imputables à l'apport de plaine sont donc très faibles devant le volume total, et donc très peu précis.

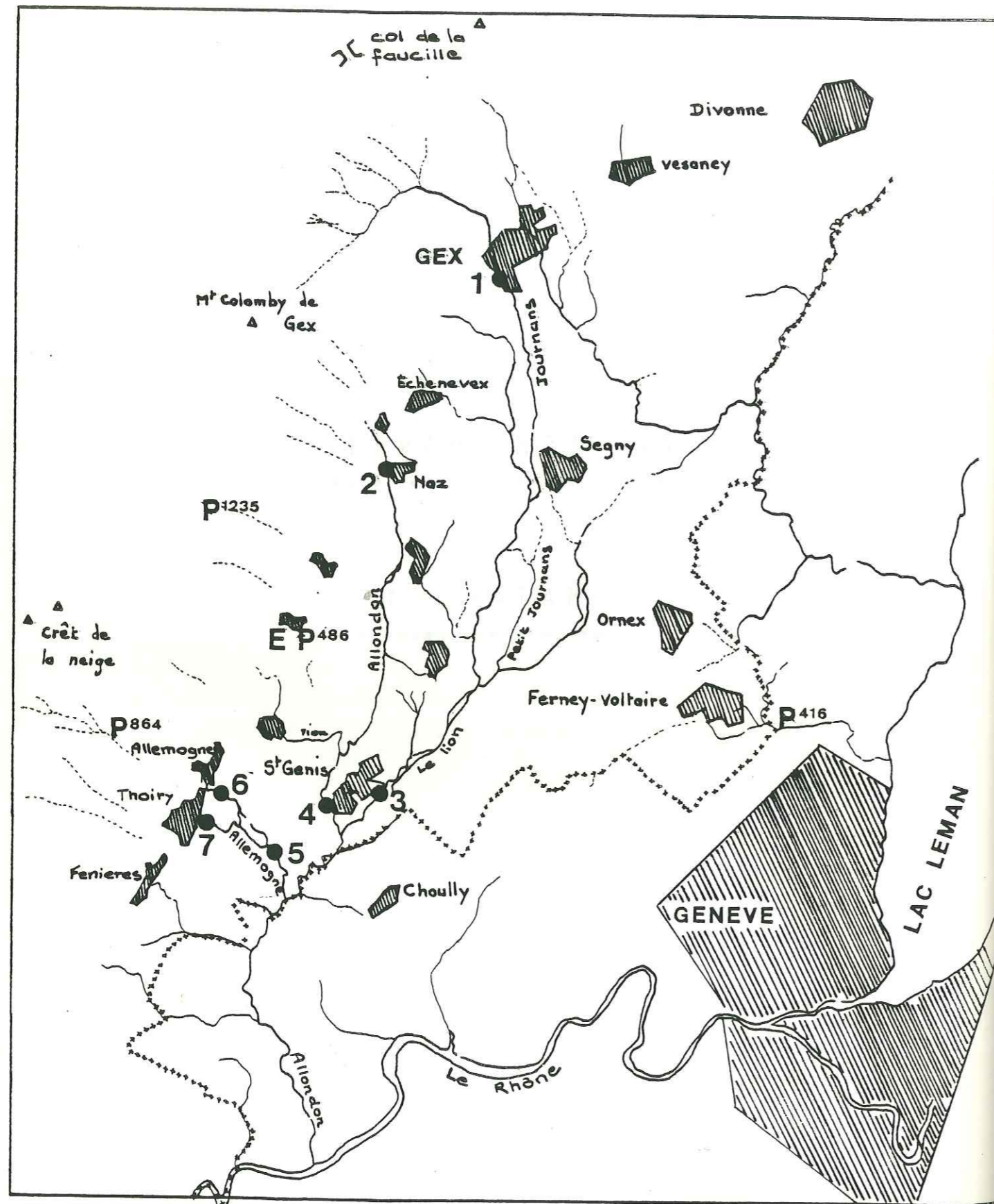
TROISIEME PARTIE

\*\*\*\*\*

CLIMATOLOGIE

\*\*\*\*\*

# RESEAU HYDROMETEOROLOGIQUE



Echelle: 1/100 000

- P<sup>416</sup> Pluviographe (avec altitude)  
 ● Limnigraphe  
 E Balance évaporimétrique

## I- INTRODUCTION

L'étude a porté sur l'année 1981, année correspondant à l'installation par le CERN des pluviographes et limnigraphes. Elle a permis d'approcher les termes du bilan que sont précipitations et évapotranspiration.

L'année a pu être recalée par rapport aux moyennes régionales, en effet, nous avons utilisé les deux stations officielles de Genève et La Dôle existant depuis de nombreuses années. Ces stations sont situées hors de notre bassin versant, mais étant très proches de ses limites, elles sont bien représentatives du climat :

- de plaine pour la station de Genève,
- de montagne pour la station de La Dôle, (l'exposition étant la même que pour la ligne de crête de la chaîne du Reculet).

## II- RESEAU HYDROMETEOROLOGIQUE (Planche 24 )

### II-1. STATIONS EXISTANTES

. La station de Genève est située à l'aéroport de Cointrin, à l'Est immédiat de notre bassin versant, à une altitude de 416 m.

. La station de La Dôle est située à l'altitude de 1670 m, une dizaine de kilomètres au Nord-Est du col de la Faucille.

Les mesures faites en ces deux stations concernent :

- les températures (4 mesures journalières),
- l'humidité relative (4 mesures journalières),
- les vents (4 mesures journalières),
- les précipitations (2 relevés journaliers),
- la hauteur de neige (manteau neigeux et neige fraîche),
- l'insolation.

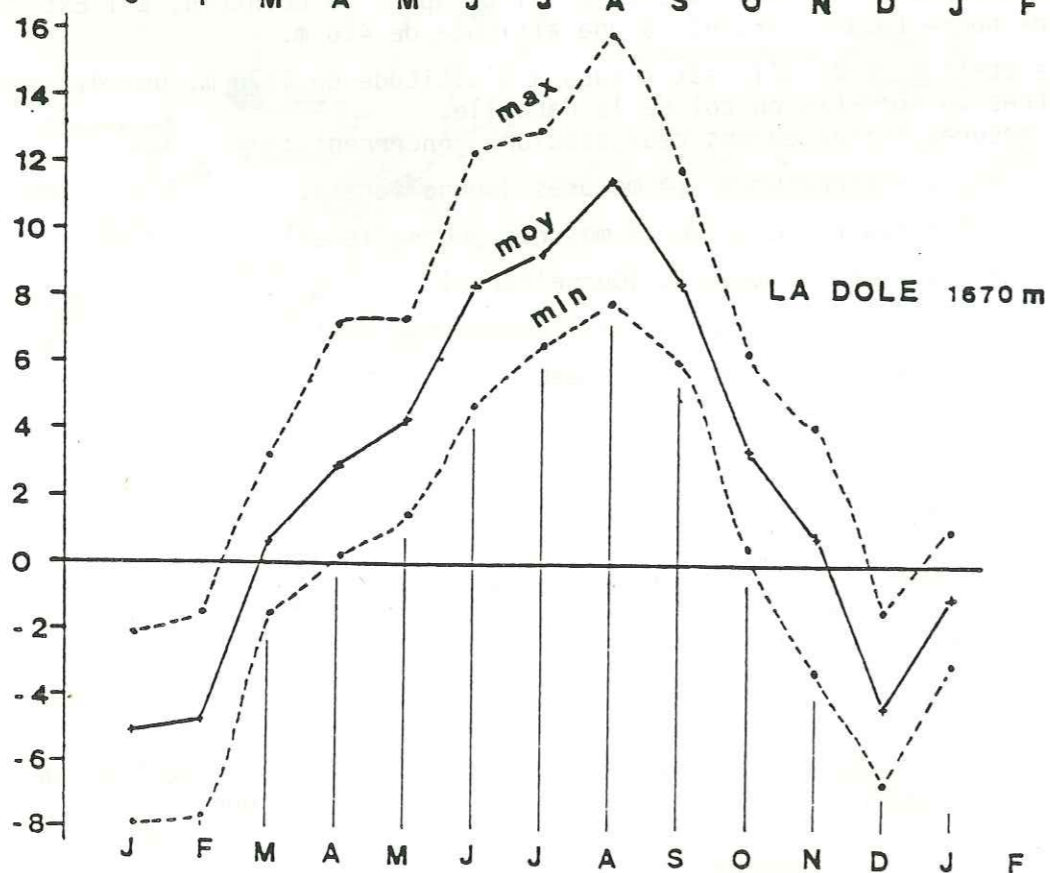
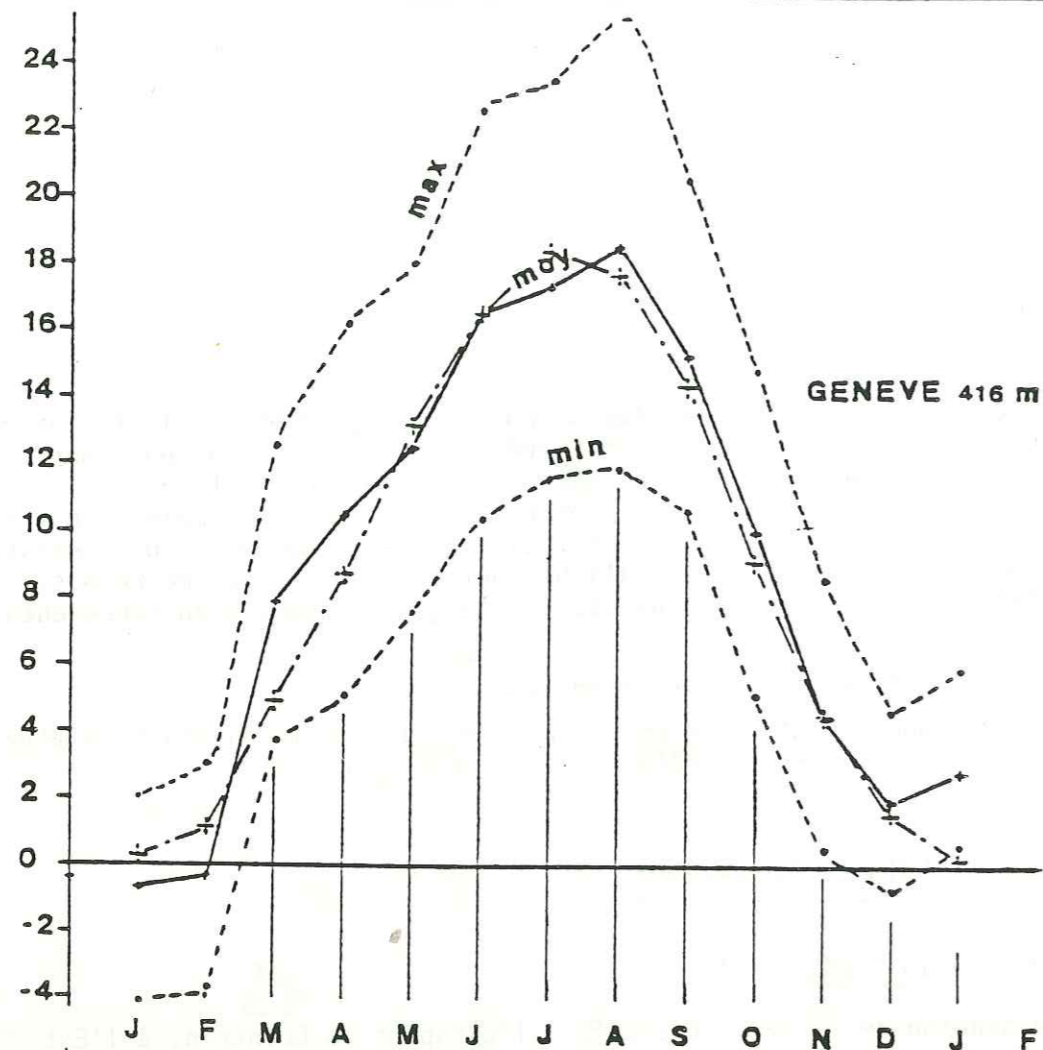
### II-2. RESEAU MIS EN PLACE PAR LE CERN

. A Villeneuve, sur le chantier de la galerie de reconnaissance à une altitude de 486 m, ont été installés un pluviographe chauffant enregistreur et une balance évaporimétrique enregistreuse.

. Au lieu dit "en Beule", à une altitude de 864 m, un pluviographe enregistreur chauffant.

. A la station du téléphérique de Crozet, à l'altitude de 1235 m, un pluviographe enregistreur chauffant et une échelle nivométrique.

## EVOLUTION DES TEMPERATURES MENSUELLES



## III- ETUDE DES TEMPÉRATURES

Les renseignements nous sont donnés par les stations de Genève et La Dôle.

Nous avons représenté (fig. 25) les variations de température en fonction du temps, pour les deux stations.

## III-1. LES TEMPÉRATURES A GENEVE (altitude : 416 m)

Nous avons pu bénéficier des températures moyennes, calculées sur la période de 1901 - 1960, ce qui nous permettra de les comparer aux moyennes mensuelles et annuelles de l'année 1981.

La moyenne annuelle, calculée pour l'année 1981, est de  $9,5^{\circ}\text{C}$ . Elle est donc tout à fait comparable à la moyenne de  $9,2^{\circ}\text{C}$ , calculée sur 60 ans.

Pour les variations mensuelles, les observations qui auront une importance sur le plan hydrologique sont :

- les mois de janvier et février, plus froids que la normale, suivis d'un mois de mars nettement plus doux que la moyenne de ces 60 dernières années.

## III-2. TEMPERATURES A LA DOLE (altitude 1 670 m)

La moyenne annuelle est de  $2,9^{\circ}$ .

Les variations mensuelles sont représentées sur la fig.25 b

## III-3. COMMENTAIRE DE LA FIGURE

Pour les deux stations, nous avons, au début de l'année, des températures moyennes inférieures à zéro. Il y a donc eu maintien du manteau neigeux en altitude, mais aussi en plaine. Les températures augmentent brusquement durant le mois de mars, devenant positives aux deux stations. Ce qui se traduira comme nous le verrons, par les crues importantes de mars.

La pente de la droite de variation est ensuite plus faible pour les mois suivants, jusqu'au mois de septembre où, toujours pour les deux stations, la chute des températures est brutale.

La forme, tout à fait identique de la droite de variation pour les deux stations, est frappante pour l'année 1981, ce qui se traduit par une très bonne corrélation des températures mensuelles (fig.26 b), nous permettant d'envisager le calcul de gradients altimétriques mensuels.

## III-4. EVOLUTION DU MANTEAU NEIGEUX

Se reporter à la figure.26 a



**EVOLUTION DU MANTEAU NEIGEUX  
A LA DOLE (1981)**

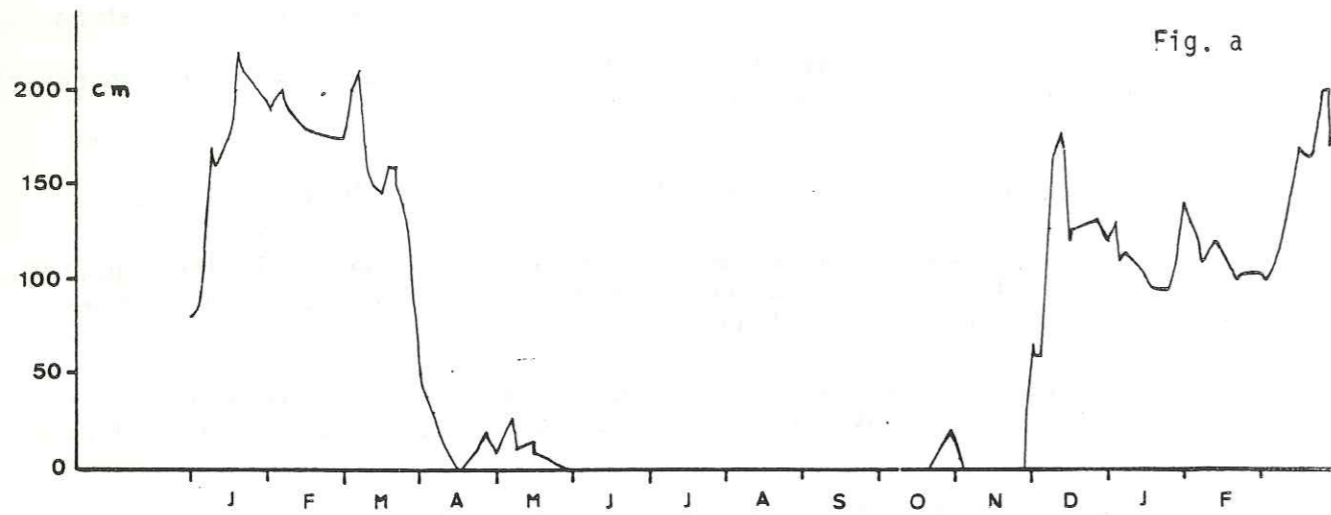


Fig. a

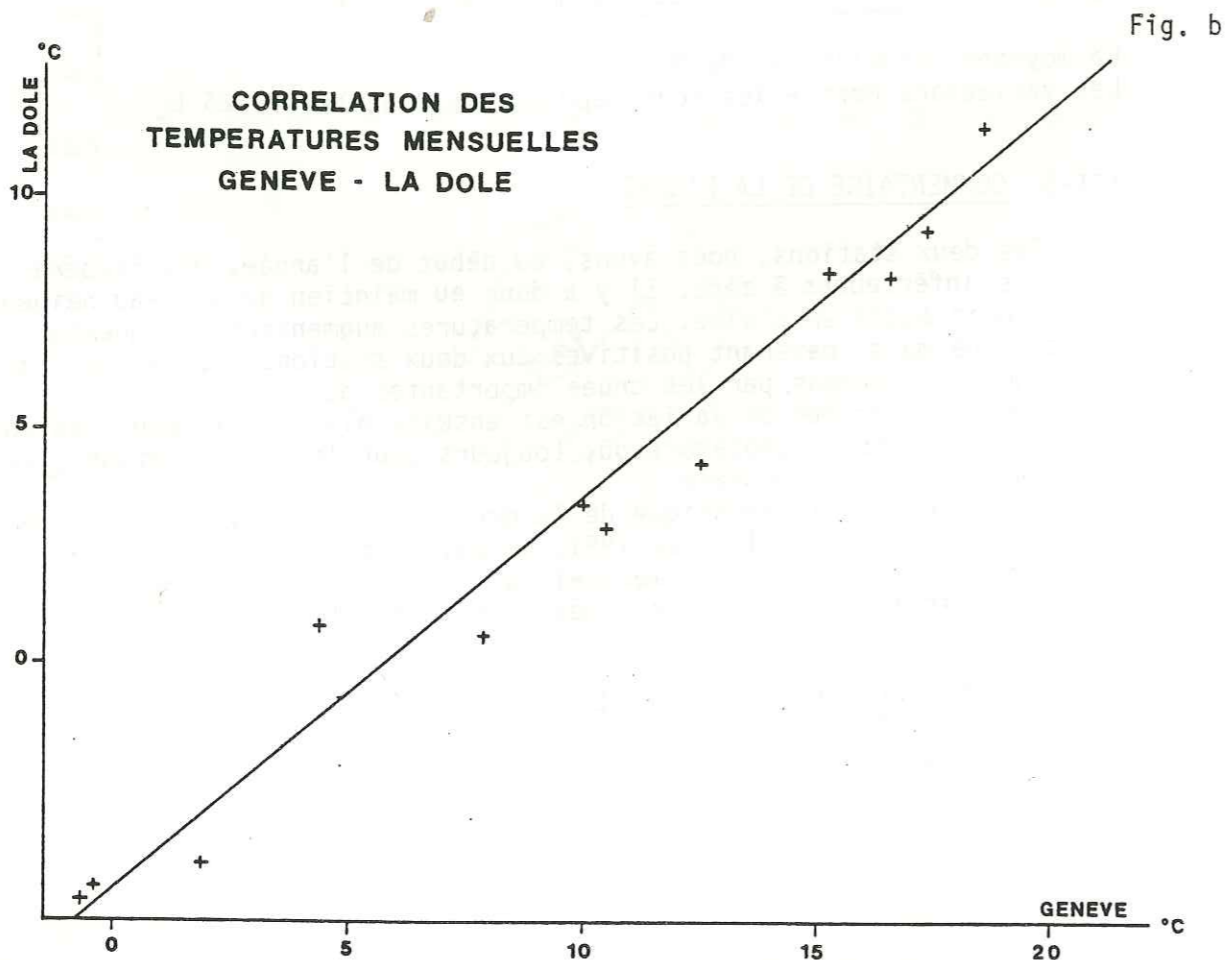


Fig. b

**CORRELATION DES  
TEMPERATURES MENSUELLES  
GENEVE - LA DOLE**

**III-5. LES AMPLITUDES THERMIQUES**

Elles sont beaucoup plus importantes à Genève qu'à la Dôle, notamment pour les mois d'été où elles sont maximales : 13,5° à Genève au mois d'août pour 8° à la Dôle.

**III-6. LES GRADIENTS ALTIMETRIQUES DE TEMPERATURE**

Les gradients mensuels et annuels ont été calculés à partir des données des deux stations de Genève et La Dôle.

Deux mesures sont bien entendu insuffisantes pour calculer des gradients altimétriques précis, mais compte tenu des altitudes extrêmes que représentent ces deux stations (416 et 1670 m) qui sont pratiquement celles du secteur étudié, et vu la très bonne corrélation existant entre les valeurs mensuelles de l'année 1981, nous considérons que les résultats obtenus sont valables, et peuvent être utilisés pour le calcul des températures mensuelles moyennes de chaque bassin versant.

Ces gradients sont les suivants : pour 100 m de dénivelé :

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Annuel 1981
-.35	-.35	-.58	-.60	-.65	-.65	-.64	-.56	-.54	-.52	-.29	-.49	-.53

Ces valeurs peuvent être comparées à celles calculées par Angot pour l'Europe occidentale, valeurs qui sont :

-.40	-.50	-.63	-.70	-.70	-.66	-.61	-.58	-.55	-.49	-.41	-.37
------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

On constate qu'elles sont assez semblables, sauf pour quatre mois : février, avril et novembre qui présentent des valeurs inférieures, et le mois de décembre dont la valeur calculée est supérieure à celle trouvée par Angot.

III- 7 TEMPERATURES MOYENNES SUR LES DIFFERENTS BASSINS

Nous utilisons, pour le calcul des températures mensuelles, les altitudes moyennes des bassins versants et les gradients altimétriques de température calculés entre Genève et La Dôle.

Les résultats sont les suivants :

Tableau n° 1

	Gradient °C/100 m	JOURNANS à GEX °C	ALLONDON à NAZ °C	ALLEMOGNE à la source °C	LION à St GENIS °C	ALLONDON St GENIS °C
Janvier	- . 35	- 2,8	- 2,9	- 3	- 1	- 1
Février	- . 35	- 2,5	- 2,6	- 2,7	- .7	- .7
Mars	- . 58	+ 4,4	+ 4,3	+ 4,1	+ 7,5	7,4
Avril	- . 60	+ 6,9	+ 6,8	+ 6,6	+ 10	10
Mai	- . 65	+ 8,6	+ 8,5	+ 8,3	+ 12	11,9
Juin	- . 65	+ 12,6	+ 12,5	+ 12,3	+ 16	15,9
Juillet	- . 63	+ 13,5	+ 13,4	+ 13,2	+ 16,8	16,8
Août	- . 55	+ 15,2	+ 15,1	+ 14,9	+ 18,1	18
Septembre	- . 54	+ 11,9	+ 11,8	+ 11,7	+ 14,8	14,7
Octobre	- . 52	+ 6,8	+ 6,8	+ 6,6	+ 9,6	9,5
Novembre	- . 28	+ 2,7	+ 2,7	+ 2,6	+ 4,2	4,2
Décembre	- . 49	- 1,1	- 1,2	- 1,3	1,4	1,4
Janvier						
Année 1981		6,35	6,26	6,32	9,06	9

IV- ÉTUDE DES VENTS (fig.27 )

IV-1. A GENEVE

Deux directions principales sont observées, dues à l'orographie régionale :

- la direction N.E, la bise, qui représente 36 % des périodes ventées,
- la direction S.W qui généralement amène la pluie, et représente 27 % des périodes ventées.

ROSES DES VENTS

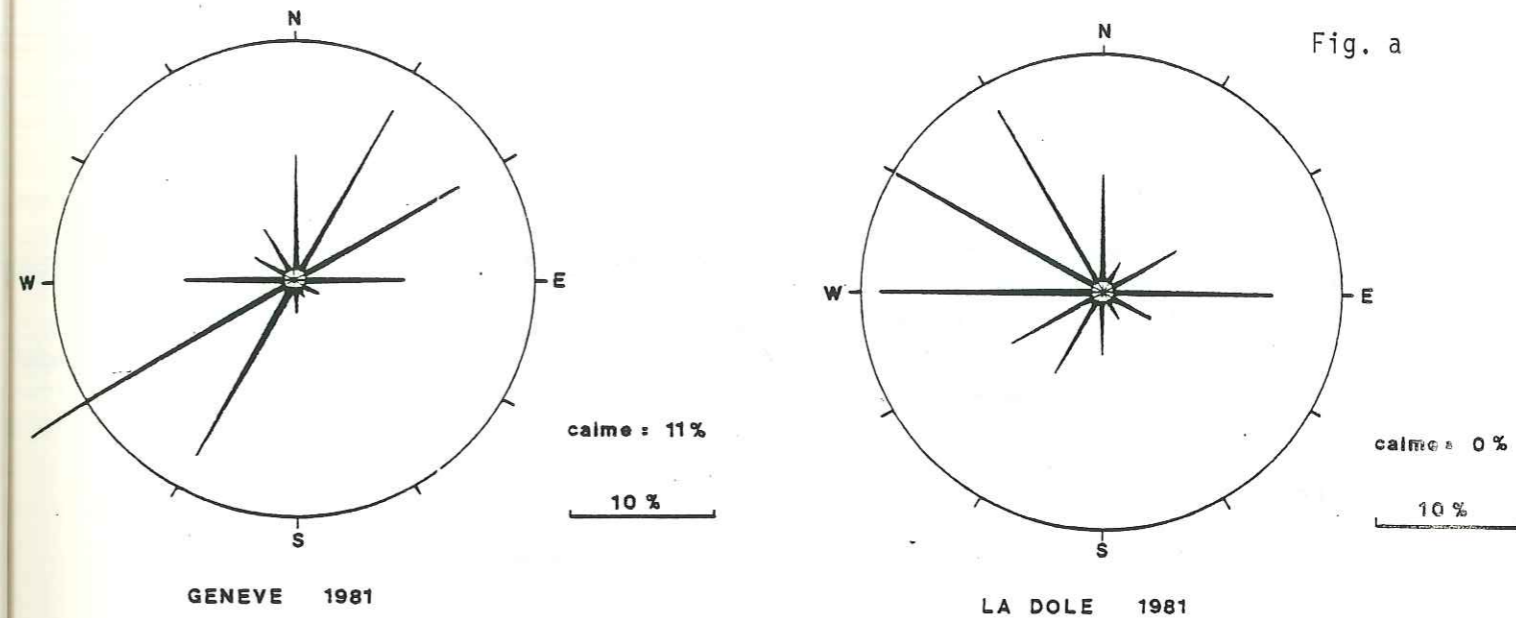


Fig. a

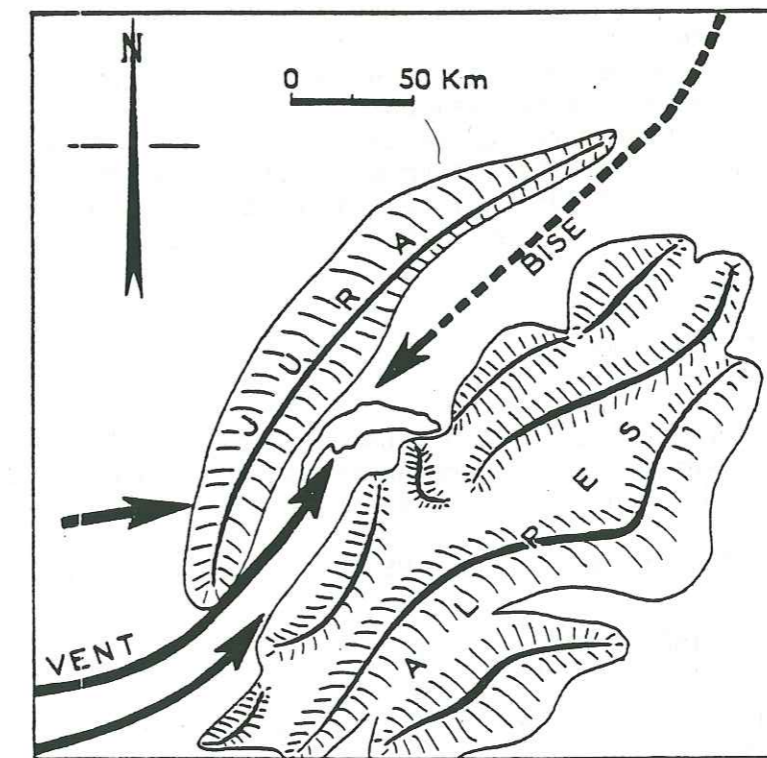


Fig. b

LES VENTS PRINCIPAUX DE LA RÉGION LEMANIQUE

(D'après J.J. Jeremie)

IV- 2. A LA DOLE

La "rose" des vents a un aspect tout à fait différent avec des directions moyennes W et N.W. Elle est représentative des conditions régnant sur la crête des Monts Jura.

V- ETUDE DE L'HYGROMETRIE

Les valeurs moyennes mensuelles sont représentées dans le tableau suivant, en pourcentage de saturation.

Tableau n° 2 : valeurs d'hygrométrie mensuelle

	j	f	m	a	m	j	j	a	s	o	n	d	j	f
Genève % :	79,5	78,25	76,75	68,5	74,5	67,75	70	67	77,75	79,25	74,75	79	82	79,75
La Dôle % :	66,25	65,5	79,75	72,75	82	78,75	82	74,75	82,75	83,5	66,25	87,75	79	72,75

Pour l'année 1981, les valeurs moyennes de l'hygrométrie sont :

- à Genève : 74,4 %
- à La Dôle : 76,8 %

On peut constater que les valeurs moyennes annuelles sont assez proches l'une de l'autre.

Les valeurs mensuelles présentent peu de variation, surtout à Genève ou la présence du lac a un effet tampon.

Les valeurs supérieures observées à Genève par rapport à celles de La Dôle, durant les mois de janvier, février et novembre 1981, par exemple, sont dues aux périodes de brouillard qui peuvent durer plusieurs jours en plaine, alors qu'au-dessus d'une altitude d'environ 1000 - 1200 m, le soleil brille.

VI- LES PRECIPITATIONS

Pour l'étude des précipitations, les responsables du LEP ont voulu obtenir un complément de données, notamment sur la répartition des pluies par rapport à l'altitude. Pour ce faire, trois pluviographes enregistreurs ont été installés.

A partir du mois de janvier 1981, au lieu dit "en Beule", à l'altitude de 864 m.

En février 1981, sur le chantier de la galerie de reconnaissance à Villeneuve, à l'altitude de 486 m.

En mai 1981, sur le Jura, à la station d'arrivée du télécabine de Crozet, à l'altitude de 1235 m.

Malheureusement pour des raisons techniques, les trois appareils n'ont pas fonctionné en continu.

- Celui de Beule fut arrêté du mois de mai au mois de novembre 1981,
- Celui de Villeneuve n'a pu fonctionné en juillet et en août,
- Celui de Crozet a enregistré les valeurs journalières depuis le mois de mai 1981.

VI-1. LES PRECIPITATIONS JOURNALIERES

Elles sont représentées planche 28

On peut s'apercevoir que les valeurs journalières peuvent être importantes, mais qu'elles ne sont pas toujours réparties de manière proportionnelle entre les stations.

Les données comparées de la station de Genève - Cointrin et de Villeneuve - Chantier, indiquent de gros écarts en automne et en hiver, malgré une assez faible différence altimétrique entre les deux postes : (environ 60 m). La présence des Monts Jura a donc une influence certaine sur la pluviométrie locale.

Les précipitations, enregistrées à la station de la Dôle, présentent des valeurs journalières qui peuvent être considérables, ce principalement durant les mois d'hiver. Ces précipitations vont donc constituer un stockneigeux important.

VI-2. CORRELATION ENTRE LES DIFFERENTES STATIONS

Nous avons tenté, pour compléter les valeurs manquantes, notamment celles de "Beule", d'établir les corrélations pouvant exister entre les diverses stations.

Disposant de peu de valeurs mensuelles, nous avons essayé d'obtenir plus de précisions en faisant intervenir les valeurs correspondantes à des périodes de 10 jours, en prenant garde de ne pas interrompre un cycle pluvieux.

Pour le calcul des régressions linéaires, nous avons tenu compte des points isolés, pouvant augmenter artificiellement le coefficient de corrélation.

En règle générale, on observe une plus forte dispersion des points pour les faibles valeurs. Certaines périodes, notamment d'été, dont les précipitations ne correspondent souvent qu'à des averses localisées, n'ont pas été prises en compte.

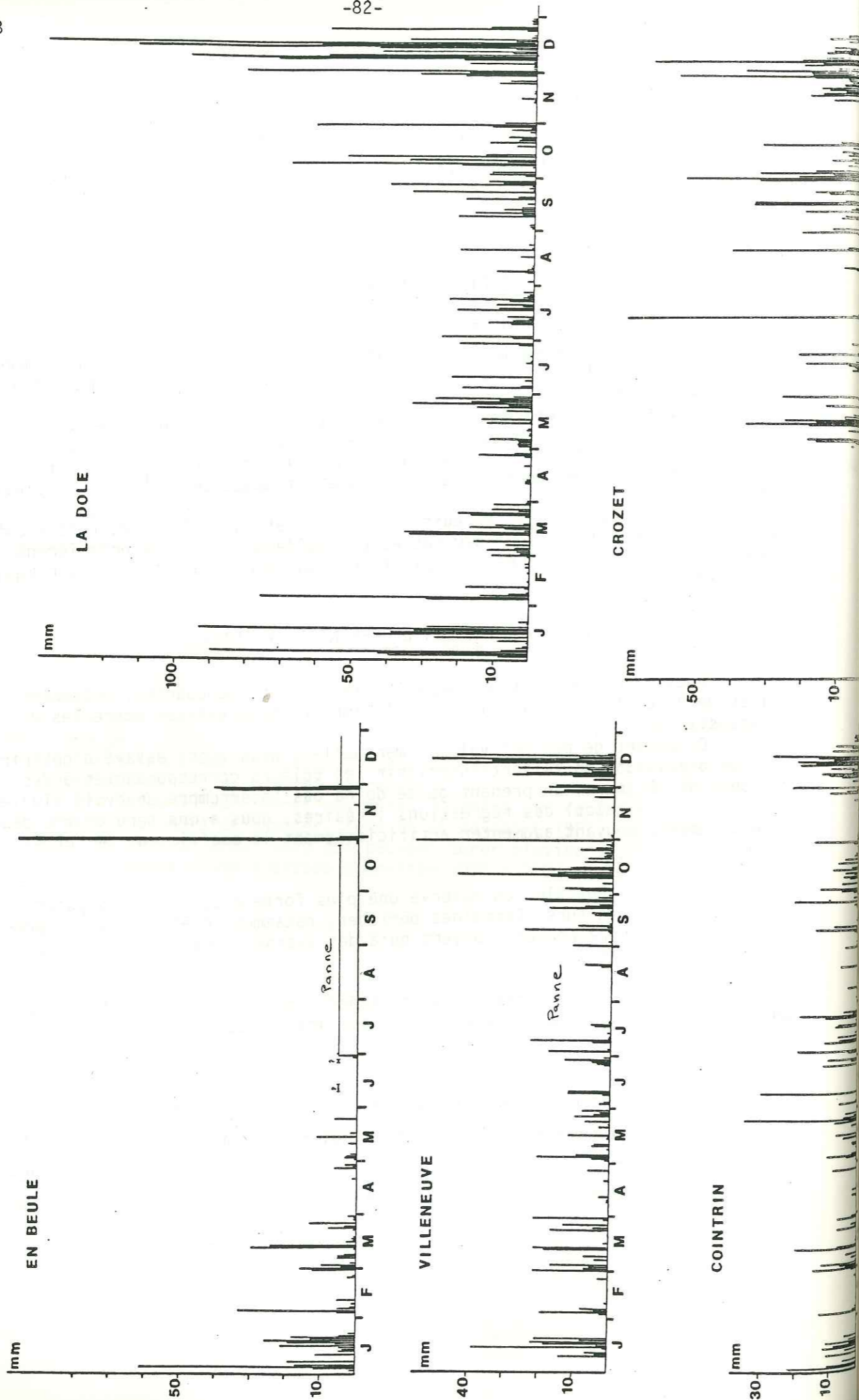
Le nombre des mesures est donc encore insuffisant dans certains cas pour vérifier l'exactitude des équations des droites de régression.

Commentaire

Certaines corrélations sont bonnes. Ce sont celles de :

- Villeneuve - Crozet avec un coefficient de corrélation de  $r = .890$
- En Beule - La Dôle " " " "  $r = .959$
- Villeneuve - La Dôle " " " "  $r = .840$
- Crozet - La Dôle " " " "  $r = .846$

PRECIPITATIONS JOURNALIERES



D'autres corrélations sont moyennes :

- Cointrin - Villeneuve avec un coefficient de corrélation de  $r = .747$
- Cointrin - La Dôle " " "  $r = .697$
- Cointrin - Crozet " " "  $r = .650$
- Cointrin - Beule : le nombre de couples est trop faible pour confirmer la corrélation.
- Enfin, deux couples ne sont pas corrélables : il s'agit des couples "Villeneuve" - "En Beule" et Crozet - En Beule, pour lesquels nous disposons de trop peu de valeurs.

L'observation de ces résultats tend à confirmer l'idée déjà avancée lors de l'étude des vents, selon laquelle la région était soumise à deux régimes :

- . Le vent d'ouest qui semble conditionner la pluviosité sur les Monts Jura et le versant qui nous intéresse ;
- . Le vent de Sud-Ouest, qui lui, influe directement sur la pluviosité en plaine.

Ainsi, les couples faisant intervenir la station de Genève présentent des coefficients de corrélation généralement inférieurs aux autres couples.

Nous avons utilisé, dans la mesure du possible, ces corrélations, pour compléter les valeurs manquantes de certains postes, et pouvoir préciser lorsque ceci était possible, les gradients altimétriques de précipitation.

VI-3. REPARTITION MENSUELLE DES PRECIPITATIONS

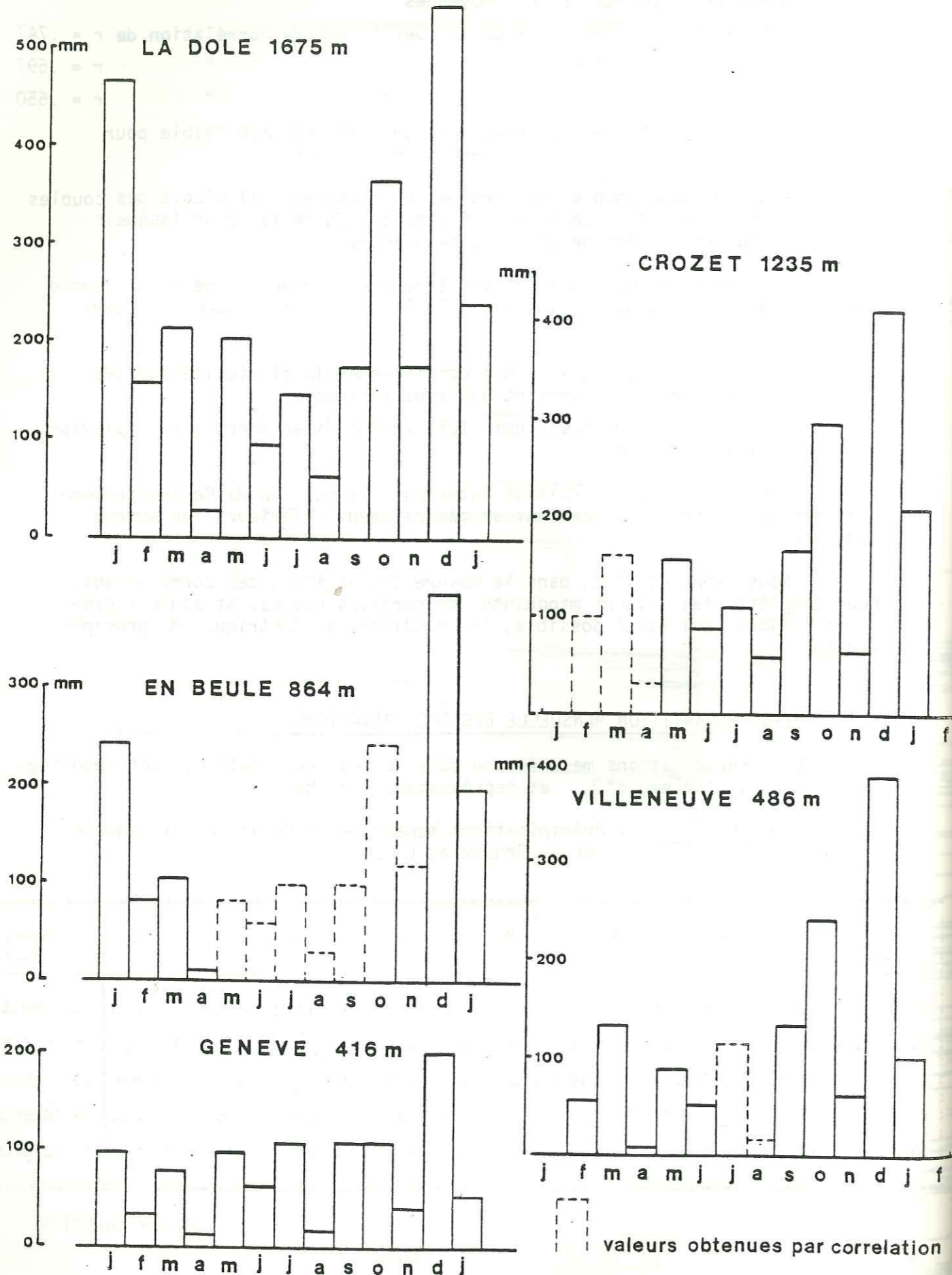
Les précipitations mesurées ou obtenues par corrélation, sont reportées dans le tableau n° 3 et représentées planche 29

Tableau n° 3 : Précipitations mensuelles à Cointrin, Villeneuve, Beule, Crozet et La Dôle.

Stations	Mois	Mois												Année	
		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D		
Cointrin (416 m)		106.8	35.4	88	13.5	100.9	62.4	106.2	18	107.8	107.7	41.3	199.1	54.2	934.5
Villeneuve (486 m)		208	56	132	8.9	125.4	51.3	114	14.5	132	241.85	62.1	382	93	1413
Beule (864 m)		241.5	80.5	103.5	10.8	82	60	100	30	100	245	119	400	200	1531
Crozet (1235 m)		275	100	165	31	199	85.7	109.8	57.2	166.1	295.4	62.6	410.2	209.2	1891.2
Dôle (1675 m)		223.5	157.4	214.6	26.6	202.8	94.9	146.9	63.7	174.4	364	175.7	541.7	243.8	2406.5

— Valeur corrélée

## REPARTITIONS DES TOTAUX MENSUELS DES PRECIPITATIONS



Les mois présentant la pluviométrie la plus importante sont ceux d'automne, avec un maximum au mois de décembre.

Pour l'année étudiée, il n'existe pas de longue période "sèche".

Il semble que la station de Villeneuve présente des valeurs mensuelles importantes par rapport aux deux stations l'encadrant. Les valeurs obtenues par corrélation sont cependant proches des valeurs réelles mesurées, car les précipitations manquantes concernaient des périodes très courtes d'une semaine au maximum.

### VI- 4. REPARTITION SAISONNIERE DES PRECIPITATIONS

Nous ne prenons en considération que les stations de Genève et La Dôle.

Pour les deux stations, les minima se rencontrent en avril et août et les maxima en décembre.

La répartition saisonnière est reproduite dans le tableau suivant :

	GENEVE	LA DOLE
Hiver J.F.M.	230.2 mm	595.5 mm
Printemps A.M.J.	176.8 mm	324.3 mm
Eté J.A.S.	232 mm	531.9 mm
Automne O.N.D.	348.1 mm	1 081.4 mm

Les indices sont les suivants pour l'année 1981 :

à Genève :	A	E	H	P
	35.3 %	23.5 %	23.3 %	17.9 %
à La Dôle :	A	H	E	P
	42.7 %	23.5 %	21. %	12.8 %

La pluviométrie en automne est donc nettement supérieure aux autres saisons, alors que le printemps est caractérisé par un faible pourcentage.

L'écart entre les deux saisons s'accroît avec l'altitude.

Eté et hiver présentent des pourcentages sensiblement identiques.

VI- 5. ANALYSE DES SERIES DE DONNEES

Nous avons, à partir des totaux annuels de précipitations de 1901 à 1980 à Genève, procédé à un ajustement des valeurs à la loi de Gauss (fig ) l'ajustement est satisfaisant.

Nous pouvons en déduire quelques quantiles caractéristiques de la station de Genève :

- Année centennale humide : 1 335 mm
- Année décennale humide : 1 145 mm
- Année moyenne : 910 mm
- Année décennale sèche : 680 mm
- Année centennale sèche : 490 mm

L'année d'étude (février 1981 - janvier 1982), avec 934,5 mm de précipitations, est donc une année moyenne, représentative du régime climatique habituel de la région.

VI- 6. PRECIPITATIONS MENSUELLES SUR CHAQUE BASSIN VERSANT

a/ Calcul des gradients altimétriques

Nous avons tenté de les calculer mois par mois, en essayant de faire intervenir tous les postes d'enregistrement lorsque cela était possible (valeurs réelles et corrélées). Nous avons alors pu constater qu'il n'existait pas toujours de gradient altimétrique mensuel. Cette constatation a déjà été faite par R. Kurmmenacher lors d'une étude sur le bassin de la Valserine (données climatiques sur le bassin de la Valserine et ses environs, 1972).

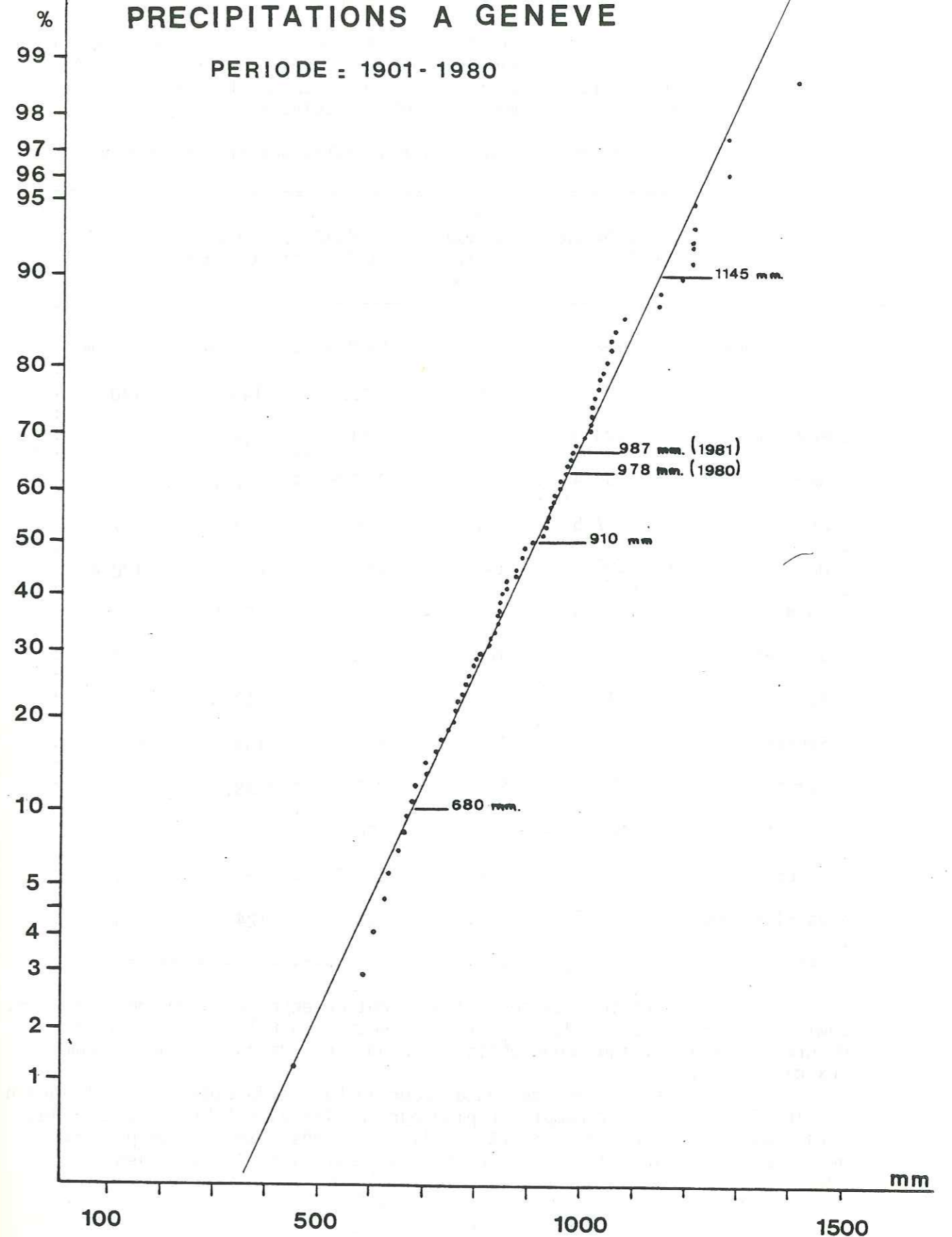
Les résultats que nous avons obtenus sont consignés dans le tableau suivant :

Tableau n° 4 : gradient altimétrique des précipitations

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J
			→800 m:		→800 m:								→850 m:
			7,5		10,5								34
/100m:	27,6	8,6	1,8		3,7	/	5	4,3	8,3	/	9,5		
			800-1700:		800-1200:								850-1700:
			15		29,2								0

DISTRIBUTION NORMALE DES  
TOTAUX ANNUELS DE  
PRECIPITATIONS A GENEVE

PERIODE : 1901 - 1980



b/ Calcul des lames d'eau mensuelles

Partant des éléments de climatologie obtenus précédemment, et des caractéristiques morphologiques des différents bassins, nous avons estimé les précipitations mensuelles relatives à chaque bassin.

Les valeurs calculées sont les suivantes :

Tableau n° 5 : valeurs mensuelles des précipitations

	ALLEMOGNE en Piedmont:	ALLONDON à Naz	JOURNANS à Gex	ALLONDON à St Genis:	LION à St Genis:
Altitude moyenne	1080 m	1050 m	1030 m	517 m	506 m
Janvier 1981	301	294	288.5	143.5	140
Février	103.4	101.2	99.5	54.3	53.2
Mars	154.4	141.2	140.5	130.7	131.7
Avril	17.5	17	16.7	7.2	7
Mai	150.1	146.8	141	119	120.4
Juin	77.6	76.6	76	56.5	56
Juillet	108	108	108	108	108
Août	47.4	46.1	45.2	18.8	18.2
Septembre	159	157.8	157	134.5	133.9
Octobre	287.1	285	283	239.8	238.7
Novembre	100	100	100	100	100
Décembre	419	417	411.2	365.4	364
Janvier 1982	218.5	218.5	218.5	124.4	120

Certaines de ces valeurs sont obtenues avec peu de précision, comme par exemple celles de juillet ou novembre, pour lesquelles l'absence de gradient altimétrique nous oblige à prendre une valeur moyenne, commune aux cinq bassins.

Les valeurs calculées pour le bassin du Lion et de l'Allondon à Saint Genis, tiennent compte du pluviographe installé à Villeneuve. Elles paraissent excessives par rapport à celles mesurées à Genève. Le problème qui se pose est lié à la fiabilité du pluviomètre installé à Villeneuve.

c/ Valeurs annuelles

Nous avons à notre disposition trois modes de calculs :

- Calcul à partir des valeurs mensuelles : la station de Villeneuve est prise en compte. Les résultats nous semblent valables pour les bassins versants du Jura, mais excessifs pour les deux bassins de plaine.

- Calcul à partir de la droite de régression, la station de Villeneuve étant écartée :

On constate (fig.31 a) que les quatre points restants sont bien alignés, la corrélation est alors très bonne, et le gradient altimétrique annuel est d'environ 120 mm/100 m.

- Calcul à partir de la relation établie par R. Krummenacher pour le bassin versant de la Valserine : Celui-ci utilisant 10 années de mesures sur 10 stations du Jura avait pu établir la relation suivante :

$$P = 1061,85 + 0,85 h \quad \begin{matrix} P \text{ en mm} \\ h \text{ en m} \end{matrix}$$

Cette relation appliquée à la station de la Dôle donne la valeur de 2481 mm pour la période de février 81 à janvier 1982, alors que la valeur mesurée est 2406 mm, soit une différence de 3 %.

Les trois méthodes donnent les résultats suivants :

	ALLEMOGNE	ALLONDON	JOURNANS	ALLONDON	LION
	à Naz	à Gex	à St Genis:	à St Genis:	à St Genis:
avec Villeneuve	1842 mm	1816 mm	1797 mm	1459 mm	1451 mm
sans P à Villeneuve	1750 mm	1720 mm	1695 mm	1090 mm	1080 mm
Relation R. Krummenacher	1980 mm	1954 mm	1937 mm	1501 mm	1491 mm

Tableau n° 6 : valeurs annuelles des précipitations pour les différents bassins.

Les résultats obtenus pour les bassins versants du Jura sont homogènes. Nous considérons que les lames d'eau calculées avec les moyennes mensuelles, sont approchées à 5 %.

Les valeurs utilisées seront donc, pour les bassins du versant :

- bassin de l'Allemogne : 1842 mm ± 92 mm
- Bassin de l'Allondon : 1816 mm ± 91 mm
- Bassin du Journans : 1797 mm ± 90 mm

Pour les bassins de plaine, les valeurs calculées en tenant compte du pluviomètre de Villeneuve et celles trouvées en prenant en compte uniquement les quatre autres stations présentent des différences de 25 %.

Fig. a

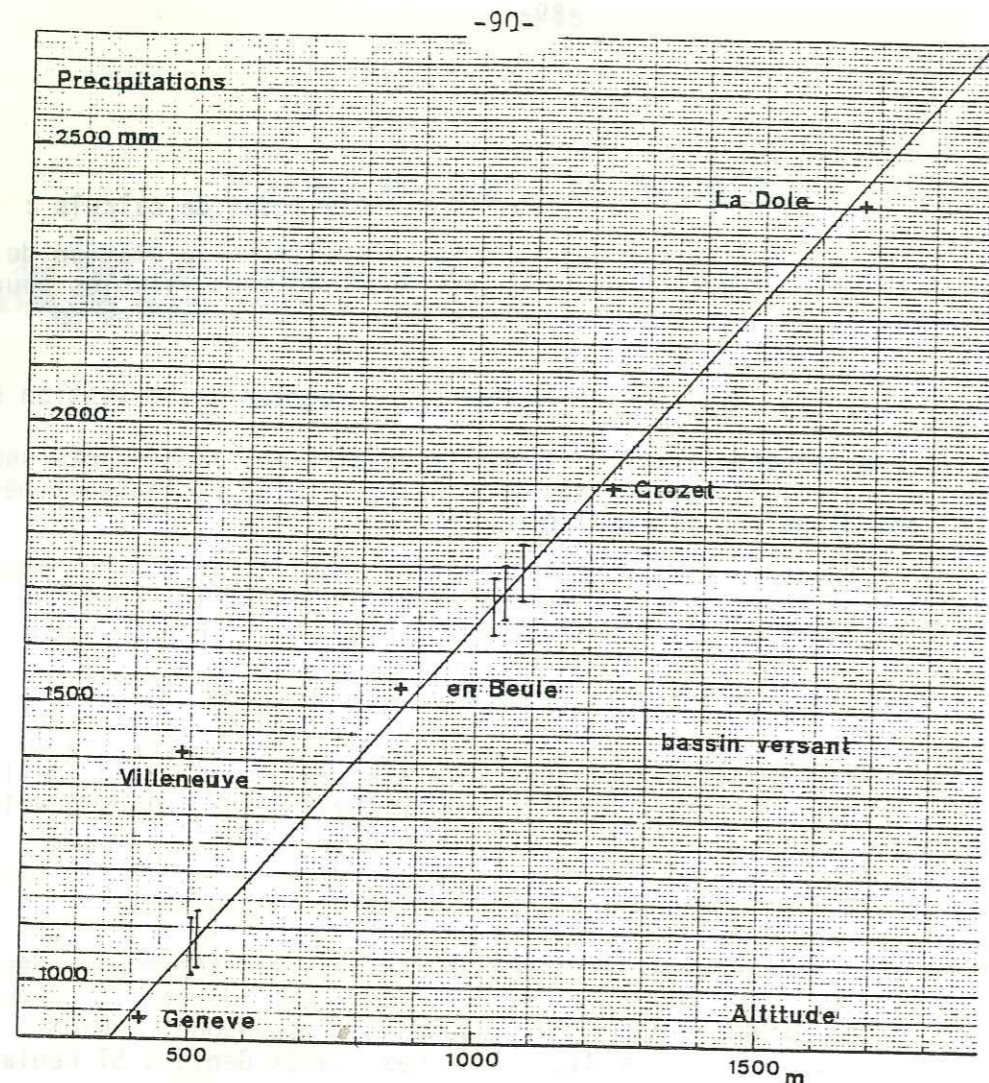
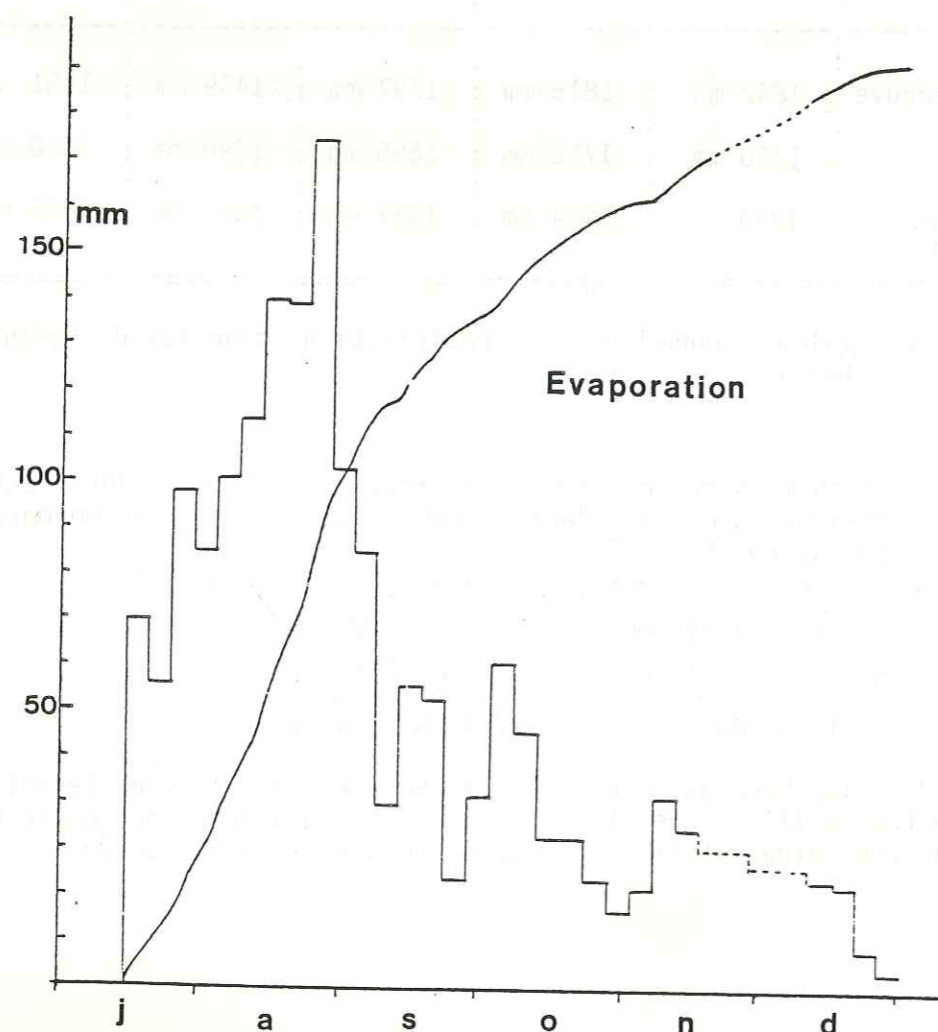


Fig. b



Le problème est de savoir si les bassins de plaine sont sous l'influence climatique du Jura, auquel cas les valeurs élevées sont justifiées, ou s'ils appartiennent seulement au bassin genevois.

Faute de pouvoir trancher avec certitude, nous adopterons la moyenne arithmétique des deux valeurs (calculées avec et sans la station de Villeneuve), en sachant que l'incertitude est d'au moins 10 %.

- Pour l'Allondon à Saint Genis : 1275 mm  $\pm$  127 mm
- Pour le Lion à Saint Genis : 1265 mm  $\pm$  126 mm.

## VII - ETUDE DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION

Ce terme du bilan, très important, concerne les mécanismes des pertes en eau par retour à l'état de vapeur.

Deux phénomènes interviennent :

- un phénomène physique : l'évaporation de l'eau à la surface du sol,
- un phénomène physiologique par l'intermédiaire des plantes : la transpiration.

### VII-1. L'ÉVAPORATION

Une balance évaporimétrique a été installée sur le chantier de la galerie de reconnaissance à Villeneuve. L'enregistrement n'a débuté qu'à la mi-juillet (fig. 31 b).

Les maxima traditionnels se trouvent en juin ou juillet. Pendant la période étudiée, le maxima a bien sûr lieu durant le mois d'août, mais la chute des hauteurs d'eau évaporées est très sensible début septembre, et est à mettre en parallèle, d'une part avec la forte augmentation de l'humidité relative, observée à Genève qui passe de 67 % au mois d'août à 77,75 % au mois de septembre, d'autre part avec les baisses de température.

### VII- 2. CALCUL DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE

On regroupe les termes évaporation et transpiration sous un seul : l'évapotranspiration, sans distinguer les deux phénomènes.

On essaie alors d'estimer ce terme à l'aide de formules empiriques basées sur des mesures climatologiques.

Les formules les plus couramment utilisées dans la région lémanique sont celles de :

- Thorntwaite (1948)
- Primault (1963)
- Turc (1963).

#### a/ Expression des formules

##### 1°/ Méthode de Primault

La relation est :  $ETP_{mm} = JC \left(1.03 - \frac{\epsilon}{100}\right) (h + 2n)$

ETP : évapotranspiration potentielle par mois de n jours en mm

h : Durée de l'insolation mensuelle en heures

C : Coefficient altimétrique =  $1.75 \times 10^{-4} \text{ alt. (m) + 88}$

J : Coefficient mensuel calculé par B. Primault

$\epsilon$  : Humidité relative en %



2°/ Méthode de Thornwhaite

Suivant cet auteur, ce terme du bilan est exprimé par la relation suivante :

$$ETP = 16 \left(10 \frac{t}{I}\right)^a$$

avec : t : température moyenne mensuelle en °C

$$I = \sum_1^{12} i \quad \text{et} \quad i = \left(\frac{t}{5}\right)^{1.514}$$

$$a = .49239 + 1792 \cdot 10^{-5}I - 771 \cdot 10^{-7}I^2 + 675 \cdot 10^{-9}I^3$$

Les valeurs mensuelles sont ensuite multipliées par un coefficient correcteur c, fonction de la latitude. Nous avons utilisé les coefficients relatifs à la région lémanique.

c/ Calcul des valeurs mensuelles

Nous avons calculé les valeurs correspondantes aux deux stations de Genève et La Dôle, en tenant compte des coefficients correcteurs. Nous avons obtenu les résultats suivants, exprimés en mm d'eau.

Tableau n° 7 : valeurs mensuelles d'évapotranspiration potentielle

		F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	Annuel
Thornthwaite	Genève	0	36,4	55,1	76,4	105,2	111,7	111,9	76,3	43,5	14,9	5,5	0	636.9 mm
	La Dôle	0	9,7	32,8	49,4	79,6	87	93,3	63,7	30,5	9,2	0	0	455.2 mm
Primault	Genève	5,5	19,2	55,4	51,7	104,2	99,2	123	35,1	19,5	16,1	4,6	3	536.5 mm
	La Dôle	10,7	16,5	61	34,8	64,2	51,6	99,2	30,9	15,6	34,9	3,1	8,3	430.8 mm

d/ Commentaire du tableau

. la valeur annuelle de 636.9 mm trouvée pour la station de Genève par la méthode de Thornthwaite, est comparable à celle trouvée par J. Jeremie (1976) par la même méthode, celui-ci ayant fait le calcul pour la station de Thonon (385 m d'altitude), sur une période de neuf années (1966-1974). Le résultat était : ETP = 626 mm.

. Pour les mois d'hiver, on constate que l'évapotranspiration calculée avec la méthode de Primault, est supérieure pour la station de La Dôle. Ceci est tout à fait vraisemblable dans la mesure où la formule de B. Primault fait intervenir l'humidité relative, et qu'il existe des périodes plus ou moins longues (plusieurs jours) où un brouillard épais s'installe en plaine, la limite supérieure de cette nappe de brouillard se situant en moyenne vers 1100 - 1200 m d'altitude.

Les valeurs nous paraissent donc correspondre à la réalité.

Nous rejoignons donc l'idée de J.J. Jeremie, selon laquelle le rôle important joué par l'humidité de l'air jusqu'à la côte 600 m environ, du fait de la présence du lac Léman, serait à l'origine d'une surestimation de la valeur de l'évapotranspiration calculée par la méthode de Thornthwaite. La méthode de Primault se rapproche le mieux de la réalité, dans la zone d'influence du lac.

e/ Calcul de l'évapotranspiration potentielle pour les différents bassins versants :

e-1. Par la méthode de Thornthwaite

Tableau n° 8

	JOURNANS	ALLONDON	ALLEMOGNE	LION St Genis	ALLONDON St Genis
Janvier	0	0	0	0	0
Février	0	0	0	0	0
Mars	27.1	26.8	26.1	34.8	34.5
Avril	40.5	40.8	39.7	47.5	47.7
Mai	49.3	49.1	48.6	57.7	57.4
Juin	69.4	69.1	68.6	78.6	78.3
Juillet	73.8	73.5	73	82.9	83
Août	82.1	81.8	81.2	89.8	89.4
Septembre	65.9	65.7	65.7	72.3	72
Octobre	40	40.3	39.7	45.4	45
Novembre	17.5	17.7	17.5	18.7	18.8
Décembre	0	0	0	5.7	5.8
Janvier	0	0	0	0	0
Année	465.6 mm 26 % P	464.8 mm 26 % P	460.1 mm 24 % P	534.4 mm 37 % P	532 mm 36 % P

e-2. Par la méthode de Primault

Nous avons calculé celles-ci pour Genève et La Dôle. N'ayant pas la possibilité de connaître précisément les différents facteurs qui interviennent dans la formule de Primault, pour chaque bassin versant, nous prendrons, pour les trois bassins du versant (Journans, Allondon à Naz et Allemogne à la source), la valeur moyenne entre Genève et

La Dôle, valeur qui correspondrait à une altitude de 1050 m, en admettant que l'évapotranspiration calculée par Primault est fonction de l'altitude. Nous aurons donc pour les trois bassins de versant :

Tableau n° 9

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	Année
													1981
5.6	8.1	17.8	58.2	43.5	84.2	75.4	111.1	33	17.5	25.5	3.8		483.7 mm

Pour les bassins de plaine, nous avons tenu compte de la différence existant entre les altitudes moyennes des différents bassins, ce qui n'entraîne pas de gros écarts dans les valeurs calculées qui sont les suivantes :

Tableau n° 10

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J
LION	3	5.5	19.2	55.4	50.7	101.7	96.3	121.5	34.8	19.3	16.1	4.6	5
ALLONDON	3	5.5	19.2	55.4	50.5	101.4	95.9	121.3	34.8	19.2	16.1	4.6	5

Soit une valeur annuelle d'environ 528 mm. représentant : 41 % des précipitations.

### VIII- CONCLUSION

Nous pouvons conclure cette étude en séparant les bassins versants de la haute chaîne qui ont une évolution climatologique sensiblement identique et ceux de plaine. Cette homogénéité est bien entendu favorisée par le fait que nous ayons recherché des règles générales sur l'ensemble du secteur.

Certains phénomènes météorologiques semblent cependant assez localisés et la présence de la haute chaîne qui s'élève rapidement en altitude, pourrait favoriser ces phénomènes.

Toutefois, compte-tenu de la période d'observation relativement courte sur le réseau climatologique complémentaire, il est difficile de tenir compte du caractère aléatoire de certaines mesures.

Nous considérerons donc que les paramètres climatologiques ont été approchés.

Dans le cas de l'utilisation des mesures d'évapotranspiration potentielles

- pour les bassins versants du Jura, nous utiliserons une moyenne Thorntwhaite - Primault.

- pour les bassins versants de plaine, les valeurs calculées par la formule de Primault.

Nous verrons lors de l'étude des bilans hydrologiques que les valeurs d'évapotranspiration potentielle calculées précédemment et celles obtenues par le bilan pour les différents bassins, sont tout à fait comparables et même identiques, si l'on tient compte de l'incertitude de 10 % minimum qui se rattache à ce paramètre climatologique

QUATRIEME PARTIE

\*\*\*\*\*

ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DU VERSANT

\*\*\*\*\*

EST DE L'ANTICLINAL DU REULET

\*\*\*\*\*

# I- HYDROMÉTRIE

## I-1. MESURES DES DEBITS

Comme nous l'avons précisé précédemment, nous avons pu bénéficier des sept limnigraphes installés par le CERN au début de l'année 1981.

Le tarage de ces sept stations a été réalisé, pour les débits faibles et moyens, au micromoulinet et macromoulinet et, pour les forts débits, par la méthode chimique par injection de bichromate de potassium.

Les mesures au moulinet semblent avoir donné de bons résultats, avec une imprécision inférieure à 10 % (5 % probablement).

Les jaugeages chimiques ont posé quelques problèmes dûs :

- aux difficultés d'injection en période de hautes eaux,
- aux nombreuses zones d'inondation,
- à l'écoulement laminaire des rivières, principalement en plaine, et donc au plus ou moins bon mélange du traceur.
- à la forte turbidité des eaux en plaine.

Cependant, pour la plupart des courbes de tarage, les points résultant des mesures chimiques ne paraissent pas aberrants sauf pour deux stations, l'Allemogne à Saint Genis et l'Allondon à Saint Genis, qui présentaient les plus mauvaises conditions de mesure en période de crue, au niveau du point d'enregistrement.

## I-2. ETUDE DES DEBITS

### I-2.1. Introduction

Dans un premier temps, nous avons choisi de séparer le versant du Jura et la plaine. Ces deux parties seront donc étudiées l'une après l'autre. Nous essaierons ensuite de trouver les relations pouvant exister entre les deux ensembles.

L'un des buts d'une étude hydrogéologique étant d'établir un bilan dans un secteur donné, les différents termes de ce bilan doivent être approchés.

Nous avons déjà estimé les deux termes que représentent précipitations et évapotranspiration, nous aborderons maintenant le terme ruissellement, par l'étude des débits.

De plus, les différentes approches du ruissellement permettent d'en tirer divers renseignements sur l'organisation de l'aquifère, et de quantifier certains phénomènes qui n'auront toutefois de véritable signification qu'à titre de comparaison.

## I-2.2. Le Journans

### a/ Conditions d'écoulement :

La rivière du Journans draine le bassin situé le plus au Nord de notre terrain d'étude, et correspondant au "Creux de l'Envers" (fig. 33 b). Les débits sont mesurés à Gex, à la sortie du "Creux de l'Envers".

C'est essentiellement une rivière fonctionnant par le ruissellement direct des précipitations, le pouvoir de rétention du bassin versant étant très limité du fait de l'absence quasi totale des formations calcaires du Crétacé et Jurassique supérieur. Celles-ci ne sont présentes que dans la partie supérieure du bassin, sous forme de falaises délimitant le cirque.

### b/ Débits moyens journaliers :

Ils ont été figurés planche 32

Les crues de mars ont un caractère exceptionnel et sont dues à un radoucissement des températures provoquant une importante fonte du manteau neigeux, combiné à des précipitations relativement importantes.

Le tarissement est perturbé jusqu'au mois d'août, période à partir de laquelle les débits sont alors très faibles, avec des minima de l'ordre de 15 l/s. Ce débit est maintenu uniquement par quelques petites sources du Creux de l'Envers.

Les précipitations importantes du mois de septembre n'ont pratiquement pas de répercussions sur les débits ; elles ne font que combler le déficit en eau du sol et alimenter l'évapotranspiration.

La phase d'étiage est courte, deux mois en 1981, et prend fin dès le mois d'octobre qui est très pluvieux.

Les mois de décembre et janvier montrent à nouveau des crues importantes, dues aux mêmes raisons qu'au mois de mars.

### c/ Les débits moyens mensuels (planche 32)

Ils sont calculés en prenant la moyenne arithmétique des débits journaliers.

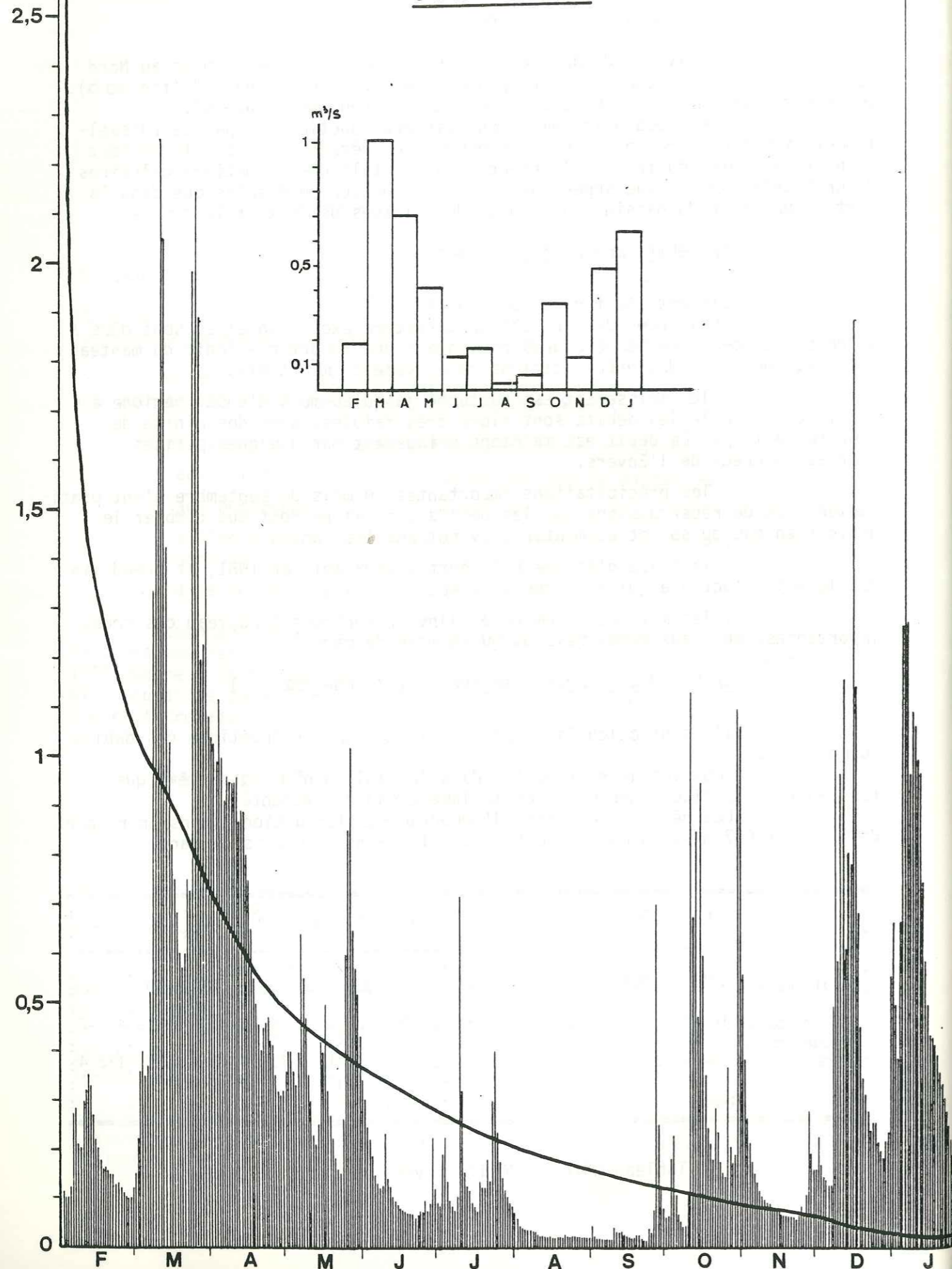
Nous les avons reportés dans le tableau n° 11, de même que les débits spécifiques mensuels, et la lame d'eau équivalente.

Ces débits présentent d'importantes fluctuations, dans un rapport de 1 à 40 (0.027 m<sup>3</sup>/s au mois d'août contre 1.059 m<sup>3</sup>/s au mois de mars).

Mois	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J
Débit moyen	.183	1.059	.704	.412	.130	.165	.027	.064	.346	.133	.491	.636
Débit spécifique l/s/km <sup>2</sup>	14.22	82.27	54.66	31.98	10.09	12.78	2.06	4.96	26.84	10.34	38.13	49.42
Lame d'eau mm	34.4	220.3	141.7	85.7	26.2	34.2	5.5	12.9	71.9	26.8	102.1	132.4

Tableau n° 11 : Débits moyens mensuels du Journans

DEBITS MOYENS JOURNALIERS ET MENSUELS  
 COURBE DES DEBITS CLASSES  
JOURNANS



d/ Débit annuel

Le débit moyen annuel est peu important, .365 m<sup>3</sup>/s, ce qui donne un débit spécifique annuel de 28,36 l/s/km<sup>2</sup>. Il est donc faible, ce qui sera vérifié en le comparant aux autres cours d'eau (sources du Piedmont et rivières de plaine).

Remarque : L'hypothèse d'une erreur dans le tarage de la station doit être écartée ; en effet, en admettant une erreur de 60% sur les forts débits (débits supérieur à 1 m<sup>3</sup>/s, représentant 35 jours de l'année), ce qui est tout à fait improbable, le débit spécifique reste encore assez faible, comparé aux rivières de plaine: 32,7 l/s/km<sup>2</sup>.

Nous avons envisagé d'utiliser le bassin versant du Journans comme bassin témoin, afin d'approcher les surfaces respectives des bassins versants des sources de l'Allemogne et de l'Allondon.

Cette démarche a bien sûr été abandonnée compte tenu de l'importance des surfaces trouvées : environ 70 km<sup>2</sup> pour la somme des deux bassins en prenant en compte le débit spécifique trouvé pour le Journans

La lame d'eau écoulee par le Journans à Gex de février à janvier 1982, est de 894 mm.

e/ Débits caractéristiques

A partir de la courbe des débits classés (planche 32), il nous a été possible de déterminer quelques débits caractéristiques pour l'année 1981 (février 1981 à janvier 1982).

- le débit caractéristique maximum : DCM = 1,5 m<sup>3</sup>/s  
(débit dépassé 10 jours par an)
- le débit caractéristique moyen : DC6 = 0,205 m<sup>3</sup>/s  
(débit dépassé 6 mois par an)
- le débit d'étiage : DCE = 0,020 m<sup>3</sup>/s  
(débit dépassé 355 jours par an)

I-2.3. La source de l'Allondon

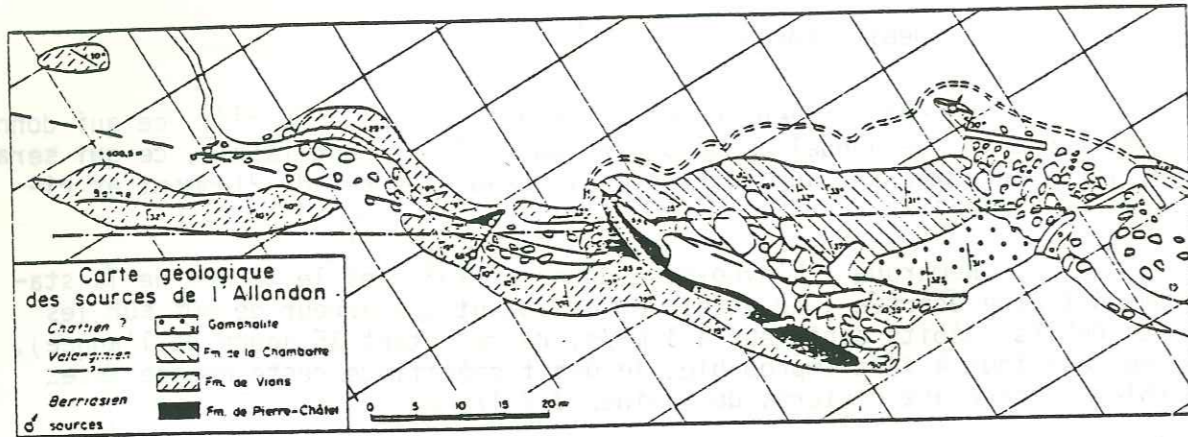
C'est l'émergence karstique située le plus au Nord du secteur étudié.

Le bassin versant a été estimé à partir des débits, ce qui nous a permis de tracer une limite entre les impluviums de la source d'Allemogne et de l'Allondon.

Le bassin versant de l'Allondon correspond à une surface d'environ 12,1 km<sup>2</sup>.

La source émerge au bas d'une combe ne laissant apparaître aucun écoulement de surface.

**GEOLOGIE AUX ENVIRONS DES SOURCES**  
(d'après C. Duclos)



**Coupe géologique**

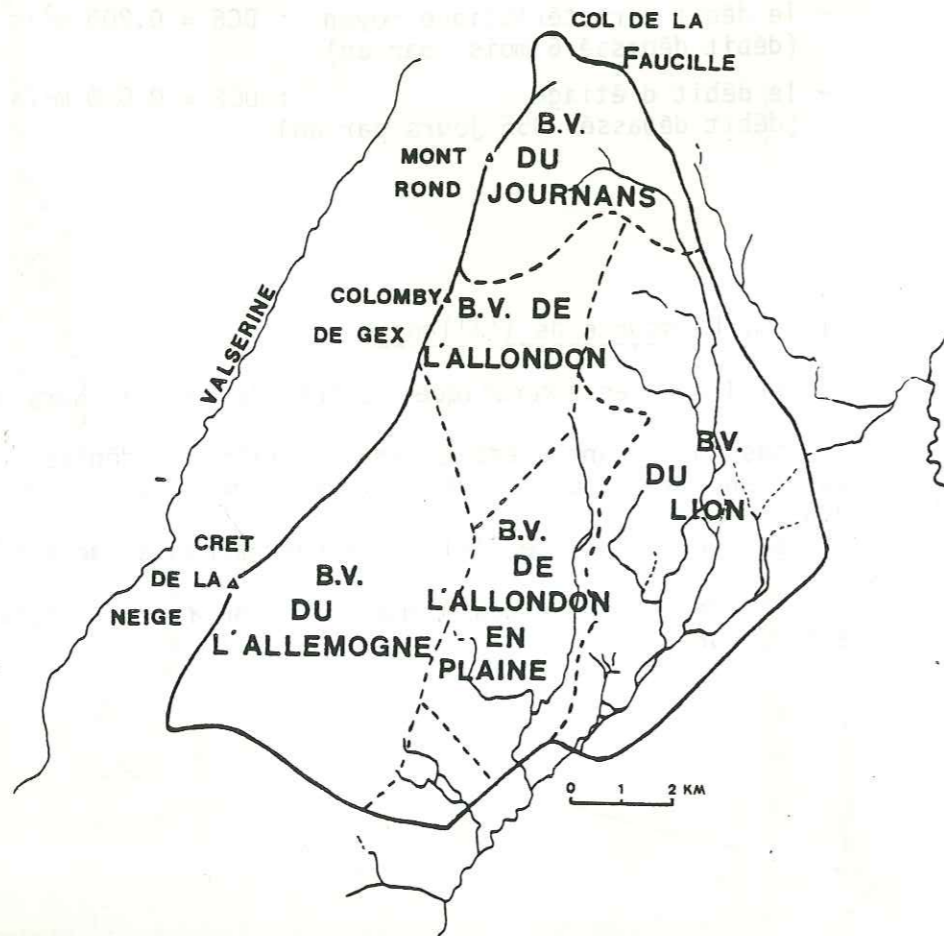
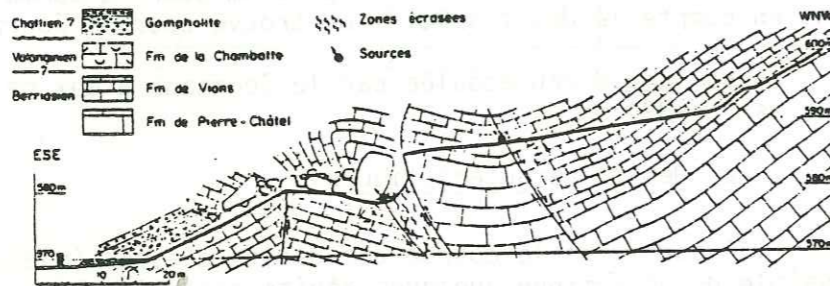


Fig. a

Fig. b

a/ Conditions d'émergence :

Il y a, en fait, plusieurs sources étagées, qui se mettent à débiter suivant l'importance des précipitations. La source pérenne est située à l'altitude de 570 m environ.

b/ Géologie :

L'affleurement des calcaires néocomiens d'où émerge la source, n'est par reporté sur la carte de St Claude au 1/50 000°.

Une étude récente (1980) réalisée par Ch. Duclos sur la géologie des environs de la source, met en évidence un système de fracture assez complexe (fig. 33). La faille inverse qui serait à l'origine de la source présente un déplacement vertical, estimé par Duclos à 40 m.

Sur les calcaires du Néocomien repose une formation conglomératique avec intercalation de marnes rouges. Cette formation présente le faciès "gompholitique" et correspondrait donc à un dépôt de pente composé d'éléments d'origine jurassienne locale, d'éboulis remaniés par du ruissellement en nappe. Cette formation est attribuée par la plupart des auteurs au Tertiaire, qui reposerait donc ici sur le Néocomien.

Contre ces formations et dans le ravin prolongeant la combe en aval, affleurent les "alluvions anciennes" du Quaternaire. Les éléments sont principalement d'origine Jurassienne, quelques niveaux conglomératiques sont visibles sur les deux versants. La présence de cette formation qui présente une perméabilité assez bonne, nous laisse penser, a priori, qu'un écoulement souterrain, simultané à l'écoulement de surface, est possible.

c/ Débits journaliers : Planche 34

On retrouve la même évolution que pour le Journans. Les crues sont cependant plus importantes.

Les phénomènes du mois de mars et décembre-janvier ont lieu. La phase d'étiage en août et septembre présente des débits très faibles, de l'ordre de 15 l/s, comparables à ceux du Journans.

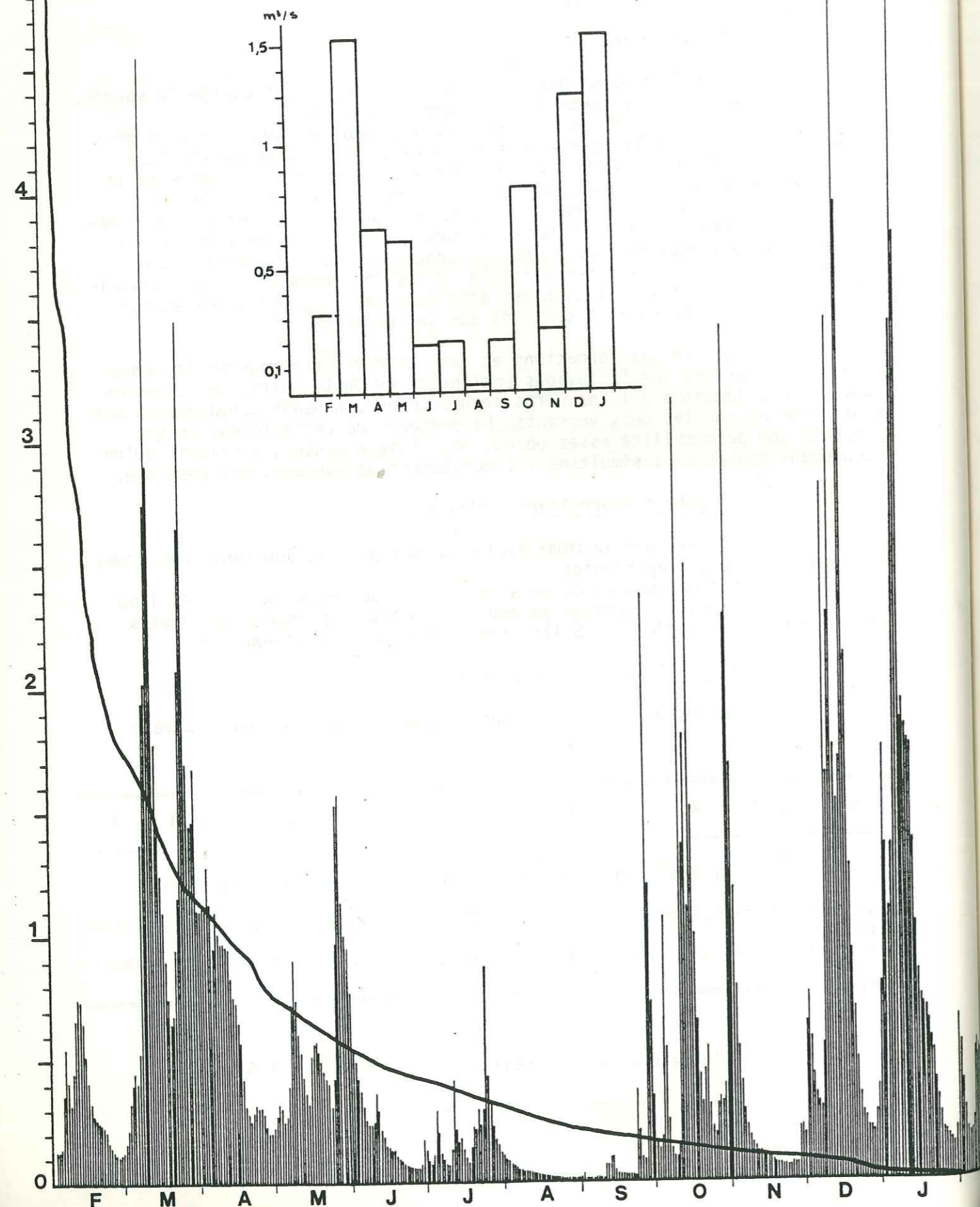
d/ Les débits moyens mensuels :

Les valeurs trouvées sont résumées dans le tableau suivant :

Mois	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J
$\bar{Q}$ m <sup>3</sup> /s	.32	1.430	.659	.612	.193	.203	.033	.204	.820	.251	1.186	1.434
Débit spécifique l/s/km <sup>2</sup>	25.51	114.03	52.55	48	15.39	16.18	2.60	16.26	65.39	20.01	94.57	114.35
Lame d'eau mm	61.4	304.1	135.6	130.1	39.7	43.1	6.9	42	174.4	51.7	252.1	305

Tableau n° 12 : Débits moyens mensuels à l'Allondon

DEBITS MOYENS JOURNALIERS ET MENSUELS  
 COURBE DES DEBITS CLASSES  
ALLONDON A NAZ



Les débits sont là encore, très fluctuants (rapport de 1 à 43)  
 Seul le mois d'août présente un débit très faible, la recharge est donc  
 relativement rapide.

Les lames d'eau mensuelles peuvent être considérables lors-  
 qu'elles font intervenir précipitations et fonte du manteau neigeux.

e/ Débit annuel :

Nous trouvons un débit moyen et spécifique bien supérieur à  
 celui du Journans : 70 % plus élevé :

- Débit moyen annuel : .612 m³/s
- Débit spécifique annuel : 49,27 l/s/km²
- Lame d'eau écoulee : 1546 mm.

f/ Débits caractéristiques :

La courbe des débits classés (fig. 34 ) nous donne les valeurs  
 suivantes :

- DCM : 3 m³/s
- DC6 : .280 m³/s
- DCE : .016 m³/s

Le débit d'étiage est donc très faible en comparaison des  
 débits maxima.

Le débit moyen, dépassé 6 mois de l'année, est supérieur à  
 celui du Journans.

I-2.4. Le système de l'Allemogne - Puits Mathieu

Ces deux exurgences sont localisées dans la formation Urgo-  
 nienne.

A l'emplacement du puits Mathieu, les bancs calcaires sont  
 bien visibles, d'épaisseur métrique, pentés à l'Est.

Les sources de l'Allemogne et la source du Maire ne sortent  
 pas directement des calcaires, mais au travers de graviers récents qui les  
 recouvrent.

A - Système de fonctionnement

a/ Puits Mathieu - Source du Maire

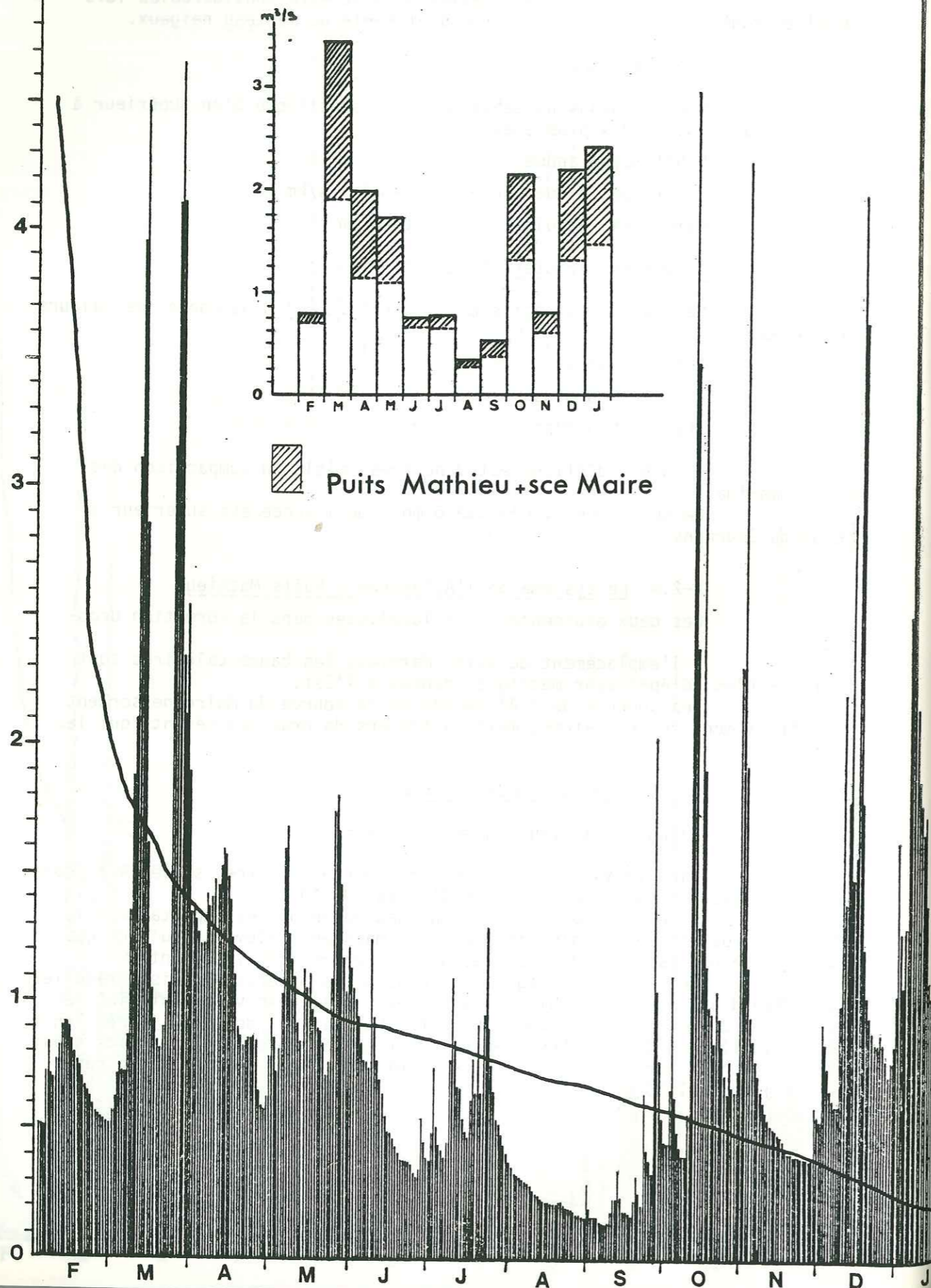
Dans le village de Thoiry, la source du Maire, située à la côte  
 487.37 m, est pérenne, avec un débit d'étiage de 40 l/s.

En période de fonte des neiges ou de pluies importantes, le  
 niveau hydrostatique visible dans le puits Mathieu s'élève jusqu'à ce que  
 la nappe se déverse. Les débits peuvent être alors très importants.

Un fait est à signaler : nous avons observé la baisse régulière  
 du niveau dans le puits Mathieu durant l'été 1981. Ce niveau a atteint la  
 côte -1,20 m par rapport au bord du puits. La baisse a donc été très lente  
 (du 25 juillet au 8 septembre). Après un orage (9 septembre), le puits s'est  
 mis à "cracher" durant quelques heures, puis le niveau s'est abaissé rapi-  
 dement jusqu'à 1,20 m.

## DEBITS MOYENS JOURNALIERS ET MENSUELS

## COURBE DES DEBITS CLASSES

ALLEMOGNE

Cette observation peut s'expliquer de deux façons :

Le puits Mathieu est situé sur le tracé d'un système de fractures ou d'un réseau karstique plus développé qu'alentour, et jouant le rôle de drain. En période de hautes eaux, l'eau se déverse hors du puits mais si la période se prolonge, toutes les fractures et fissures se saturent, formant les réserves qui alimentent la source du Maire. Par contre, en période sèche, les fissures se vidangent, toujours par l'intermédiaire des sources situées en contrebas et, si un orage intervient, le système drainant (faille ou chenaux) fonctionne, assurant une vidange rapide du volume précipité; les fissures n'ont donc pas le temps de se recharger, ce qui expliquerait la baisse rapide du niveau hydrostatique visible dans le puits Mathieu.

Une deuxième explication possible qui n'est pas en contradiction avec la première est celle de l'existence d'un siphon, le puits Mathieu se situant à la sortie de ce siphon.

## b/ Les sources de l'Allemogne et de la Batiolette

Ces deux sources ont pérennes.

mes.

L'Allemogne, en période de hautes eaux donne des débits énormes.

En période d'étiage, c'est surtout la source de la Batiolette qui assure la plus grande partie du débit (supérieur à 100 l/s).

La relation Allemogne - Puits Mathieu est certaine, et a pu être mise en évidence lors d'un pompage effectué par le CERN dans le puits Mathieu en 1972. Le problème de l'alimentation en eau du CERN s'étant posé, un essai de débit avait été tenté. Le pompage, de 700 m<sup>3</sup>/h, s'est repercuté en quelques heures sur la source d'Allemogne, dont le plan d'eau baissait régulièrement.

Ces observations nous conduisent bien entendu à considérer le système puits Mathieu - Allemogne dans son ensemble, ce qui sera fait par la suite.

## B - Source d'Allemogne

## a/ Débits moyens journaliers (Planche 35)

On observe une plus grande homogénéité dans les débits, les variations sont moins importantes, entre étiage et hautes eaux, que pour la source de l'Allondon.

La décroissance des débits laisse déjà présager des réserves accumulées plus importantes.

## b/ Débits mensuels

Les débits spécifiques et les lames d'eau calculées concernent une surface de 19,5 km<sup>2</sup> qui correspond à l'impluvium théorique de la source d'Allemogne seule, calculé de la même manière que pour la séparation des bassins versants des deux systèmes karstiques (Allondon et Allemogne); ce pour permettre les comparaisons.



Les débits mensuels sont résumés dans le tableau suivant :

Mois	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J
$\bar{Q}$ m <sup>3</sup> /s	.695	1.908	1.141	1.096	.657	.648	.256	.362	1.302	.600	1.300	1.453
Débit spécifique	35.77	98.20	58.40	53.81	33.81	33.35	13.17	18.63	67.01	30.88	66.9	74.78
Lame d'eau mm	86.5	263	254	151	87.6	89.3	35.2	48.3	179	80	179	200

Tableau n° 13 : débits moyens mensuels de l'Allemagne

c/ Les débits moyens annuels :

Le débit moyen annuel est élevé : 951 m<sup>3</sup>/s  
 Ce qui donne un débit spécifique de : 49.23 l/s/km<sup>2</sup>  
 La lame d'eau écoulée étant d'environ : 1553 mm.

d/ Les débits caractéristiques :

De la même manière que précédemment, nous avons déduit de la courbe des débits classés, les débits caractéristiques. Ils sont les suivants :

débit maximum (DCM) : 3.860 m<sup>3</sup>/s  
 débit moyen (DC6) : .760 m<sup>3</sup>/s  
 débit d'étiage (DCE) : .180 m<sup>3</sup>/s.

Débit d'étiage et débit moyen sont donc relativement importants.

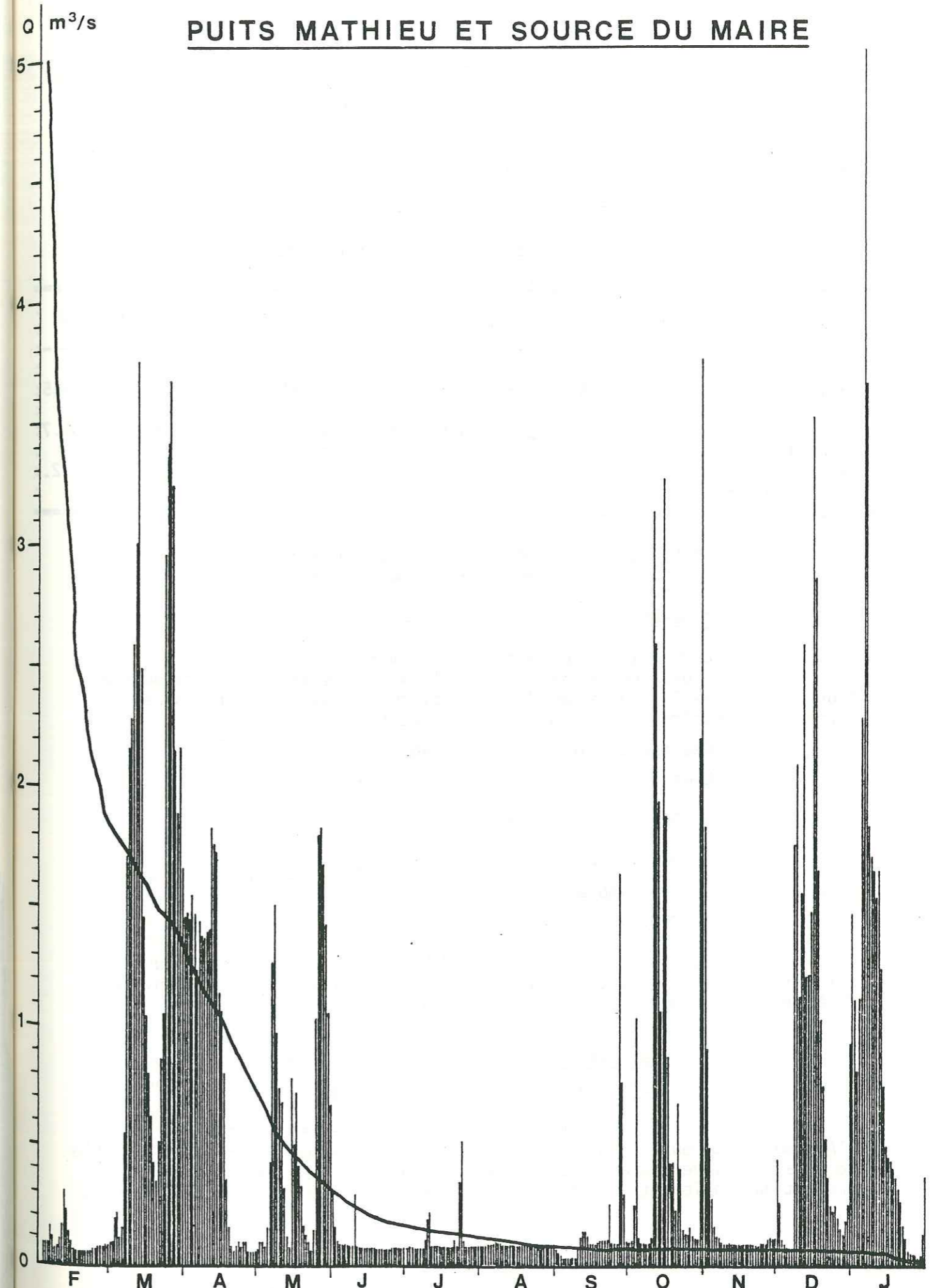
C - L'exutoire Source du Maire - Puits Mathieu

Nous donnons ici les caractéristiques de l'écoulement qui se fait à la source du Maire, augmenté des débits relatifs au débordement du Puits Mathieu.

Un point important à souligner : A l'emplacement même de la source du Maire, une prise d'eau existe par l'intermédiaire d'un petit canal en pierres. Le débit détourné alimente une turbine après laquelle une partie du débit retourne à la rivière, mais une autre partie alimente une ferme. Ce débit échappe à l'enregistrement du limnigraphe 7 et est difficilement estimable, car variable. De plus, une partie de l'eau qui retourne à la rivière le fait par infiltration dans les formations morainiques.

Il est donc certain que ce débit soustrait à l'enregistrement, a une influence sur le volume écoulé, notamment en période d'étiage, et sur la distribution des débits. Nous avons réalisé plusieurs jaugeages sur le petit canal. Les débits étaient en moyenne de 40 - 50 l/s. Cependant, le problème reste posé quant à la constance d'un tel débit, et à la quantité d'eau retournant à la rivière avant le limnigraphe n° 7.

DEBITS MOYENS JOURNALIERS  
 COURBE DES DEBITS CLASSES  
 PUIITS MATHIEU ET SOURCE DU MAIRE



a/ Les débits moyens journaliers :

Les crues, si elles sont peu étendues dans le temps, peuvent être très importantes. La régularité des débits d'étiage est remarquable, mais encore favorisée par la présence du canal.

b/ Les débits mensuels :

Ils se trouvent résumés dans le tableau suivant :

Mois	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J
débit m <sup>3</sup> /s	.096	1.535	.839	.626	.097	.121	.087	.166	.832	.203	.882	.955
Débit l/s/km <sup>2</sup> spécifique	8.74	139.3	76.1	56.8	8.80	10.98	7.9	15.06	75.5	18.4	80	86.7
lame d'eau mm	21.2	373	197.3	152.1	22.8	29.4	21.1	39	202.2	47.7	214.4	232.

tableau n°14 : Débits moyens mensuels de la source du Maire et puits Mathieu

c/ Débits annuels :

Le module annuel est de . 537 m<sup>3</sup>/s. Débit spécifique et lame d'eau écoulée sont bien entendu identiques à ceux de la source de l'Allemogne, du fait de la séparation en deux surfaces réceptrices des précipitations à partir des débits.

Débit spécifique annuel : 48.7 l/s/km<sup>2</sup>  
Lame d'eau : 1536 mm.

d/ Débits caractéristiques :

Le débit maximum est de 3.100 m<sup>3</sup>/s  
Le débit moyen est de 0,120 m<sup>3</sup>/s  
Le débit d'étiage est de 0,040 m<sup>3</sup>/s.

Si l'on considère que le débit détourné à la source du Maire est constant et d'environ 20 l/s, nous obtenons un débit moyen d'environ 0,140 m<sup>3</sup>/s et un débit d'étiage de 0,060 m<sup>3</sup>/s

D - Discussion sur les émergences d'Allemogne et de Thoiry (Puits Mathieu et source du Maire)

Si l'on observe les débits spécifiques et lames d'eau de l'Allemogne et ceux du Puits Mathieu, on s'aperçoit qu'il n'est pas possible de séparer les deux émergences. En effet, en période de basses eaux, il se produit un écoulement préférentiel vers la source d'Allemogne, en revanche,

en période de hautes eaux, l'importante ouverture du puits Mathieu en libérant plus facilement les volumes emmagasinés, crée un appel et inverse le sens d'écoulement.

E - Modules mensuels obtenus pour l'ensemble du système

Allemogne

Si l'on considère le système de l'Allemogne, de la source du Maire et du puits Mathieu dans son ensemble, nous obtenons les valeurs mensuelles suivantes :

Tableau 15: Débits moyens mensuels du système Allemogne

Mois	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J
débit moyen m <sup>3</sup> /s	.791	3.443	1.981	1.722	.754	.768	.343	.529	2.135	.803	2.182	2.408
débit spécifique l/s/km <sup>2</sup>	25.3	110.2	63.4	55.1	24.1	24.6	11	16.9	68.3	25.7	69.8	77
lame d'eau mm	63.5	306.2	170.5	153.1	64.9	68.3	30.5	45.5	189.8	69.1	194	214.1

F - comparaisons des débits spécifiques des systèmes Allemogne et Allondon

Nous nous proposons de comparer les débits spécifiques mensuels obtenus ci-dessus avec ceux des sources de l'Allondon. (fig.37 ). Si nous suivons l'évolution du rapport des débits spécifiques, nous constatons d'importantes variations tout au long de l'année, que nous pouvons expliquer de la manière suivante :

Au début de l'année (février 1981), les réserves sont constituées, et les débits spécifiques sont semblables.

Commencent ensuite la fonte des neiges, en même temps que les précipitations importantes de mars. Le débit spécifique de l'Allondon est légèrement supérieur à celui d'Allemogne.

Cette observation, et la suite de l'évolution du rapport des débits spécifiques correspond bien au tracé adopté dans la délimitation des "bassins versants". En effet, le pourcentage des surfaces d'altitude moyenne (700 - 1100 m) est plus important pour le bassin de l'Allondon que pour celui de l'Allemogne ; en revanche, toujours en tenant compte du tracé adopté, les surfaces situées en altitude (supérieure à 1400 m) sont plus importantes dans le cas de l'Allemogne, (30 % pour Allemogne, 11 % pour Allondon).

Le mois de mars, pendant lequel se réalisent les premiers radoucissements, voit le manteau neigeux recouvrant les surfaces d'altitude moyenne fondre, d'où le débit spécifique légèrement supérieur de l'Allondon.

Durant les mois suivants, les réserves de neige situées en altitude prennent le relais, de même que les réserves emmagasinées dans le karst, plus importantes pour le système Allemogne comme nous le verrons plus loin.

Pendant les mois d'été et d'automne, du fait de l'existence d'un gradient altimétrique des précipitations, les pluies sont plus intenses en altitude, ce qui contribue à maintenir le débit supérieur des sources

d'Allemogne. On peut de plus envisager un écoulement préférentiel vers le système Allemogne en période de basses eaux, ses émergences étant situées à une altitude moyenne beaucoup plus faible, environ 80 m plus bas que celles de l'Allondon.

Pour les mois de décembre et janvier, la répartition hypsométrique des bassins versants peut expliquer en partie la supériorité du débit spécifique de l'Allondon, les précipitations se faisant sous forme de neige en altitude.

Les observations précédentes semblent indiquer que le choix des limites des deux bassins versants (ou surfaces réceptrices) est acceptable.

Fig. 37 : Comparaison des débits spécifiques de l'Allemogne et de l'Allondon

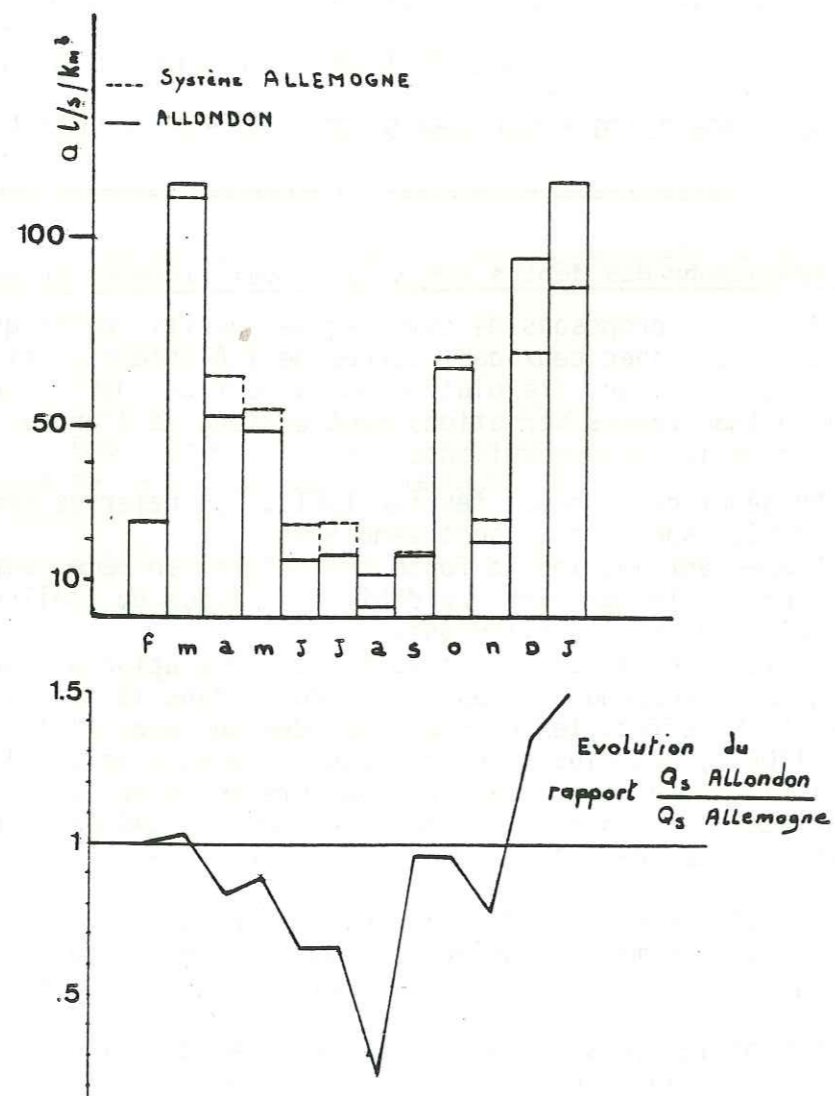
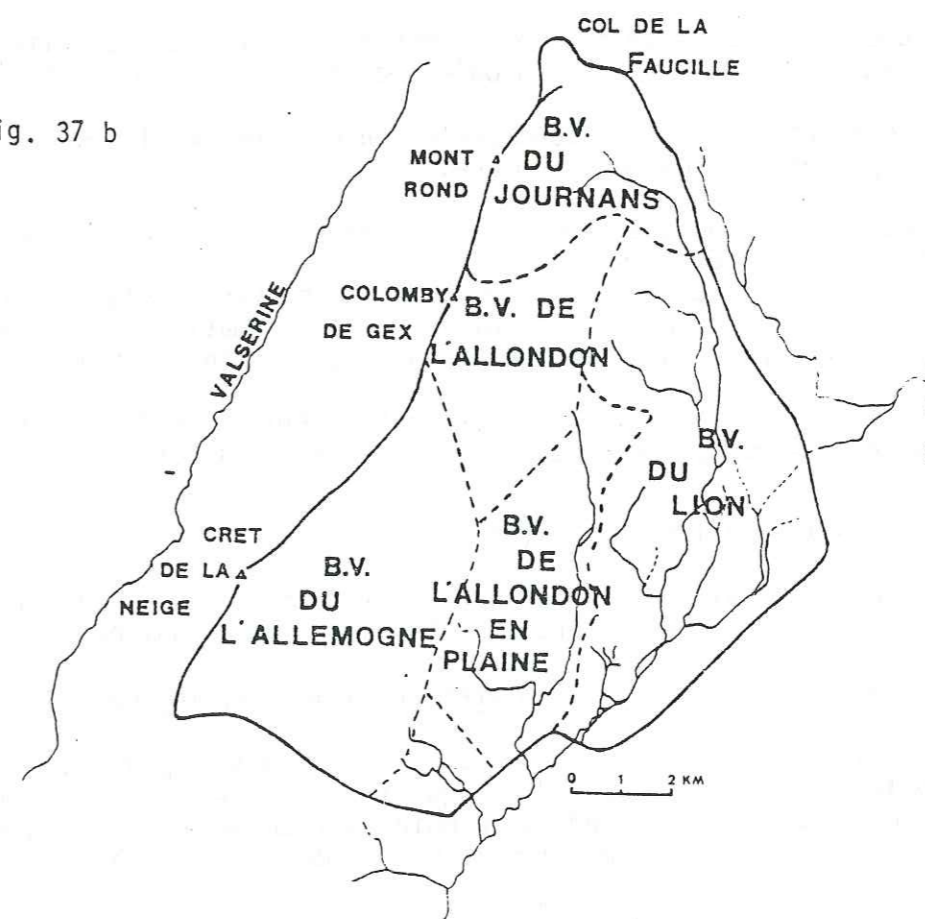


Tableau n° 16 : Récapitulatif des paramètres hydrologiques calculés sur les différents bassins.

Bassin versant	JOURNANS	ALLONDON	ALLEMOGNE		
			Sce Allemogne:	Sce du Maire + Batiolette:	
Altitude moyenne	1030 m	1050 m	1080 m		
Surface du bassin versant	12,9 km <sup>2</sup>	12,1 km <sup>2</sup>	19,5	10,62	
Débit moyen annuel	.365 m <sup>3</sup> /s	.612 m <sup>3</sup> /s	1.488 m <sup>3</sup> /s	.537	
Lame d'eau annuelle	894 mm	1546 mm	1547 mm		
Débit spécifique	28,36 l/s/km <sup>2</sup>	49,27 l/s/km <sup>2</sup>	49,23 l/s/km <sup>2</sup>	48,7 l/s/km <sup>2</sup>	
Caractéristiques	Débits DCM	1.500 m <sup>3</sup> /s	3. m <sup>3</sup> /s	6.960 m <sup>3</sup> /s	
	DC6	.205 m <sup>3</sup> /s	.280 m <sup>3</sup> /s	3.860 m <sup>3</sup> /s	
	DCE	.020 m <sup>3</sup> /s	.016 m <sup>3</sup> /s	.880 m <sup>3</sup> /s	3.100 m <sup>3</sup> /s
				.760 m <sup>3</sup> /s	.120 m <sup>3</sup> /s
			.220 m <sup>3</sup> /s	.040 m <sup>3</sup> /s	
			.180 m <sup>3</sup> /s		

Fig. 37 b



CONCLUSION :

Les cours d'eau ou sources issus du Jura, peuvent donc avoir des débits très variables. Les crues pluviales sont soudaines et brutales semblant témoigner de la faiblesse des réserves du Massif.

Le débit spécifique, calculé pour le Journans, est faible comparé à ceux des deux sources karstiques. Son bassin versant étant bien délimité, nous pouvons envisager l'hypothèse de pertes qui se feraient avant l'enregistrement des débits à Gex.

Cette hypothèse tendra à se confirmer par la suite car l'étude des bassins versants de plaine montrera qu'ils présentent des débits spécifiques supérieurs à celui du Journans.

Les débits spécifiques des deux sources de l'Allondon et d'Allemogne sont identiques, à cause de l'hypothèse émise au départ de l'étude des bassins versants. Ce débit spécifique est légèrement surestimé du fait de la présence d'un manteau neigeux plus important au début qu'à la fin de l'étude. (environ 50 cm de plus à La Dôle, soit 21 cm à l'altitude de 1050 m). Il serait donc après correction de l'ordre de 46 l/s/km<sup>2</sup>, ce qui est très élevé.

Les courbes de débits classés montrent un débit d'étiage très faible pour le Journans et l'Allondon en comparaison avec celui d'Allemogne.

Les réponses rapides des différents systèmes hydrologiques du versant à un événement climatologique, tendraient à indiquer qu'il existe une certaine indépendance de l'écoulement par rapport aux conditions hydrogéologiques du massif.

I- 3. ETUDE DES DÉBITS CLASSES DES SOURCES KARSTIQUES

L'étude consiste en un classement des débits moyens journaliers par classe de débits. Pour un cycle hydrologique cette distribution suit une loi de Galton.

Les pourcentages cumulés sont portés en ordonnées et les débits en abscisses sur papier gaucco-logarithmique.

La droite peut indiquer des anomalies dans la distribution des débits par des ruptures de pente.

une augmentation de la pente de la droite pouvant indiquer par exemple, la mise en fonctionnement de trop-pleins ou la formation de réserves.

Une diminution de la pente pouvant par contre signifier la présence d'apports nouveaux.

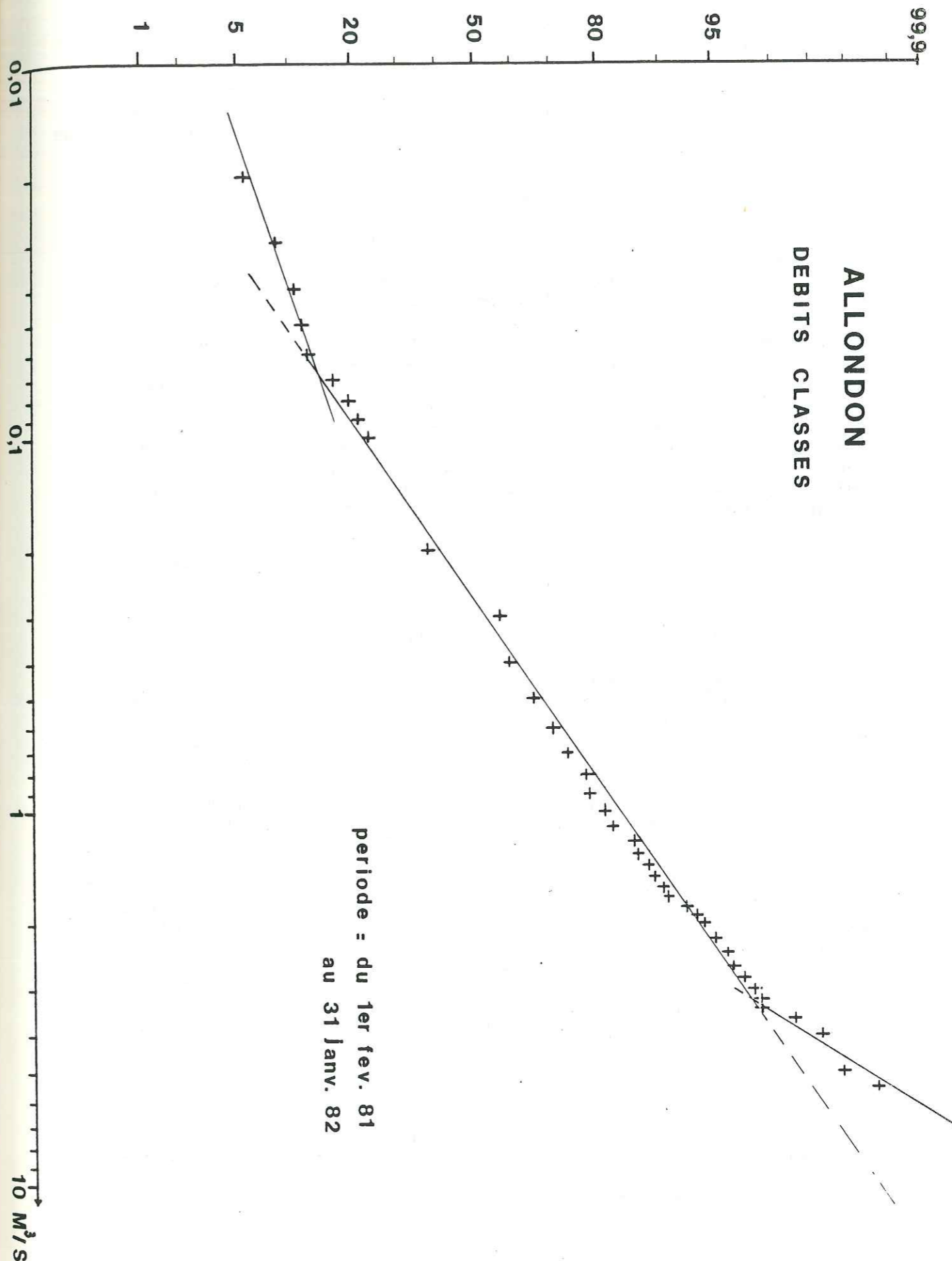
Nous avons réalisé cette courbe caractéristique des débits pour les trois sources karstiques principales. Nous les commentons ci-après.

I-3.1. L'Allondon (fig.38 )

Nous travaillons sur un seul cycle hydrologique, ce qui ne permet pas de supprimer le caractère exceptionnel d'un phénomène.

a/ Observations de la distribution des faibles débits

Si nous tenons compte de la rupture de pente pour un débit d'environ 60 l/s, nous devons considérer qu'il y a un apport supplémentaire si ce n'est au système de l'Allondon, au moins à l'emplacement du limnigraphe, ce qui provoque une augmentation du nombre des petits débits.



Cela peut s'expliquer par le fait qu'à partir d'un tel débit une grosse partie de l'écoulement se fait par des fissures moins importantes et au travers des graviers qui s'appuient contre les sources inférieures. Ceux-ci pourraient alors avoir un effet de tampon et, par leur perméabilités plus faibles, jouer le rôle de régulateur pour les petits débits. Le phénomène pourrait être accentué par les apports liés à la condensation ou au ressuyage tardif des fissures.

b - Pour les grands débits

Une rupture de pente s'observe vers 3,2 m<sup>3</sup>/s, où la pente de la droite augmente sensiblement.

Il est certain que pour un tel débit, la charge est grande et donc le niveau hydrostatique élevé dans la formation karstifiée. C'est pendant ces périodes que se mettent à fonctionner les sources de l'Allondon situées en altitude (jusqu'à 630 m). On peut alors imaginer qu'une partie des réserves se piège par déversement dans des parties du karst qui ne sont pas en liaison directe avec les sources, et peut par la suite, réalimenter celles-ci ou les formations quaternaires qui sont plaquées contre.

Le volume correspondant à ce stock sur un cycle, peut-être estimé à partir des deux tronçons de droite, théorique et réel. Ce volume serait compris entre 1600000 et 2 000 000 m<sup>3</sup> correspondant à 132 - 165 mm, mais n'apparaît pas lors de l'étude des bilans. Ils contribuerait donc à l'alimentation des sources lors des phases d'étiage.

I- 3.2. Etude des débits classés du système Allemogne - Puits Mathieu

A - Puits Mathieu et source du Maire

Si l'on observe la droite caractéristique de la source du Maire et du puits Mathieu, on remarque une première rupture, avec augmentation de la pente de la droite. Cette rupture peut s'expliquer par le fonctionnement même de la source, mais aussi par la présence du bief de Thoiry qui, en détournant une partie du débit avant son enregistrement, aurait pour conséquence de régulariser les petits débits passant au limnigraphe.

De toute manière, aucune autre source n'est connue dans les environs comme pouvant jouer le rôle de "trop plein" à ces débits là, si ce n'est la source de l'Allemogne.

Une deuxième rupture est remarquable et très nette pour la classe de débit 100 - 110 l/s. Celle-ci correspond sans nul doute à la mise en fonctionnement du puits Mathieu, situé au dessus de la source, et dont le débit est enregistré avec celui de la source du Maire.

Une troisième rupture s'observe pour un débit d'environ 1,4 m<sup>3</sup>/s. Celle-ci est très nette, et à partir de ce débit, un écoulement préférentiel se ferait vers l'Allemogne, par l'intermédiaire de galeries ou chenaux plus importants au niveau de la source de l'Allemogne.

B - Débits classés des sources de l'Allemogne et Batiolette

Les ruptures de pente sont ici beaucoup moins nettes, la courbe a plutôt une allure sigmoïde qui traduirait un amortissement des phénomènes.

Le premier changement de pente a lieu vers .3 m<sup>3</sup>/s.

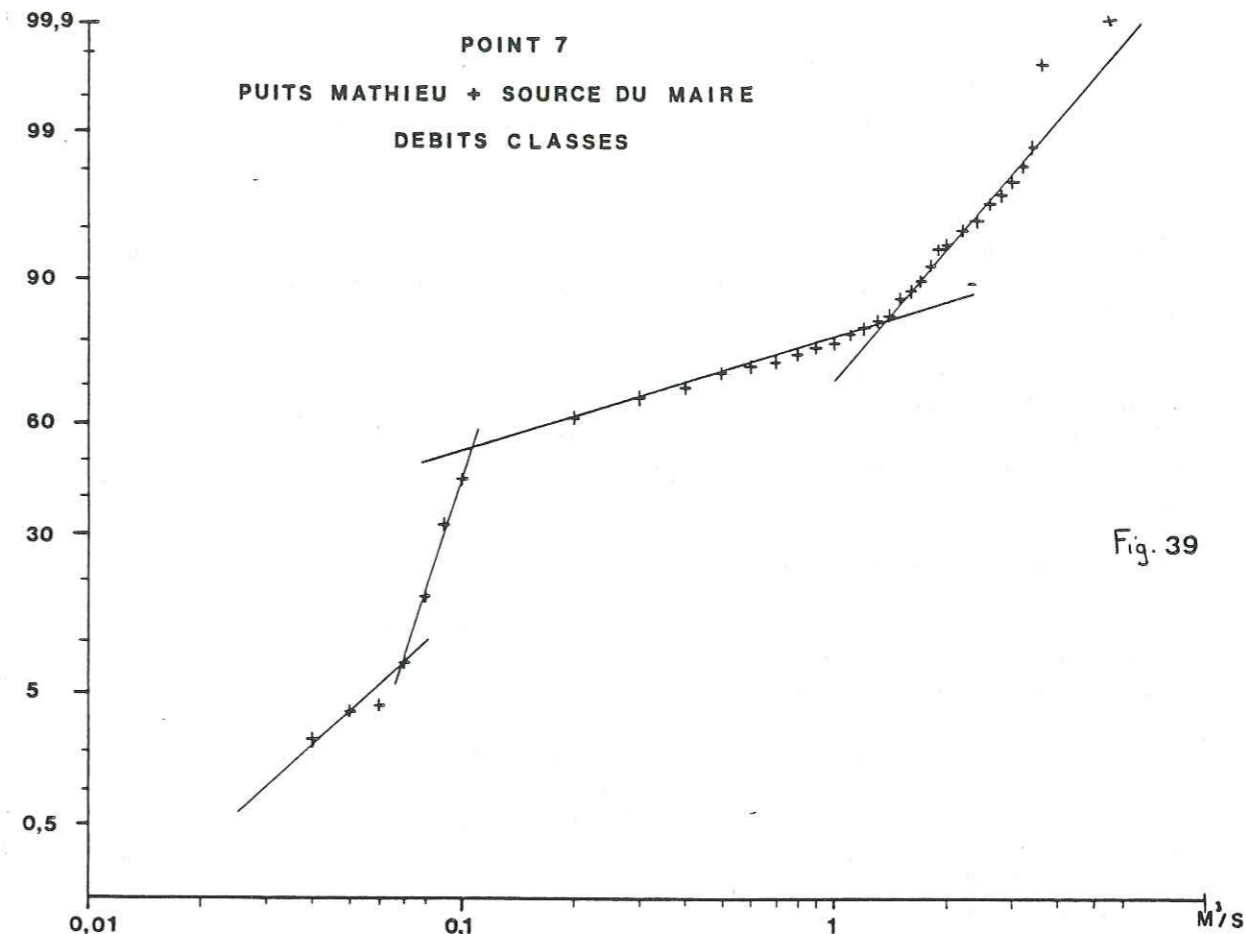


Fig. 39

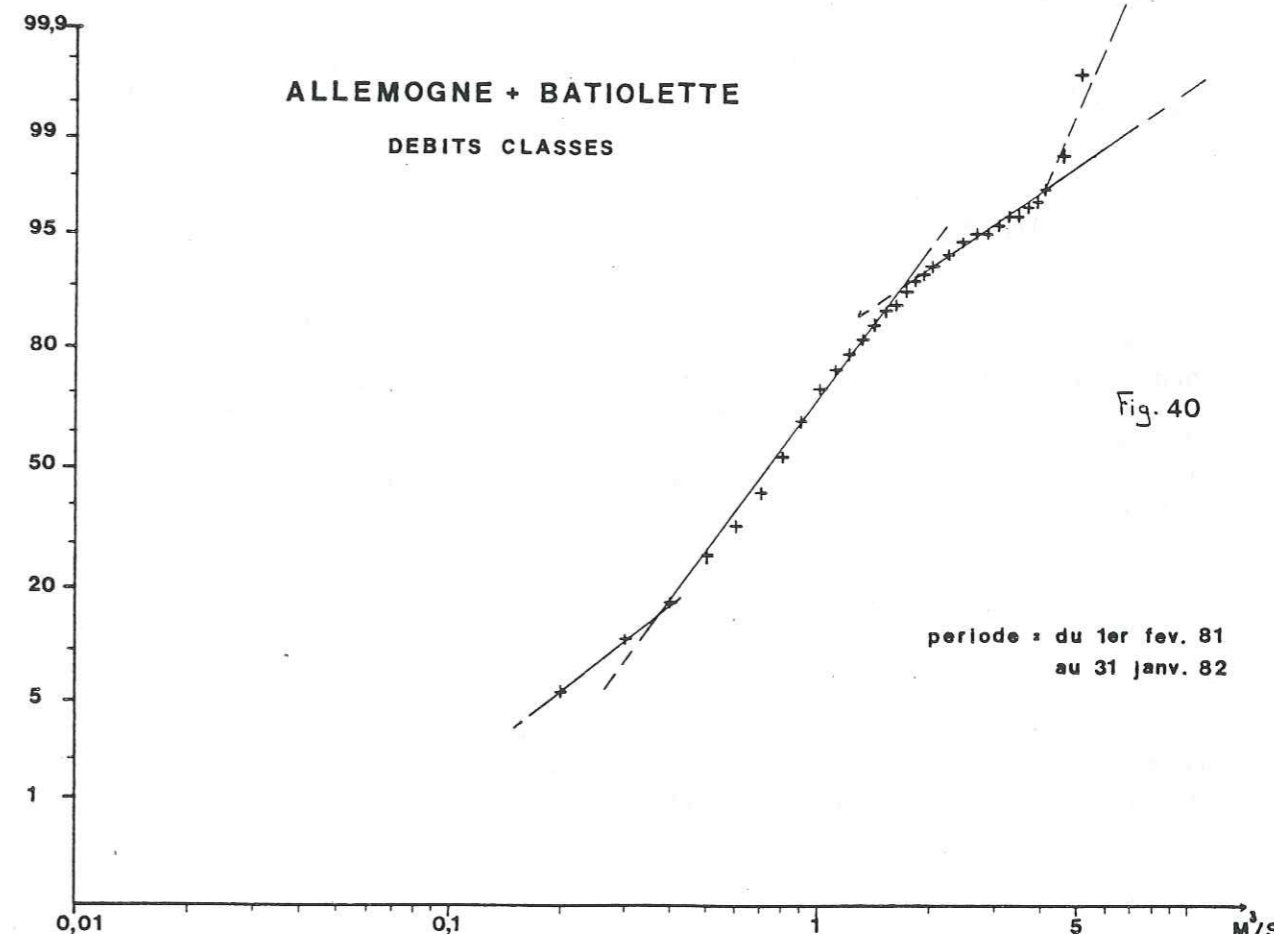


Fig. 40

Ce débit pourrait correspondre au moment où la source de la Batiolette, située légèrement plus bas que celle de l'Allemogne, prend le dessus et donne le débit principal enregistré au limnigraphe, pendant la période d'étiage.

Au niveau de la classe de débits 0.8 - 0.9 m³/s, la droite semble encore marquer une légère inflexion qui n'est pas prise en compte sur le graphique mais qui pourrait correspondre au début du fonctionnement du puits Mathieu.

Pour un débit d'environ 2 m³/s, une troisième inflexion, avec diminution de la pente, est visible, pouvant correspondre au redressement de la courbe observée pour le puits Mathieu pour un débit de 1,4 m³/s, pour lequel nous avons évoqué la présence possible de galeries ou chenaux court-circuitant le puits Mathieu. De plus, le limnigraphe est placé à 400 m de la source, des apports par ruissellement peuvent donc aussi entrer en jeu avant l'enregistrement des débits.

Enfin, pour la classe de débit 3,5 m³/s - 4 m³/s, on retrouve le même phénomène qu'à la source de l'Allondon, avec toujours un doute quant au caractère non exceptionnel de ces points.

Le redressement serait ici très marqué, indiquant la présence de trop plein, ce qui se vérifie sur le terrain. Il existe en effet, quelques résurgences temporaires qui fonctionnent uniquement en période de hautes eaux. C'est le cas de la source des Fossiaux (ruisseau du Fion) située à 2,3 km au Nord-Est de l'Allemogne, et dont le débit peut dépasser le m³/s.

D'autres exurgences temporaires, mais de moindre importance, sont signalées dans les environs d'Allemogne et Thoiry (puits de particuliers débitant en période de crue).

La présence de ces trop pleins n'exclue pas la formation possible de réserves.

Réserves et pertes par les trop pleins sont estimées en fonction de la droite des débits réels et celle des débits théoriques à plus de 3 000 000 m³ (?)

## II- HYDRODYNAMIQUE

Nous allons tenter dans cette partie, de cerner les conditions hydrodynamiques relatives à l'hydrogéologie des différents systèmes, et conditionnant les écoulements observés à chaque point de mesure.

Différentes méthodes seront utilisées, grâce auxquelles nous essaierons de quantifier certaines caractéristiques du massif : réserves, coefficient d'emmagasinement, transmissivité, perméabilité ..., autant de paramètres dépendant de la lithologie et de la structure géologique.

### II-1. ETUDE DES TARISSEMENTS

#### III-1.1. Méthode

Une des approches de l'hydrodynamique souterraine d'un système consiste à étudier les courbes de tarissement, représentant le phénomène de la décroissance des débits pendant une période non influencée par des

précipitations. Durant cette période, seules interviennent les réserves souterraines pour le maintien d'un débit.

La méthode la plus couramment utilisée est celle de Maillet, qui assimile un bassin à un réservoir poreux se vidangeant sous sa propre charge et admettant une décroissance exponentielle des débits en fonction du temps. L'équation est donc la suivante :

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

avec :  $Q_t$  = débit à l'instant  $t$

$Q_0$  = débit du début du tarissement

$e$  = base des logarithmes népériens (2,718)

$t$  = temps écoulé depuis le début du tarissement

$\alpha$  = coefficient de tarissement, égal à  $\frac{1}{T}$  ou  $T$  est le temps

nécessaire pour que le débit initial décroisse dans un rapport de  $\frac{1}{e}$

La représentation de cette fonction exponentielle sur papier semi-logarithmique sera donc une droite.

La signification physique de  $\alpha$  est sensiblement égale à  $\frac{I}{H}$   
avec :  $I$  = infiltration efficace en m³/m²/s  
et  $H$  = épaisseur de l'aquifère en m.

#### a/ Calcul du coefficient de tarissement

La détermination du coefficient  $\alpha$  peut se faire de manière graphique sur papier semi-logarithmique,  $\alpha$  représentant la pente de la droite, ou en utilisant la formule de Maillet sous forme logarithmique.

$$\log Q_t = \log Q_0 - \alpha \log e^t$$

$$\log e = 0,4343 \text{ d'où } \log Q_t = \log Q_0 - (0,4343 \alpha) t$$

$$\alpha \text{ est alors égal à } \frac{\log Q_0 - \log Q_t}{0,4343 t}$$

#### b/ Calcul du volume des réserves

Il est possible, après calcul du coefficient de tarissement, de calculer le volume des réserves situées au dessus de l'exutoire, à un instant  $t$ , connaissant le débit au même moment  $Q_t$ .

L'expression de ce volume ( $W$ ) correspond à l'intégrale de la formule de Maillet :

$$W = \int_t^\infty Q_0 e^{-\alpha t} dt$$

$$\text{d'où l'on tire } W = \frac{Q_0}{\alpha}$$

#### II-1.2. Application de l'étude des tarissements au Journans à Gex

Nous avons étudié plusieurs périodes de décrue et tarissement pour le Journans. Certaines sont assez courtes, mais les résultats étant cohérents, nous les avons gardées.

Lorsque la phase de tarissement non influencée était plus longue, sa représentation en coordonnées logarithmiques se décomposait en deux segments de droite, de pentes  $\alpha$  différentes. Nous avons calculé les volumes d'eau emmagasinés correspondant à chaque composante de l'hydrogramme. Les résultats obtenus sont reportés dans le tableau suivant :

tableau n° 17

Etudes des courbes de tarissement du Journans à Gex.

Date de la crue	Pente du segment $\alpha_j$	Débit à l'origine $Q_{0j}$ m <sup>3</sup> /s	Nombre de jours	Volumes m <sup>3</sup>	Lame d'eau mm
15 déc. 1980	1.370 .317	décru .295	3	décru 80 000	6,2
26 déc. 1980	.321 .074	décru .084	5	— 97 000	7,5
4 jan. 1981	1.190 .177	décru .370	1 7	— 180 000	13,9
20 jan. 1981	.470 .126	décru .230	1 4	— 157 000	12,2
10 fév. 1981	.268 .078	décru .230	3 11	— 253 000	19,6
12 mars 1981	.455 .189 .046	décru .950 .455	3 5 3	— 226 000 844 000	? 65,4
26 avril 1981	.304 .0556	décru .190	2 2	— 295 000	22,8
16 mai 1981	.570 .125	décru .305	5	— 210 000	16,3
27 mai 1981	.477 .185	décru .490	3 9	— 228 000	17,7
10 juin 1981	1.320 .268 .069	décru .195 .080	1 5 10	— 37 000 100 000	7,7
29 juin 1981	.798 .123	décru .085	2 4	— 60 000	4,6
4 juil. 1981	.658 .072	décru .063	3 5	— 75 000	5,8
10 juil. 1981	.626 .138	décru .107	2 5	— 67 000	5,2

Date de la crue	Pente de segment $\alpha_j$	débit à l'origine $Q_{0j}$ m <sup>3</sup> /s	Nombre de jours	Volumes m <sup>3</sup>	Lame d'eau mm
4 juil. 1981	.990 .240 .064	décru .270 .062	1 8 21	— 75 000 83 000	6,4
7 juil. 1981	.723 .019	décru .019	1 9	— 86 000	6,6
sept. 1981	.944 .031	décru .018	1 6	— 50 000	3,9
2 sept. 1981	.414 .030	décru .020	3 7	— 58 000	4,5
oct. 1981	.770 .170	décru .095	2 4	— 47 000	3,6
oct. 1981	1.340 .690 .195	décru 1.050 .400	1 2 3	— 81 000 176 000	13,6
oct. 1981	.360 .054	décru .200	2 3	— 320 000	24,8
oct. 1981	.370 .131 .043	décru .300 .114	4 9 14	— 123 000 230 000	17,8
1 déc. 1981	1.130 .093	décru .250	1 5	— 230 000	17,8
6 déc. 1981	1.290 .536 .120	décru 2.100 .480	1 3 5	— 260 000 344 000	26,7

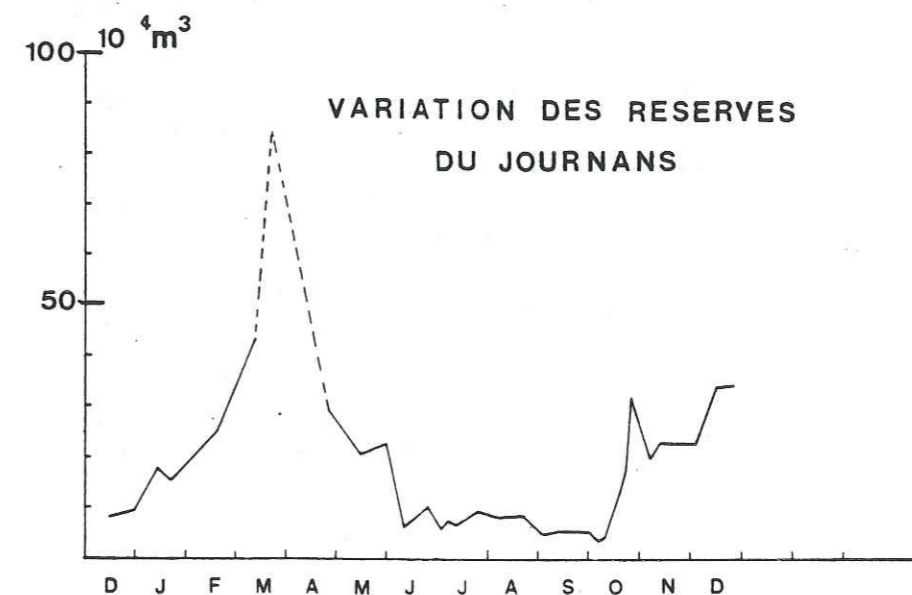


Fig. 41

Un premier constat s'impose, concernant la faiblesse des réserves emmagasinées et donc de l'indice d'emmagasinement qui est de 25 mm au maximum (fin octobre 81).

Les réserves trouvées lors de la crue du 12 mars sont à mettre à part, elles représentent pour une grande partie celles stockées par le manteau neigeux dont la fonte importante a débuté à cette date. Il en est de même, à un degré moindre, pour celles de décembre 1981.

L'indice d'emmagasinement minimum a été trouvé en septembre et octobre (3,9 et 3,6 mm).

Le pouvoir de rétention du bassin versant du Journans est donc très faible au vu de ces résultats, ce qui pourrait aussi s'expliquer par un écoulement souterrain important.

Les réserves, même relativement faibles, sont cependant longues à se reconstituer, puisque malgré la pluviosité importante du mois de septembre elles ne sont reconstituées qu'à la mi-octobre.

L'existence de deux coefficients de tarissement, lors des phases de tarissement plus ou moins longues, pourraient signifier qu'il existe deux modes de rétention :

- la première phase serait liée, d'une part à la vidange des fissures larges et fractures de la zone superficielle, fractures dues à l'action tectonique mais aussi au phénomène gel-dégel, et d'autre part, à la vidange des formations d'éboulis, notamment celles formant les cônes au bas de la falaise jurassique.

- la deuxième phase pourrait faire intervenir les fissures plus fines de même origine que précédemment mais aussi les placages quaternaires.

Quoiqu'il en soit, le volume de réserves représenté par la deuxième phase est le plus important.

II-1.3. Application aux sources de Piedmont

A - L'Allondon

a/ Etude des tarissements par la méthode de Maillet

Les résultats obtenus sont reportés dans le tableau suivant :

Plusieurs phases interviennent dans le tarissement, 2 ou 3 pour les plus longues, pouvant être interprétées comme caractéristiques des différents systèmes intervenant dans l'alimentation de la source.

1 - Les chenaux et fissures ouvertes auxquelles sont liées les coefficients de tarissement élevés, principalement dans les calcaires néocomiens.

2 - Les chenaux ou fissures de moindre importance ou les fissures affectant les formations du Jurassique et Purbeckien.

Généralement les phases intermédiaires du tarissement représentent les phénomènes d'échange transitoire, les réajustements entre le réseau très perméable et les blocs à faible perméabilité (Kiryaly et Morel 1976).

Date de la crue	Pente de segment $\alpha_j$	débit à l'origine $Q_{0j}$ m <sup>3</sup> /s	Nombre de jours	Volumes m <sup>3</sup>	Lame d'eau mm
10 fév. 1981	.134	.400	4	115 000	
	.0775	.222	9.5	250 000	19.8
2 mars 1981	.437	2.600	3	370 000	40.9
	.123	.730	5.3	512 000	40.6
6 mars 1981	.034	1.000	19	Fonte neige	
	.256	.555	5	187 000	14.8
7 mai 1981	.169	1.000	9	510 000	40.5
10 juin 1981	.240	.250	4	55 000	11.3
	.058	.097	8	145 000	11.5
3 juil. 1981	.73	.310	1	23 000	
	.194	.115	3	51 000	4
11 juil. 1981	.49	.480	3	49 000	
14 juil. 1981	.42	.200	2	19 500	
	.175	.105	3	51 000	4
14 juil. 1981	.908	1.100	1	105 000	
	.207	.360	10	123 000	11,9
	.062	.064	25	89 000	7
7 sept. 1981	.546	1.150	4	160 000	14,4
	.165	.140	1	73 000	5,8
5 oct. 1981	1.066	.460	1	17 000	
	.458	.255	2	22 000	3,8
	.118	.140	3.5	102 000	8
5 oct. 1981	.248	.350	3	122 000	9,7
10 oct. 1981	.452	2.100	5	355 000	31,8
	.103	.240	8	112 000	15,9
	.0506	.106	11	180 700	14,3
2 janv. 1982	.176	.680	9	236 000	
	.076	.200	6	227 600	18

tableau n°18

Etude des courbes de tarissement de l'Allondon à Naz.



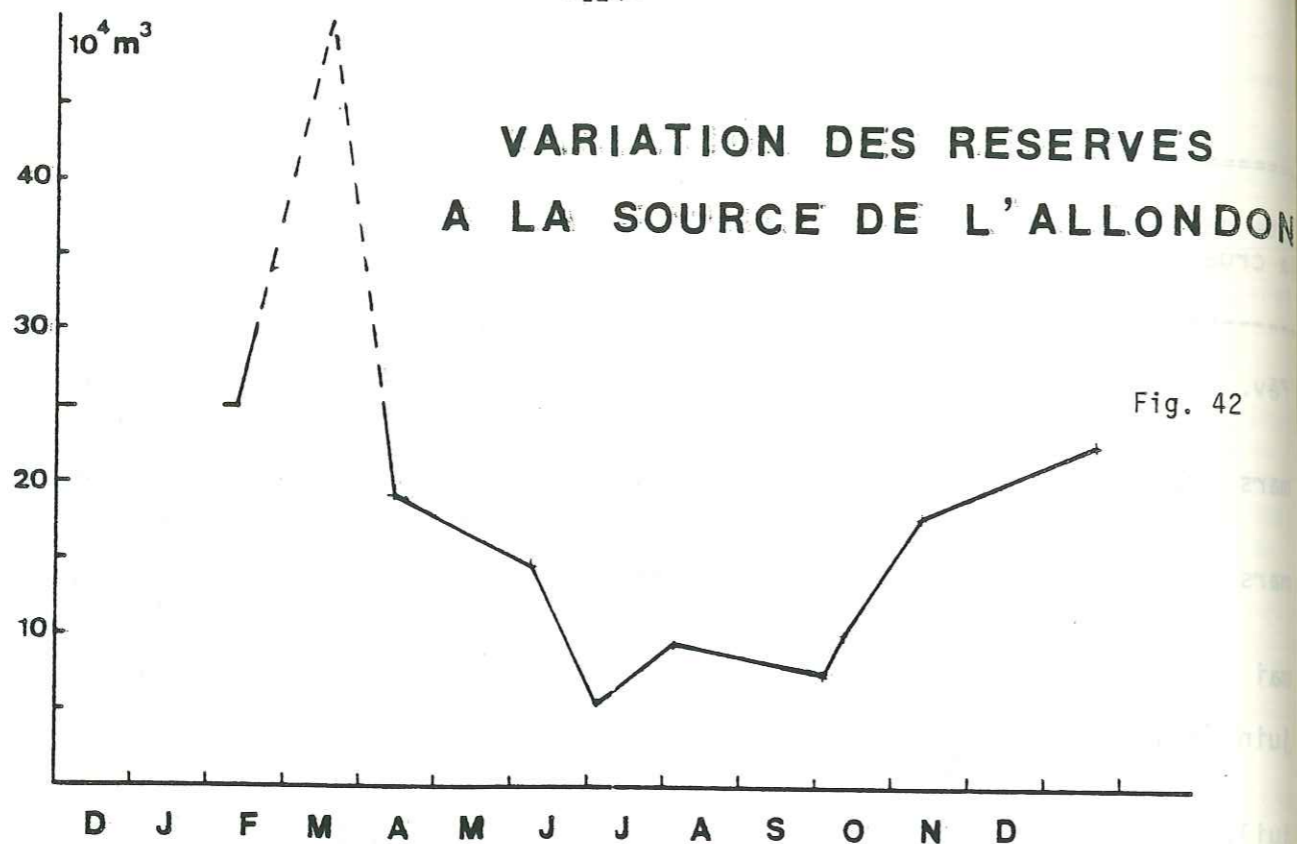


Fig. 42

3 - Les joints et diaclases qui correspondent aux coefficients les plus faibles.

Les coefficients de tarissement relatifs à chaque phase, évoluent dans le même sens d'une crue à l'autre.

Le volume des réserves de la source n'est pas très important. si l'on s'en tient aux hypothèses précédentes, ce sont les chenaux à gros diamètre (ou grosses fissures) qui donnent les plus gros volumes en réserves. Leur vidange est cependant rapide.

Si nous suivons l'évolution de la recharge des réserves concernant la troisième phase, nous constatons que, de juillet jusqu'en novembre, les réserves se reconstituent indépendamment des systèmes représentés par les deux premières phases. L'évolution du volume est, en effet, constante alors que pour les deux premières phases, il est directement fonction de la pluviométrie. On pourrait donc parler de "mémoire" (Mangin, 1974) pour le système correspondant à la troisième phase.

b/ Méthode de Tison

Le phénomène de tarissement porté sur un diagramme en coordonnées arithmétiques, donnait une droite. Nous avons donc appliqué la méthode de Tison, qui s'applique dans le cas d'un écoulement turbulent.

Tison considère que le débit décroît en fonction du temps, comme l'inverse de sa racine carrée :

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

Le volume des réserves emmagasinées au début du tarissement a la même expression que pour la méthode de Maillet :

$$W = \frac{Q_0}{\alpha} \times 86400 \quad \text{pour } t \text{ en jours.}$$

Nous avons appliqué la méthode de Tison à la crue du 24 juillet qui précède une longue phase de tarissement.

Nous retrouvons les trois tronçons de courbe avec des débits initiaux  $Q_0$  qui, comparés à ceux obtenus par la méthode de Maillet, sont égaux pour  $\alpha_3$  et supérieurs pour  $\alpha_2$  :

$\alpha_i$	$Q_{0i} \text{ m}^3/\text{s}$	Volume des réserves
$\alpha_1 = .471$	1.100	117 000 $\text{m}^3$
$\alpha_2 = .160$	.460	212 000 $\text{m}^3$
$\alpha_3 = .045$	.066	126 700 $\text{m}^3$

Les coefficients de tarissement sont inférieurs à ceux de Maillet, ce qui nous donne des volumes de réserves supérieurs de 10 % pour  $\alpha_1$ , de 50 % pour  $\alpha_2$ , 40 % pour  $\alpha_3$ .

La méthode s'applique en cas de régime turbulent, elle devrait donc mieux correspondre aux deux premières phases de tarissement correspondant aux chenaux de gros diamètre.

En fait, on peut penser que les deux régimes d'écoulement, laminaire et turbulent, ont lieu durant le tarissement. Les réserves dans le cas de Maillet, sont donc vraisemblablement sous-estimées, surtout pour les deux premières phases ( $\alpha_1$  et  $\alpha_2$ ).

B - L'Allemogne

a/ Etude du tarissement par la méthode de Maillet

Dans le cas de l'Allemogne, le tarissement est aussi représenté par plusieurs phases, dont le nombre varie de 2 à 4 suivant la longueur du tarissement, mais aussi en fonction du débit initial.

Il est curieux de constater que le premier changement de pente de la courbe de tarissement, notamment pour les périodes de hautes eaux intervient fréquemment pour le débit de 1,2 - 1,3  $\text{m}^3/\text{s}$ . Ce fait serait lié à la présence du puits Mathieu et à son fonctionnement temporaire, ce qui rejoint l'observation faite lors de l'étude des débits classés.

Les coefficients évoluent dans un même sens, indiquant une certaine constance dans l'évolution de l'écoulement et du fonctionnement des différents systèmes karstiques (chenaux, fissures, diaclases ...).

Les réserves sont relativement importantes et nettement supérieures pour la dernière phase du tarissement. Elles sont à l'origine du débit d'étiage qui est important comparé à celui de l'Allondon.

Les coefficients de tarissement des deux dernières phases sont assez semblables et faibles tout au long de l'année, ce qui pourrait indiquer que le karst noyé est relativement important.

Tableau 19 : étude des courbes de tarissement de l'Allemogne

Date de la crue	Pente de segment $\alpha_j$	débit à l'origine $Q_{0j}$ m <sup>3</sup> /s	Nombre de jours	Volumes m <sup>3</sup>	Lame d'eau mm
4 janv. 1981	.998	5.200	1,5	337 000	17
	.280	1.300	1	108 000	5.4
	.078	.950	6	1050 000	52.5
13 mars 1981	.467	5.400	3	657 000	32.8
	.0985	1.850	5	1620 000	81
26 avril 1981	.360	1.300	1	93 600	4.7
	.0757	.910	3	1037 000	51.8
11 mai 1981	.059	1.230	3,5	1800 000	90
29 mai 1981	.180	1.900	2,5	312 000	15.6
	.065	1.250	3,5	1660 000	83
9 juin 1981	.485	1.700	1,5	140 700	7
	.124	.910	5	300 000	15
	.0346	.480	13	1200 000	60
3 juil. 1981	.314	.800	2	96 000	
	.059	.450	3	659 000	
24 juil. 1981	.530	1.700		122 000	6
	.153	.950	3	226 000	11
	.0725	.550	10	298 000	15
	.0218	.300	26	1200 000	60
13 sept. 1981	.860	.540	1	25 000	1
	.107	.290	5	234 000	11.7
27 sept. 1981	.310	1.250	4	347 000	17.3
4 oct. 1981	.980	2.400	1	100 000	5
	.350	1.160	2	155 000	7.8
	.094	.530	3	486 000	24
15 oct. 1981	1.140	4.200	1	110 000	5.5
	.375	2.750	2	334 000	16.7
	.0487	1.300	8	2300 000	115
31 oct. 1981	.953				
	.346	2.250	1,5	205 000	10
	.076	1.430	9	796 000	40
	.036	.730	12	1750 000	87.5

VARIATION DES RESERVES  
A LA SOURCE DE L'ALLEMOGNE

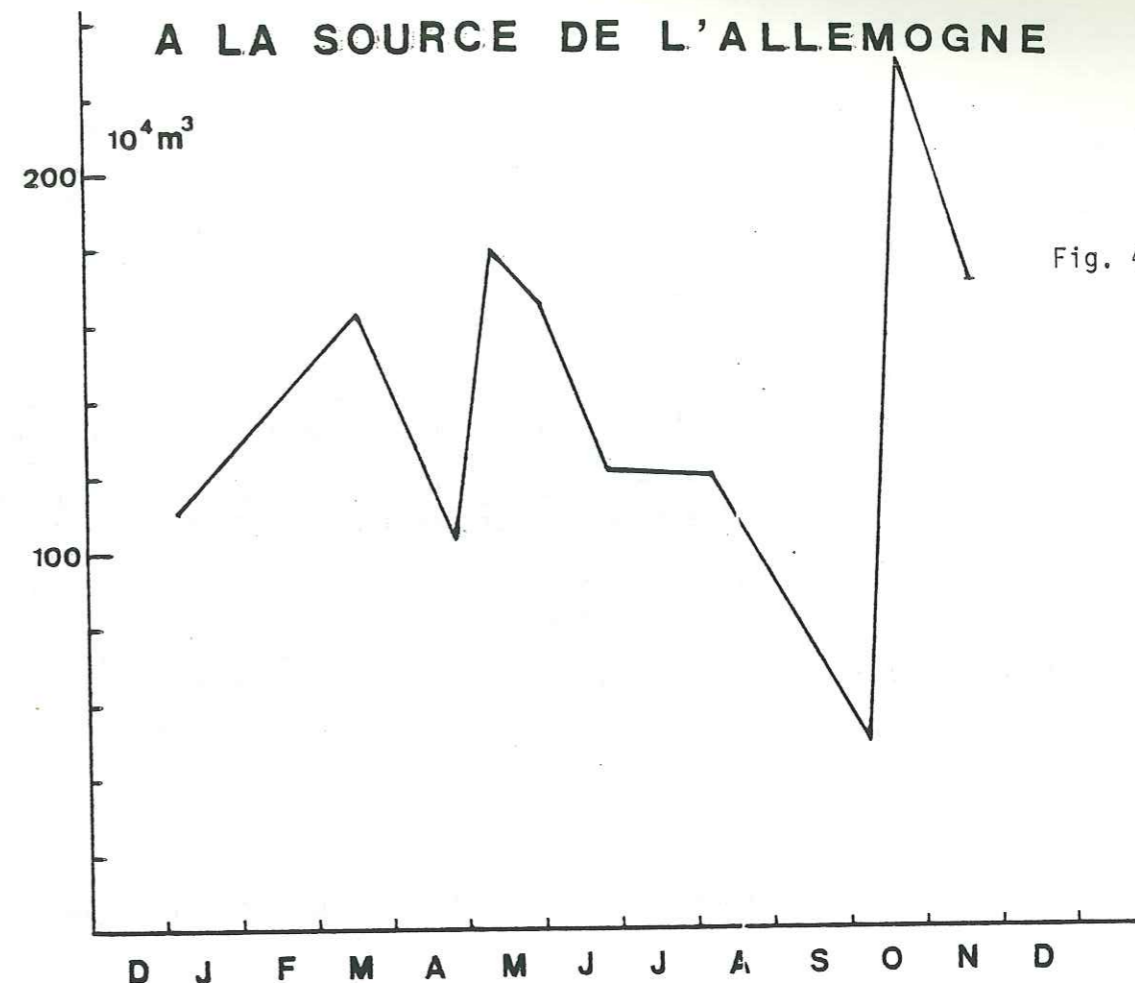


Fig. 43

La même remarque que pour la source de l'Allondon peut-être faite en ce qui concerne les exponentielles intermédiaires, représentant des phénomènes de transition entre les blocs de perméabilité différentes.

b/ Méthode de Tison

Nous l'avons appliquée à la crue du 24 juillet. Le tarissement est, là aussi, découpé en quatre segments de droite.

Les résultats obtenus sont les suivants :

$\alpha_j$	$Q_{0j}$ m <sup>3</sup> /s	Volume m <sup>3</sup>	Par comparaison aux volumes calculés par la méthode Maillet
$\alpha_1 = .400$	1.700	188 700	X 1,5
$\alpha_2 = .064$	.826	426 000	X 2
$\alpha_3 = .032$	.510	590 000	X 2
$\alpha_4 = .014$	.292	1 800 000	X 1,5

Les débits à l'origine de chaque phase sont sensiblement identiques à ceux obtenus sur papier semi logarithmique (Maillet).

Les coefficients de tarissement sont inférieurs à ceux de Maillet, les réserves sont donc supérieures, dans une proportion plus grande que dans le cas de la source de l'Allondon.

La dernière phase du tarissement, exprimant la vidange des petites fissures, intéresse les volumes les plus importants, quelque soit la méthode utilisée.

Comme nous l'avons dit précédemment pour l'étude de la source de l'Allondon. Nous considérons que les volumes réels des réserves sont intermédiaires entre ceux calculés par les deux méthodes, les volumes obtenus par la méthode de Maillet étant probablement sous-estimés.

c - Etude du tarissement de l'ensemble source du Maire - Puits Mathieu

Un problème s'est posé quand aux débits véritables issus de ces deux exurgences, ces débits étant légèrement modifiés principalement en période d'étiage, par la présence d'un petit canal de dérivation. Les indications sur le débit soustrait à l'enregistrement et ses variations étant peu nombreuses, nous ne les prendrons en considération que lors de l'application de la méthode de Mijatovic.

Pour l'étude des phénomènes de tarissement, les calculs sont faits à partir des seuls limnigrammes.

Les volumes de réserves obtenus sont donc, selon toute vraisemblance, inférieurs à la réalité. Les différences sont toutefois négligeables si l'on considère le système Allemogne-Puits Mathieu-source du Maire dans son ensemble.

Tableau 20 : étude des courbes de tarissement du puits Mathieu-source de Maire

Date de la crue	Pente de segment $\alpha_i$	débit à l'origine $Q_{0i}$ m <sup>3</sup> /s	Nombre de jours	Volumes des réserves m <sup>3</sup>
3 janv. 1981	.813	3.800	4	400 000
13 mars 1981	.557	4.000	2	620 000
	.440	.850	3	167 000
11 mai 1981	1.173	.920	2	68 000
	.059	.088	2	129 000
10 juin 1981	4.27	1.070	1	21 600
23 juil. 1981	3.275	1.300	1	
27 sept. 1981	1.637	5.400	1	132 000
	2.260	2.400	1	49 500
	2.990	1.000	1	14 400
15 oct. 1981	.343	3.900	5	980 000
	.536	.950	3	150 000
18 oct. 1981	.537	.650	2	104 500
29 oct. 1981	.789	4.000	5	440 000
	.05	.086	5	147 000

II-1.4. Conclusion à l'étude du tarissement

L'étude des tarissements nous a permis de constater ou de confirmer :

- le faible pouvoir de rétention du Journans, avec des maxima de 24 mm pour l'indice d'emmagasinement,
- la faiblesse des réserves de la source de l'Allondon,
- l'importance relative des réserves des émergences d'Allemogne.

Les différences de volume des réserves des deux sources s'expliquent par la nature même des formations géologiques d'où elles émergent. En effet, la capacité de karstification de l'Urgonien est à l'origine d'un karst noyé plus important pour le système Allemogne, alors que les calcaires du Néocomien, plus argileux dans l'ensemble, sont moins propices aux phénomènes karstiques.

II-2. HYDRODYNAMIQUE KARSTIQUE

II-2.1. Introduction

Les réserves d'une source et ses débits à l'émergence sont liés à différents paramètres hydrogéologiques tels que perméabilité; transmissivité, coefficients d'emmagasinement ...

Ces différents paramètres peuvent être approchés par l'application de méthodes propres à l'hydrodynamique karstique. C'est ce que nous allons essayer de faire dans ce chapitre.

II-2.2. Méthode de Mijatovic : essai de détermination de la transmissivité T et du coefficient d'emmagasinement S

- Principe

La méthode d'évaluation de T et S est basée, d'une part sur l'analyse de la courbe de tarissement, et donc de l'équation de Maillet, d'autre part sur l'équation d'approximation logarithmique de Jacob et Theiss pour un régime d'écoulement non permanent.

On procède donc comme si le débit à la source correspondait à un pompage en régime non permanent.

Le rabattement observé dans un piézomètre fictif placé à une distance x de la source a pour expression l'équation de Theiss :

$$h = \frac{Q}{4\pi T} \left[ - E_i \left( - \frac{x^2 S}{4Tt} \right) \right]$$

avec : Q : débit de pompage = débit moyen à la source durant la phase de tarissement considérée.

T : transmissivité de l'aquifère = KH avec K perméabilité et H hauteur de l'aquifère (T en m<sup>2</sup>/s)

S : coefficient d'emmagasinement ou porosité efficace.

t : temps depuis le début du pompage, ici depuis le début du "tarissement".

E<sub>i</sub> : fonction exponentielle intégrale

En prenant l'approximation logarithmique de Jacob et Theiss, l'expression du rabattement devient :

$$\Delta h = \frac{.183Q}{T} \log \frac{2.25}{x^2 S} Tt$$

- Application de la méthode

L'application de la méthode nécessite de déterminer par la courbe de tarissement les valeurs :

$\Delta_r$  : indice d'emmagasinement en mm.

$\Delta R$  : variation des réserves pendant la période considérée, en mm.

L'indice d'emmagasinement est défini comme le quotient du volume d'eau à différents instants  $t$  du tarissement par la superficie de l'aquifère. Il représente donc la lame d'eau écoulée durant le tarissement.

D'après la courbe de tarissement, le volume d'eau emmagasiné à un instant  $t$  est :

$$V = \frac{Qt}{\alpha} \quad \alpha \text{ est déterminé par la courbe de tarissement}$$

A l'instant  $t$ , l'indice d'emmagasinement sera donc :

$$r_t = \frac{V}{F} = \frac{Qt \cdot 86400}{F\alpha} \quad \text{avec } F \text{ surface de l'aquifère.}$$

A l'instant  $t_0$ , l'indice d'emmagasinement est :

$$r_0 = \frac{Q_0 \cdot 86400}{F\alpha}$$

La variation des réserves  $\Delta R$  à l'instant  $t$  est  $\Delta R = r_0 - r_t$  ; Les valeurs de  $\Delta R$  sont alors considérées comme des rabattements successifs de la nappe du karst au cours du pompage.

L'équation d'approximation logarithmique devient alors :

$$\Delta R = \frac{.183 Q}{T} \log \frac{2.25}{x^2 S} Tt \quad \text{ou encore}$$

$$\Delta R = \frac{.183 Q}{T} \log \frac{2.25T}{x^2 S} + \log t$$

fonction de la forme  $y = a(\log b + \log x)$

La droite représentative de l'équation est obtenue par report des valeurs de  $\Delta R$  en fonction du logarithme du temps.

La constante  $C = \frac{.183 Q}{T}$  correspond à la pente de la droite, c'est également la dérivée, d'où :  $C = \frac{.183 Q}{T} = \frac{S(\Delta R)}{S(\log t)}$

La valeur de  $C$  est donnée graphiquement par l'accroissement de  $\Delta R$  pour un cycle logarithmique.

Connaissant le débit moyen, nous pouvons calculer  $T$  d'après la formule :  $T = \frac{.183 Q}{C}$

La valeur de  $T$  doit théoriquement être multipliée par un coefficient correcteur qui selon Mijatovic est généralement 2. Toutefois, compte

tenu des simplifications nécessaires à l'application de la méthode, il n'est question que d'ordre de grandeur et non de précision.

Pour le calcul du coefficient d'emmagasinement  $S$ , on choisit la position d'un piézomètre fictif à la limite de la zone noyée où l'on considère que le rabattement est nul. On obtient :

$$S = \frac{2.25 T t_0}{x^2}$$

$t_0$  est le temps pour lequel le rabattement est nul et est obtenu graphiquement sur la droite des variations des réserves.

B - Application à la source de l'Allondon

Nous avons appliqué la méthode pour deux épisodes de tarissement étudiés précédemment :

- celui du 24 juillet 1981,
- celui du 30 octobre 1981.

1°) Episode du 24 juillet

Nous avons pris en considération les deux dernières phases du tarissement caractérisées par les valeurs suivantes :

$$\begin{aligned} \alpha_1 &= .207 & Q_0 &= .360 \text{ m}^3/\text{s} \\ \alpha_2 &= .062 & Q_0 &= .064 \text{ m}^3/\text{s} \end{aligned}$$

L'estimation de la surface de la nappe (karst noyé) et donc de la position du piézomètre fictif s'est faite suivant l'hypothèse suivante :

La nappe s'étend dans les formations jurassiques jusqu'au niveau de l'oxfordien supérieur qui, nous l'avons vu dans les forages, semble avoir été épargné en profondeur par la tectonique et la karstification.

Les limites amont de la nappe ont été évaluées sur la carte géologique au 1/25 000°, en tenant compte des pendages du Séquanien.

Nous avons supposé que la surface de la nappe était subhorizontale, la projection de sa limite en surface s'est donc faite de manière graphique.

La surface planimétrée et les distances aux piézomètres fictifs mesurées à l'aplomb de la source sont les suivantes :

Formation limite	Oxfordien
Surface de la nappe F	5.76 km <sup>2</sup>
Distance au piézomètre fictif x	1.600 km

Nous avons donc utilisé ces valeurs pour les deux parties du tarissement.

1) Pour la première partie, le suivi des calculs est résumé dans le tableau suivant :

Tableau n° 21

Q en m <sup>3</sup> /s	Période à compter en jour	temps t en seconde	Réserves dynamiques m <sup>3</sup> α = .207	Indice d'emmagasinement F = 5.76 km <sup>2</sup>	Variation des réserves mm F = 5.76 km <sup>2</sup>
.360	0	0	150 260	26.08	0
.285	1	86 400	118 950	20.65	5.43
.230	2	172 800	96 000	16.66	9.42
.185	3	259 200	77 200	13.40	12.70
.145	4	345 600	60 500	10.50	15.60
.115	5	432 000	48 000	8.33	17.75
.095	6	518 400	36 650	6.36	19.72

Le débit moyen écoulé durant cette période est :  $\bar{Q} = .198 \text{ m}^3/\text{s}$

Les solutions graphiques de l'équation d'approximation logarithmique sont calculées grâce aux courbes de variation des réserves (fig.44).

Nous obtenons les résultats suivants :

Constante C m	Temps pour Δ = 0 t <sub>0</sub> seconde	Transmissivité T m <sup>2</sup> /s	Coefficient d'emmagasinement S %
F = 5.76 km <sup>2</sup> x = 1.600 km	0,021 62 000	1,72	9,4

2) deuxième partie du tarissement ; c'est la partie du phénomène intéressant théoriquement les fissures, débutant avec un débit initial de .064 m<sup>3</sup>/s et un coefficient de tarissement α = .062.

Nous avons procédé de la même manière que précédemment. Les calculs ont donc été faits pour une surface du karst noyé de 5,76 km<sup>2</sup>.

Nous les reproduisons dans le tableau suivant :

Le débit moyen est de  $\bar{Q} = .034 \text{ m}^3/\text{s}$

La droite des variations des réserves donne (fig.44) les solutions de l'équation.

Les valeurs des paramètres hydrodynamiques sont représentées dans le deuxième tableau.

SOLUTIONS GRAPHIQUES (METHODE DE MIJATOVIC)

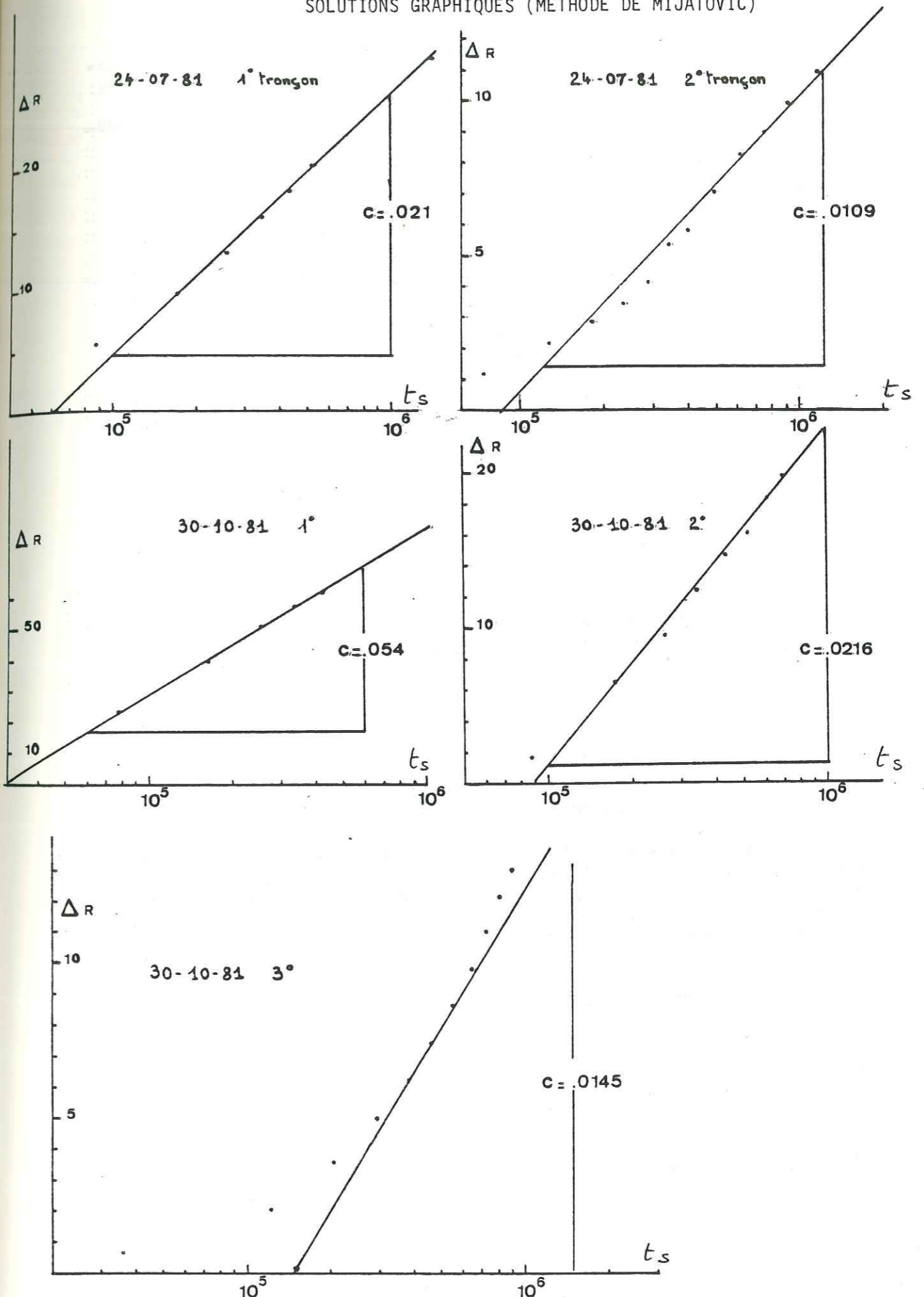


Tableau n° 22

Q en m <sup>3</sup> /s	t	t en seconde	Réserves dynamiques	Indice d'emma- gasinement	Variation des réserves mm
.064	0	0	89 187 m <sup>3</sup>	15.5	0
.063	10 h	36 000	87 793	15.2	0,3
.059	1 jour	122 400	82 220	14.3	1,2
.055	2 jours	208 800	76 645	13.3	2,2
.052	3	295 200	72 464	12.6	2,9
.046	5	381 600	64 100	11.1	4,4
.043	6	468 000	59 900	10.4	5,1
.038	8	554 000	52 900	9.2	6,3
.036	9	640 800	50 167	8.7	6,8
.031	11	813 600	43 200	7.5	8
.026	14	1 072 800	36 230	6.3	9,2
.023	15	1 245 600	32 050	5.6	9,9
.019	18	1 504 800	26 480	4.6	10,9
.015	22	1 850 400	20 900	3.6	11,9

Valeurs des paramètres hydrodynamiques

	Constante C	Temps pour = 0 t <sub>0</sub> m	Transmissivité T m <sup>2</sup> /s	Coefficient d'emma- gasinement S %
F = 5.76 km <sup>2</sup>	.0109	95 000	.57	4,75
F = 1.600 km				

2°) Episode du 30 octobre au 24 novembre

Le tarissement est représenté par trois phases successives d'une durée respective de 5, 8 et 11 jours. Nous avons pris en considération ces trois phases pour le calcul des caractères hydrodynamiques. Les droites caractéristiques des variations des réserves ont été tracées à partir des calculs effectués sur la base des hypothèses précédentes :

Nous donnons les résultats obtenus dans le tableau suivant :

1) première phase du tarissement ;

$\bar{Q} = .880 \text{ m}^3/\text{s}$        $\alpha = .452$

	Constante C	Temps pour = 0 t <sub>0</sub> seconde	Transmissivité T m <sup>2</sup> /s	Coefficient d'emma- gasinement S %
F = 5.76 km <sup>2</sup>	.054	29 500	2.98	7.7
F = 1.600 km				

2) Deuxième phase du tarissement       $\bar{Q} = .162 \text{ m}^3/\text{s}$   
 $\alpha = .103$

Hypothèse	C	t <sub>0</sub> (s)	T (m <sup>2</sup> /s)	S (%)
F = 5.76	.0216	89 000	1.370	10.7
F = 1.600				

3) Troisième phase du tarissement       $\bar{Q} = .085 \text{ m}^3/\text{s}$   
 $\alpha = .0506$

Hypothèse	C	t <sub>0</sub> (s)	T (m <sup>2</sup> /s)	S (%)
F = 5.76	.0145	145 000	1.073	13.7
F = 1.600				

B - Application de la méthode de Mijatovic à la source du Maire et de l'Allemogne

Nous avons choisi la période de tarissement du mois de novembre 1981. Le même problème que pour la source de l'Allondon s'est posé, à savoir l'étendue du karst noyé. Les hypothèses étant les mêmes, nous avons de la même manière planimétré, la surface correspondante et positionné le "piézomètre fictif".

Les valeurs sont les suivantes :

	Formation limite	Oxfordien
Surface de la nappe F		16.85 km <sup>2</sup>
Distance au piézomètre fictif x		2.900 km

Nous avons tenu compte des débits simultanés de la source d'Allemogne et de la source du Maire, pour lesquelles les réserves ont été additionnées.

Pour le tarissement observé à la source du Maire, les débits ont été majorés de 20 l/s, et le coefficient de tarissement adopté était  $\alpha = .789$  (1ère partie) et  $\alpha = .04$  (2ème partie)

Cette simplification dans les calculs relatifs à la source du Maire introduit une certaine imprécision sur les valeurs des réserves, toutefois, cette imprécision est négligeable lorsque l'on prend le système Allemogne - source du Maire dans son ensemble, les réserves calculées pour la source du Maire représentant 20 % de celles calculées pour l'Allemogne.

Le tarissement de novembre est décomposé en trois phases.

Les caractéristiques de chaque phase sont résumées dans le tableau qui suit :

Tableau n° 23

Phase du tarissement	Allemogne		Puits Mathieu	
	Débit moyen $\bar{Q}$ m <sup>3</sup> /s	Coefficient de tarissement $\alpha$	$\bar{Q}$ m <sup>3</sup> /s	$\alpha$
1	1.857	.346	1.650	.789
2	1.032	.076	.120	.04
3	.600	.036	.071	.04

Les solutions graphiques de l'équation d'approximation logarithmique nous ont été données par les courbes de variations des réserves en fonction du logarithme des temps (planche 44 ).

Les calculs de T et S ont donné les résultats suivants :

Phase de tarissement	$\bar{Q}$	C	$t_0$	$T_{m^2/s}$	S %
1	3.500	.0258	17400	24.80	11.5
2	1.150	.069	132000	3.05	10.7
3	.670	.048	165000	2.56	11.3

C - Discussion des résultats obtenus

La méthode de Mijatovic pourrait ne pas être adaptée à ce type de karst. Le choix des surfaces du karst noyé peut-être mis en question ; la présence de réseaux karstiques ou de failles drainantes au niveau des sources est en effet probable.

Les valeurs de transmissivité et des coefficients d'emmagasinement obtenus sont très importants. Le choix d'une plus grande surface du karst ou de la surface correspondant à l'impluvium, comme le suggère Mijatovic augmenterait encore les valeurs de transmissivité.

La somme des simplifications nécessaires à l'application de cette méthode, introduit de toute manière une imprécision plus ou moins importante dans les résultats obtenus.

II- 2.3. Utilisation des forages dans les recherches de paramètres hydrodynamiques du karst de l'Allondon

A - Méthode

Nous avons tenté d'utiliser le forage G2 et surtout le forage G3, situé à 550 m des sources de l'Allondon pour estimer les caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère.

Nous avons choisi la période du 12 au 25 novembre 1981, période pendant laquelle les précipitations étaient pratiquement nulles. Nous avons observé une baisse régulière du niveau d'eau dans les forages ainsi qu'une baisse du débit à la source. Nous avons alors considéré que les phénomènes hydrogéologiques évoluaient comme lors d'un pompage en régime non permanent ; nous avons donc appliqué les formules correspondantes :

$$\text{l'équation de Theiss : } \Delta = \frac{Q}{4\pi T} \left[ - E_i \left( - \frac{x^2 S}{4Tt} \right) \right]$$

avec Q : débit

T : transmissivité

x : distance du piezomètre d'observation au puits de pompage

S : coefficient d'emmagasinement

t : temps écoulé depuis le début du pompage au moment de l'observation de  $\Delta$

$\Delta$  : rabattement dans le piezomètre d'observation

$E_i$  : symbole de la fonction exponentielle intégrale

Lorsque le temps de pompage croît, la formule peut se simplifier et s'écrire :

$$\Delta = \frac{0.183Q}{T} \lg \frac{2.25}{x^2 S} \quad \text{: formule d'approximation logarithmique}$$

B - Application

Les observations faites durant la période du 12 au 25 novembre 1981 sont les suivantes :

Tableau n° 24

Date	Cote du niveau dans le G <sub>2</sub>	Rabattement G <sub>2</sub> en m	Cote dans le G <sub>3</sub>	Rabattement G <sub>3</sub> en m	Débit moyen à la source m <sup>3</sup> /s	Temps écoulé s
12.11.81	614.10	20.90	582.20	1.30	.097	432 000
17.11.81	593.20	2.90	580.90	0.50	.070	691 200
20.11.81	590.30	1.40	580.40	(=1.80) 0.60	.062	1123 200
25.11.81	588.90		579.80	(=2.40)		

18 AOÛT 2003  
 Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
 MAISON DES GEOSCIENCES  
 DOCUMENTATION  
 B.P. 53  
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
 Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

1) Application de la formule d'approximation logarithmique  
aux rabattements observés sur le forage G<sub>3</sub>

a/ Calcul de la transmissivité

Nous avons porté sur un diagramme les rabattements en ordonnées et les logarithmes des temps en abscisses.  
Le coefficient angulaire de la droite obtenue détermine la constante :

$$C = \frac{.183 Q}{T} = \text{tg} \alpha = \frac{\partial \Delta}{\partial (\log t)}$$

La valeur de  $\frac{\partial \Delta}{\partial (\log t)}$  est donnée par l'accroissement du rabattement  $\Delta$  pour un cycle logarithmique, dans ce cas, en effet,  $\log t$  est égal à 1.

Dans le cas du forage G<sub>3</sub> nous avons (fig 45) :

$$C = 2,75 \quad , \quad Q = .078 \text{ m}^3/\text{S} ;$$

$$\text{d'où} : T = \frac{.183 \times 078}{2,75} = .0052 = 5,2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}.$$

b/ Calcul du coefficient d'emmagasinement S

La droite représentative précédemment tracée, recoupe l'axe des temps pour un rabattement nul :  $\Delta = 0$ .  
En introduisant les valeurs obtenues dans la formule, on obtient :

$$0 = \frac{.183 Q}{T} \left( \lg \frac{2.25 T}{x^2 S} + \lg t_0 \right)$$

$$\text{Donc} : \lg \frac{2.25 T}{x^2 S} + \lg t_0 = 0, \quad \text{et} \quad \frac{2.25 T}{x^2 S} t_0 = 1$$

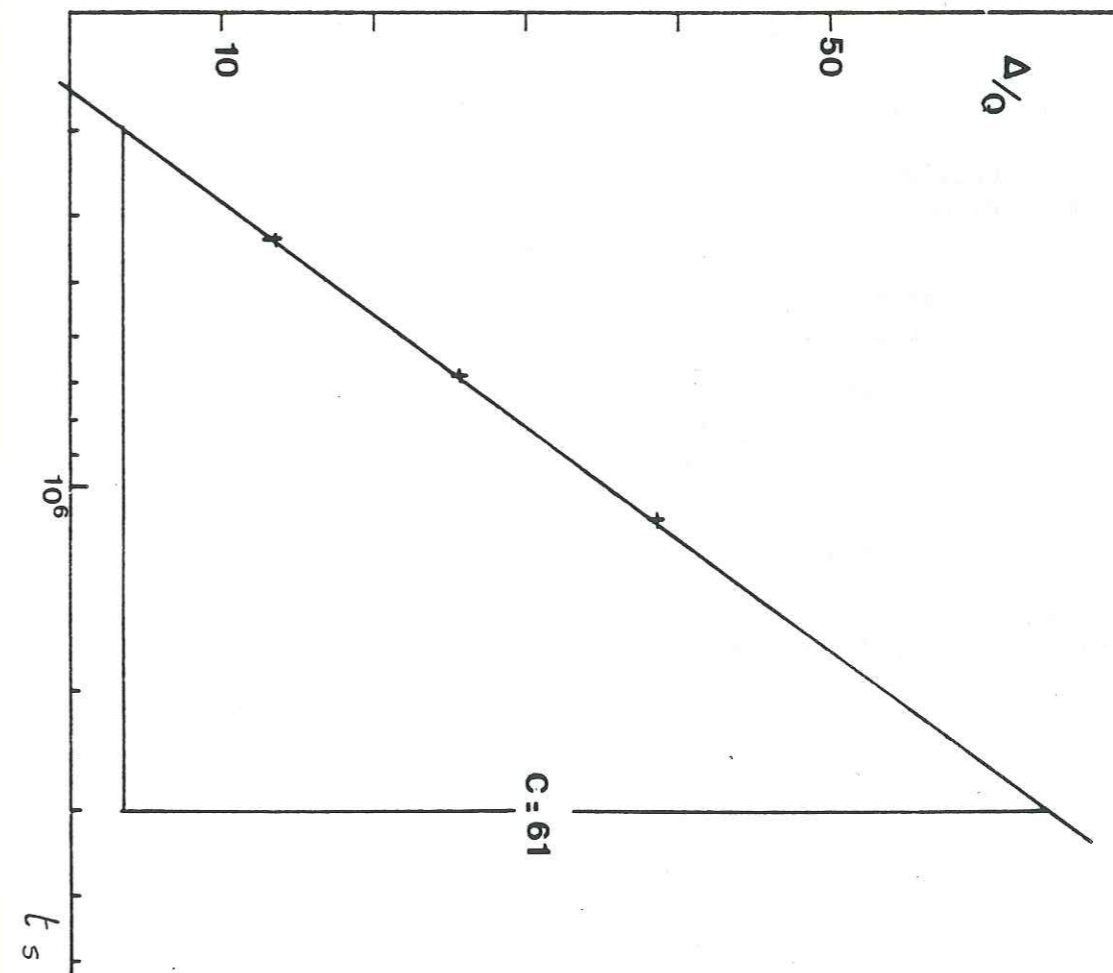
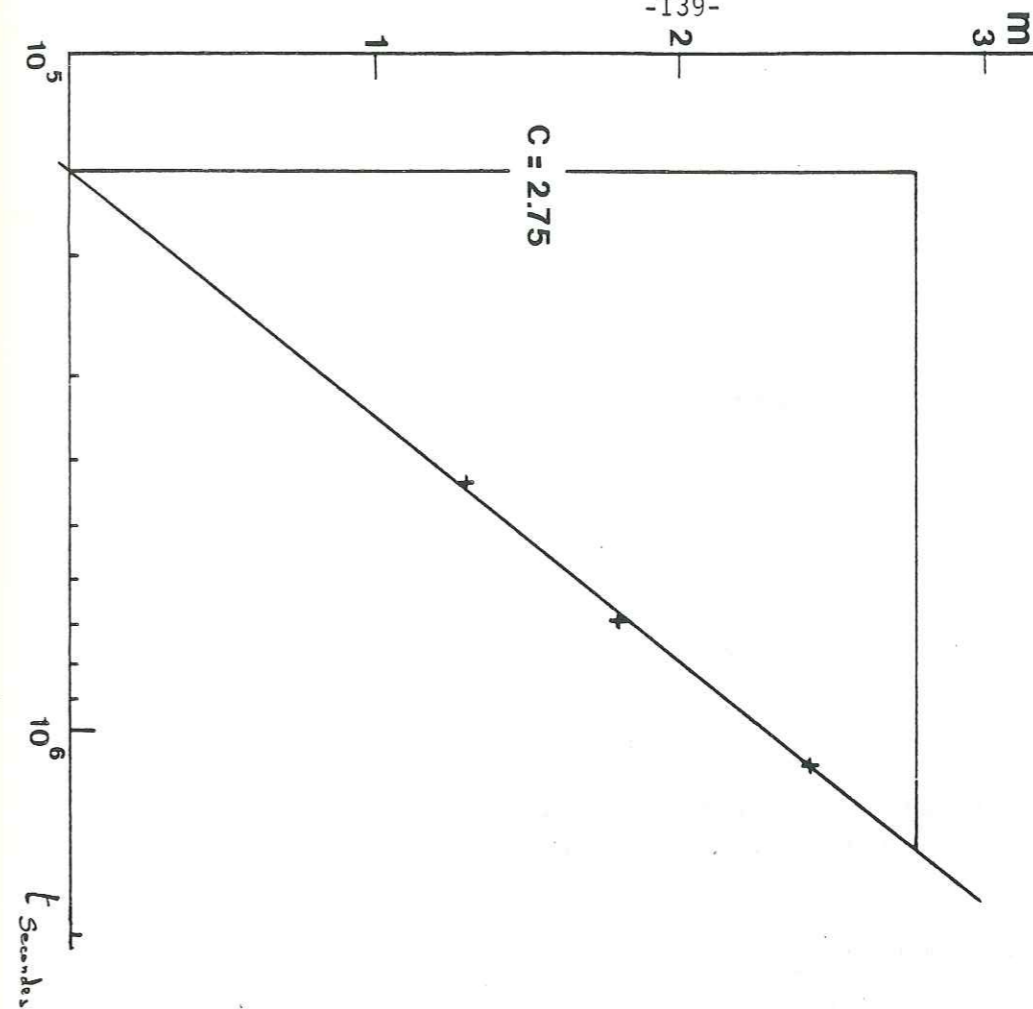
$$\text{d'où} : S = \frac{2.25 T t_0}{x^2}$$

Dans notre cas,  $x = 550 \text{ m}$   
 $t_0 = 150\,000 \text{ s}$   
 $S = 5,8 \text{ ‰}$

2) Utilisation des rabattements spécifiques

Nous avons refait les calculs en considérant les trois débits moyens correspondants aux trois périodes écoulées entre chaque mesure (voir tableau).

Nous avons donc pris en compte, non plus les rabattements, mais les rabattements spécifiques, c'est-à-dire  $\Delta/Q$





La formule précédente s'écrit alors :

$$\frac{\Delta}{Q} = \frac{.183}{T} \left( 1g \frac{2.25 T}{x^2 S} + 1g t \right)$$

La droite caractéristique (fig.45) a donc pour abscisses les logarithmes des temps et pour ordonnées les rabattements spécifiques :

La constante C est cette fois égale à  $C = \frac{.183}{T}$

$$d'où T = \frac{.183}{C}$$

Dans notre cas,  $C = 61$  d'où :  $T = 3 \cdot 10^{-3} m^2/s$

De la même manière que précédemment :

$$t = 260\ 000\ s,$$

$$d'où S = 5,8\ \%$$

Nous pouvons donc constater une légère différence pour les valeurs de T suivant la méthode utilisée, cependant que les valeurs du coefficient d'emmagasinement sont identiques.

### 3) Calcul de T et S à partir de la courbe standard de Theiss

Nous avons voulu vérifier les résultats obtenus en utilisant la formule générale de Theiss :

$$\Delta = \frac{QW(u)}{4\pi T} \quad \text{avec} \quad u = \frac{x^2 S}{4Tt}$$

$$\text{et} \quad W(u) = -Ei(-u)$$

La fonction caractéristique est exprimée par un diagramme bilogarithmique où sont portées les valeurs de W(u) et de U : c'est la "courbe standard" de Theiss qui est utilisée comme abaque.

Sur un diagramme bilogarithmique de même module, nous avons porté en ordonnées les rabattements observés dans le forage G<sub>3</sub>, et en abscisse le terme x<sup>2</sup>/t.

Par superposition, et en faisant coïncider les deux courbes, un point choisi arbitrairement aura pour coordonnées :

- sur la courbe standard, les valeurs de W(u) et u,
- sur la courbe du rabattement dans le forage, les valeurs du rabattement Δ et de x<sup>2</sup>/t.

Dans le cas du forage G<sub>3</sub>, nous n'avons à notre disposition que trois points pour tracer la courbe expérimentale. Les coordonnées étaient :

Δ	1.3	1.8	2.4
$\frac{x^2}{t}$	.700	.437	.270

Les valeurs obtenues sont les suivantes :

Pour le point arbitrairement choisi :  $\frac{x^2}{t} = .8$       Δ = 1.2  
 $W(U) = .78$       U = .35

Pour les calculs de T et S ; nous obtenons :

$$\begin{aligned} T &= 4 \cdot 10^{-3} m^2/s \\ S &= 7\ \% \end{aligned}$$

### 4) Conclusion

Si nous comparons les différents résultats, les valeurs de T mais surtout de S, obtenues en utilisant le forage G<sub>3</sub>, nous paraissent plus conformes à la réalité, compte tenu des réserves calculées pour la source de l'Allondon.

Le coefficient d'emmagasinement S serait donc compris entre 5,8 et 7‰ pour le karst de la source de l'Allondon. La transmissivité T serait comprise entre 3.10<sup>-3</sup> et 5,2 10<sup>-3</sup> m<sup>2</sup>/s

Au début des observations, la côte de l'eau dans le forage G<sub>3</sub> était 582,20 m. La source perenne étant située à l'altitude 570 m environ, la puissance de la nappe était donc de : H = 12,20 m.

Nous savons que T = KH. Nous pouvons donc en déduire la perméabilité moyenne existant entre la source et le forage G<sub>3</sub> qui serait de :

$$2,5 \cdot 10^{-4} m/s < K < 4,3 \cdot 10^{-4} m/s$$

### II-2.5. Variations des niveaux piézométriques dans les forages réalisés sur le versant Est des Monts Jura

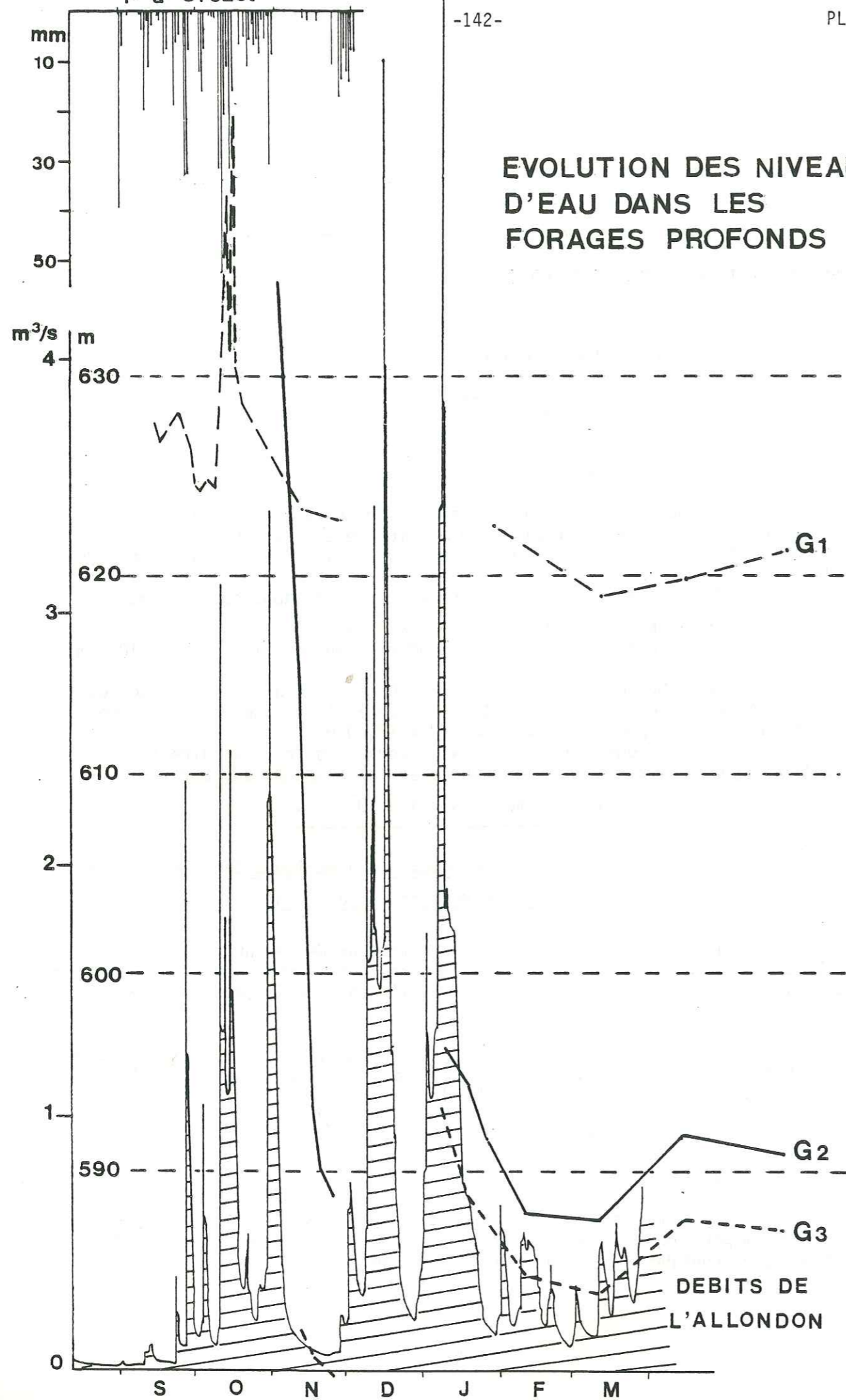
Les forages exécutés lors des travaux de reconnaissance du projet L.E.P., ont tous été équipés en piézomètre, ce qui nous a permis d'observer les variations des niveaux hydrostatiques à l'intérieur de ceux-ci au moyen de sonde.

Les observations ont donc été ponctuelles, mais permettent d'en tirer quelques renseignements sur le karst en les comparant à la pluviométrie ou aux débits écoulés aux sources de Piedmont.

#### A - Les forages profonds G<sub>1</sub> - G<sub>2</sub> - G<sub>3</sub>

##### 1) Evolution des niveaux d'eau (Figure 46)

Ce sont des forages de plusieurs centaines de mètres de profondeur (1001 m pour le G<sub>1</sub>), qui avaient pour but de vérifier tout d'abord les qualités géotechniques des formations rencontrées, mais aussi pour le G<sub>2</sub> et



G<sub>3</sub> situés près des sources de l'Allondon, d'observer les rapports existant entre les sources et les niveaux d'eaux rencontrés dans ces forages.

En septembre, octobre et novembre 1981, les mesures de niveaux ont été fréquentes, mettant en évidence une réaction rapide aux recharges et d'importantes variations journalières (supérieures à 10 m), témoignant de la faiblesse des coefficients d'emménagement existant au niveau des forages.

Si l'on observe la période du 11 au 16 octobre, en tenant compte de la pluviométrie enregistrée à Crozet, des débits de la source d'Allemogne qui évoluent de la même manière pour les trois sources principales et des niveaux d'eau dans le forage G<sub>1</sub>, nous avons l'évolution suivante :

Tableau n° 25

Date	Précipitations à Crozet	Niveau d'eau dans le G <sub>1</sub>	Débit journalier de la source d'Allemogne
11 octobre	52,4 mm	?	5,750 m <sup>3</sup> /s
12 octobre	20,6 mm	634,90 m	3,500 m <sup>3</sup> /s
13 octobre	10,6 mm	639,20 m	2,390 m <sup>3</sup> /s
14 octobre	31,4 mm	631,20 m	1,305 m <sup>3</sup> /s
15 octobre	15,8 mm	643,10 m	3,420 m <sup>3</sup> /s
16 octobre	0 mm	630,60 m	1,915 m <sup>3</sup> /s

Il existe donc une relation directe entre précipitations et augmentation du niveau d'eau. L'infiltration est donc rapide, toutefois les 9 et 10 octobre ayant été pluvieux, l'infiltration efficace qui s'est faite les jours suivants a dû être très importante car le stock d'eau de rétention était alors reconstitué et les forces capillaires nulles.

Les variations journalières sont très importantes, en effet, entre le 13 et le 16 octobre, elles étaient de l'ordre d'une dizaine de mètres par jour.

Les mois suivants les mesures ont été beaucoup plus espacées et impossibles à réaliser en hiver. Toutefois, les quelques mesures dont nous disposons, à partir du mois de janvier, confirment la relation entre les niveaux d'eau et les débits observés.

Les mesures faites en mars et avril montrent une augmentation de plusieurs mètres au G<sub>2</sub> et au G<sub>3</sub> tandis que les débits croissent à la source de l'Allondon, et une montée moins importante au G<sub>1</sub>, ce qui correspond selon toute vraisemblance à la fonte des neiges, plus importante dans la partie basse de la chaîne, au niveau du G<sub>2</sub> et G<sub>3</sub>, mais aussi probablement à l'existence de réseaux de drainage, qui alimenteraient plus rapidement les formations voisines des forages G<sub>2</sub> et G<sub>3</sub>.

La baisse du niveau d'eau observée dans le forage G<sub>2</sub> de 634,5 m à 590,30 m du 3 au 20 novembre, correspond à la vidange de la colonne d'eau contenue dans le forage, et créée artificiellement lors de son exécution. La vidange a été consécutive aux quatre perforations nécessaires à la réalisation des tests Haliburton (essai d'eau). Elle a été très lente (17 jours) indiquant la faiblesse des perméabilités présentes au niveau du forage (pour les quatre perforations).

L'évolution des niveaux d'eau dans les forages G<sub>2</sub> et G<sub>3</sub> se fait de manière tout à fait identique.

Les gradients hydrauliques, pour cette période d'observation varient de 9‰ en période de hautes eaux (décembre 1981) à 28‰ en période de basses eaux.

Le faible gradient mesuré en période de hautes eaux pourrait être dû à la présence de la formation purbeckienne, formation de calcaire argileux, qui, par des perméabilités moindres peut retarder l'écoulement souterrain à son niveau.

2) Utilisation des mesures de niveaux d'eau dans l'approche du coefficient d'emménagement (Porosité effective)

a/ Forage G<sub>1</sub>

Nous prendrons en considération l'épisode du 8 au 15 octobre. Les précipitations enregistrées à la station du téléphérique de Crozet (altitude 1235 m), étaient de 163,2 mm.

La surface réceptrice, d'altitude supérieure à celle du forage G<sub>1</sub>, a une altitude moyenne d'environ 1280 m. Nous pouvons donc considérer que la lame d'eau enregistrée à la station de Crozet est sensiblement la même que celle intéressant le forage G<sub>1</sub>.

Pendant cette période, le niveau piézométrique est passé de 624,25 m à 643 m, soit une augmentation de 18,75 m en ne tenant pas compte des fluctuations successives.

La lame d'eau écoulee aux principales sources de Piedmont a été, durant la même période de 77 mm (3250 000 m<sup>3</sup> pour un bassin versant de 42,2 km<sup>2</sup>).

$$S = \frac{.163 - .077}{18.75} = .00458 = 4,6\text{‰}$$

b/ Forage G<sub>3</sub>

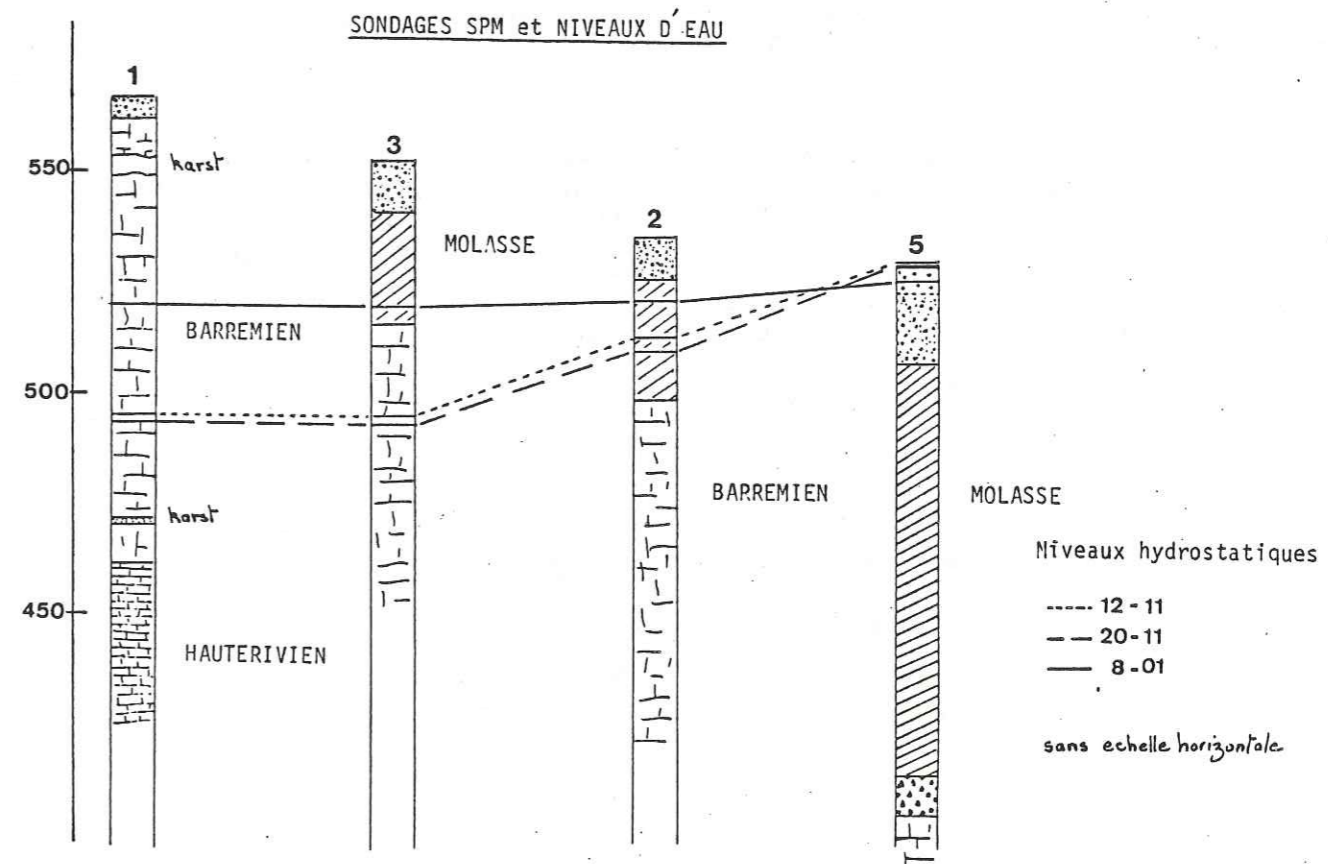
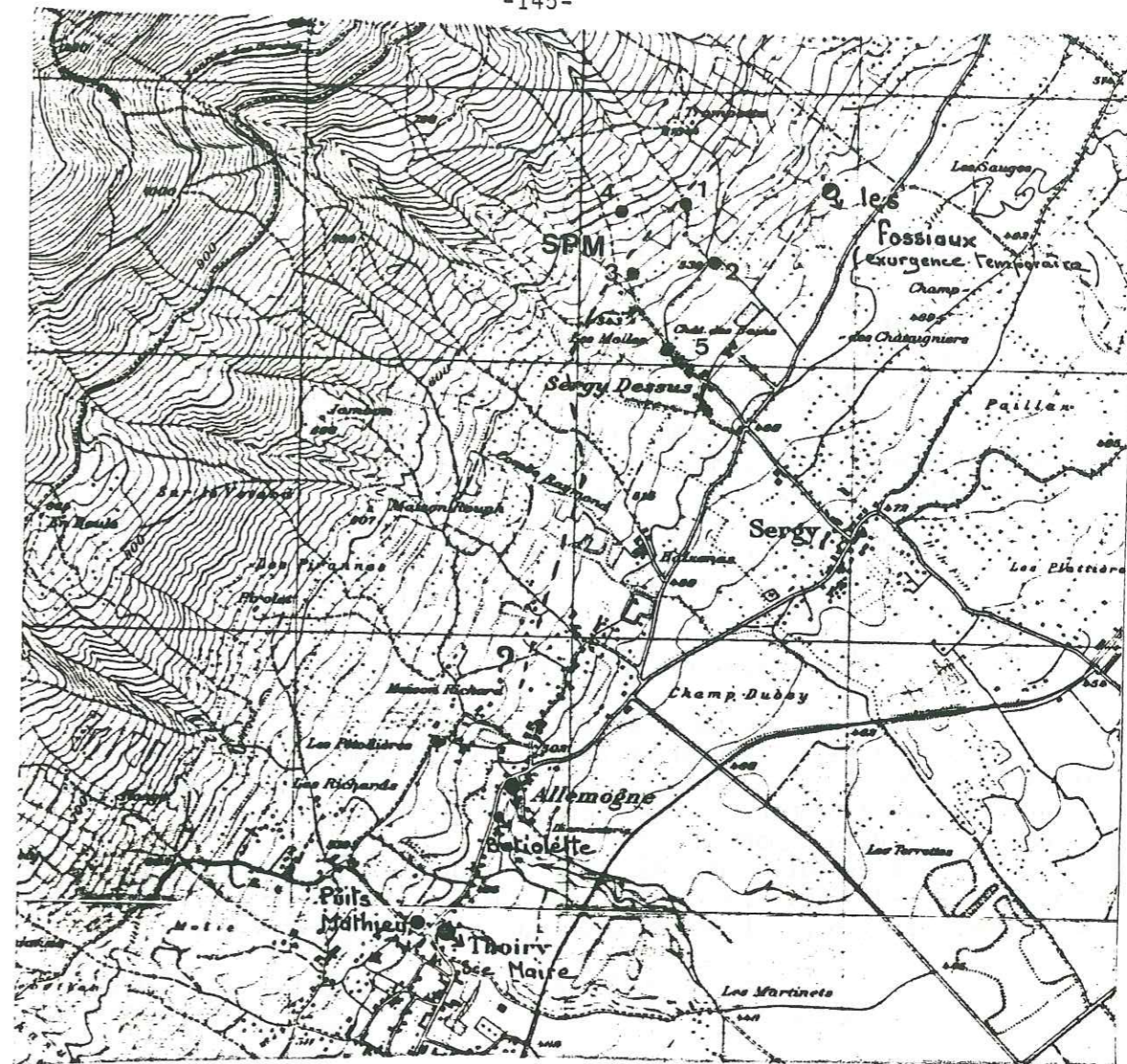
Si l'on considère la période du 12 au 25 novembre, le niveau piézométrique a baissé dans le forage G<sub>3</sub> de 582.20 à 579.80 m, soit 2,40 m. Dans le même temps le volume écoulé à la source de l'Allondon a été de 84 412 m<sup>3</sup> soit .146 (si l'on considère la surface du karst noyé égale à 5,76 km<sup>2</sup>).

$$\text{On trouve : } S = \frac{.0146}{2,40} = .0061 = 6,1\text{‰}$$

B - Forages de Piedmont (SPM 1.2.3.5)

Les forages sont situés dans la formation urgonienne et intéressent le karst d'Allemogne.

Nous avons représenté les coupes schématiques de ces quatre forages (fig. 46b) et trois exemples de niveaux piézométriques du karst urgonien. Comme nous pouvons le constater, ce sont les deux forages situés le plus près du Piedmont qui présentent les charges hydrauliques les plus importantes, le forage étant artésien.



Différentes explications peuvent être avancées :

a) Une mise en charge, à partir du versant par l'intermédiaire d'une conduite ou d'une fracture, indépendante du karst rencontré aux SPM<sub>1</sub> et SPM<sub>3</sub>, ce qui semble peu concevable dans ce type de formation.

b) Il existe un axe de drainage, parallèle au Piedmont près des forages SPM<sub>1</sub> et SPM<sub>3</sub> (voir tracé fig.46 b). Cet axe, de direction sensiblement NE - SW, rejoindrait le système d'émergence d'Allemogne, et pourrait aussi être à l'origine de l'exurgence temporaire des fossiaux.

c) Le forage SPM<sub>4</sub> situé plus en amont a rencontré 100 m d'un matériel marneux, correspondant au remplissage, soit d'un sillon, soit plus vraisemblablement d'une zone faillée. Ce remplissage imperméable pourrait jouer le rôle de barrière et gêner l'écoulement en aval. On aurait ainsi une surface piézométrique déprimée au niveau des SPM<sub>1</sub> et SPM<sub>3</sub>.

Au vu des variations de niveaux, la deuxième hypothèse semble la plus plausible.

2) Variations des niveaux d'eau (Figure 47)

Les niveaux dans les forages SPM<sub>1</sub> et SPM<sub>3</sub> présentent une évolution identique, cependant en cas de précipitations importantes, les mesures au SPM<sub>1</sub> sont perturbées par la présence d'une galerie dans laquelle l'eau s'écoule librement, à une profondeur de 15 m, et se déverse dans le forage (mesure de décembre).

L'évolution des débits à la source d'Allemogne est tout à fait comparable à celle des niveaux dans les forages. Les fluctuations sont là aussi très importantes et les réponses aux recharges très rapides.

3) Utilisation des forages SPM pour le calcul de S (coefficient d'emmagasinement)

Episode du 12 au 20 novembre 1981 :

Durant cette période les niveaux ont baissé de :

1,90 m au SPM<sub>3</sub>

1,80 m au SPM<sub>1</sub>

Dans la même période, les précipitations étaient nulles, et les volumes d'eau écoulés aux sources d'Allemogne et du Maire ont été de :

324 518 m<sup>3</sup> à la source d'Allemogne

63 590 m<sup>3</sup> à la source du Maire (à Thoiry)

soit un volume total de 388 108 m<sup>3</sup> représentant .0230 m pour le karst noyé estimé du système Allemogne (.16,85 km<sup>2</sup>).

Il nous est alors possible d'estimer S :

$$1,2 \% < S < 1,27 \%$$

Episode du 8 au 19 janvier 1982

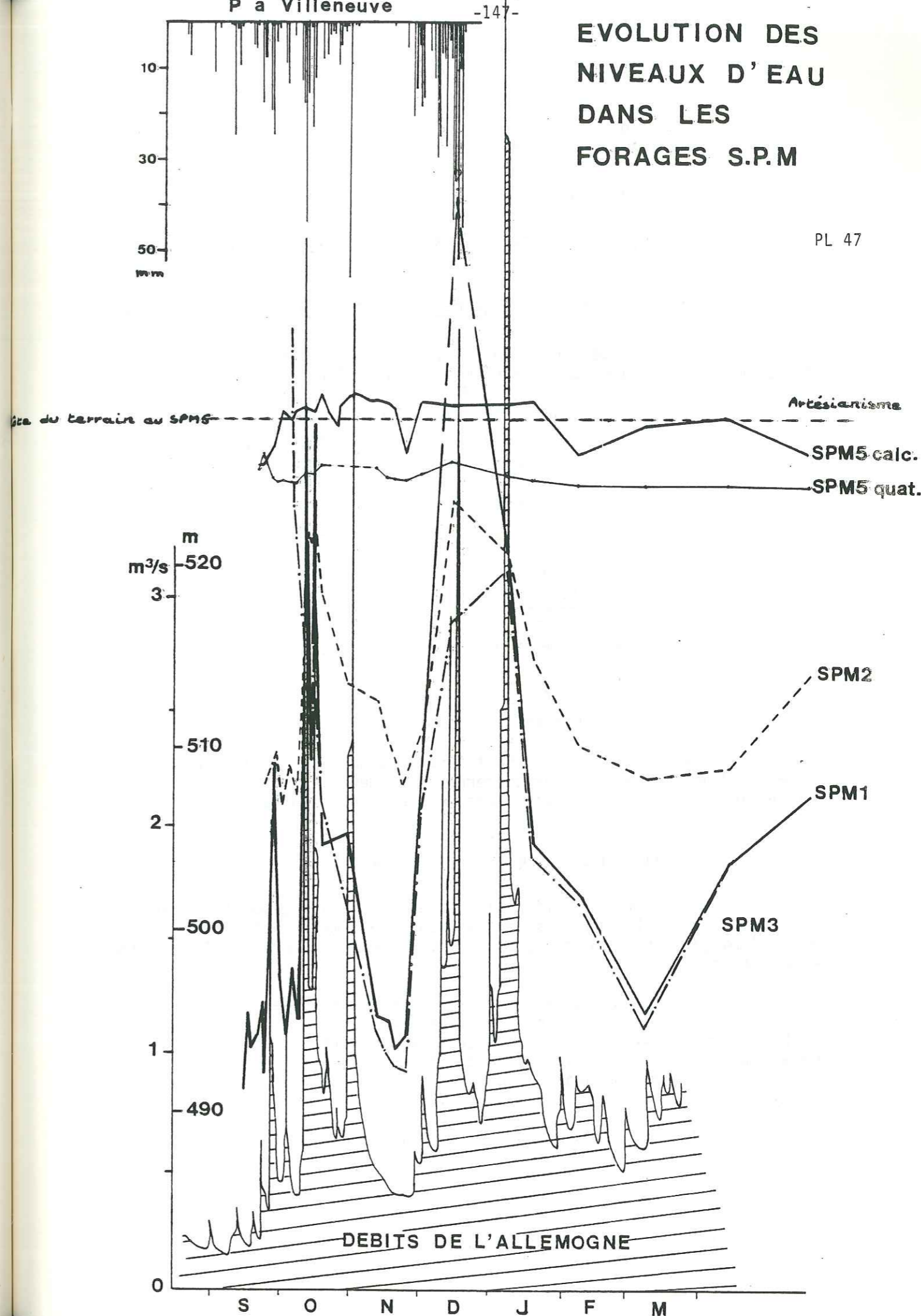
Les variations de niveaux sont :

au SPM<sub>1</sub> : 15,7 m

au SPM<sub>2</sub> : 15,95 m

EVOLUTION DES NIVEAUX D'EAU DANS LES FORAGES S.P.M

PL 47



Les volumes écoulés sont :  
à la source d'Allemogne de 1 430 697 m<sup>3</sup>  
au Puits Mathieu de 1 078 358 m<sup>3</sup>

Soit 2 470 000 m<sup>3</sup> qui représente une lame d'eau de .146 m. Les coefficients estimés sont de 9,2 et 9,3 ‰.

Le coefficient d'emménagement moyen est donc de 1 % environ.

#### II-2.4 Essai de pompage réalisé sur le Puits Mathieu (1964)

Un essai de débit a été fait en janvier 1964, sur le Puits Mathieu, ce dans le cadre de la recherche d'une solution pour l'alimentation du CERN.

Le pompage a été fait à débit constant (580 m<sup>3</sup>/h = 161 m<sup>3</sup>/s).

Disposant de mesures de rabattements, nous avons appliqué les formules d'approximation logarithmique (Jacob - Theiss).

##### a/ Courbe de descente

Pour un cycle logarithmique

$$C = .23 \text{ m}$$

$$T = \frac{.183 \times .161}{.23} = 128 \text{ m}^2/\text{s}$$

##### b/ Courbe de remontée

$$C = .315 \text{ m}$$

$$T = .0935 \text{ m}^2/\text{s}$$

Ces deux résultats sont assez proches l'un de l'autre, T est proche de .1 m<sup>2</sup>/s. Cette valeur concerne uniquement le Puits Mathieu et ses environs immédiats où le développement du karst est important.

#### II-3. CONCLUSION A L'ETUDE HYDRODYNAMIQUE

La méthode de Mijatovic, souvent contestée, semble inadaptée à ce type de karst. Les valeurs de transmissivités, mais surtout des coefficients d'emménagement sont énormes compte tenu des réserves calculées pour chaque source.

La présence du forage G3 près des sources de l'Allondon a permis l'application de méthodes plus précises.

Les trois méthodes utilisées (courbe de descente, rabattements spécifiques et courbe standard de Theiss) donnent des résultats concordants.

L'ordre de grandeur des transmissivités pour le karst de l'Allondon serait compris entre  $3 \cdot 10^{-3}$  et  $5,2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ .

Ce qui nous donne une perméabilité moyenne :

$$2,5 \cdot 10^{-4} \text{ m/s} < K < 4,3 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$$

Les coefficients d'emménagement sont aussi cohérents et compris entre 5,8 ‰ et 7 ‰.

L'utilisation des forages G1 et G3 en considérant le volume écoulé et la surface piézométrique comme une surface de nappe libre donne des valeurs de 4,6 ‰ pour le G1 et 6,1 ‰ au G3.

Toutes ces valeurs sont cohérentes, le coefficient d'emménagement moyen des formations du Jurassique et du Néocomien serait de l'ordre de 5 ‰.

Le karst urgonien présenterait des valeurs de transmissivité et de coefficient d'emménagement plus élevées que les formations précédentes.

Les valeurs de S seraient de l'ordre de 1 % (calculées grâce aux forages SPM), cependant cette valeur serait surestimée si la présence d'un axe de drainage s'aurait exacte.

L'utilisation du pompage réalisé par le CERN sur le puits Mathieu, donne des valeurs de T très élevées, de l'ordre de  $10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$ , mais ces valeurs concernent les environs immédiats du puits Mathieu.

## III- APPROCHE DES BILANS

## III-1. ETUDE DE QUELQUES BILANS D'AVERSES

A partir des relevés quotidiens de précipitations, il nous a été possible de calculer les lames d'eau moyennes précipitées sur les différents bassins versants lors d'averses ayant entraîné une crue, ce afin d'étudier le comportement des différents bassins à la suite d'un même "stimulus".

Pour les trois bassins considérés sur le versant est du Jura, l'altitude moyenne est sensiblement la même. Nous prendrons donc une valeur de précipitation, identique pour les différents bassins, pour un épisode pluvieux donné.

Episode du 21 au 28 mai 1981Bassin versant du Journans

La lame d'eau précipitée du 21 au 28 est  $P = 94$  mm soit  $1\,212\,600\text{ m}^3$ . La lame d'eau écoulée à Gex du 24 au 30 mai, date à laquelle le Journans retrouve son débit initial, est de :  $674\,410\text{ m}^3$   
le flot de base pendant la même période est de :  $179\,388\text{ m}^3$   
le déficit d'écoulement est  $D = P - (Q - Q_{\text{base}})$  :  $717\,578\text{ m}^3$  soit 55 mm.

Le coefficient de ruissellement est  $Cr = .41$

Bassin versant de l'Allondon

$P = 94$  mm représentant un volume de :  $1\,137\,400\text{ m}^3$   
l'écoulement enregistré du 25 mai au 5 juin est :  $1\,043\,696\text{ m}^3$   
le flot de base représente :  $249\,724\text{ m}^3$   
le déficit d'écoulement  $D$  est :  $343\,429\text{ m}^3$  soit 28 mm.

Le coefficient d'infiltration est  $Ci = 0,70$

Bassin versant de la source d'Allemogne et du puits Mathieu

$P = 94$  mm soit :  $2\,831\,280\text{ m}^3$   
écoulement du 24 mai au 6 juin - au limnigraphe n° 6 :  $1\,688\,121\text{ m}^3$   
- au limnigraphe n° 7 :  $902\,689\text{ m}^3$   
le flot de base est :  $1\,072\,728\text{ m}^3 + 76\,060\text{ m}^3$   
le déficit d'écoulement est  $D$  :  $1\,442\,020\text{ m}^3$  soit 48 mm

Le coefficient d'infiltration est  $Ci = 0,49$

Episode du 24 au 29 juin 1981Journans

$P = 23$  mm soit  $296\,700\text{ m}^3$   
volume écoulé du 28 juin au 2 juillet :  $45\,200\text{ m}^3$   
flot de base :  $21\,700\text{ m}^3$   
 $D$  :  $273\,200\text{ m}^3$  soit 21 mm

Le coefficient de ruissellement est  $Cr = .09$

Allondon

$P = 23$  mm soit  $278\,300\text{ m}^3$   
volume écoulé du 29 juin au 2 juillet :  $61\,944\text{ m}^3$   
flot de base :  $25\,704\text{ m}^3$   
 $D$  :  $252\,596\text{ m}^3$  soit 20 mm.

Le coefficient d'infiltration est :  $Ci = .13$

Episode du 3 juillet 1981Journans

$P = 23$  mm soit  $296\,700\text{ m}^3$   
volume écoulé du 3 juillet au 7 juillet :  $57\,181\text{ m}^3$   
flot de base :  $30\,100\text{ m}^3$   
 $D$  :  $269\,619\text{ m}^3$  soit 21 mm.

Le coefficient de ruissellement est :  $Cr = .09$

Allondon

$P = 23$  mm soit  $278\,300\text{ m}^3$   
volume écoulé du 3 juillet au 8 juillet :  $69\,487\text{ m}^3$   
flot de base :  $33\,566\text{ m}^3$   
 $D$  :  $242\,379\text{ m}^3$  soit 20 mm.

Le coefficient d'infiltration est :  $Ci = .13$

Allemogne

$P = 23$  mm soit  $692\,760\text{ m}^3$   
volume écoulé du 3 juillet au 8 juillet :  $277\,389\text{ m}^3$   
flot de base :  $189\,882\text{ m}^3$   
 $D$  :  $605\,253\text{ m}^3$  soit 20 mm.

Le coefficient d'infiltration est :  $Ci = .13$

Episode du 8 juillet au 10 juillet 1981Journans

$P = 22,5$  mm soit  $290\,250\text{ m}^3$   
volume écoulé du 9 au 17 juillet :  $112\,419\text{ m}^3$   
flot de base :  $39\,513\text{ m}^3$   
 $D$  :  $217\,344\text{ m}^3$  soit 17 mm

Le coefficient de ruissellement est :  $Cr = .24$

Allondon

$P = 22,5$  mm soit  $272\,250\text{ m}^3$   
volume écoulé du 10 au 18 juillet :  $129\,530\text{ m}^3$   
flot de base :  $52\,920\text{ m}^3$   
 $D$  :  $165\,640\text{ m}^3$  soit 16 mm.

Le coefficient d'infiltration est :  $Ci = 0,29$

Allemogne

P = 22,5 mm            soit    677 700 m<sup>3</sup>  
 volume écoulé du 10 au 18 juillet  
 à la source d'Allemogne : 537 466 m<sup>3</sup>    au point 7 : 36 043 m<sup>3</sup>  
 flot de base :  
 à la source d'Allemogne : 362 664 m<sup>3</sup>    au point 7 : 5 544 m<sup>3</sup>  
 D : 472 399 m<sup>3</sup>    soit 16 mm

Le coefficient d'infiltration est : Ci = 0,29

Episode du 20 au 24 juillet 1981

Journans

P = 60 mm            soit    774 000 m<sup>3</sup>  
 volume écoulé du 23 au 28 juillet : 119 542 m<sup>3</sup>  
 flot de base : 48 240 m<sup>3</sup>  
 D : 702 699 m<sup>3</sup>    soit 54 mm

Le coefficient de ruissellement est : Cr = 0,10

Allondon

P = 60 mm            soit    726 000 m<sup>3</sup>  
 volume écoulé du 23 au 29 juillet : 230 220 m<sup>3</sup>  
 flot de base : 75 168 m<sup>3</sup>  
 D : 570 948 m<sup>3</sup>    soit 47 mm.

Le coefficient d'infiltration est : Ci = 0,22

Allemogne

P = 60 mm            soit    1 807 200 m<sup>3</sup>  
 volume écoulé du 21 au 27 juillet  
 à la source d'Allemogne : 564 322 m<sup>3</sup>    au point 7 : 94 751  
 flot de base :  
 à la source d'Allemogne : 378 756 m<sup>3</sup>    au point 7 : 13 356  
 D : 1 540 239 m<sup>3</sup>    soit 51 mm.

Le coefficient est : C = 0,15

Episode du 31 août (orage)

Journans

P = 37 mm ?            soit    447 700 m<sup>3</sup>  
 volume écoulé du 1 au 5 septembre : 10 783 m<sup>3</sup>  
 flot de base : 6 048 m<sup>3</sup>  
 D : 472 265 m<sup>3</sup>    soit 36,6 mm.

Le coefficient est : C = 0,01

Allondon

P = 37 mm ?            soit    447 700 m<sup>3</sup>  
 volume écoulé du 1 au 2 septembre : 3 856 m<sup>3</sup>  
 flot de base : 1 152 m<sup>3</sup>  
 D : 444 996 m<sup>3</sup>    soit 36,7 mm.

Le coefficient est : C = 0,08

Ici la lame d'eau est peut-être suréstimée, le pluviomètre de Beule n'étant pas en fonctionnement et l'intensité des orages d'été variable localement. De plus, l'interception des précipitations par le peuplement forestier est maximale pour les averses de courte durée.

Episode du 27 au 29 octobre 1981

Journans

P = 69 mm            soit    890 000 m<sup>3</sup>  
 volume écoulé du 28 octobre au 6 novembre : 461 182 m<sup>3</sup>  
 flot de base : 154 224 m<sup>3</sup>  
 D : 583 042 m<sup>3</sup>    soit 45 mm.

Le coefficient de ruissellement est : Cr = 0,35

Allondon

P = 69 mm            soit    834 900 m<sup>3</sup>  
 volume écoulé du 28 octobre au 6 novembre : 914 913 m<sup>3</sup>  
 flot de base : 180 576 m<sup>3</sup>  
 D : 100 563 m<sup>3</sup>    soit 8,3 mm.

Le coefficient d'infiltration est : Ci = 0,88

Allemogne

P = 69 mm            soit    2 078 280 m<sup>3</sup>  
 volume écoulé du 28 octobre au 7 novembre  
 à la source d'Allemogne : 1 529 649 m<sup>3</sup>    au point 7 : 846 053 m<sup>3</sup>  
 flot de base :  
 à la source d'Allemogne : 836 352 m<sup>3</sup>    au point 7 : 51 393 m<sup>3</sup>  
 D : 590 324 m<sup>3</sup>    soit 19,5 mm.

Le coefficient d'infiltration est : Ci = 0,72

CONCLUSIONS :

Les coefficients calculés pour le Journans correspondraient aux coefficients de ruissellement sur le Creux de l'Envers, ceux calculés pour les deux sources seraient liés à l'infiltration.

Les coefficients évoluent tous dans le même sens pour les trois rivières. Ils sont donc directement liés à l'état hydrique du sol.

Les coefficients de ruissellement du Journans sont faibles comparés aux coefficients d'infiltration, et semblent confirmer le déficit d'écoulement envisagé lors de l'étude des débits.

Les coefficients d'infiltration sont identiques pour les deux sources, durant les mois d'été, mais supérieurs au printemps et à l'automne pour la source de l'Allondon. Cette observation peut s'expliquer d'une part, par la supériorité de la capacité de réserves du karst d'Allemogne, le déficit observé pour l'Allemogne participant à cette reconstitution des réserves. D'autre part, en période de non saturation des blocs fissurés, c'est principalement le mode de transit rapide (réseau karstifié) qui domine dans le fonctionnement du système Allemogne, comme nous l'avons déjà remarqué pour le puits Mathieu à Thoiry. Celui-ci, après un violent orage en septembre 1981 avait vu son niveau d'eau situé à - 1m, monter brusquement, jusqu'au débordement, puis baisser rapidement, en quelques heures, jusqu'à sa cote initiale.

Les résultats obtenus précédemment sont résumés sous forme de tableau :

	JOURNANS	ALLONDON	ALLEMOGNE
21-28 mai	0.41	0,70	0,49
24-29 juin	.09	.13	—
03 juillet	.04	.13	.13
08-10 juillet	.24	.29	.29
20-24 juillet	.10	.22	.15
31 août	.01	.008	—
02-03 octobre	.11	.34	.28
27-29 octobre	.35	.88	.72

tableau n° 26 : Variation des coefficients de ruissellement ou d'infiltration sur les systèmes de versant.

### III-2. BILAN HYDROMETEOROLOGIQUE

#### Principe

En première approximation, on considère que la tranche supérieure du sol constitue un réservoir dont la réserve est évaluée :

- à 100 mm pour les sols plus ou moins argileux, ce qui est le cas pour la partie plaine de notre terrain,
- à 50 mm pour la partie Jura.

Dans ce réservoir, l'évapotranspiration potentielle puise au maximum. Lorsqu'il est vide, ce sont les précipitations du mois qui alimentent l'évapotranspiration mensuelle. Quand il est plein, l'excédent des précipitations s'infiltré ou ruisselle.

	P	etp	stock	etr
JAN	288.5	2.8	50	2.8
FEV	99.5	4.1	50	4.1
MAR	140.5	20.4	50	20.4
AVR	16.7	48.6	18.1	48.6
MAI	141	46.2	50	46.2
JUI	76	77.6	48.4	77.6
JUL	108	75.5	50	75.5
AOU	45.2	97.5	0	95.2
SEP	157	50.3	50	50.3
OCT	283	28.5	50	28.5
NOV	102.5	20.3	50	20.3
DEC	411.2	3.8	50	3.8
JAN	218	3	50	3
F-J	1798.6	475.8		473.3

JOURNANS

	P	etp	stock	etr
JAN	294	2.8		
FEV	101.2	4.1	50	4.1
MAR	141.2	20.2	50	20.2
AVR	17	48.5	18.5	48.5
MAI	140.8	46.1	50	46.1
JUI	76.6	77.3	49.3	77.3
JUL	108	75.3	50	75.3
AOU	46.1	97.6	0	96.1
SEP	157.8	50.2	50	50.2
OCT	285	28.4	50	28.4
NOV	100	20.4	50	20.4
DEC	417	3.8	50	3.8
JAN	221.5		50	2
F-J	1812.2	475		472.4

ALLONDON

	P	etp	stock	etr
JAN	301	2.8		
FEV	103.4	4.1	50	4.1
MAR	154.4	19.9	50	19.1
AVR	17.5	48.3	19.2	48.3
MAI	150.1	45.8	50	45.8
JUI	77.6	77.1	50	77.1
JUL	108	75	50	75
AOU	47.4	97.4	0	97.4
SEP	159	50	50	50
OCT	287.1	28.2	50	28.9
NOV	100	20.2	50	20.2
DEC	419	3.7	50	3.7
JAN	262.1		50	2
F-J	1885.6	469.6		471.6

ALLEMOGNE



Pour l'établissement de ces bilans hydriques nous prendrons, pour les bassins du Jura, des valeurs d'évapotranspiration potentielle correspondant aux moyennes Primault - Thorntwhaite.

Les différents résultats sont consignés dans les tableaux planche. 48

III-3. LES BILANS D'EAU

Nous allons tenter à partir des données et calculs précédents (tableau) d'approcher les bilans d'eau des différents bassins versants.

III-3.1. Expression d'un bilan

Le but du bilan est de déceler une anomalie ou de vérifier le "bouclage" du cycle de l'eau, en comptabilisant les différents termes de ce cycle, correspondant aux "apports" et "sorties".

Les apports sont :

- les précipitations : P ,
- les apports extérieurs au bassin : Q<sub>E</sub> ,
- les réserves souterraines au début de la période étudiée : R<sub>1</sub> .

Les sorties sont :

- les débits de surface : Q ,
- l'évapotranspiration réelle : ETR ,
- les réserves souterraines à la fin de la période : R<sub>2</sub> ,
- les prélèvements divers par captages : C ,
- les sous-écoulements vers l'extérieur du bassin : Q<sub>S</sub>.

La formule du bilan s'écrit donc :

P + Q<sub>E</sub> + R<sub>1</sub> = Q + ETR + R<sub>2</sub> + Q<sub>S</sub> + C

Les termes inconnus sont Q<sub>S</sub> et Q<sub>E</sub> . Ils peuvent s'écrire :

Q<sub>S</sub> - Q<sub>E</sub> = P + (R<sub>1</sub> - R<sub>2</sub>) - Q - ETR - C

Lorsque le manteau neigeux n'intervient pas, on peut envisager des sous-écoulements vers l'extérieur du bassin, ou encore des apports de l'extérieur, ce qui à priori, est exclu dans notre cas, pour le bassin versant total.

Le terme Q<sub>S</sub> - Q<sub>E</sub> n'aura de véritable signification comme écoulement souterrain que si sa valeur est supérieure à la somme des incertitudes relatives à chaque terme du bilan.

La précision obtenue sur chaque terme est estimée à : 5 % sur les précipitations, 10 % sur l'évapotranspiration, entre 5 et 10 % sur l'écoulement de surface selon l'importance du volume écoulé, (8 % sur l'ensemble de l'année).

III-3.2. Application aux bassins versants de la haute chaîne

Un bilan d'eau a été établi pour chacun des trois bassins : Journans, Allondon et Allemogne.

L'année hydrologique étudiée ayant débuté le 1 février 1981, et s'étant terminée le 31 janvier 82, nous avons dû tenir compte de l'état du manteau neigeux à ces deux dates.

Le raisonnement suivant a été tenu ; à partir d'une hauteur de neige de 190 cm mesurée à la Dôle (1670 m), le 1er février 1981, nous avons considéré que l'épaisseur du manteau neigeux était une fonction linéaire de l'altitude. La hauteur de neige étant nulle à la station de Cointrin, nous avons obtenu de manière graphique, les valeurs suivantes :

- à l'altitude moyenne du bassin du Journans : (1030m) : 94 cm,
- à l'altitude moyenne du bassin de l'Allondon : (1050m) : 97 cm,
- à l'altitude moyenne du bassin de l'Allemogne: (1080m) : 102 cm.

De la même manière, nous avons tenté d'estimer la situation en ce qui concernait le manteau neigeux au 1er février 1982.

La hauteur mesurée à la Dôle était 140 cm, et à partir d'observations, nous avons estimé que la limite de la neige se situait aux environs de la côte 700 m (fonte importante en janvier 82).

La différence trouvée entre les deux hauteurs de neige serait de 50 cm environ pour les trois bassins versants.

La relation utilisée afin d'estimer l'équivalent en eau de cette hauteur de neige, est celle qui a été établie par Monsieur J. Rouel du CERN, lors de l'étude du manteau neigeux durant le printemps 1981.

La relation est la suivante : 1 cm de neige ≈ 3,9 mm d'eau.

Ce sont donc 50 x 3,9 = 195 mm d'eau qui doivent être ajoutés à la lame d'eau précipitée sur chaque bassin.

A - Bassin du Journans

Les données sont les suivantes :

P = 1 798 mm + 195 mm (neige) = 1 993 mm, l'incertitude relative étant de : ± 100 mm.

Q = 894.1 mm i<sub>2</sub> = ± 71 mm

ETR = 473.5 mm i<sub>3</sub> = ± 47 mm

ΔR = 0 (la variation des réserves est négligeable sur une année)

C ≈ 24 mm: cette valeur correspond aux sources captées dans le Creux de l'Envers, dont les débits sont mesurés régulièrement par la S.D.E.I. de Gex).

Le terme Q<sub>S</sub> - Q<sub>E</sub> est égal à : 406.4 mm

Il est supérieur à l'incertitude absolue I = Σi = 218 mm.

Il existerait donc un écoulement souterrain qui "sort" du bassin. Nous pensons que cet écoulement participe à l'alimentation des réserves de plaine, le transit se faisant au niveau de Gex.

Le volume annuel est donc de 5 240 000 m<sup>3</sup> soit 1661/s .

B - Bassin de l'Allondon

P = 1 816 mm + 195 mm = 2 011 mm

Q = 1 546.1 mm i<sub>1</sub> = ± 100 mm

ETR = 472.4 mm i<sub>2</sub> = ± 123 mm

ΔR = 0 i<sub>3</sub> = ± 47 mm

C = 0 I = Σi = ± 270 mm

$$Q_S - Q_E = - 11.3 \text{ mm}$$

La valeur du terme  $Q_S - Q_E$  est petite devant l'incertitude (270 mm).

On doit donc admettre que, dans la mesure où  $Q_E$  est égal à 0, le bilan annuel ferme relativement bien.

C - Bassin de l'Allemogne

$P = 1\ 842 + 195 = 2\ 037 \text{ mm}$	$i_1 = 102 \text{ mm}$
$Q = 1\ 569 \text{ mm}$	$i_2 = 125 \text{ mm}$
$ETR = 471.6 \text{ mm}$	$i_3 = 47 \text{ mm}$
$\Delta R = 0$	$I = 274 \text{ mm}$

C = 4 mm représentant les pompages réalisés sur le puits Mathieu à Thoiry).

Le terme  $Q_S - Q_E = + 36 \text{ mm}$

Si l'on admet que  $Q_E = 0$ ,  $Q_S = + 36 \text{ mm}$ .

$Q_S$  ne doit pas être considéré comme écoulement souterrain, en effet, cette valeur de  $Q_S$  correspondrait à la perte subie par le bassin de l'Allemogne par l'intermédiaire de la source des Fossiaux au Nord de Sergy. Cette source fonctionne en trop plein les jours de grosses crues. Ce débit rejoignant la rivière de l'Allondon en plaine. Toutefois, compte tenu de l'importance de l'imprécision, ces chiffres ne doivent pas être considérés avec rigueur.

D - Conclusion

L'approche des bilans, réalisée à partir des données de l'année 1981, indique, compte-tenu de l'erreur absolue, que le bilan réalisé sur la source de l'Allondon boucle de manière correcte. Celui fait pour le système Allemogne, indique l'existence d'un déficit d'écoulement, faible devant l'erreur absolue, donc hypothétique, mais pouvant être imputé aux pertes subies du fait de la présence de l'exurgence temporaire des Fossiaux.

Seul le bilan établi pour le bassin du Journans montre un fort déficit d'écoulement au niveau de Gex, correspondant, à notre avis au transit souterrain (inferoflux). Cette lame d'eau, importante puisque de l'ordre de 400 mm, participerait à l'alimentation des aquifères de plaine.

IV- ETUDE PHYSICO-CHIMIQUE

Nous nous proposons dans ce chapitre d'étudier les paramètres physico-chimiques des eaux du versant du Jura. Les sources principales de Piedmont ont fait l'objet d'un suivi régulier, notamment des paramètres physiques, par des mesures hebdomadaires.

Toutes ces mesures physico-chimiques ont pour but, la mise en évidence de phénomènes particuliers relatifs au karst, ou d'anomalies liées au cheminement des eaux.

IV-1. METHODE D'ANALYSE

IV-1.1. Mesures physiques

A - Les températures

Elles ont été mesurées à l'aide d'un thermomètre à mercure d'une précision de 1/10° de degré C.

B - les résistivités et conductivités

Résistivités et conductivités sont liées à la concentration en ions d'une eau. Celles-ci ont été mesurées sur le terrain à l'aide d'un résistivimètre (type B. Bonhomme), soit en laboratoire, comme ce fût le cas des eaux des sources de Piedmont, à l'aide d'un conductivimètre à lecture numérique, Tacussel, type CD 75, d'une excellente précision.

Les valeurs des résistivités sont ramenées à la température de référence de 18° C ; celles des conductivités, à la température de 20° C.

C - Le PH

C'est le cologarithme de la concentration en ions  $H^+$ . Les mesures ont été faites en laboratoire à l'aide d'un PH-mètre.

IV-1.2. Analyses chimiques

Nous avons eu la possibilité de les faire dans les laboratoires du CERN.

A - Les anions

Ils ont été dosés :

- soit par la méthode classique de titrimétrie : ce fût le cas des ions  $HCO_3^-$  ;  $Cl^-$ ,
- soit par colorimétrie : cas des ions  $SO_4^-$  ,  $NO_3^-$  et de  $SiO_2$  .

B - Les cations

Ils ont été dosés par spectrophotométrie à absorption atomique. L'appareil utilisé a été le spectrophotomètre Perkin Elmer type 460.

La spectrophotométrie est basée sur le principe de Kirchhoff (1859) selon lequel "Tout corps chimique peut absorber les radiations qu'il émet lui-même".

L'élément à doser est sous forme d'une combinaison chimique dont il faut le séparer pour obtenir un gaz d'atomes libres, ce qui est obtenu par dissociation thermique, effectuée dans une flamme parfaitement stable, d'où la nécessité d'un réglage précis de la pression des gaz comburant, et

d'un écoulement laminaire de ces derniers.

Nous donnerons en résumé, un tableau dans lequel sont reportés les caractéristiques d'utilisation et les seuils de détection propre à chaque élément dosé par cette méthode.

Tableau N° 27

Elément	Longueur d'onde $\lambda$	Fente	Flamme	Seuil de détection théorique	S.D. pratique	Absorption linéaire
Calcium : Ca	422,7	.7	C <sub>2</sub> H <sub>2</sub> -Air	.08 ppm	.15 ppm	7 ppm
Magnésium : Mg	285,2	.7	C <sub>2</sub> H <sub>2</sub> -Air	.007 ppm	.05 ppm	.5 ppm
Potassium : K	766,5	2.0	C <sub>2</sub> H <sub>2</sub> -Air	.04 ppm	.04 ppm	2 ppm
Sodium : Na	589,0	.7	C <sub>2</sub> H <sub>2</sub> -Air	.15 ppm	.20 ppm	1 ppm
Silice : Si	251,6	.2	N <sub>2</sub> O-C <sub>2</sub> H <sub>2</sub>	1.8 ppm	2. ppm	150 ppm
Strontium : Sr	461	.2	C <sub>2</sub> H <sub>2</sub> -Air	.12 ppm	.12 ppm	5 ppm

IV-2. MESURES PHYSIQUES DES EAUX DU VERSANT

Les relevés hebdomadaires des températures et conductivités des eaux du versant nous ont permis de suivre l'évolution de ces paramètres sur l'ensemble d'une année.

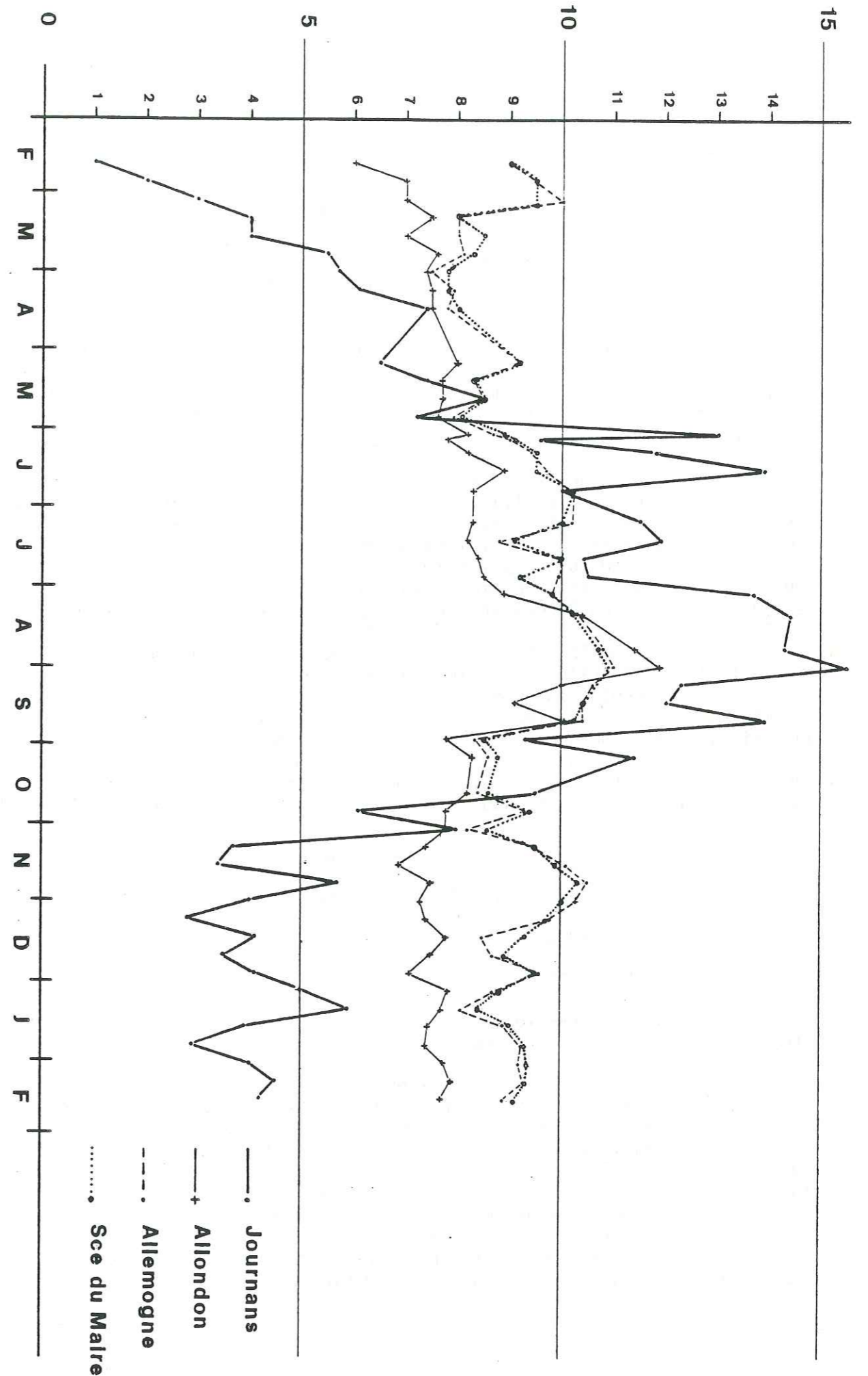
Nous avons représenté cette évolution sous forme de graphique fig.49-50 sur lequel figurent les mesures réalisées sur les sources "karstiques" et celles réalisées sur la rivière du Journans, ce qui nous permettra de comparer les deux systèmes : karst et ruissellement.

IV-2.1. Evolution des températures en fonction du temps

La courbe d'évolution des températures du Journans, correspond grosso modo, à la température moyenne de l'air à l'altitude considérée (environ 600 m). C'est donc la rivière présentant les variations les plus importantes.

Si l'on considère les émergences karstiques, c'est la source de l'Allondon qui présente les amplitudes de variation les plus importantes, ce qui irait dans le sens de l'hypothèse d'un karst moins "profond", que pour le système Allemogne.

Les sources d'Allemogne et du Maire ( de même que la source de la Batiolette que nous n'avons pas représentée ici) présentent une bonne homogénéité et une plus grande régularité dans les mesures. L'amplitude de variation est de l'ordre de 3 degrés, contre 6 degrés pour la source de l'Allondon.



IV-2.2. Evolution des conductivités en fonction du temps

Si l'on suit l'allure générale des courbes d'évolution, celles-ci sont identiques. On remarque :

- une chute de conductivité en février, mars, avril correspondant à la fonte du manteau neigeux,
- la conductivité moyenne augmente avec le tarissement des rivières. Cette forte hausse de conductivité peut donc être mise en parallèle avec la vidange des réserves des sources ou rivières.

Le parallélisme entre les courbes d'évolution du Journans et des autres sources est frappant. Le Journans étant considéré comme une rivière de ruissellement, durant les mois d'étiage, la rétention qui s'opère au niveau des formations de surface et assurant le faible débit de la rivière suffit à conférer aux eaux, une minéralisation relativement importante.

La chute des conductivités correspond à l'épuisement des réserves et à la recharge des systèmes par les pluies de septembre.

Nous nous expliquons mal la chute brutale de toutes les conductivités (y compris les rivières de plaine), survenue le 31 août et due vraisemblablement à un mauvais étalonnage de notre conductivimètre.

Les conductivités augmentent ensuite régulièrement avec, une nouvelle phase importante de tarissement, qui a été stoppée à la fin de l'année (décembre) par un événement climatologique : radoucissement important des températures et précipitations liquides.

Il semble donc que pour une année hydrologique moyenne et "normale", l'allure générale de l'évolution des conductivités est sinusoïdale.

L'évolution identique de la conductivité du Journans contredit l'hypothèse de l'existence du phénomène de "Piston-flow" pour le karst jurassien, tout au moins pour un pas de temps de mesure d'une semaine.

Les conductivités les plus importantes sont attribuées à la source du Maire à Thoiry, ce qui se conçoit aisément quand on sait que la source du Maire est l'exurgence située à l'altitude la plus basse (487,37 m).

IV-2.3. Evolution des températures et conductivités en fonction des débits et précipitations. fig.51

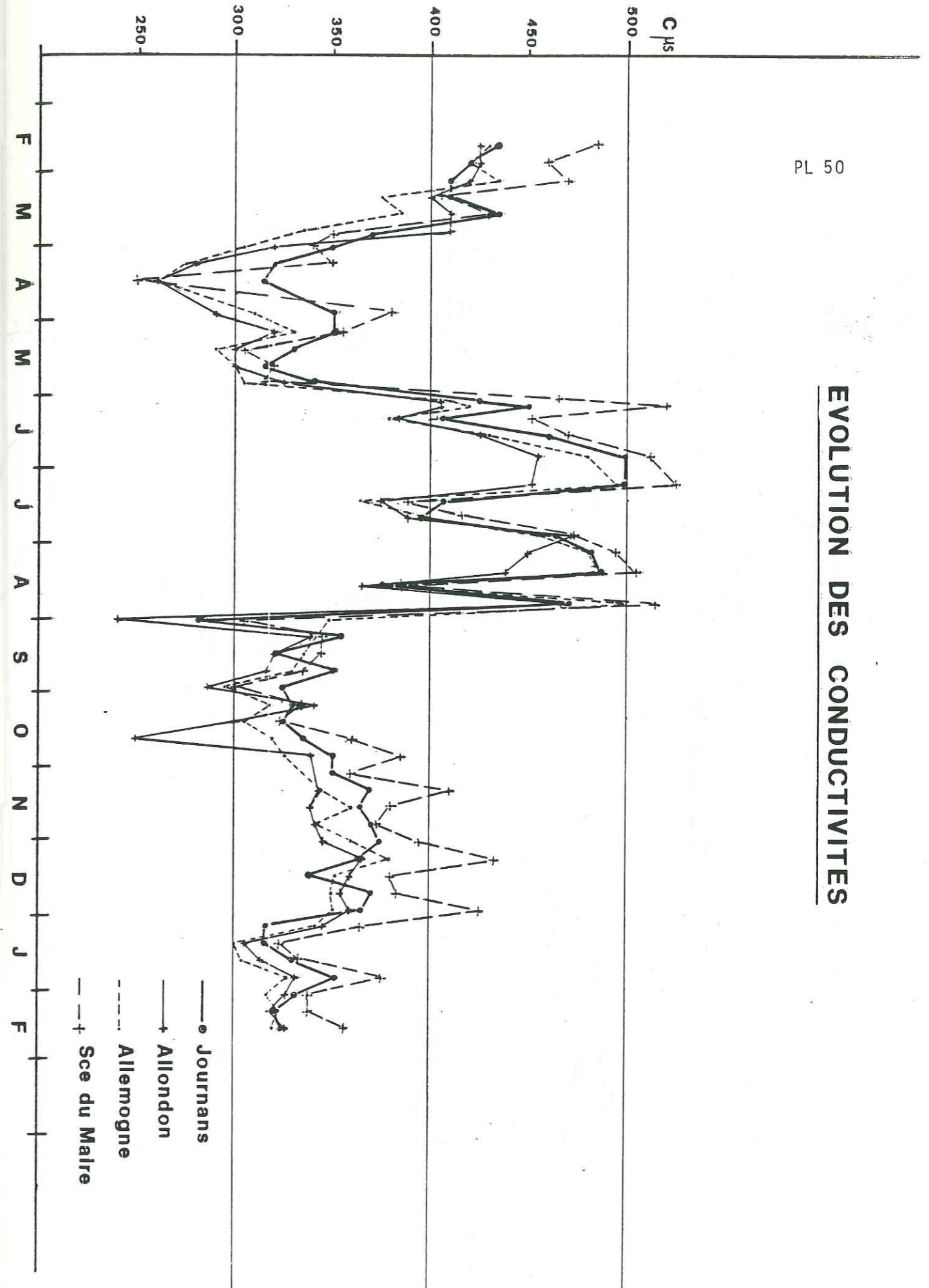
A - Allemogne

a/ Commentaire

Les observations suivantes s'appliquent aussi à la source du Maire qui présente une évolution identique pour les températures et les conductivités.

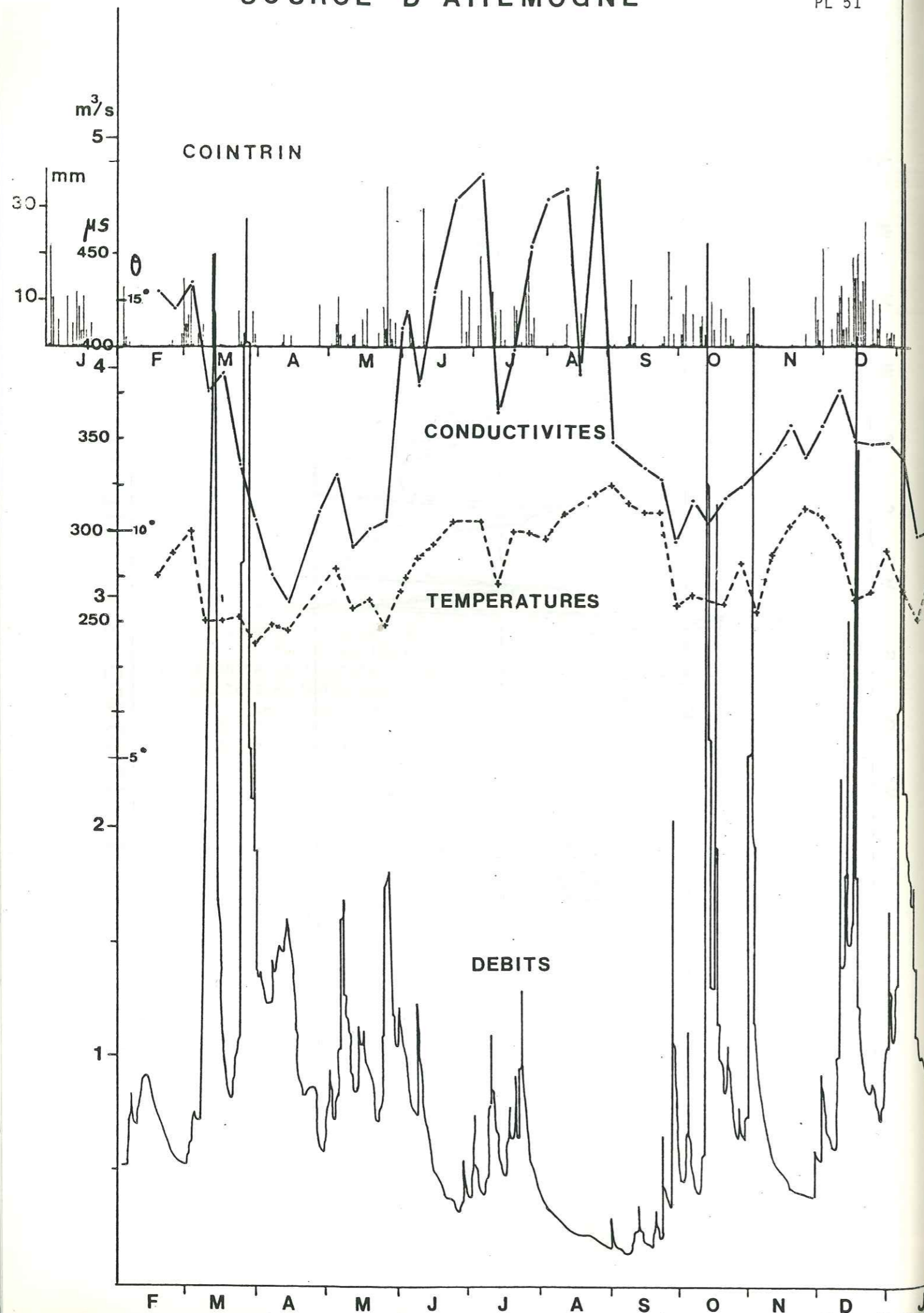
La phase de tarissement du mois de février, se traduit par une augmentation de la température d'un degré. Ce sont donc vraisemblablement les réserves les plus éloignées de la source qui entrent en jeu à cette époque. Les conductivités sont élevées, témoignant d'un temps de séjour plus ou moins important. Les températures, élevées pour la saison, sont liées au réchauffement se produisant dans les formations profondes des Monts Jura, en rapport avec le gradient géothermique observé dans le forage G1 (fig.53 b).

Les crues de mars et avril, dues au radoucissement des températures et aux précipitations, entraînent une chute importante des conductivités et ce rapidement, après un petit pic visible début mars, pic que l'on



PL 50

EVOLUTION DES CONDUCTIVITES



retrouve pour la source du Maire mais pas pour le Journans, l'Allondon et le puits Mathieu. Ce pic correspondrait au phénomène de "piston flow" observé sur les sources karstiques mais serait ici de faible ampleur. Il est possible que ce phénomène se soit aussi produit sur la source de l'Allondon mais les réserves de celle-ci étant faibles, il a pu se passer de manière plus limitée entre les deux mesures hebdomadaires.

Quoiqu'il en soit, dans la mesure où ces légères augmentations des conductivités ne sont pas dues à des erreurs de mesures, le volume d'eau "ancienne" intéressé par ce phénomène serait, compte tenu des mélanges eau ancienne - eau récente, très inférieur à 700 000 m<sup>3</sup> (volume maximum écoulé entre le 2 et le 9 mars).

La baisse des températures se stabilise assez rapidement. Chaque phase de tarissement correspond à une augmentation des températures et conductivités, les épisodes pluvieux ayant une influence directe sur ces deux paramètres physiques.

A partir de la fin mai, les conductivités augmentent rapidement. Le manteau neigeux a disparu, ce sont alors les réserves qui entrent en jeu et ce, durant tout l'été.

Les précipitations ont moins d'influence à long terme à cause du rôle joué par l'évapotranspiration et de la faiblesse des coefficients d'infiltration mise en évidence par l'étude des bilans d'averses.

A la fin de l'été, la chute des conductivités est rapide, les températures suivent la même évolution. Les réserves sont épuisées, les précipitations prennent le pas dans l'alimentation.

En novembre, une longue phase de tarissement fait intervenir les réserves reconstituées en octobre : conductivité et températures augmentent.

#### b/ Conclusion

Il semble que l'on puisse schématiser le fonctionnement du système d'Allemogne comme suit :

Les précipitations sont directement acheminées vers l'exutoire par l'intermédiaire des gros drains. Celles-ci peuvent se mélanger à une eau plus ancienne mais il semble qu'elles participeraient plutôt au retard du transit et de l'apparition des réserves "éloignées" ...

Ces dernières entrent en jeu au cours d'une phase de tarissement assez longue. Elles se manifestent par une augmentation des conductivités mais aussi des températures, celles-ci étant plus élevées dans les formations profondes du fait de la présence d'un gradient géothermique naturel.

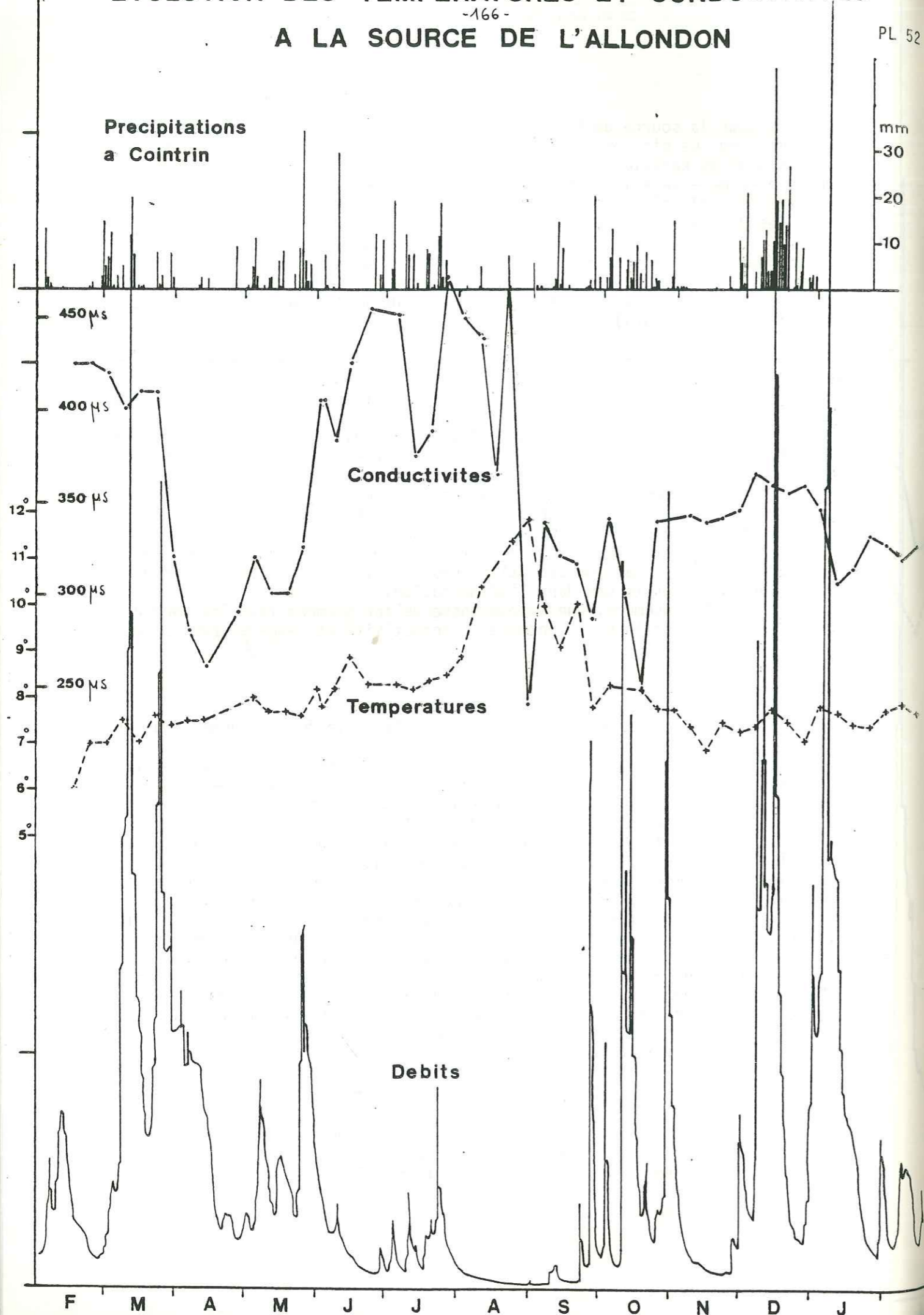
La présence des réserves est à mettre en relation avec la faible amplitude de variation observée tout au long de l'année sur les températures.

Les observations hebdomadaires ne permettent pas de mettre en évidence de phénomènes de piston-flow systématique à chaque crue. Il est possible que ce phénomène se soit produit au début du mois de mars, mais les conditions l'ayant provoqué étaient extrêmes (fonte brusque du manteau neigeux, accompagné de fortes précipitations) et son ampleur très limitée en volume et dans le temps (faible augmentation des conductivités).

#### B - La source de l'Allondon fig. 52

Dans l'ensemble, les mêmes observations que celles faites pour la source d'Allemogne peuvent, ici, être reprises.

Les températures moyennes sont inférieures à celle de



L'Allemogne, la source étant située à une altitude supérieure, mais leur évolution est intermédiaire entre celle observée pour la source d'Allemogne ou du Maire et celle observée sur le Journans, l'amplitude de variation étant toutefois plus faible que pour ce dernier.

Les variations à court terme sont moins importantes que pour l'Allemogne. La température moyenne augmente progressivement jusqu'au mois de juillet où elle s'élève rapidement. Les réserves de la source sont alors totalement épuisées, seule subsiste l'alimentation résultant de l'infiltration retardée ou de phénomènes de condensation.

Les conductivités évoluent de la même manière que celles de l'Allemogne. Elles présentent des variations plus importantes après la période d'étiage (septembre - octobre), qui sont liées au fait que les réserves se reconstituent moins rapidement que pour le système Allemogne.

#### IV-2.4. Distribution des conductivités des principaux systèmes de Piedmont

Ce moyen d'étude est basé sur le principe que la minéralisation présente des variations parfaitement structurées (Bakalowicz 1976).

Disposant d'un échantillonnage important, nous nous sommes proposés d'étudier les courbes de distribution relatives à chaque systèmes (fig. 53 a).

D'après Bakalowicz, il apparait un lien étroit entre le degré de karstification de l'aquifère et la forme de la courbe de distribution.

Nous avons choisi de représenter la distribution des conductivités du Journans, toujours dans un but comparatif.

##### A - Le Journans

Trois modes apparaissent dans la distribution :

- le premier, le plus large et le plus important correspond au ruissellement. Les conductivités sont fonction du débit.

- le deuxième mode (400-460  $\mu$ s) correspond aux débits moyens de fin de crue (février et juin), il pourrait représenter la vidange des réserves accumulées dans les cônes d'éboulis.

- le troisième mode, représentant les faibles débits, correspond à l'alimentation de la rivière par les quelques sources situées dans le Creux de l'Envers liées au affleurements de Lias (telle que la source du Rechat) ou de Dogger (Taboret). Ces sources sont assez minéralisées.

Les deux derniers modes sont peu distincts. Il est possible qu'une multiplication des échantillons ait abouti à l'apparition de deux modes seulement, au lieu de trois, dans la distribution.

Les conductivités les plus faibles sont plus élevées que celles de l'Allemogne et de l'Allondon. Ce fait est attribué au géochimisme des formations affleurant dans le Creux de l'Envers.

##### B - Allondon à Naz

Deux modes apparaissent :

- Le premier, mode dominant, correspond aux eaux de transit rapide et représente le type de transit le plus important.

- Le deuxième mode, eaux moyennement à très minéralisées, représente une eau dont l'origine est dans le karst noyé. Ce mode englobe une

Fig. a

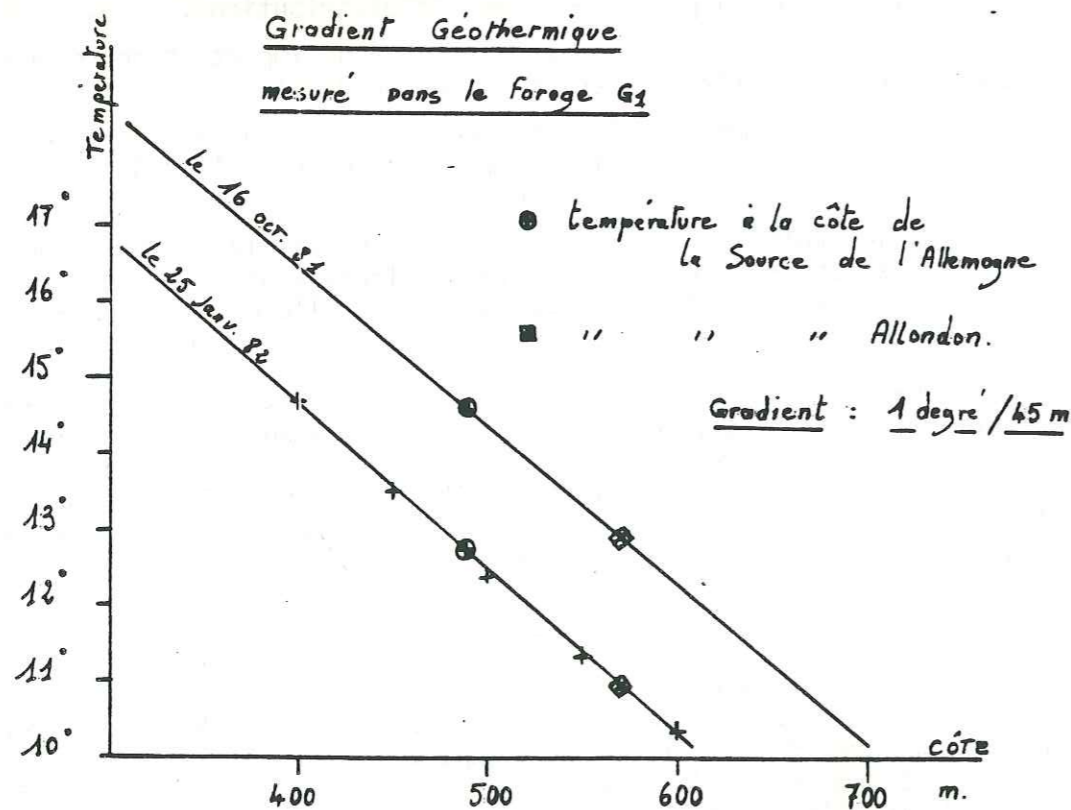
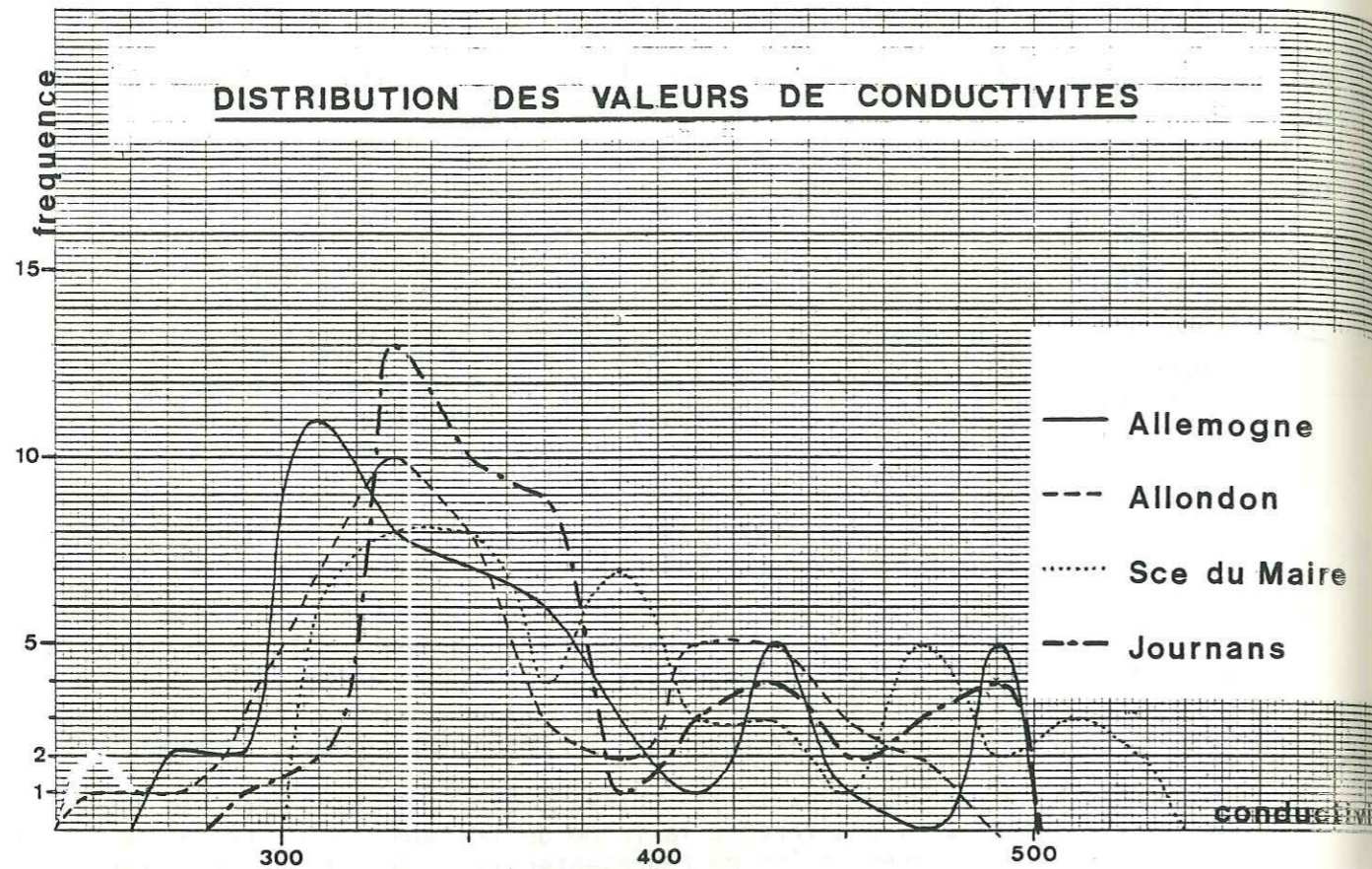


Fig. b

gamme de conductivités assez large. La minéralisation et donc la conductivité semble être ici fonction de la vitesse de circulation, l'augmentation des conductivités est alors progressive lors des phases d'étiage.

C - Allemogne

On retrouve trois modes dans la distribution:

- 1 - le plus important, il correspond au transit rapide dû au fonctionnement des drains principaux,
- 2 - le mode représentant l'alimentation de la source par le karst noyé "profond",
- 3 - le mode correspondant aux eaux ayant une faible probabilité d'apparition et nécessitant une phase d'étiage longue. (réserves "éloignées").

D - Source du Maire

Cette source présente la courbe de distribution la plus complexe et aussi la plus étalée. Il se développe donc une hétérogénéité géochimique des eaux. Cet exemple confirme les hypothèses déjà émises par Bakalowicz, dans l'étude de systèmes karstiques pyrénéens, selon lesquelles "les écoulements de la zone noyée tendent à se structurer."

L'évolution de cette structure conduit à la prédominance du transit rapide, et fait apparaître une pseudo-homogénéité géochimique, donc hydraulique (retour à une distribution moins complexe, mais plus étalée).

La source du Maire représente donc le système karstique le plus évolué.

Les trois sources étudiées seraient donc représentatives de trois degrés de karstification, du plus simple (Allondon) vers le plus évolué (source du Maire).

IV-2.5. Utilisation de l'analyse spectrale, dans le traitement des données des températures et conductivités

a/ Introduction

Le but de l'analyse spectrale est de donner les moyens théoriques et pratiques, permettant de passer de la représentation temps d'un signal à la représentation fréquence.

Nous avons constaté lors de l'étude des températures et conductivités qu'il existait un "mouvement" périodique dans l'évolution de ces deux paramètres physiques. Nous avons donc appliqué cette méthode d'analyse qui permet d'affirmer de telles suppositions en les quantifiant.

b/ Moyen d'étude

Nous avons pu traiter nos données par ordinateur grâce à un programme ("transfer function analyser", 1980 by Dynacomp inc. New-York).

Cette méthode est largement utilisée à l'I.R.I.G.M. (Grenoble) par les géophysiciens pour le traitement de données, principalement en sismologie. Des modifications ont été apportées par M. Barret, (thèse à paraître) pour l'application d'un tel programme aux données géotechniques. Nous le remercions vivement, de nous avoir fait profiter de cet outil de travail et de ses compétences.

Un deuxième programme (Sciplot) nous a permis de tracer les spectres résultant de chaque analyse, et représentant les fréquences et amplitudes de variation des phénomènes périodiques.

Le principe mathématique de l'analyse spectrale est basé sur la "transformée de Fourier".

Nous avons ainsi traité les mesures hebdomadaires de températures et conductivités, faites sur les quatre principaux systèmes de Piedmont, Journans, Allondon, Allemogne, Source du Maire.

Ce sont donc chaque fois 52 données qui sont traitées de manière à obtenir leurs représentations dans le domaine des fréquences. Les spectres obtenus sont représentés planche

Les abscisses, correspondant à des fréquences ont été traduites en périodes (semaines) ; les ordonnées, correspondant aux amplitudes ont été traduites en degrés pour les températures et microsiemens pour les conductivités.

Le signal est décomposé en une somme de sinusoides, la courbe représentative de chaque signal (température ou conductivité de chaque source) a alors pour équation :

$$x(t_j) = \sum_{i=1}^n A_i \sin(2\pi T_i t_j + \varphi_i)$$

Les amplitudes représentées n'ont donc pas de signification en valeur absolue, mais seulement par comparaison.

La fréquence étant l'inverse de la période, nous avons "borné" le traitement avec les valeurs :

- f maximum = .333 correspondant à une période de trois semaines (T minimum)
- f minimum = .0192 correspondant à la période maximum de 52 semaines.

Les valeurs obtenues après traitement des données sont reportées en annexes.

c/ Etude des températures

Les amplitudes de variation maximum sont, bien entendu, celles apparaissant sur le spectre du Journans. Nous prendrons en compte, seulement les deux périodes les plus importantes correspondant aux amplitudes de variation maximum. Les "pics" correspondant aux périodes minimum n'ont pas grande signification.

L'évolution des températures du Journans peut-être considérée comme représentant l'évolution des températures ambiantes et de plus, tient compte de la fonte des neiges. Nous prendrons donc le spectre du Journans comme référence pour le calcul des déphasages relatifs à chaque source.

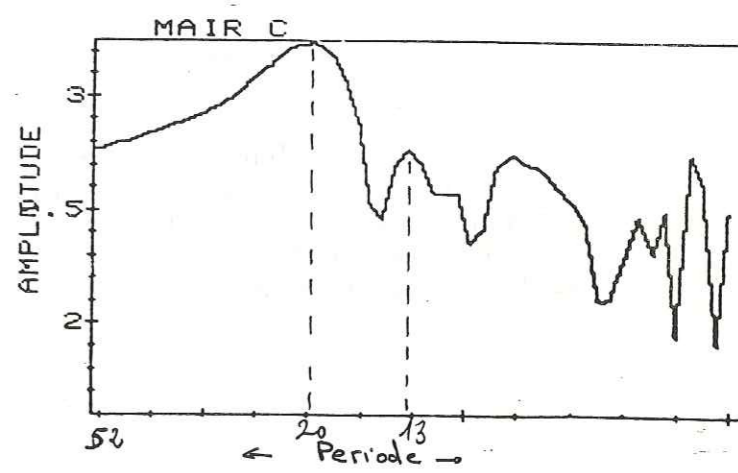
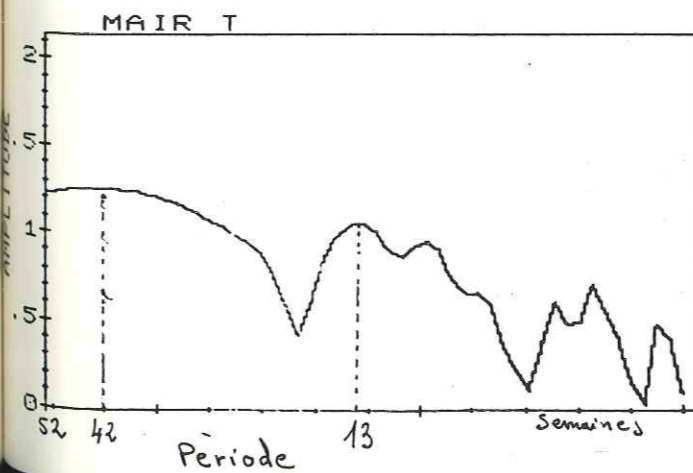
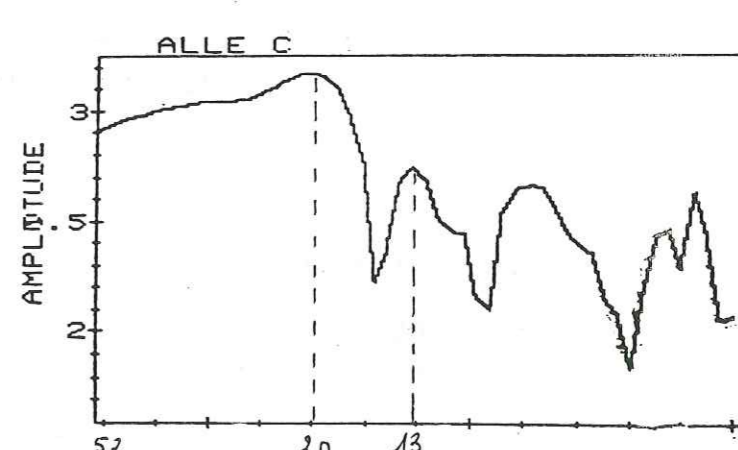
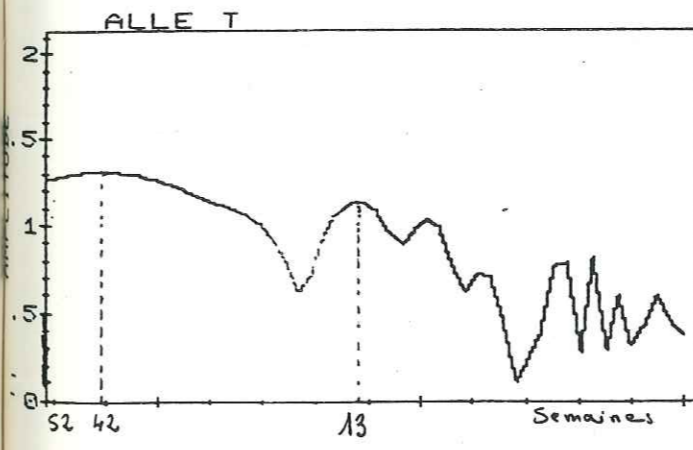
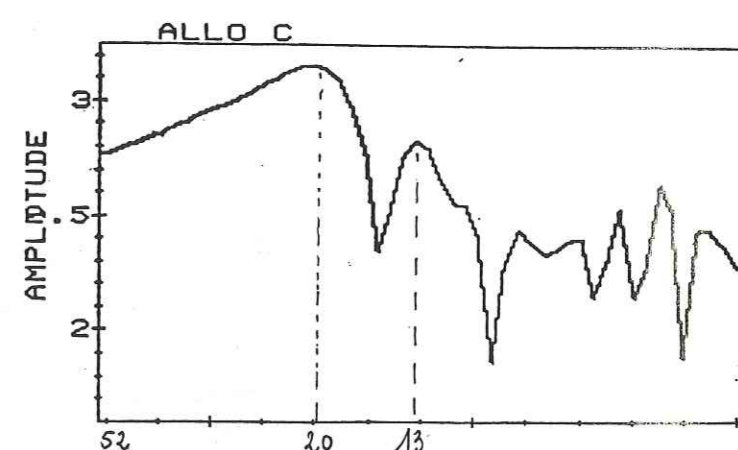
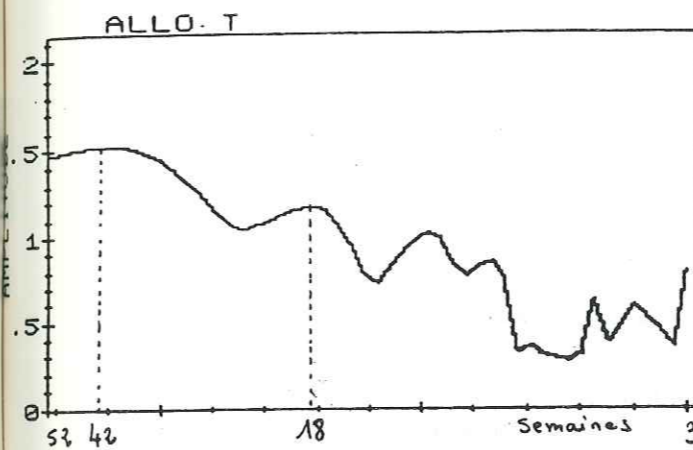
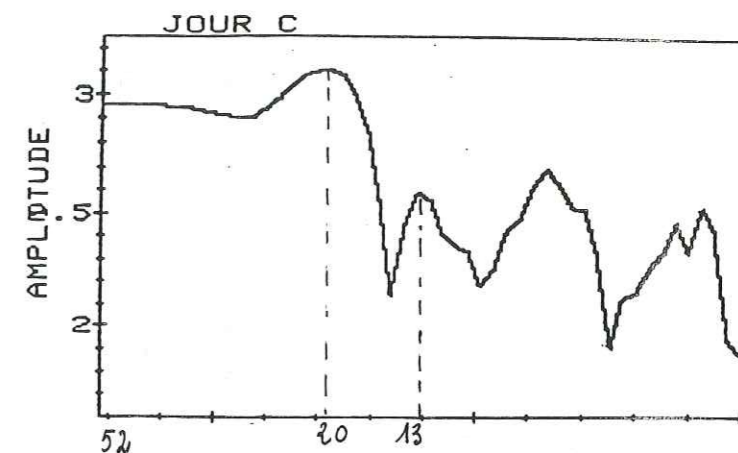
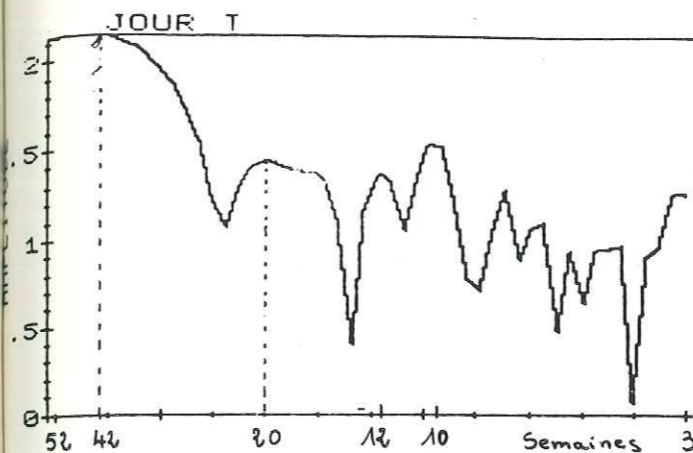
Les quatre systèmes présentent une amplitude maximum pour la fréquence :

$$F = .024 \quad \text{soit } T = \frac{1}{F} = 41.66 \approx 42 \text{ semaines.}$$

Pour cette année d'étude, la période de variation maximum des températures est donc de 42 semaines.

TEMPERATURE

CONDUCTIVITE





Nous obtenons pour le Journans :

$$f = .024 \quad A_{\max} = 137.714 \quad \varphi = 215^\circ$$

( $A_i \times n$ )

Le déphasage observé est donc de :

$$\Delta\varphi = \frac{41.66}{360} \times 215 = 24,88 \text{ semaines}$$

Allondon

$$f = .024 \quad A_{\max} = A_i \times n = 33.1638 \quad \varphi = 223^\circ$$

Le déphasage est de

$$\Delta\varphi = \frac{41.66}{360} \times 223 = 25,8 \text{ semaines}$$

Allemogne

$$f = .024 \quad A_{\max} = A_i \times n = 20.3635 \quad \varphi = 241^\circ$$

$$\Delta\varphi = \frac{41.66}{360} \times 241 = 27,9 \text{ semaines}$$

Source du Maire

$$f = .024 \quad A_{\max} = A_i \times n = 18.0819 \quad \varphi = 243^\circ$$

$$\Delta\varphi = \frac{41.66}{360} \times 243 = 28,12 \text{ semaines}$$

En prenant les températures du Journans comme référence, nous pouvons calculer les différences de déphasages sur les autres sources.

Les résultats sont consignés dans le tableau suivant :

Tableau n° 27

	Journans	Allondon	Allemogne	Source du Maire
$\Delta\varphi$	24.88	25.8	27.94	28.12
$\Delta\varphi_i - \Delta\varphi$ Journans : semaines	0	.92	3.06	3.24
$\Delta\varphi_i - \Delta\varphi$ Journans : jours	0	6.44	21.42	22.7
$A_i \times n$	137.7	33.2	20.4	18.1
$A_i = \frac{A_i \times n}{n}$ degrés : n=52	2.7°	.64°	.4°	.35°

Si l'on considère que les températures des eaux du Journans sont représentatives des températures moyennes des eaux susceptibles de s'infiltrer dans le massif, et liées aux variations climatiques, le déphasage observé sur les sources peut-être traduit en terme de transit et renouvellement des réserves.

Par rapport à un "stimulus" de surface (changement de température) la source de l'Allondon a une réponse de 6,5 jours en moyenne, l'Allemogne 21,5 jours, la source du Maire 22,7 jours (ce pour la fréquence  $F=.024$ )

L'amplitude de variation des températures décroît du système superficiel (Journans), vers le système le plus profond (source du Maire). Il existe donc une bonne corrélation entre l'amortissement des amplitudes et les déphasages.

$\beta$  - Les différents spectres présentent d'autres "pics", correspondant à des variations présentant des amplitudes et des périodes moindres. Les deuxièmes "pics" donnent les valeurs suivantes :

Journans

$$f = .0497 \quad A = 26.9568 \quad \varphi = 229$$

$$T = 20,12 \text{ semaines} \quad \frac{A}{n} = 0,5^\circ$$

$$\Delta\varphi = \frac{20,12}{360} \times 229 = 12,8 \text{ semaines}$$

Allondon

$$f = .0558 \quad A = 14.5 \quad \varphi = 231^\circ$$

$$T = 17,9 \text{ semaines} \quad \frac{A}{n} = .28^\circ$$

$$\Delta\varphi = 11,5 \text{ semaines}$$

Allemogne

$$f = .0778 \quad A = 13.73 \quad \varphi = 50^\circ + 360^\circ$$

$$T = 12,85 \text{ semaines} \quad \frac{A}{n} = .26^\circ$$

$$\Delta\varphi = 14,64 \text{ semaines}$$

Source du Maire

$$f = .0778 \quad A = 11.4 \quad \varphi = 52^\circ + 360^\circ$$

$$T = 12,85 \text{ semaines} \quad \frac{A}{n} = .22^\circ$$

$$\Delta\varphi = 14,71 \text{ semaines}$$

On retrouve, à partir de cette variation périodique, l'amortissement de l'amplitude avec la profondeur.

Les fréquences, et donc les périodes, sont sensiblement différentes, ce qui est difficilement explicable.

Seuls les signaux des sources du Maire et d'Allemogne ont une période commune avec un déphasage de .07 semaine, soit 0,5 jour.

d/ Analyse des conductivités

Les spectres des quatre systèmes montrent qu'il existe, pour la même fréquence ( $f = .0497$ ), une amplitude de variation maximum.

La période est de 20,12 semaines.

Journans

$f = .0497$        $A_{max} = 1284.03$        $\varphi = 20^\circ$   
 $T = 20,12$  semaines       $\frac{A}{n} = 24.7 \mu s$        $\Delta\varphi = 1,11$  semaine

Allondon

$f = .0497$        $A_{max} = 1437$        $\varphi = 33^\circ$   
                           $\frac{A}{n} = 27.65 \mu s$        $\Delta\varphi = 1,84$  semaine

Allemogne

$f = .0497$        $A_{max} = 1473$        $\varphi = 26^\circ$   
                           $\frac{A}{n} = 28.32 \mu s$        $\Delta\varphi = 1,45$  semaine

Source du Maire

$f = .0497$        $A_{max} = 1723$        $\varphi = 17^\circ$   
                           $\frac{A}{n} = 33.14 \mu s$        $\Delta\varphi = .95$  semaine

	Journans	Allondon	Allemogne	Source du Maire
$\Delta\varphi$	1.11	1.84	1.45	.95
$\Delta\varphi_i - \Delta\varphi$ Journans semaines	—	0	.39	.89
$\Delta\varphi_i - \Delta\varphi$ Journans jours	—	0	2.73	6.23
$A_i \times n$	1284	1438	1473	1724
$A_i = \frac{A_i \times n}{n}$ degrés n=52	24.7	27.6	28.3	33.1

tableau récapitulatif des résultats n° 28

L'amplitude de variation des conductivités est maximum pour une période de vingt semaines ( $f = .0497$ ).

L'amplitude des variations évolue dans le sens contraire à celui observé pour les températures : l'amplitude est minimum pour le Journans, et augmente avec la "profondeur" du karst (maximum pour la source du Maire).

$\beta$  - On trouve une deuxième amplitude de variation importante pour une fréquence commune aux quatre systèmes :

Journans

$f = .0778$        $A_{max} = 381$        $\varphi = 96^\circ$   
                           $\frac{A}{n} = 7.32 \mu s$        $\Delta\varphi = 3,42$  semaines

Allondon

$f = .0778$        $A_{max} = 683,12$        $\varphi = 92^\circ$   
                           $\frac{A}{n} = 13 \mu s$        $\Delta\varphi = 3,3$  semaines

Allemogne

$f = .0778$        $A_{max} = 566$        $\varphi = 77^\circ$   
                           $\frac{A}{n} = 11 \mu s$        $\Delta\varphi = 2,74$  semaines

Source du Maire

$f = .0778$        $A_{max} = 587,7$        $\varphi = 82^\circ$   
                           $\frac{A}{n} = 11 \mu s$        $\Delta\varphi = 2,92$  semaines

Cette période de treize semaines représente le temps de retour des crues importantes (comparativement aux débits d'étiage les précédant).

Pour la fréquence commune  $f = .0778$  ( $T = 12,85$  semaines). On retrouve des amplitudes importantes dans l'évolution des températures et des conductivités, dans le cas des sources d'Allemogne et du Maire.

Dans le cas de karst relativement profond, la température évoluerait donc de la même manière que les conductivités.

e/ Conclusion

Les températures présentent pour les quatre systèmes une amplitude de variation maximum pour une période commune de 42 semaines.

L'observation des amplitudes et déphasages montre une évolution du système le plus superficiel vers le plus profond, avec amortissement de l'amplitude du signal.

L'analyse d'un deuxième "pic", de période plus courte, nous montre une différenciation entre les trois systèmes : Journans, Allondon, Allemogne (avec la source du Maire).

La période de cette variation est la plus courte pour le système Allemogne, 13 semaines environ, 17 semaines pour l'Allondon, 20 semaines pour le Journans.

L'amplitude de variation nous confirme l'amortissement observé avec la profondeur.

L'analyse des conductivités donne pour les quatre systèmes, deux fréquences communes, correspondant à deux amplitudes de variation maximum. La première fréquence, f = .0497, correspondant à une période de 20 semaines, la deuxième, f = .0778, correspondant à la période de 13 semaines.

Pour la période de 20 semaines, l'amplitude de variation croit du Journans vers la source du Maire, donc dans un sens contraire à celui observé lors de l'analyse des températures.

Pour la deuxième période de 13 semaines, cet ordre n'est plus respecté, mais source du Maire et Allemogne présentent une homogénéité (même amplitude, et pratiquement même déphasage) par rapport aux autres systèmes.

La source du Maire et l'Allemogne présentent une fréquence commune pour les variations de températures et celles des conductivités (f = .0778). Ce qui n'apparaît pas sur les autres systèmes.

L'Allondon correspond à un système trop superficiel, cette fréquence de variation de température est "noyée" par les variations climatiques de surface.

Cette méthode d'analyse permet donc de schématiser l'organisation des différents systèmes en montrant l'existence de certaines règles telles qu'évolution des amplitudes de variation en fonction de la profondeur ou du développement du karst.

Il aurait été intéressant de comparer cette analyse à celle d'un système karstique bien connu, pour pouvoir tirer des règles générales aux systèmes karstiques.

L'intérêt principal de la méthode réside dans sa rapidité et facilité d'application, permettant le traitement de très nombreuses données.

IV-2.6. Etude isotopique

Des analyses isotopiques ont été réalisées par le centre de recherches géodynamiques de Thonon, sur des échantillons prélevés aux sources du versant. Les résultats sont reproduits ci-après.

Les prélèvements ont été effectués lors d'une crue, le 16 octobre 1981.

	teneur en Tritium	débit moyen journalier
- Source de l'Allondon (580 m)	≤ 18 UT	1.520 m³/s
- Source d'Allemogne (490 m)	≤ 18 UT	1.915 m³/s
- Source de la Bourbonne (670 m)	≤ 18 UT	qqes l/s

Il n'est pas possible de tirer une conclusion rigoureuse de ces observations sinon que des teneurs de 18 UT seraient conformes à celles mesurées sur les précipitations du mois d'octobre 1981 qui ont été de 19 UT, et confirmeraient la prédominance du transit rapide lors des crues.

IV-3. CHIMIE DES EAUX DU VERSANT

De la même manière que les paramètres physiques étudiés précédemment, la chimie des eaux du versant et son évolution ont été étudiées périodiquement.

Dans l'ensemble, la chimie n'apporte pas d'éléments nouveaux, mais confirme les hypothèses avancées grâce aux méthodes utilisées précédemment pour l'étude des systèmes karstiques.

A titre de comparaison, nous présenterons aussi les caractéristiques chimiques des eaux du Journans.

Dans un premier temps, nous donnons les compositions chimiques moyennes des eaux en Piedmont que nous comparerons. Dans un deuxième temps, nous nous attacherons à leur évolution.

IV-3.1. Composition chimique moyenne

Elle a été calculée à partir d'une vingtaine d'analyses complètes réalisées tout au long de l'année.

A - Le Journans

La composition chimique moyenne est la suivante :

PH	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Sr <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
C mg/l	59.7	3.8	2.25	.83	.27	221	1.32	7.1	
r meq/l	2.97	0.31	0.098	.021		3.62	.037	.15	

B - Source de l'Allondon

La composition chimique moyenne est la suivante :

PH	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Sr <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
C mg/l	58.4	4.3	.47	.14	.15	219.3	1.07	2.7	1.4
r meq/l	2.91	.35	.02	.004		3.59	.03	.056	.022

C - Sources d'Allemogne et de La Batiolette

1) Source de l'Allemogne

Composition chimique moyenne :

PH	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Sr <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
C mg/l	60.4	7.06	0.90	0.26	0.16	231	1.18	1.1	1.3
r meq/l	3.01	.58	.04	.007		3.78	.033	.023	.02

2) Source de la Batiolette

PH	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Sr <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
C mg/l	56.8	7.	.89	.24	0.14	234	1.1	1.3	
r meq/l	2.83	.57	.038	.006		3.84	.031	.027	

D - Système de Thoiry

1) Source du Maire

Composition chimique moyenne :

PH	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Sr <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
C mg/l	59.8	6.84	1.07	0.47	.12	237.9	1.48	1.9	1.5
r meq/l	2.98	.56	.046	.012		390	.042	.039	.024

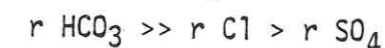
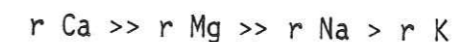
2) Puits Mathieu

Composition chimique moyenne :

PH	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Sr <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
C mg/l	55.1	7.35	1.14	.40	.15	233.7	1.22	2.12	1.56
r meq/l	2.75	0.60	.05	.01		3.83	.034	.044	.025

E - Conclusion

Le faciès chimique commun à toutes les eaux de Piedmont, sources et rivière du Journans, est donc :



Les compositions chimiques moyennes sont représentées sur diagramme de Schoeller (planche 55). Celles-ci sont peu différentes.

Le groupe de sources représentant le système Allemogne (Sources d'Allemogne, du Maire et Puits Mathieu) se détache des deux autres systèmes (Journans, Allondon) par des valeurs supérieures en Mg<sup>+</sup> et TH.

De toutes les sources, c'est celle de l'Allondon qui est le moins minéralisée.

Allemogne et Batiolette ont une minéralisation identique.

La rivière du Journans a des teneurs beaucoup plus élevées en Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, et Sr<sup>+</sup> de même qu'en SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>. Ces teneurs supérieures seraient dues au lessivage des affleurements des niveaux inférieurs de la série jurassique de la Combe d'Envers, notamment les marnes liasiques qui pourraient même contenir quelques éléments remaniés de la formation Triasique : Celestine (Sr SO<sub>4</sub>) ou Halite (Na Cl).

Les teneurs en Sr<sup>+</sup> des eaux de sources karstiques sont faibles, généralement à peine supérieures au seuil de détection (.12 ppm) et ne sont donc pas significatives.

Toutes les eaux du karst ont un PH d'équilibre légèrement inférieur au PH moyen mesuré. Ce sont donc des eaux qui n'ont plus d'agressivité chimique. Nous verrons dans l'étude des sources de la haute chaîne que ces eaux perdent rapidement toute agressivité chimique.

La teneur en CO<sub>2</sub> libre, déduite des diagrammes de Schoeller est très faible pour toutes les sources.

IV-3.2. Evolution de la minéralisation dans le temps

La source d'Allemogne, comparée à celle de l'Allondon, présente des variations plus importantes en ce qui concerne les teneurs des différents éléments, sauf pour les ions Ca<sup>+</sup> qui varient dans le même rapport de 1 à 2 et l'ion H CO<sub>3</sub><sup>-</sup> qui présente des variations plus importantes à la source de l'Allondon.

Fig. a

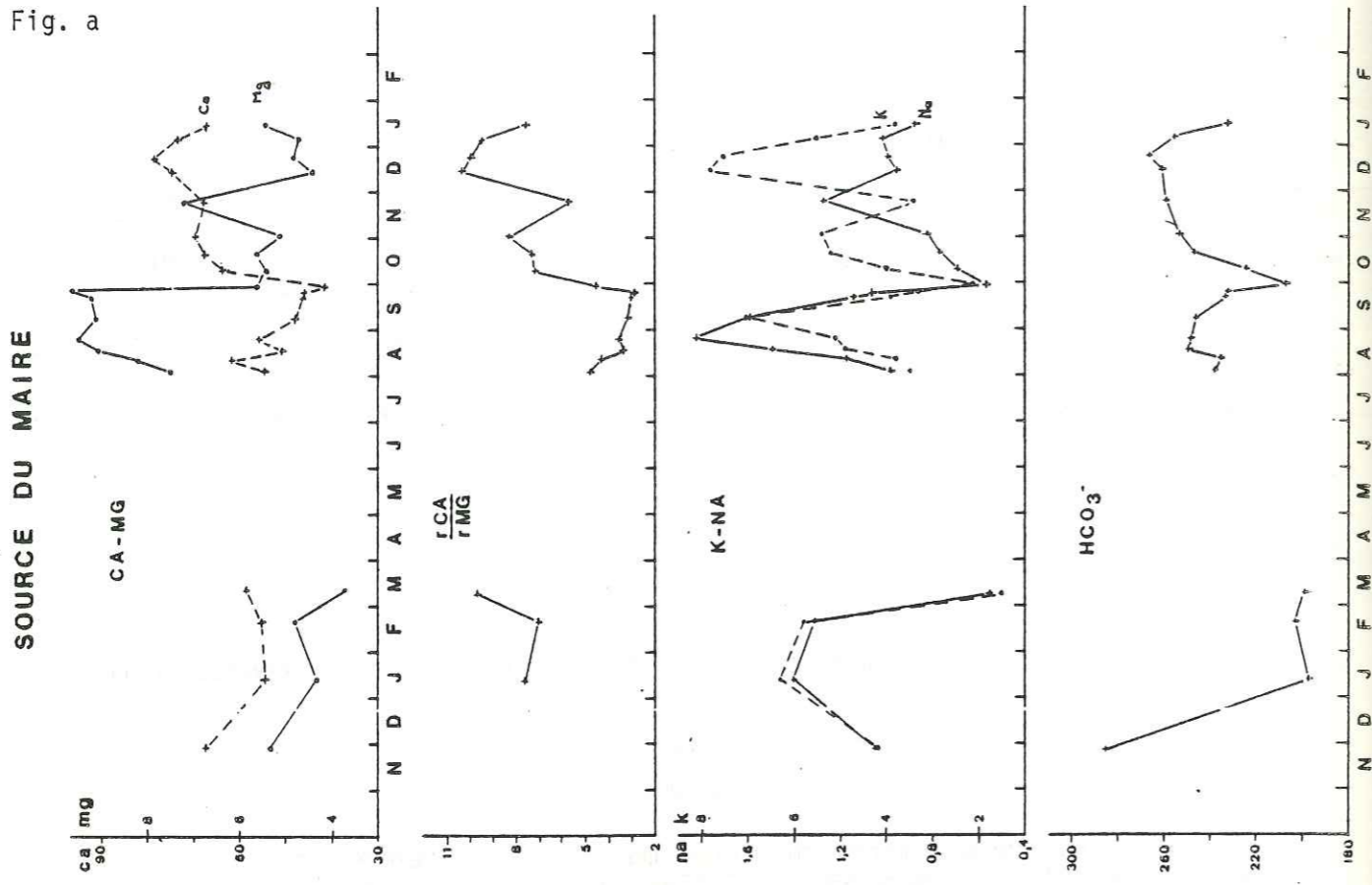


Fig. b

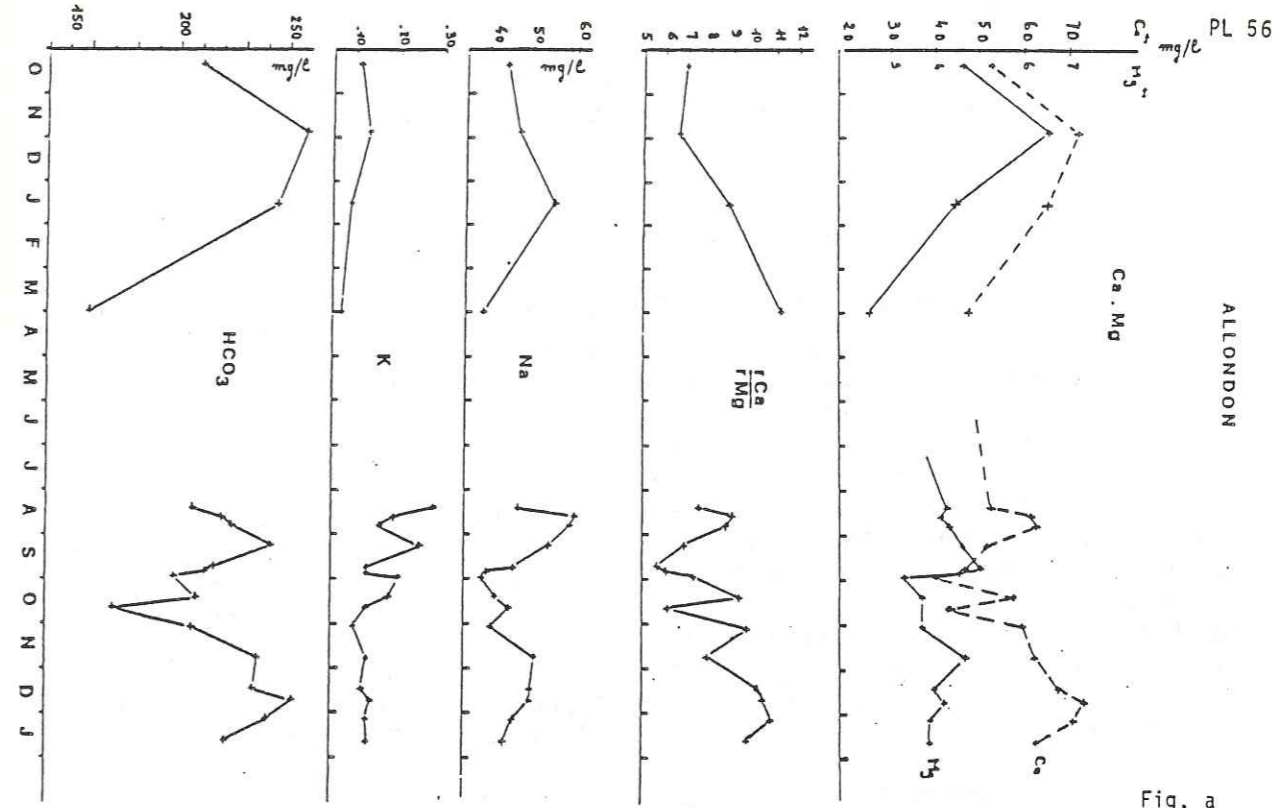
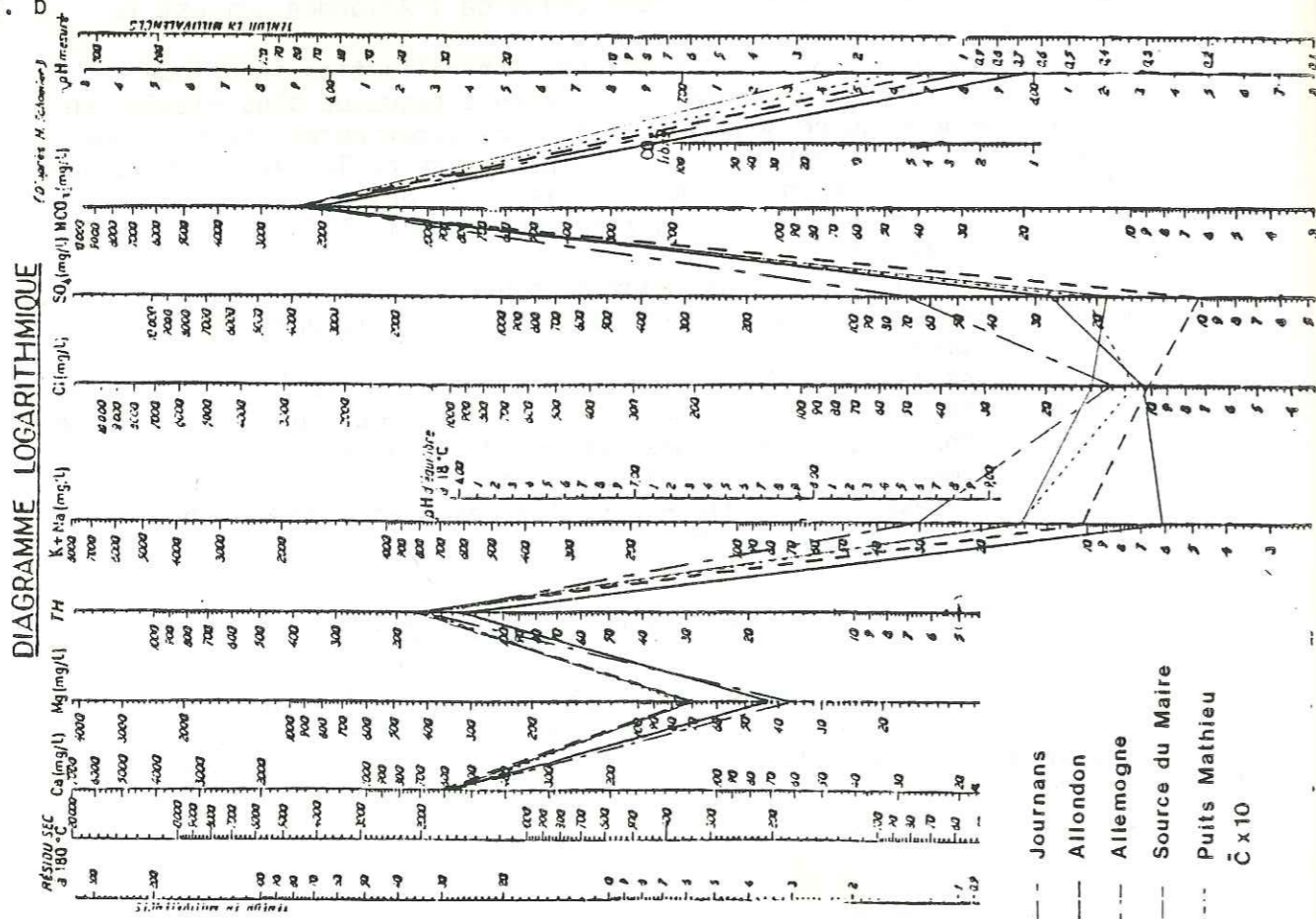


Fig. a

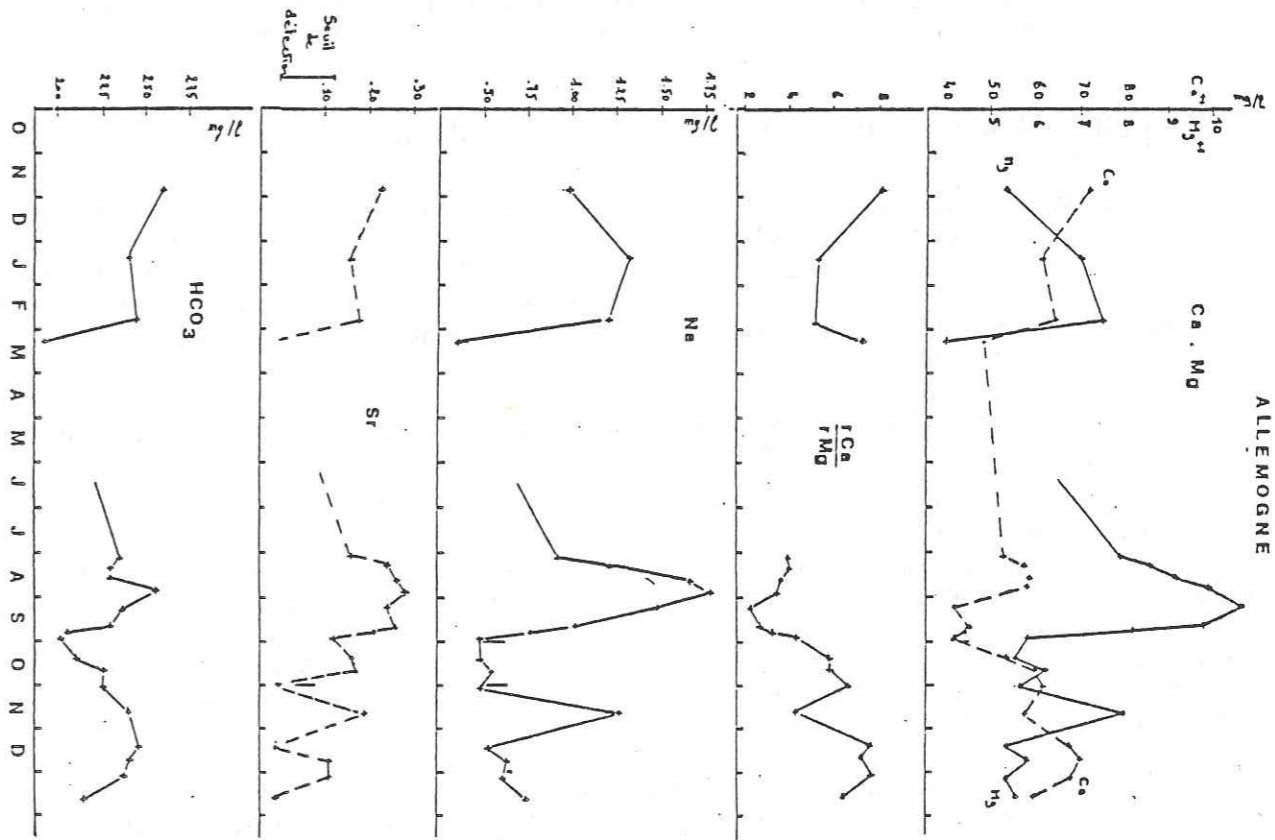


Fig. b

L'évolution du rapport  $\frac{r_{Ca}}{r_{Mg}}$  est intéressant, dans la mesure où elle confirme les observations faites lors de l'étude des conductivités, sur les différentes sources.

Le rapport diminue en fonction du tarissement des sources. Il est minimum à la fin de l'été et faible durant le mois de novembre.

En valeur absolue, les valeurs du rapport  $\frac{r_{Ca}}{r_{Mg}}$  sont supérieures pour la source de l'Allondon.

#### IV-3.3. Conclusion

L'infériorité du rapport  $\frac{r_{Ca}}{r_{Mg}}$  pour la source d'Allemagne par comparaison avec celui de la source d'Allondon, témoigne de l'importance relative des réserves pour la première et du transit rapide qui a lieu dans l'alimentation de la seconde.

Les eaux, en effet, sont rapidement saturées en  $CaCO_3$  par contre, la dissolution du  $MgCO_3$  des dolomies est plus lente.

Compte-tenu de la situation géologique des deux systèmes, la source de l'Allondon, située dans les formations du Berriasien et Valanginien, aura une minéralisation plus influencée par les dolomies des formations portlandiennes ou kimmeridgiennes que les exutoires du système Allemagne situé dans les niveaux du Barrémien; Or, c'est le contraire qui se produit. De plus les teneurs maximales en ions  $Na^+$  ou  $K^+$  observées à la source d'Allemagne ou du Maire lors des phases de tarissement prononcé, sont nettement supérieures à celles observées à la source de l'Allondon et viennent accréditer cette hypothèse.

L'observation des variations des concentrations, montre que celles-ci sont directement liées au débit donc à la pluviométrie, confirmant le rôle prédominant joué par les drains "rapides", en période humide.

#### V- CONCLUSION À L'ÉTUDE DES SYSTÈMES DU VERSANT

L'étude des débits et des débits spécifiques calculés sur la base des hypothèses admises lors de la délimitation des bassins versants, semble indiquer que les deux systèmes karstiques n'ont pas de bassins versants bien individualisés. En effet, il se produirait, en période d'étiage un drainage de direction Nord-Sud, dû à la situation même des émergences d'Allemagne, situées à l'altitude la plus basse.

L'étude hydrodynamique des trois systèmes a permis de mettre en évidence plusieurs faits :

- L'étude des tarissements a montré qu'il existait plusieurs phases dans l'évolution de ce phénomène, ce pour les trois systèmes.

Le Journans étant à considérer à part, étant donné son mode principal de fonctionnement lié au ruissellement, les différentes phases observées pour les deux systèmes karstiques peuvent s'expliquer par la mise en fonctionnement de blocs à perméabilités différentes : chenaux puis fissures entrent en jeu consécutivement, les phases intermédiaires correspondant aux réajustements entre les deux écoulements.

L'emploi de la méthode de Mijatovic ne nous semble pas convenir pour ce type de karst. Les valeurs obtenues pour les paramètres hydrodynamiques que sont transmissivité et coefficient d'emménagement nous paraissent excessives, alors que celles obtenues grâce à l'utilisation des sondages seraient plus

conformes à la réalité, compte-tenu des surfaces supposées des karsts noyés.

En effet, un coefficient d'emménagement compris entre 5 et 7‰ pour l'ensemble des formations contenant l'aquifère de l'Allondon semble correct, cette valeur étant probablement supérieure près de la surface (zone décomprimée).

La valeur de 1 % pour le karst d'Allemagne nous satisfait, la supériorité de la valeur, par rapport à l'Allondon, étant due au fait que la partie de l'aquifère étudiée, concerne principalement la formation urgonienne. (les sondages SPM utilisés sont situés dans le Barrémien).

- L'étude de l'évolution des paramètres physiques et chimiques complète l'étude hydrodynamique. Les différentes méthodes utilisées dans le traitement des données a permis de confirmer les différents degrés d'évolution des systèmes, du plus simple (Journans) vers le plus évolué (source du Maire). L'Allondon se présente comme l'intermédiaire, avec un karst plutôt superficiel présentant des analogies avec le ruissellement du Journans.

Un modèle hydrogéologique commun, peut toutefois être imaginé pour les deux systèmes karstiques. fig. 57

Lors d'une recharge par précipitations ou fonte de neige, s'effectue un drainage rapide par chenaux (karst d'Allemagne) et fissures importantes (Allondon).

Le drainage, rapide et efficace se fait déjà dans la zone non saturée grâce à l'existence des pertes, nombreuses sur la voûte anticlinale (dolines, fossés d'effondrement ...). Une partie importante de l'alimentation arrive donc de façon concentrée "retardant" ainsi l'arrivée d'eau ancienne.

Ce mécanisme a déjà été évoqué par Scholler (1967) et Tripet (1972) (dans Kiraly 1979) :

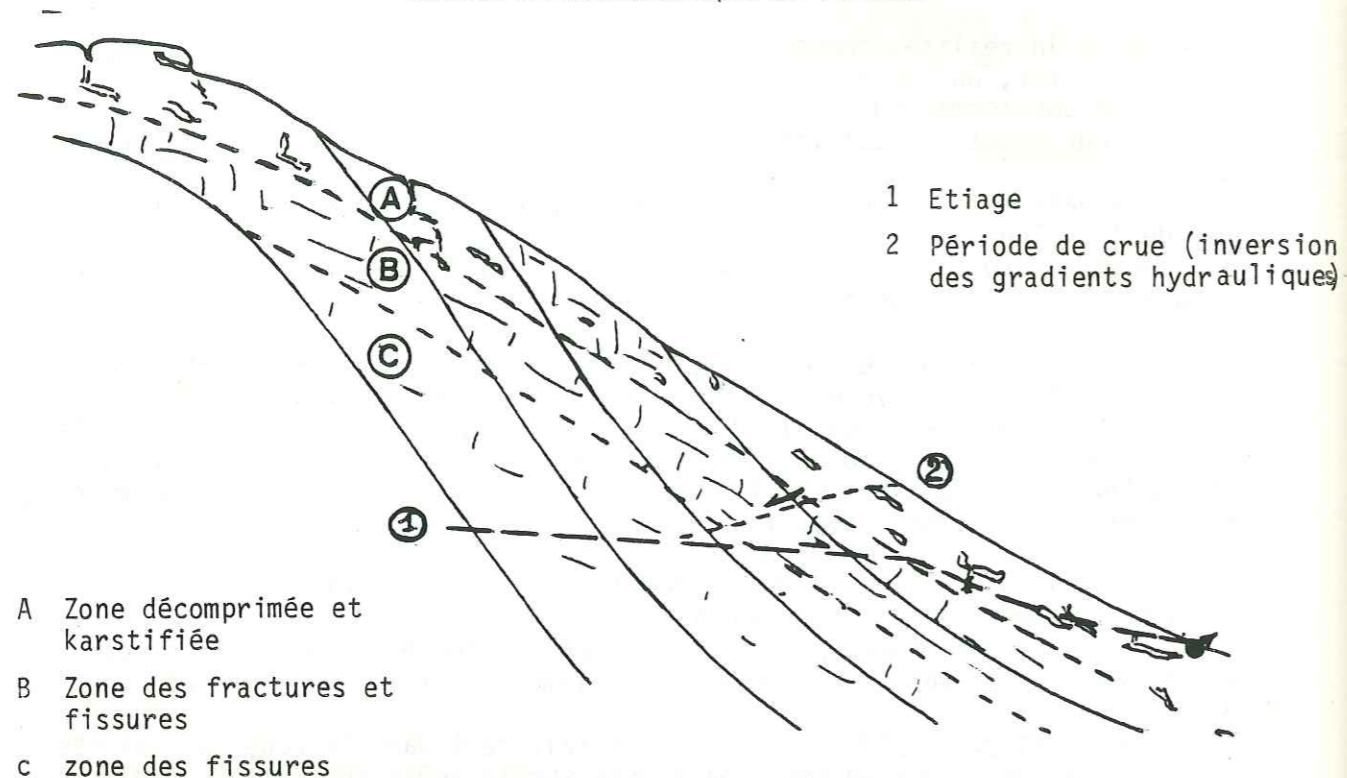
- en phase de tarissement, le réseau karstique développé draine les volumes peu perméables. L'écoulement est dirigé des blocs peu perméables vers le réseau.
- en phase d'alimentation, la montée du niveau d'eau est rapide dans les zones perméables. Il peut y avoir alors inversion des gradients hydrauliques et le réseau alimente les blocs peu perméables plus profonds.

Il semblerait que dans le cas du système Allemagne, l'influence et les conséquences que peut avoir ce dernier phénomène soient fonction de l'importance de l'alimentation et de l'état hydrique des terrains. C'est en effet, ce qui est apparu lors de l'étude des bilans d'averses.

La durée de cette inversion des gradients est faible car la vidange du réseau perméable est rapide (représenté par la première phase de tarissement), mais les conséquences peuvent s'avérer importantes, c'est en effet une barrière hydraulique qui est ainsi créée, retardant l'apparition des réserves éloignées qui n'apparaissent que lors des longues phases de tarissement.

- L'étude des bilans enfin, nous donne un "bouclage" satisfaisant en ce qui concerne les deux sources karstiques, mais un déficit d'écoulement relativement important pour le Journans, qui pourrait intervenir dans l'alimentation des aquifères de plaine.

SCHEMA HYDROGEOLOGIQUE DU VERSANT



La chimie des eaux, si elle n'apporte pas d'élément fondamental, confirme les observations qui précèdent. Les eaux de Piedmont apparaissent somme toute peu minéralisées en moyenne, ce qui est en rapport avec la structure même de la haute chaîne. Ce phénomène est classique dans le Jura où les eaux du Haut Jura sont toujours moins minéralisées que celles du Jura tabulaire.

VI- LES SOURCES DE LA HAUTE CHAÎNE (FIG. 58 )

INTRODUCTION

Nous avons entrepris, durant l'été 1980, un inventaire des sources de la haute chaîne, ce, afin de vérifier qu'aucun niveau aquifère important n'existait au-dessus du niveau de base connu.

Les sources qui nous ont été indiquées ne sont en fait que les témoins de systèmes très limités, d'une importance secondaire, les débits étant dans tous les cas très faibles (quelques litres / minute).

Nous en avons cependant repertoriées quelques-unes, et analysé leurs eaux, afin de les comparer aux eaux des sources de Piedmont.

Les analyses effectuées montrent que les minéralisations sont liées aux formations desquelles émergent ces sources.

Nous distinguerons donc :

- les sources du Lias et Dogger (Creux de l'Envers),
- les sources du Séquanien,
- les sources du Kimméridgien,
- les sources du Portlandien,
- les sources des placages quaternaires.

1°) Sources du Creux de l'Envers

La source du Rechat

C'est une source captée de quelques litres/ secondes, située en bordure du ruisseau de Marpeyre dans le Creux de l'Envers, à l'altitude 820 m. Une analyse a été faite sur un prélèvement effectué le 4 novembre 1980.

ρ <sub>a-cm</sub>	T°	PH	THT	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Sr <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
4040	6,9	7,75	19,5	70,94	4,37	1,05	.43	1,06	.81	228,1

La teneur en strontium est la plus élevée de toutes les eaux analysées, et témoigne donc de la présence de Celestine (Sr SO<sub>4</sub>) associée aux marnes liasiques.

2°) Source du Séquanien

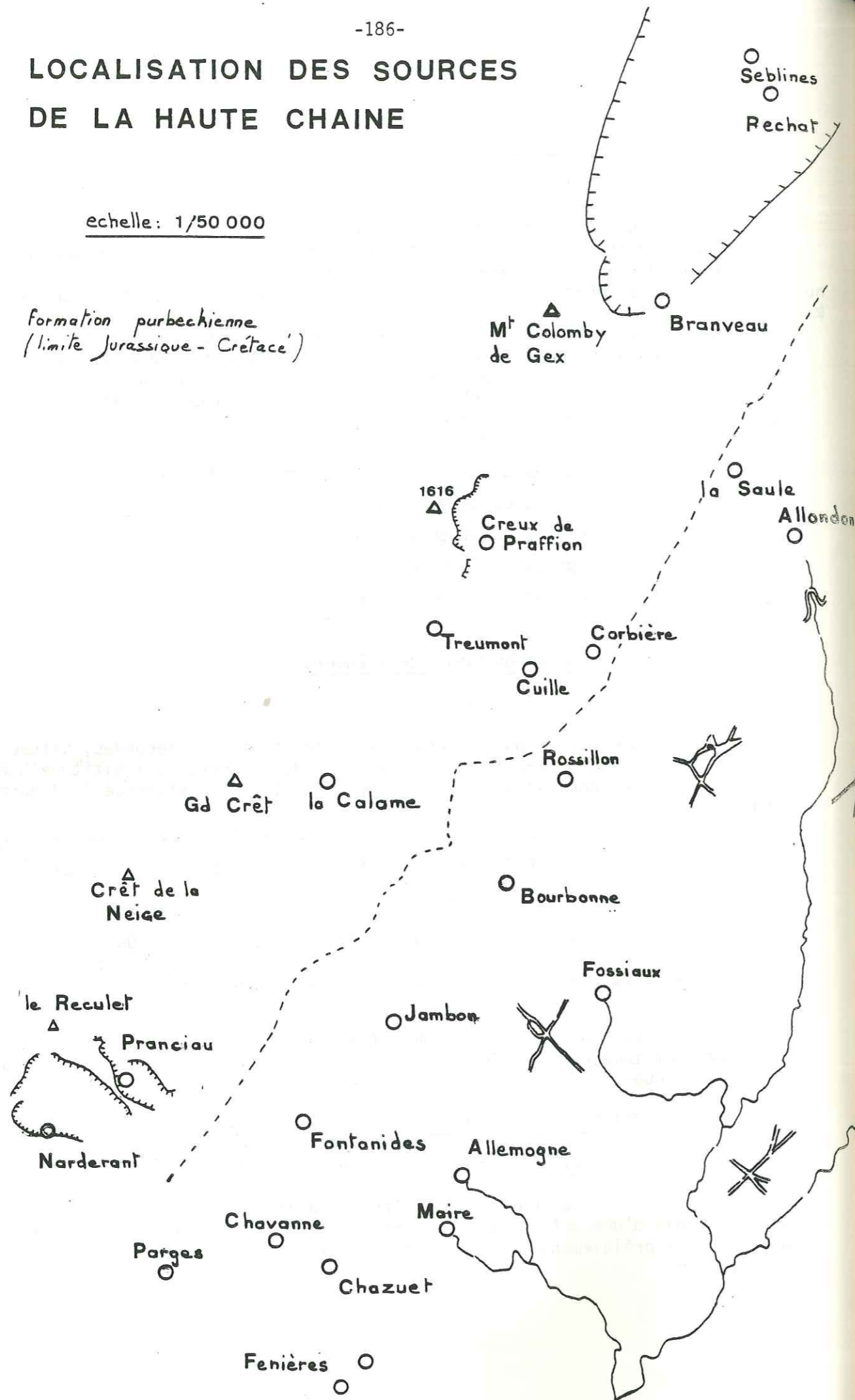
a/ La source de Treumont altitude 1370 m.

La source est captée à la limite des calcaires intermédiaires, en bas d'une petite falaise représentée par les calcaires argileux supérieurs, le prélèvement a été fait le 30 juillet 1980, le débit était alors très faible.

# LOCALISATION DES SOURCES DE LA HAUTE CHAINE

echelle: 1/50 000

formation purbeckienne  
(limite Jurassique - Crétacé)

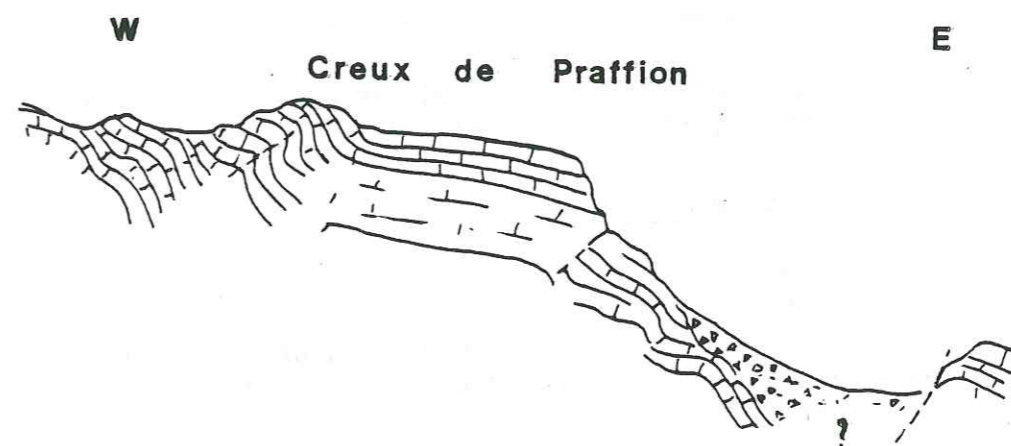


## b/ le Creux de Praffion altitude 1347 m.

Il représente le système le plus intéressant de la haute chaîne. C'est une source sortant au fond d'une dépression, sans écoulement apparent, située au pied de la falaise séquanienne. Le fond du creux est comblé par les éboulis sous lesquels pourrait subaffleurer la formation oxfordienne.

Le creux de Praffion est la principale réserve de la haute chaîne (les vachers rapportent que durant l'été 1976, le creux alimentait quotidiennement 700 vaches, ce qui représentait 40 m<sup>3</sup>/ jour environ).

Nous pensons que l'alimentation principale du creux résulterait du phénomène de condensation.



## c/ la source de Prancier

Située au Sud de notre secteur d'étude à l'altitude 1430 m. Le débit estimé le 17 juillet 80 était de 5l/mm.

La source émerge de la formation séquanienne (calcaires intermédiaires), affectée à ce niveau par des fractures subverticales ayant évolué en chenaux. La surface d'alimentation est représentée par une surface de Lapiez (1550 m).

Les analyses ont donné les résultats suivants :

Sources	T°	P 20°	PH	THT°	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Sr <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
Treumont 30.07.80		4 300	7,9	14,4	37,3	5,15	.31	.06	0	.26	157,4
Praffion 01.08.80	6,2	5 050	7,95	11,4	38	4,6	.47	.18	0	.63	133
Prancier 17.07.80	6,4	4 245	8,2	13,8	49,3	3,65	.35	.06	0	.11	169,6



Les résistivités sont élevées, de même que les PH. Une des caractéristiques de ces eaux est la très faible teneur en K<sup>+</sup>.

3°) Sources du Kimmeridgien

Source de la Calame

L'eau analysée a donné les résultats suivants :

ρ Ω.cm	T°	PH	THT	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
3900	10°7	7,7	15°4	45,7	9,7	.71	.34	1,06	178,1

La teneur en Mg<sup>++</sup> est élevée et est vraisemblablement liée à la présence de dolomies (calcaires dolomitisés).

4°) Source du Portlandien

Source de Corbière

La même remarque que pour la source de la Calame peut-être faite, toutefois, ici, la présence d'un sol en amont de la source influence probablement la minéralisation.

ρ Ω.cm	T°	PH	THT	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
2850		7,85	21,6	64,5	12,15	.53	0	.9	244

5°) Sources du Barrémien

Source de la Bourbonne

Les caractéristiques des eaux issues de la formation barrémienne sont, celles des eaux des émergences d'Allemagne toutefois, pour la source de la Bourbonne, une analyse d'eau réalisée le 19 octobre a révélé une eau ayant sensiblement les mêmes teneurs que la source de l'Allondon, avec toutefois, une teneur en Mg<sup>++</sup> supérieure.

Bourbonne	ρ Ω.cm	PH	THT	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Sr <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
19.10.1981	3540	7.9	14.8	44.5	9	.54	.13	0	1.17	185.4

Les circulations se feraient donc principalement dans les formations du Néocomien.

6°) Sources des placages quaternaires

Les Fontanides

Ces sources émergent au pied de talus quaternaires à l'altitude de 830 m. C'est la source non captée la plus importante du versant. Son débit est de l'ordre de quelques litres par seconde. Les émergences sont liées à la présence de blocs et sont signalées par les dépôts de Tufs.

	T°	PH	SiO <sub>2</sub>	TH	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Sr <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	
Juillet 1980	22,2	2 310	7,25	2,42	26,1	99,8	2,9	1,53	1,03	.10	1,75	322	2,8
Octobre 1980	12,3	2 430	—	—	23,6	88,2	3,9	.75	.74	0	1,20	303	—

Les formations quaternaires confèrent à ces eaux une teneur relativement plus importante en K<sup>+</sup> et une minéralisation plus importante.

7°) Conclusion

Les sources de la haute chaîne ne présentent pas de grand intérêt vu la faiblesse de leur débit. Seule celle du Creux de Praffion est intéressante sur le plan de l'exploitation et de sa situation. Les principaux systèmes sont situés en Piedmont.

Les sources des fontanides pourraient faire l'objet d'une exploitation, leur intérêt résidant dans un débit non négligeable (quelques litres par seconde) qui pourrait être amélioré par la mise en place de drains dans la régulation de ce même débit par la présence des formations quaternaires, et dans leur situation permettant une alimentation en gravitaire.

Tous les calculs des PH d'équilibre montrent que toutes ces eaux, malgré un faible trajet dans la roche, ont perdu leur pouvoir agressif, ce qui est confirmé par le calcul des teneurs en CO<sub>2</sub> libre.

CINQUIEME PARTIE

\*\*\*\*\*

ETUDE DE LA PLAINE

\*\*\*\*\*

## A - INTRODUCTION

Cette étude est basée sur l'analyse de nombreux documents mis à notre disposition par la direction départementale de l'agriculture de l'Ain, notamment les études géophysiques d'ensemble réalisées par le Bureau d'étude géologique et géophysique et la Compagnie de prospection géophysique française, les nombreuses études locales et les forages mécaniques de recherche d'eau.

Plus récemment, les forages exécutés par le CERN et situés en plaine, ont pu préciser certaines données, principalement par la localisation précise du toit de la molasse (campagne SP5 1972 et LEP 1980-1982). Les formations quaternaires rencontrées dans ces sondages n'ont cependant pas toujours été relevées avec précision.

Dans le pays de Gex, la complexité des phénomènes antéquaternaires et quaternaires a entraîné une disposition des dépôts compliquée, intervenant dans l'organisation des écoulements souterrains. Ceux-ci se font plus dans des sillons et chenaux que sous forme de véritables nappes. De plus, si pour la partie Nord du secteur étudié, ces sillons semblent assez bien localisés et individualisés, il n'en est pas de même en allant vers le Sud.

On peut schématiser l'organisation des aquifères en se basant sur la disposition des dépôts évoquée dans le chapitre "géologie".

Les aquifères les plus importants sont ceux existant au sein du matériel graveleux sableux de "l'alluvion ancienne" qui constitue le réservoir profond de la région. Superposés à ceux-ci, et séparés par les niveaux argileux des moraines glaciaires du "Würm", se trouvent les aquifères superficiels, correspondant aux graviers superficiels, et pouvant représenter de véritables petits sillons ayant rentaillé le matériel argileux.

Cette disposition est classique dans le Nord du pays de Gex car les surcreusements molassiques sont importants et les dépôts successifs ont pu être mis à l'abri de l'ablation et de l'abrasion par les glaciers du Würm.

En revanche, au niveau de Bretigny (profils P9, P1 de l'étude du BEGG), on observe une diminution de la pente des sillons molassiques, avec une diminution importante de leur profondeur, donc de la couche aquifère, et une extension en largeur. Le phénomène, combiné à la prédominance du faciès argileux, qui prend le pas sur le matériel sablo graveleux vers le Sud, a pour conséquence la dispersion des écoulements souterrains, et est à l'origine de l'apparition de rivières importantes (Lion - Petit Journans).

Au Sud de cette ligne (La Praslée - Villard Tacot), l'étude géophysique de grande envergure, efficace dans le cas des grands sillons molassiques, donne peu de résultats pour la détection de chenaux productifs. Ceux qui sont susceptibles d'être utilisés pour l'alimentation en eau des communes, sont assez limités en extension et correspondent à des surcreusements dans le matériel argileux. C'est par exemple le cas du chenal utilisé pour l'alimentation de Sergy (situé au Nord-Est de Sergy-dessus).

De plus, il semble que les circulations dans ces formations n'ont plus une direction privilégiée Nord-Sud, et que l'origine de leur alimentation serait à rechercher en direction du Piedmont ou des rivières présentes dans cette partie de la région.

Nous avons tenté, pour chaque système, de calculer leurs caractéristiques hydrodynamiques, ce à partir d'essais de débits dont nous disposons, généralement de courte durée.

N'ayant pas dans la plupart des cas, les mesures précises obtenues sur ces essais, nous avons utilisé les graphiques des courbes de descente ou de remontée, que nous avons essayé de décomposer.

Les valeurs obtenues pour ces paramètres hydrodynamiques doivent donc être prises avec quelques réserves. Nous pensons cependant, qu'elles sont suffisamment significatives. Nous les avons donc utilisées pour l'estimation des débits de transit.

## ETUDE GEOPHYSIQUE

Nous rappellerons brièvement les bases interprétatives ayant servi à l'étude du pays de Gex par la prospection électrique.

### I- ETUDE DU BEGG

Cette étude, réalisée en 1965, afin d'estimer les possibilités aquifères de la région, a consisté en une série de 18 profils de sondages électriques (340 environ) orientés Est-Ouest.

C'est cette étude qui est à l'origine de la connaissance des caractères généraux du pays de Gex en plaine.

Les sondages ont été interprétés par le BEGG comme suit :

Résistivité	Nature du terrain
90 - 100 Ωm	Terre végétale et moraine argileuse de recouvrement (la résistivité variant suivant la teneur en graviers).
1000 - 2000 Ωm	"Alluvions anciennes" sèches
600 - 700 Ωm	"Alluvions anciennes" sous nappe (pour la partie amont).
300 - 400 Ωm	"Alluvions anciennes" sous nappe (en s'éloignant du Piedmont).
900 - 1000 Ωm	Alluvions compactées sèches.
25 - 35 Ωm	Molasse avec quelquefois à son contact une moraine argileuse.

### II- ETUDE DE LA C.P.G.F. (COMPAGNIE DE PROSPECTION GEOPHYSIQUE FRANCAISE)

Une deuxième étude géophysique d'ensemble mais de moindre envergure, a été réalisée par la CPGF.

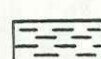






Celle-ci comportait deux grands profils de sondages électriques et sismiques, et une série de petits profils électriques, localisés entre Segny et Cessy.

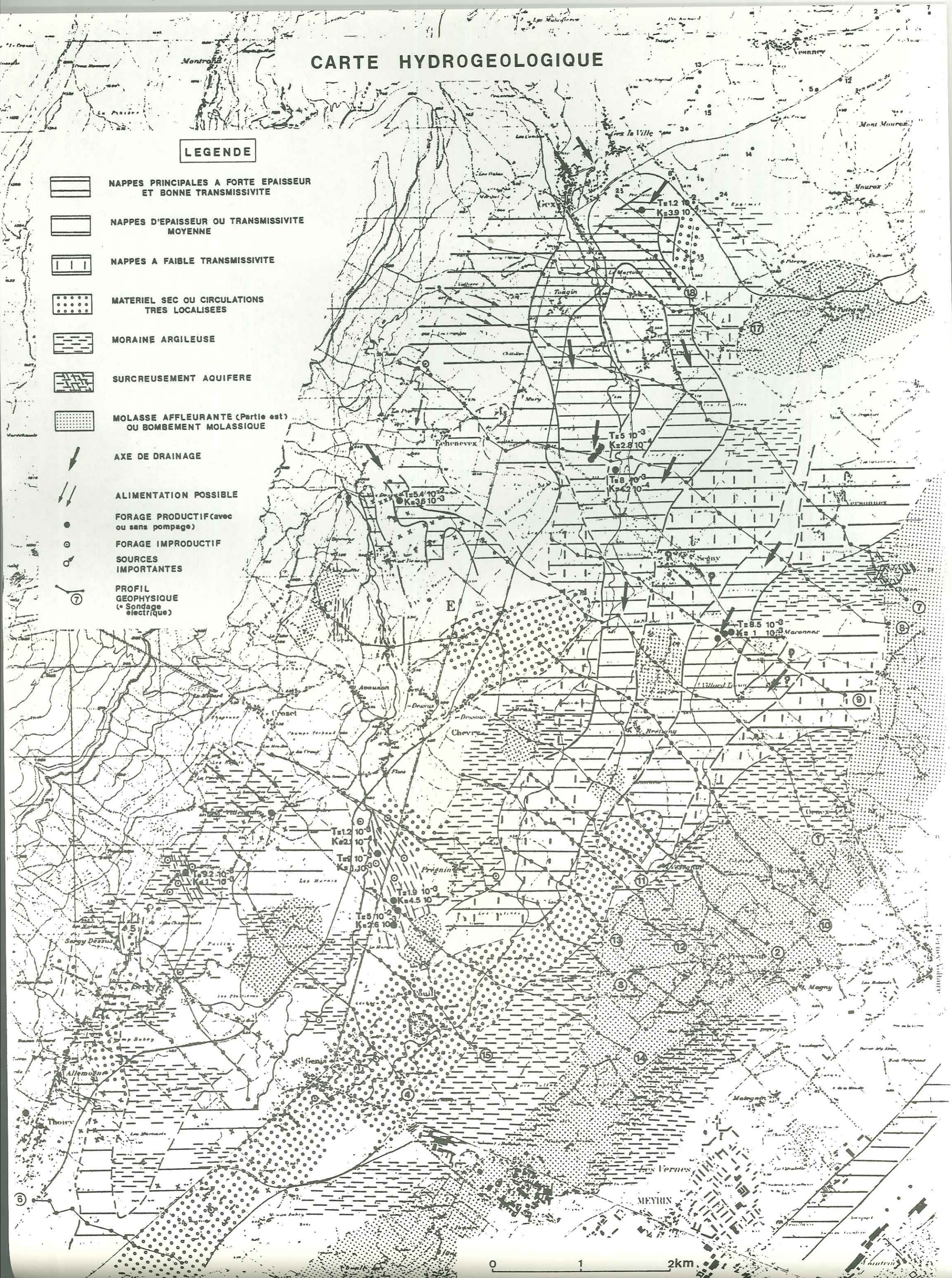
Cette étude a confirmé les grandes lignes mises en évidence par l'étude du BEGG, à savoir la présence de deux sillons (sillon de Chenaz et de l'Oudar) pouvant converger au Sud, au niveau de Segny.

L'intérêt de cette deuxième étude, tient à l'utilisation de la prospection sismique, menée de pair avec la prospection électrique.

# CARTE HYDROGEOLOGIQUE

## LEGENDE

-  NAPPES PRINCIPALES A FORTE EPAISSEUR ET BONNE TRANSMISSIVITE
-  NAPPES D'EPAISSEUR OU TRANSMISSIVITE MOYENNE
-  NAPPES A FAIBLE TRANSMISSIVITE
-  MATERIEL SEC OU CIRCULATIONS TRES LOCALISEES
-  MORAINES ARGILEUSES
-  SURCREUSEMENT AQUIFERE
-  MOLASSE AFFLEURANTE (Partie est) OU BOMBEMENT MOLASSIQUE
-  AXE DE DRAINAGE
-  ALIMENTATION POSSIBLE
-  FORAGE PRODUCTIF (avec ou sans pompage)
-  FORAGE IMPRODUCTIF
-  SOURCES IMPORTANTES
-  PROFIL GEOPHYSIQUE (Sondage électrique)



0 1 2km

B - CARTE HYDROGEOLOGIQUE ( FIG. 59 ) : COMMENTAIRE

I - INTRODUCTION

Le figuré adopté pour les diverses formations est en rapport avec les possibilités aquifères des terrains.

En général, il a été fait abstraction de la superposition des diverses formations, seules sont représentées celles qui dominent, donc susceptibles de conditionner l'écoulement souterrain.

On peut constater que le tracé du réseau hydrographique ne correspond pas à celui des sillons aquifères. Cependant, comme nous le verrons, il existe vraisemblablement des relations entre le réseau souterrain et le réseau actuel.

Nous aborderons maintenant la carte, secteur par secteur, en essayant de dégager les caractéristiques hydrogéologiques de chaque système.

II - BASSIN DU LION FERMÉ À SAINT GENIS

II-1. REGION NORD

II-1.1. Secteur de Gex

1) secteur situé à l'Est de Gex

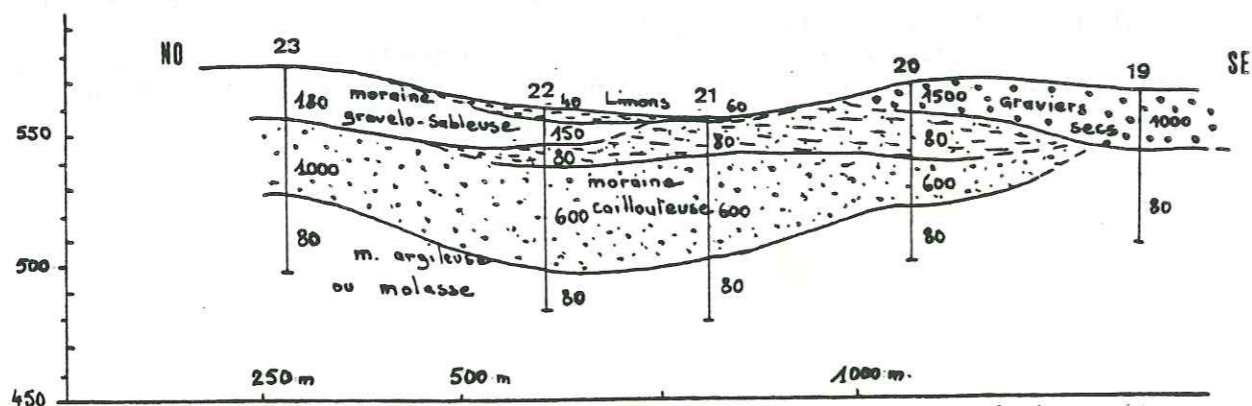
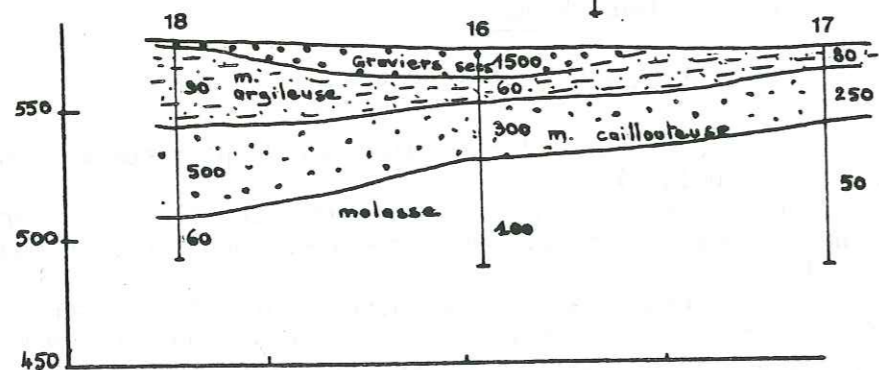
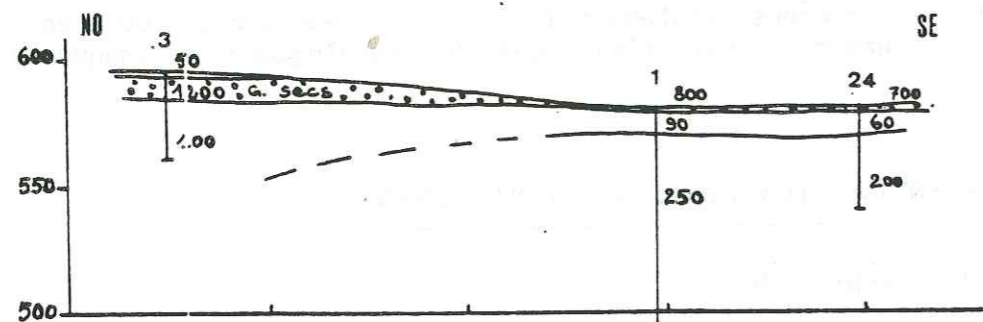
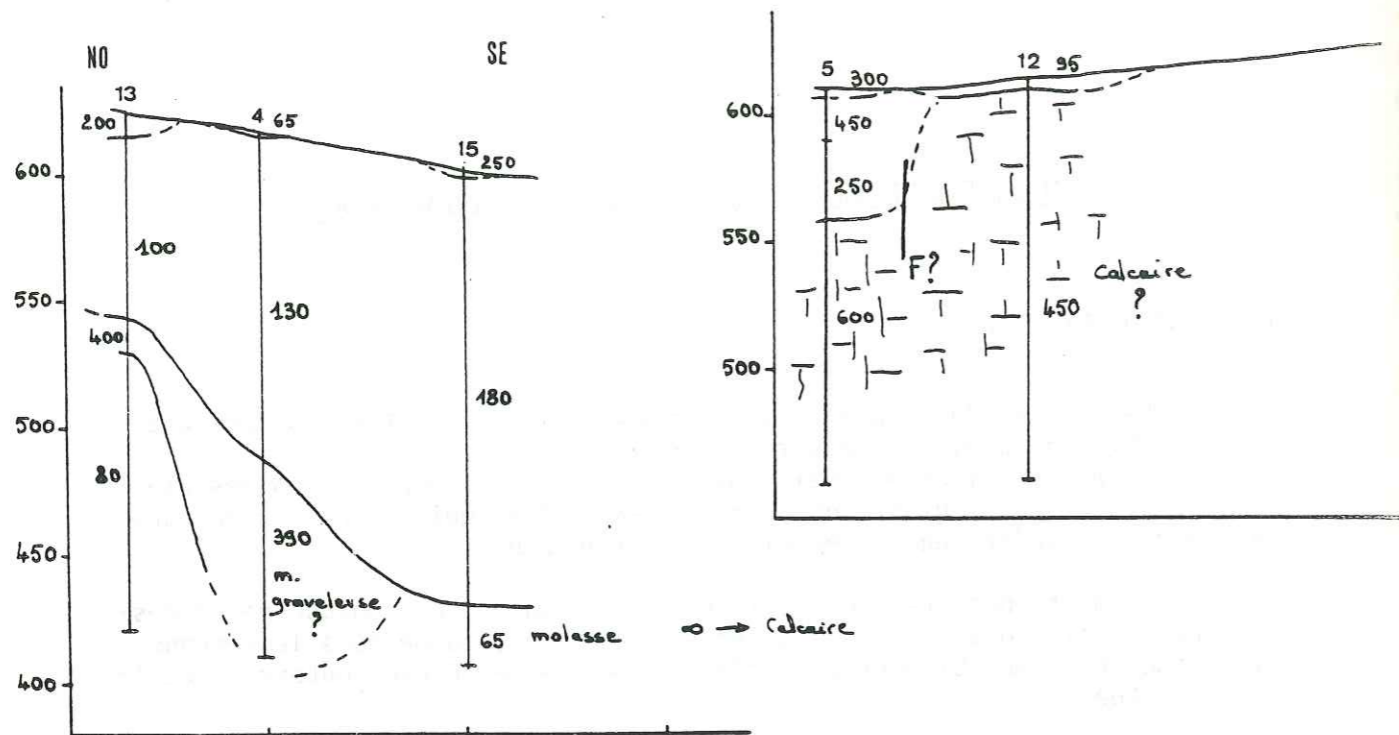
Ce secteur a fait l'objet d'une étude par prospection électrique (B. Mastrangelo 1972).

Diposant de ces données, nous avons tenté de corréler les différents sondages électriques que nous résumons sous forme de coupes (Planche 60 ).

Les sondages 19 à 23 sont intéressants. Ils présentent un système de formations à dépôts entrecroisées et correspondent au départ des grands sillons aquifères (sillon du Pré Bataillard).

Cette coupe donne, à notre avis, une bonne image des relations existant entre les différents dépôts.

Les sondages 17-16-18, situés au Nord-Est des précédents, représenteraient la rive gauche du sillon dont la prolongation vers le Nord-Est n'apparaît pas au vu des sondages électriques suivants.



2) Sud de Gex

Le sillon du pré Bataillard, que nous avons poursuivi vers le Sud, semble se séparer en deux surcreusements dont l'un se poursuivrait jusqu'à Chenaz. (Figure n° 61)

En se basant sur l'étude géophysique, tout le secteur présenterait des possibilités aquifères, celles-ci étant plus importantes pour les deux collecteurs que sont les surcreusements molassiques.

A l'Est, affleure la molasse oligocène, dont quelques affleurements sont reportés sur la carte de Saint Claude au 1/50 000°.

3) Origine de l'alimentation

\* L'origine du sillon paraît située au Nord-Est, donc dans le bassin versant de l'Oudar, rivière s'écoulant à l'extérieur de notre bassin versant. Une partie de l'alimentation peut donc résulter de l'infiltration des eaux collectées au niveau du Mont Mourex et du Jura.

\* L'étude des bilans hydrométéorologiques faite sur le Journans, tendrait à faire intervenir celui-ci dans l'alimentation des formations quaternaires, au niveau de Gex, à la sortie du Creux de l'Envers.

\* La partie Ouest de ce secteur, près du Piedmont, présente des formations ayant des résistivités permettant d'envisager des circulations aquifères.

II-1.2. Secteur de Chenaz

Le sillon de Chenaz prolongerait donc celui rencontré à Gex (pré Bataillard). Ce sillon, tout au moins au niveau des captages, présente un caractère singulier ; en effet, les quatre puits de pompage sont tous artésiens et donnent un débit important.

1) Fonctionnement des puits de captage

Ils sont au nombre de quatre. L'écoulement artésien mesuré sur chaque puits est de l'ordre de 120 m<sup>3</sup>/h en période humide, 60 m<sup>3</sup>/h en période sèche.

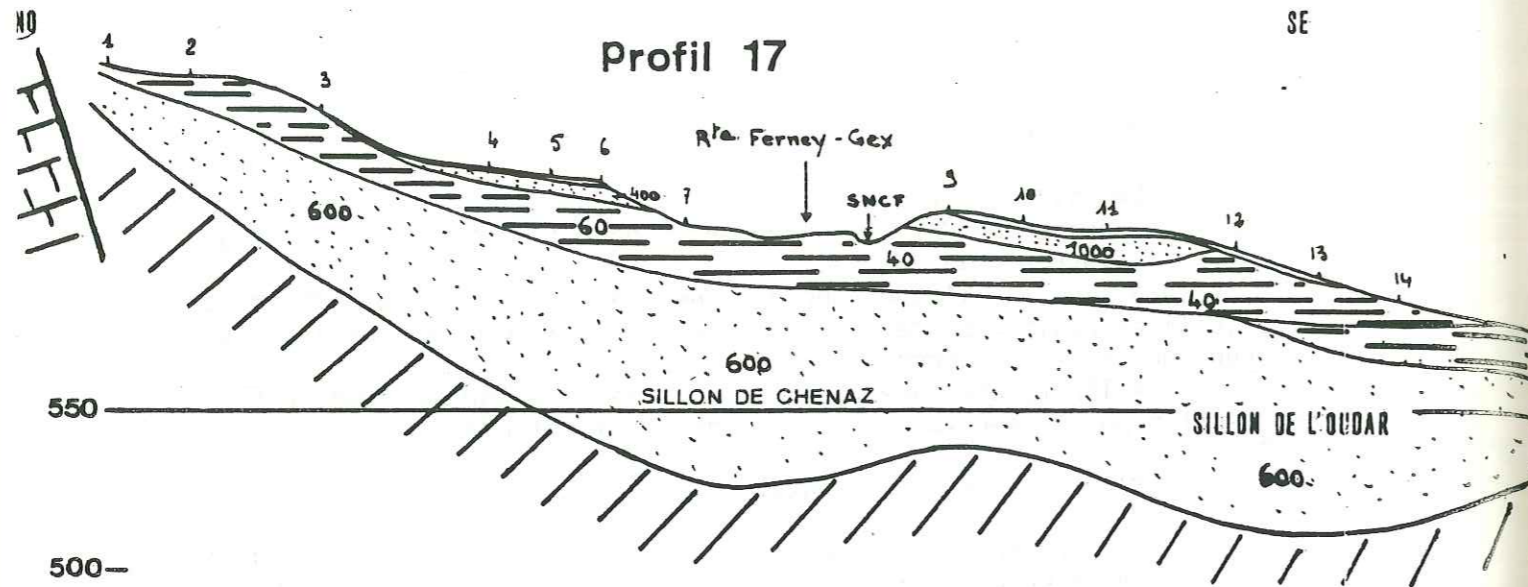
Le débit critique à ne pas dépasser sur l'ensemble des quatre puits serait de l'ordre de 500 à 600 m<sup>3</sup>/h (R. Enay, août 1977).

2) Origine de l'alimentation

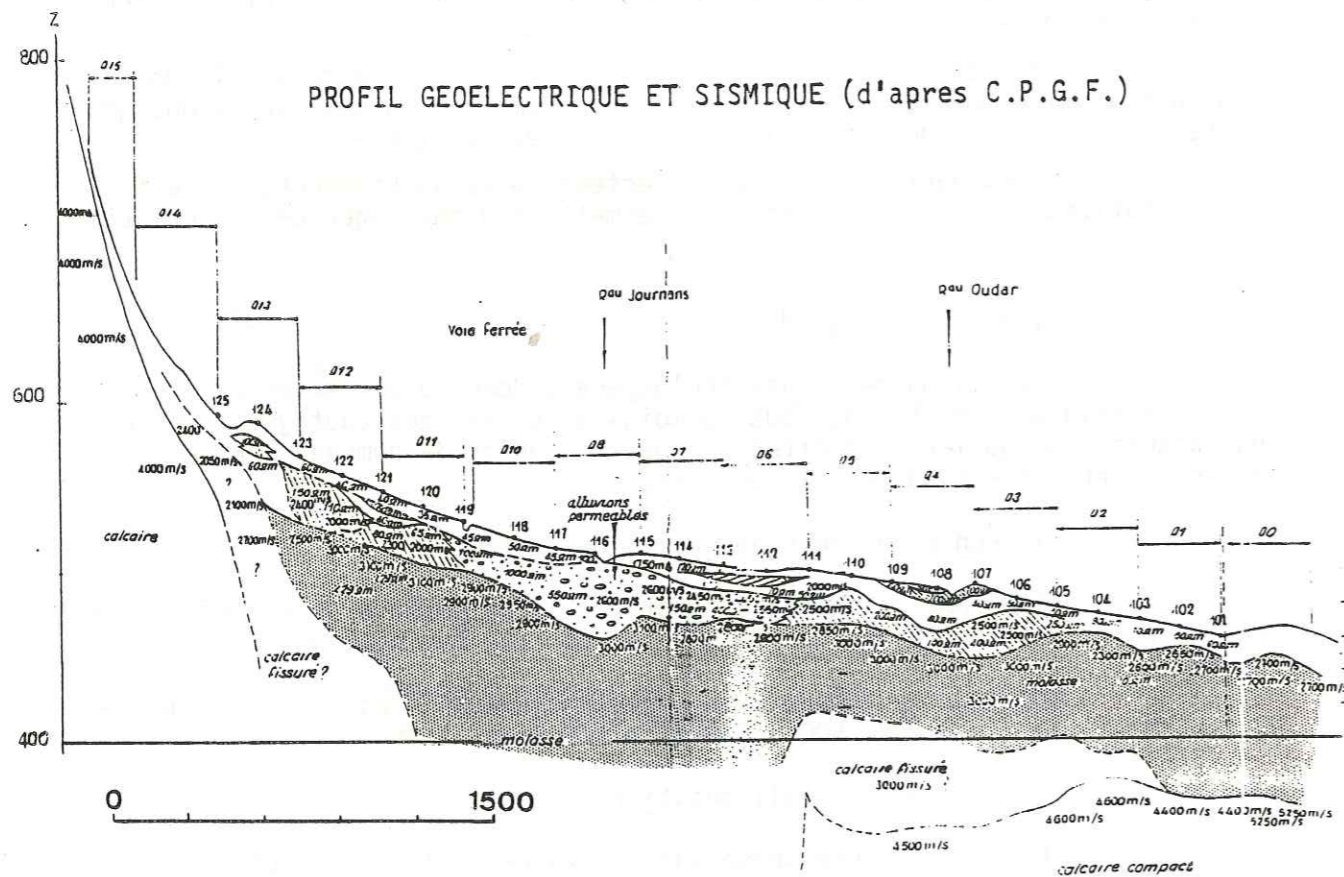
La première hypothèse sur l'origine de l'alimentation a fait appel à la présence de calcaires karstifiés contenant une nappe en charge qui pourrait alimenter les formations quaternaires.

Cette idée s'appuyait sur l'existence de replis satellites du Jura tels que le Mont Mourex ou le Salève, et donc sur la possibilité d'existence de tels replis, constituant des "points hauts" sous la couverture molassique.

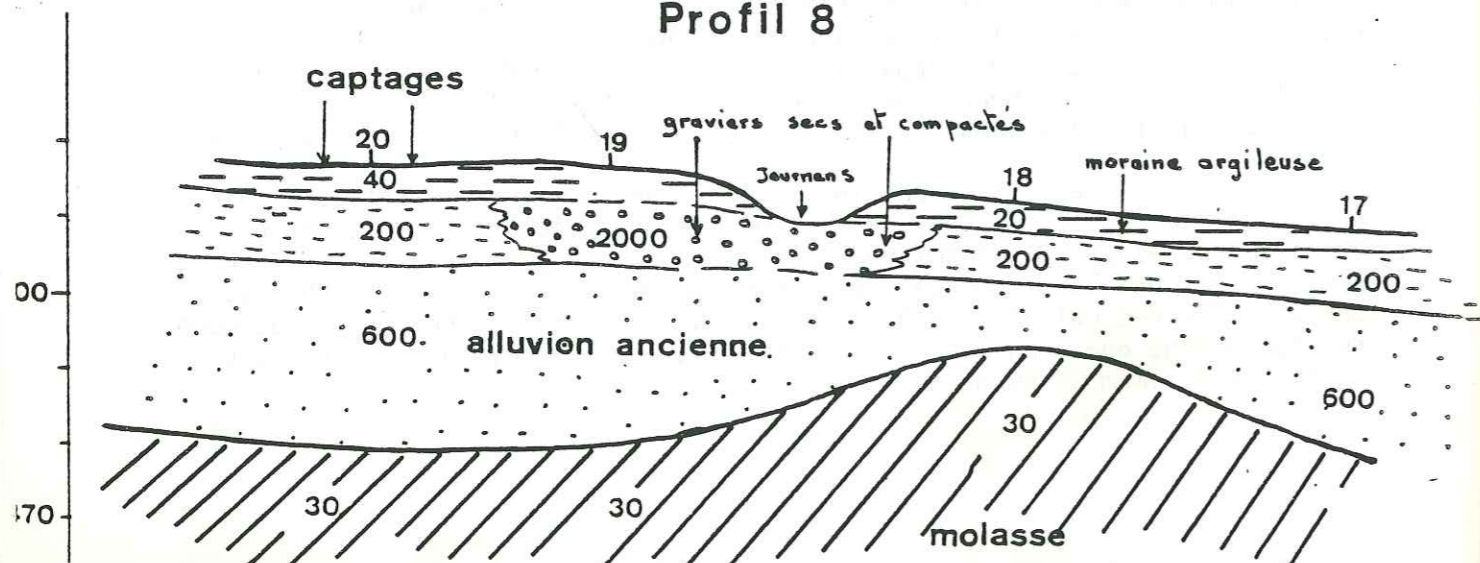
Les études géophysiques et en particulier les profils sismiques faits par la C.P.G.F. en 1965 ne vont pas le sens d'une telle hypothèse (fig. 61). Ces profils sismiques, après étalonnage des vitesses sur le Mont Mourex, montrent une importante épaisseur de molasse au niveau de Chenaz. Une remontée des calcaires s'observe plus à l'Est, mais séparée tout de même des formations quaternaires par la formation molassique, qui aurait ici une épaisseur minimum de 50 m.



PROFIL GEOELECTRIQUE ET SISMIQUE (d'apres C.P.G.F.)



Profil 8



L'origine karstique des eaux de la Chenaz paraît donc peu vraisemblable. L'alimentation du sillon est donc à rechercher dans les formations quaternaires.

Une étude géophysique a été réalisée récemment, à la demande du CERN, par l'institut de Lausanne par la méthode du trainé électrique. Deux longueurs de ligne ont été adoptées : AB = 40 m et AB = 200 m.

Les résultats confirment l'hypothèse d'une circulation Nord-Sud et de la localisation des captages sur le drain principal que constitue le surcreusement molassique.

La quantité d'eau transitant dans ce sillon peut résulter de diverses origines, que différentes observations permettent d'imaginer :

a/ Alimentation Nord, en provenance du sillon du Pré Bataillard avec l'apport du bassin versant du Journans.

Nous avons vu lors de l'étude du bassin du Journans fermé à Gex, qu'il existait un déficit d'écoulement. Celui-ci était de 406 mm représentant 166 l/s, pour l'année 1981. Il est très probable qu'une partie de ce débit participe à l'alimentation du sillon de Chenaz.

b/ Alimentation Nord-Ouest d'origine jurasienne.

Les formations disposées en rive droite du sillon, donc en Piedmont, présentent des résistivités permettant d'envisager des circulations aquifères.

c/ Alimentation par la rivière même du Journans

Nous avons eu l'occasion d'observer des pertes de débit de la rivière au niveau de Cessy, celui-ci pouvant disparaître totalement entre le point 543.40 m (route Cessy-Mury) et le point 524.50 m (pont au niveau de Cessy).

Les observations ont été les suivantes :

27 novembre	1980	: à Gex : Q = 50 l/s ; à Cessy : Q = 0
31 mars	1981	: à Gex : Q > 1 m <sup>3</sup> /s ; à Cessy : Q = .800 m <sup>3</sup> /s
28 avril	1981	: à Gex : Q = .200 m <sup>3</sup> /s ; à Cessy : Q = 0
16 septembre	1981	: à Gex : Q = .020 m <sup>3</sup> /s ; à Cessy : Q = 0
08 octobre	1981	: à Gex : Q = .055 m <sup>3</sup> /s ; à Cessy : Q = 0

Il semblerait donc que, jusqu'à un débit de 200 l/s, le Journans se perde.

L'observation du 31 mars tendrait à montrer que l'infiltration apparemment maximum de 200 l/s, existe, quelque soit l'état hydrique du sol, les mois de mars et avril étant très humides. Cependant, quelques observations ponctuelles ne permettent pas de tirer une règle générale.

La réapparition du Journans se fait de manière diffuse. En période d'étiage, son observation est de plus, gênée par l'apport des sources de la Chenaz.

Si l'on observe les coupes déduites de l'étude géophysique du B.E.G.G. à ce niveau (profil 7.8.9. fig. 61 ), ce débit infiltré pourrait, en partie du moins, rejoindre le sillon de Chenaz par l'intermédiaire des graviers supposés "compactés et secs" (?) et participer à la mise en charge de la nappe.

Ces observations posent donc le problème de la protection de l'important réservoir que constitue le sillon de Chenaz ; dans la mesure où la totalité du débit qui se perd à partir de Cessy, ne concerne pas uniquement l'inféoflux du Journans, celui-ci peut-être une source de pollution directe.

3) Comparaison du chimisme des eaux du Journans et de la Chenaz

Nous avons réalisé deux prélèvements simultanés, le 27 novembre 1980, sur la rivière du Journans, et immédiatement après sa réapparition.

Les deux prélèvements ont présenté les caractéristiques suivantes :

	T°	TH	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Sr <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
Journans 27-11-80	5°3	20.3	73.35	4,9	2.17	.85	.37	3.1	235.5
Journans réapparition	7°65	24.2	85.4	7.05	3.03	.79	.25	(4.2)	286.7

Nous pouvons comparer ces résultats à ceux concernant l'eau de Chenaz, prélevée le 20 octobre 1980.

Chenaz 20-10-80		25.3	85.77	9.5	3.16	.54	.24	3.72	301.3
--------------------	--	------	-------	-----	------	-----	-----	------	-------

Le faciès chimique de l'eau du Journans, après sa réapparition se rapproche de celui des eaux de Chenaz à la même époque notamment pour les teneurs en Mg, Ca, Na et Sr.

L'eau du Journans après sa réapparition semble donc résulter d'un mélange après passage dans un réservoir plus ou moins profond, occasionnant une légère augmentation de température.

Une seule analyse ne peut pas servir de base à une interprétation, toutefois, ces résultats vont dans le sens de l'hypothèse précédemment émise, à savoir une alimentation directe du réservoir de Chenaz par les infiltrations du Journans. Un complément d'étude serait ici intéressant.

II-1.3. Caractéristiques hydrodynamiques

La D.D.A. du département de l'Ain, nous ayant permis de disposer de documents concernant les essais de débits et les coupes de terrain des puits de captage ou forages de reconnaissance, nous avons tenté de calculer quelques paramètres hydrodynamiques.

1) Forage du "Pré Bataillard" (Gex)

Le forage est profond de 60,25 m. Après avoir traversé une succession argile, gravier, argile, il a rencontré une couche de graviers cimentés, très dure, avant d'entrer dans la formation aquifère où la nappe se trouvait légèrement en charge. (remontée de 30,25 m à 29 m). L'alimentation est donc d'origine relativement profonde.

L'essai de débit a été réalisé avec un débit qui paraît faible par rapport au débit de transit : 34 m<sup>3</sup>/h.

La stabilisation a été rapide (30 minutes) avec un rabattement de 0,60 m. La remontée s'est faite en 2 minutes.

Nous ne disposons que d'un seul essai à débit constant. Nous avons alors appliqué la formule de Dupuit en nappe captive :

$$Q = 2\pi ke \frac{H-h}{\ln \frac{R}{r}}$$

en admettant l'hypothèse de Porchet selon laquelle :

$$\ln \frac{R}{r} = \text{constante} = 4,651$$

( établie empiriquement à la suite de nombreuses observations.)

Nous avons : Q = 34,43 m<sup>3</sup>/h = .00956 m<sup>3</sup>/s

e ≈ 30 m (mesuré à l'aide des coupes géophysiques et de la coupe du forage)

$$H - h = 0,60 \text{ m}$$

Nous obtenons : K = 3,9 10<sup>-4</sup> m/s

$$T = 1,2 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$$

2) Forage de Chenaz

Là aussi, un seul essai de débit a été fait. Nous utilisons donc la même méthode que précédemment.

Nous avons : H = 37 m (profil géophysique n° 8 du BEGG)

$$e = 18 \text{ m}$$

$$Q = 280 \text{ m}^3/\text{h} \quad (= .0777 \text{ m}^3/\text{s})$$

$$\ln \frac{R}{r} = 4,651$$

Nous obtenons : K = 2,8 10<sup>-4</sup> m/s

$$T = 5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$$

3) Forages CERN

Deux sondages récents (SPL 6-1 et SPL 6-2) ont été exécutés par le CERN à quelques centaines de mètres des puits de captage de Chenaz (350 - 400 m).

Les graviers morainiques ont été rencontrés, mais le niveau de la nappe se trouve à 15 m de profondeur, alors qu'elle est artésienne au niveau des captages.



Les deux systèmes pourraient donc évoluer de manière indépendante, séparés l'un de l'autre par un matériel plus argileux pouvant correspondre à un dépôt glaciaire localisé.

Les perméabilités ont été calculées par le bureau de géotechnique appliquée. La perméabilité globale est de :

$$K = 4,2 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$$

Nous avons estimé le couche aquifère à 19 m.

Nous obtenons une transmissivité :  $T = 8 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ .

#### 4) Conclusion

Les perméabilités sont donc sensiblement identiques sur la longueur du sillon en ce qui concerne la moraine graveleuse. Celles-ci paraissent somme toute assez faibles, compte tenu des débits possibles d'exploitation. Cependant, la similitude entre les différents résultats obtenus, nous incite à les considérer comme valable, et donc à faire intervenir un gradient de charge important pour cet aquifère, notamment à la hauteur des captages de Chenaz.

#### II-1.4. Essai d'évaluation des débits de transit

##### 1) Sillon du Pré Bataillard

Il est possible d'estimer le débit transitant dans une nappe, à partir de la formule de Darcy :

$$Q = T L i \quad \text{où } Q \text{ est le débit de transit,}$$
$$T \text{ est la transmissivité,}$$
$$L \text{ est la largeur du sillon,}$$
$$i \text{ est le gradient hydraulique.}$$

Pour le sillon du Pré Bataillard, un problème s'est posé pour la détermination de  $i$ , gradient hydraulique. Nous avons tenté de l'obtenir en utilisant les sondages électriques 18 et 22 de l'étude de B. Mastrangelo. Ces sondages sont distants d'environ 575 m et ont présenté une différence de côte de 3 m environ pour le toit de l'aquifère supposé, de 8 m pour le substratum molassique.

Nous avons pris arbitrairement un gradient de 5 m pour 575 m, donc  $i = .0087$

$$\text{Nous obtenons } Q = .047 \text{ m}^3/\text{s} = 169 \text{ m}^3/\text{h}$$

##### 2) Sillon de Chenaz

Le caractère artésien de celui-ci, au niveau des captages, ne permet aucune estimation en ce qui concerne le gradient hydraulique. Nous considérons que la limite d'exploitation du sillon, à ce niveau, est de l'ordre de 600 m<sup>3</sup>/h en période humide, correspondant au débit critique pour l'exploitation des quatre puits (R. Enay 1977).

## II-2 SECTEUR DE SEGNY-MACONNEX

### II-2.1. Commentaire

Trois forages de la D.D.A de l'Ain ont confirmé les possibilités aquifères du sillon, envisagées grâce à la prospection géophysique. Ceux-ci ne sont pas utilisés actuellement mais constituent une réserve intéressante.

L'essai de débit de 90 m<sup>3</sup>/h, réalisé sur ces forages, avait rabattu la nappe de 2 m environ avec une stabilisation très rapide (20 minutes) et une remontée également très rapide (10 minutes), après arrêt du pompage.

Il semblerait qu'on ait là, un rapport direct avec les réserves des sources du Lion. Le niveau de la nappe se trouve en effet, à 0,90 m de la surface. Une attention particulière doit donc être portée à ces captages potentiels, en effet, il existe une très mauvaise protection naturelle avec une couche argileuse imperméable, d'épaisseur inférieure à 2 m.

La coupe des formations, obtenue sur les forages de Chenaz et de Segny, montre qu'une corrélation entre les deux formes de remplissage pourrait exister.

Au Sud de Maconnex, le profil de sondages électriques n° 9, nous montre un nouveau surcreusement molassique qui pourrait drainer la partie Est du secteur dont le remplissage présente des résistivités correspondant à un matériel graveleux aquifère (par corrélation avec les résistivités observées sur les sillons aquifères).

En se dirigeant vers le Sud, la pente des sillons molassiques faiblit, entre Villard Tacon et Bretigny, entraînant la diminution de la puissance du remplissage et occasionnant probablement la dispersion des écoulements souterrains ainsi que l'apparition du Lion et du Petit Journans.

L'apparition du petit Journans se fait au niveau d'un bombement molassique qui intervient vraisemblablement dans la création de cet exutoire. Les quelques observations des débits du ruisseau, ne nous permettent pas de penser qu'il suffit à la vidange des volumes emmagasinés dans les sillons principaux.

Une partie des eaux du sillon de Chenaz peut venir alimenter l'aquifère dans lequel sont situés les forages de Segny, et donc le débit du Lion qui prend naissance immédiatement au Sud de ces forages.

### II-2.2. Caractéristiques hydrodynamiques du sillon de Segny

#### a/ Forage n° 1

Un seul débit constant a été utilisé pour l'essai. Nous conserverons donc les hypothèses précédentes.

Les données sont :  $Q = 90 \text{ m}^3/\text{h} = .025 \text{ m}^3/\text{s}$

$$e = 8,50 \text{ m}$$

$$\Delta = 1,75 \text{ m}$$

Nous obtenons donc  $K = 1,2 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$

b/ Forage n° 3

Les données sont :  $Q = 90 \text{ m}^3/\text{h} = .025 \text{ m}^3/\text{s}$

$e = 7,20 \text{ m}$

$\Delta = 2,70 \text{ m}$

Nous obtenons  $K = 9,5 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$

c/ Conclusion

Les perméabilités sont donc assez élevées. Les deux forages donnent des résultats similaires.

La transmissivité est égale à  $T = 8,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$  et est identique à celle calculée pour les forages SPL 6-1 et SPL 6-2 du CERN, situés près de Chenaz.

II-2.3. Estimation du débit de transit

Nous appliquons là encore, la formule de Darcy  $Q = TLi$

N'ayant pas la possibilité de calculer le gradient hydraulique  $i$ , nous prenons un gradient que nous estimons maximum dans ce genre de formation :  $i = .01$ .

C'est donc le débit de transit maximum que nous avons calculé

$$Q = T L i = 8,5 \cdot 10^{-3} \times 500 \times .01$$

$$Q = .042 \text{ m}^3/\text{s} = 153 \text{ m}^3/\text{h}$$

II-3. PARTIE SUD

II-3.1. Commentaire

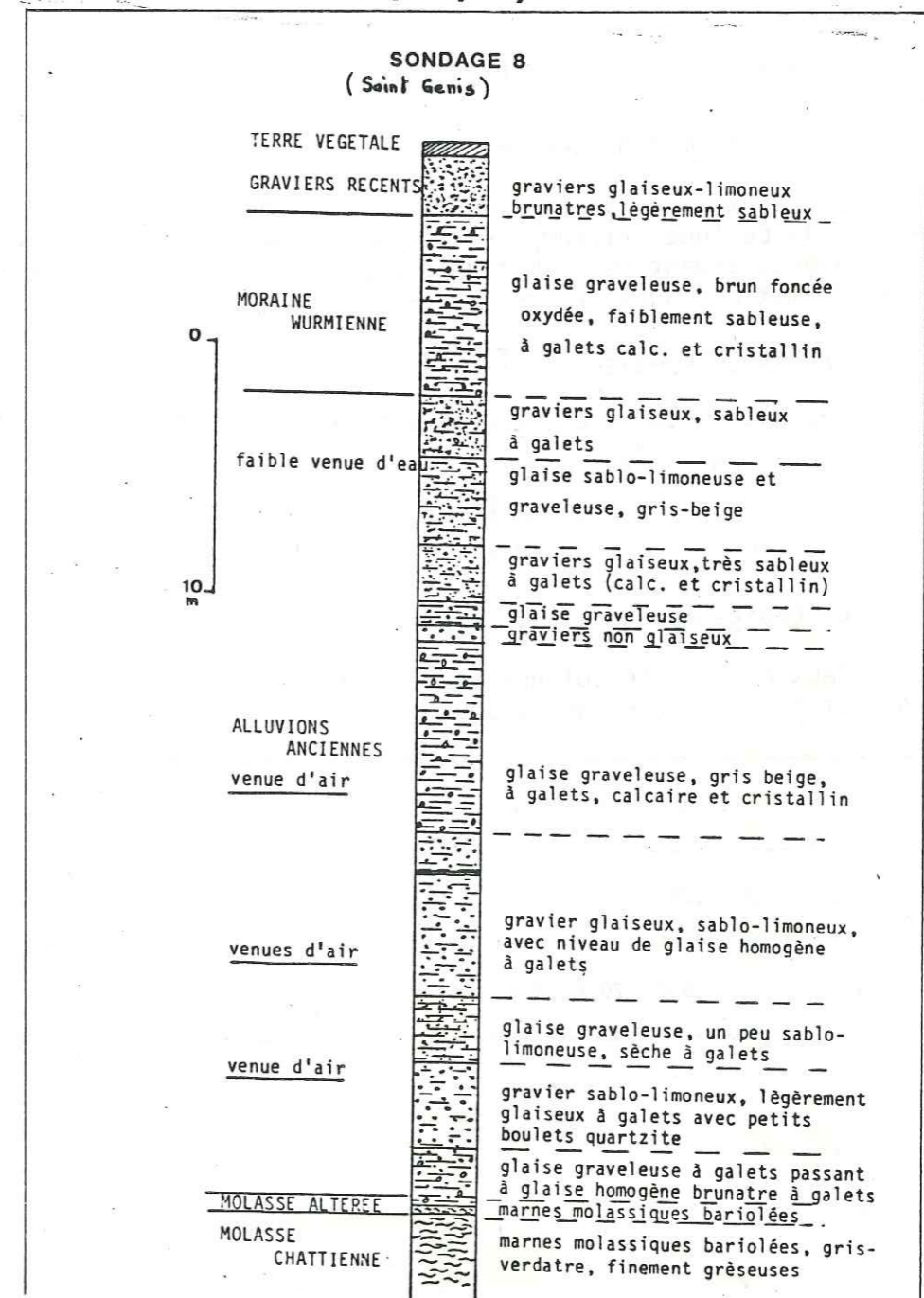
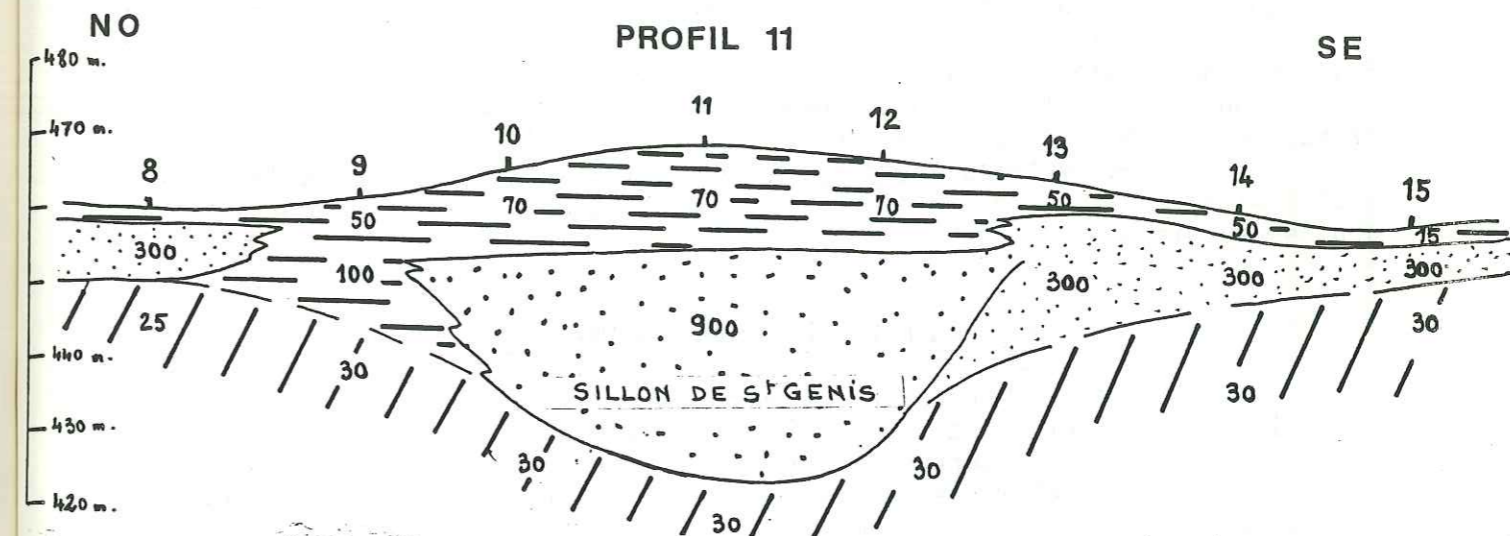
Nous avons prolongé les sillons aquifères vers le Sud, les sondages géophysiques donnant les mêmes caractéristiques que précédemment en ce qui concerne leur remplissage. Les quelques forages du CERN (campagne SPS) situés sur ces sillons ne sont pas en contradiction avec cette hypothèse, dans la mesure où après avoir traversé quelques mètres de moraine argileuse, ils ont rencontré un matériel à dominante graveleuse. Toutefois, aucune venue d'eau n'a été signalée lors de l'exécution de ces sondages.

Au Sud de Bretigny, (à 1 km environ), les sillons molassiques se rejoignent pour n'en former qu'un : celui de Saint Genis.

A partir de ce niveau, apparait une formation qui s'imbrique dans les ensembles aquifères précédents et qui présente des résistivités très élevées (1000  $\Omega\text{m}$ ). Cette formation devient ensuite dominante faisant qualifier de "compacte et sec" le sillon de Saint Genis.

Les forages réalisés dans ce matériel ont confirmé ces caractéristiques (exemple : forage 7 et 8 de la DDA, fig. 62), présentant même dans quelques cas des venues d'air, lors de leur exécution.

Seules les formations de la rive droite, à l'Ouest de la route de Saint-Genis, présentent des résistivités plus faibles (500  $\Omega\text{m}$ ) et peuvent donc présenter un intérêt hydrologique.



Mis à part cette unité, importante par ses conséquences, que représente le sillon de Saint Genis, les formations de cette partie de la région sont à dominante argileuse (argiles bleues compactes) et correspondent à la moraine wurmienne. Celles-ci dominent à l'Est, formant un grand ensemble plaqué contre les collines molassiques subaffleurantes (Satigny - Bourdigny - Prevessin - Moëns), et à l'Ouest du sillon de Saint Genis.

Les systèmes aquifères exploités dans cette partie de la région, sont limités en extension, et correspondent à des surcreusements dans les argiles wurmiennes.

II-4. ETUDE HYDROLOGIQUE : LE LION A SAINT GENIS

Les aquifères étudiés précédemment appartiennent au bassin versant du Lion. Il est donc intéressant d'étudier le comportement de celui-ci en plaine.

Les différentes données (sauf les mesures journalières) sont obtenues en soustrayant aux débits de la rivière à Saint-Genis, les débits enregistrés sur le Journans à Gex.

II-4.1. Etude du ruissellement

a/ Débits moyens journaliers (fig. 63 )

Ils sont assez variables, mais présentent une assez bonne homogénéité pendant la période printemps - été, où la décroissance est régulière et lente. Cet amortissement des fluctuations peut être attribué au pouvoir de rétention des formations quaternaires du bassin versant.

b/ Débits classés (fig. 63 )

Les débits caractéristiques sont les suivants :

DCM = 7,100 m<sup>3</sup>/s

DCG = 0,575 m<sup>3</sup>/s

DCE = 0,110 m<sup>3</sup>/s

c/ Débits mensuels (fig. 63 )

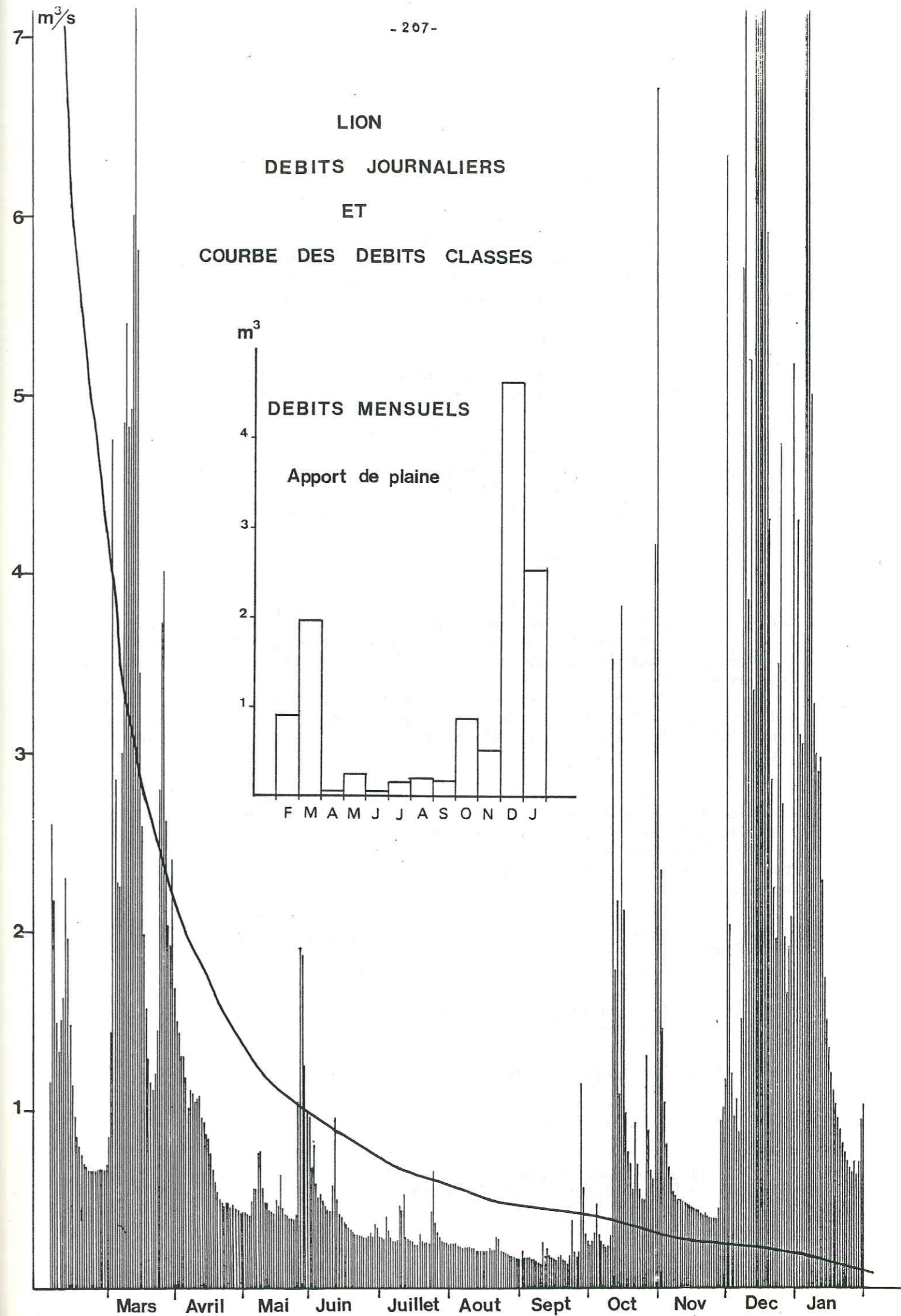
Ceux-ci ont été obtenus par différence entre les débits mesurés à Saint Genis et ceux mesurés sur le Journans à Gex.

Tableau n° 29

	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J
Q m <sup>3</sup> /s	.901	1.959	.065	.248	.057	.157	.197	.173	.877	.519	4.621	2.533
Q Spécifique l/s/km <sup>2</sup>	28.15	61.22	2.03	7.75	1.78	4.90	6.15	5.40	27.40	16.22	144.40	79.16
Lame d'eau mm	68.1	163.9	5.2	20.7	4.6	13.1	16.4	14.	73.4	42	386.8	212

=

LION  
DEBITS JOURNALIERS  
ET  
COURBE DES DEBITS CLASSES



d/ Débit annuel

Le débit annuel moyen est de : 1.025 m<sup>3</sup>/s.  
 Le débit spécifique est de : 32.3 l/s/km<sup>2</sup>.  
 Le débit spécifique annuel est tout à fait comparable, comme nous le verrons, à celui de l'Allondon en plaine, compte-tenu de la légère différence entre les altitudes moyennes des bassins versants.

e/ Conclusion

Les débits du Lion présentent une bonne homogénéité dans les variations journalières, pouvant être expliquée par la nature des formations qui composent le bassin versant.  
 Comme nous le verrons, les débits caractéristiques maximums et moyens calculés pour le Lion sont identiques à ceux de l'Allondon à Saint Genis (7 m<sup>3</sup>/s et .575 m<sup>3</sup>/s), cependant que le débit d'étiage du Lion est nettement supérieur (.110 m<sup>3</sup>/s contre .035 m<sup>3</sup>/s).  
 Le débit spécifique annuel est assez élevé.

II-4.2. Etude des tarissements

Les phénomènes influençant les tarissements du Lion à Saint Genis seront liés à ceux qui conditionnent l'écoulement du Journans.  
 Les coefficients de tarissement sont faibles ; les volumes des réserves sont donc assez importants. Les indices d'emménagement sont toutefois assez faibles (9 mm en octobre 81).  
 On peut observer un décalage assez net entre la recharge qui est visible sur l'écoulement de surface dès le mois de septembre, et la reconstitution des réserves, qui n'est effective qu'après les importantes précipitations de la fin du mois d'octobre.

Aucun écoulement souterrain important n'est, pour l'instant, connu au Sud de Saint Genis. On peut donc penser que la majeure partie de l'écoulement souterrain se faisant à l'amont de Saint-Genis, est drainée par le Lion. Le volume des réserves du Lion, calculé au point n° 3, correspondrait donc aux volumes exploitables à l'amont de Saint-Genis pour le bassin versant du Lion.

Voir tableau : Etude des courbes de tarissements du Lion à Saint-Genis.

III- BASSIN DE L'ALLONDON EN PLAINE

III-1. LE SECTEUR DE NAZ-DESSUS - NAZ-DESSOUS

III-1.1. Commentaire

Il a été couvert par une étude détaillée, par géoélectricité à la demande de la D.D.A. (Etude hydroforage 1978).

Etude des courbes de tarissement du Lion à Saint-Genis

Tableau n° 30

Date de la crue	$\alpha_j$	$Q_{0j}$ m <sup>3</sup> /s	nombre de jours	volume des réserves m <sup>3</sup>	réserves vraies	lame d'eau
20-12-1980	.155	1.750	7	975 000	900 000	26.5
20-01-1981	.217	1.600	4	355 000		
	.0371	.710	8	1 650 000	1 550 000	45.6
10-02-1981	.20	1.650	5	402 000		
	.0137	.720	10	4 520 000	4 270 000	
14-03-1981	.228	4.000	7	1 500 000	1 300 000	
7-05-1981	.052	.420	6	700 000		
17-05-1981	.045	.375	6	720 000	510 000	15
30-05-1981	.20	.620	8	270 000		
10-06-1981	.026	.390	10	1 280 000	1 180 000	35
10-07-1981	.0127	.270	34	1 830 000	1 760 000	52
27-09-1981	.089	.335	3	325 000		
3-10-1981	.055	.330	5	513 000	466 000	14
15-10-1981	.0865	.690	3	690 000		
20-10-1981	.458		2			
	.084	.620	3	640 000	320 000	9
30-10-1981	.645	5.200	2			
	.206	1.500	5	380 000		
	.0194	.590	16	2 630 000	2 300 000	67,5

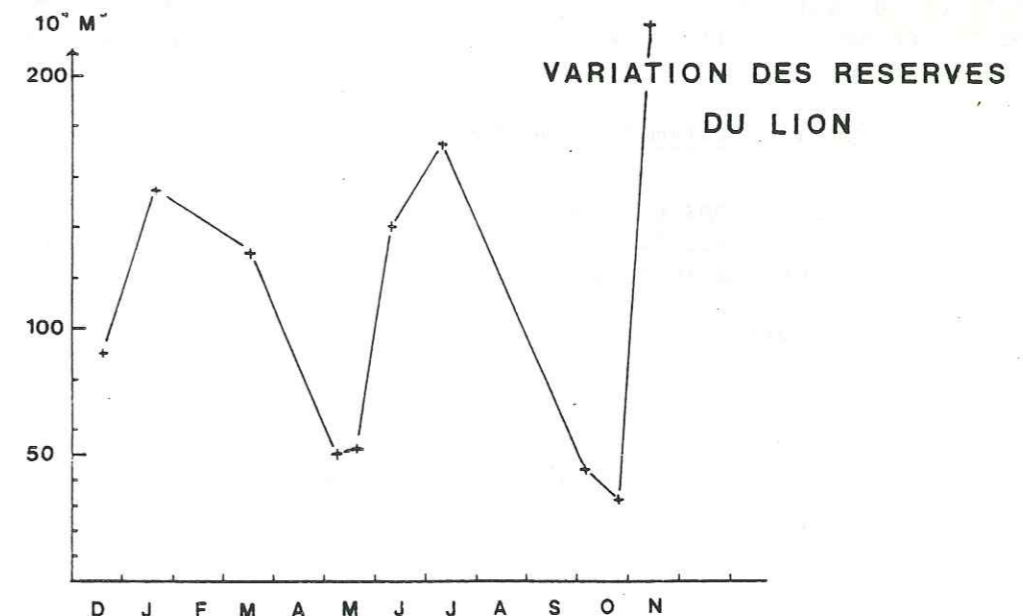


Fig. 64

Quatre profils ont été établis, recoupant deux sillons aquifères d'une profondeur importante (50 m au niveau du profil P2) et ayant permis l'im-plantation d'un puits d'exploitation.

La relation entre ces sillons et l'origine des sources de l'Allondon, nous paraissant probable, nous avons fait des jaugeages sur la rivière Allondon, le plus près possible de la source, mais uniquement en période d'étiage. Les débits mesurés étaient sensiblement les mêmes que ceux enregistrés au limnigraphe n° 2 à Naz-Dessous. Il n'est cependant pas exclu qu'en période de fort débit, la rivière alimente les formations affleurantes dans le lit de l'Allondon, représentées semble-t-il par les "alluvions anciennes". Toutefois, l'alimentation principale de ces deux sillons doit se faire au niveau du contact calcaire quaternaire. La faille de Branveau pourrait ici jouer un rôle hydrologique, dans la mesure où elle se prolonge jusqu'en Piedmont.

Un point est à souligner : ces deux sillons correspondent "grosso-modo" aux deux formes que nous avons cartographiées (étude morphologique) et que nous avons qualifiées de "chenaux récents". Le tracé des sillons semble donc s'être conservé dans le temps et apparaît dans la morphologie actuelle.

Le sillon principal de Naz passerait ensuite à une nappe laminaire de faible épaisseur (5 m maximum) qui s'écoulerait en direction du sillon central de Chenaz et pourrait être à l'origine de sources (la Praslée, Veraz ou même Chenaz).

III-1.2. Caractéristiques hydrodynamiques : le forage de Naz-dessus

L'essai a été réalisé et interprété par la Société Hydroforage, les résultats sont les suivants :

$$T = 5,4 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$$

$$K = 2,6 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$$

On a donc là un aquifère présentant une très bonne perméabilité. Le niveau statique avant l'essai se situait à environ 12 m par rapport au sol. Le débit utilisé était de 150 m³/h. La courbe caractéristique du forage ne montre pas de rupture correspondant au débit critique.

On peut donc tabler sur un débit de transit élevé. Cependant, l'essai a été réalisé au mois de juin (1978). On peut alors penser que la proximité de la haute chaîne, et le rôle possible de la faille de Branveau dans l'alimentation de ce sillon, introduisent des variations importantes dans le débit de transit.

III-1.3. Estimation du débit de transit

Nous n'avons pas de renseignements concernant le gradient hydraulique de la nappe. Nous approcherons donc le débit de transit maximum du sillon, en prenant un gradient maximum de 1 % (i = .01)

Le débit sera donc :

$$Q = T L i$$

$$Q = 5,4 \cdot 10^{-2} \times 200 \times .01$$

$$Q = .108 \text{ m}^3/\text{s} = 380 \text{ m}^3/\text{h}$$

III-1.4. Origine de l'alimentation

Le "bassin" d'alimentation pourrait correspondre au cirque de Branveau et à la combe de Branveau, représentant environ 1,5 km². On peut aussi imaginer qu'une alimentation Nord-Sud existe près du Piedmont.

III-2. AQUIFERES DE PREGNIN-CROZET

Nous avons choisi de lier ces aquifères au bassin versant de l'Allondon, bien que ceux-ci fassent partie du bassin versant géographique du Lion. Il semble en effet, qu'une relation existe entre l'alimentation de ceux-ci et la rivière Allondon.

III-2.1. Les captages de Saint-Genis - Crozet

Ces captages intéressent un aquifère superficiel. Les puits sont d'une profondeur moyenne de - 10 m, avec une protection efficace très faible.

Ils sont au nombre de trois à l'heure actuelle.

- 2 puits communaux du "Marais", situés au Sud-Ouest de Prégny,

- 1 puits communal de Crozet, situé à l'Ouest de la route de Gex, près de la rivière Allondon.

Ces trois puits étant alignés, nous pensions qu'ils appartenaient au même système aquifère, orienté suivant cet alignement. Nous avons donc tenté d'appliquer la méthode de Rorabough, les côtes des trois puits étant bien connues et les niveaux hydrostatiques relevés régulièrement. Cette méthode aurait pu nous permettre d'évaluer les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère.

Il n'a pas été possible d'appliquer la méthode, la différence des niveaux hydrostatiques entre le puits de Crozet et le puits n° 2 du marais étant trop importante, comparée à celle observée entre le puits 2 et 3.

Les mesures de résistivité des trois puits ont alors révélé une anomalie : la résistivité mesurée sur le puits de Crozet est beaucoup plus élevée que celles relevées sur les deux autres puits (le 7 juillet 1981  $\rho = 2650 \Omega\text{-cm}$  sur le puits de Crozet contre  $\rho = 1900 \Omega\text{-cm}$  sur les puits du marais).

On peut envisager deux hypothèses concernant ces observations :

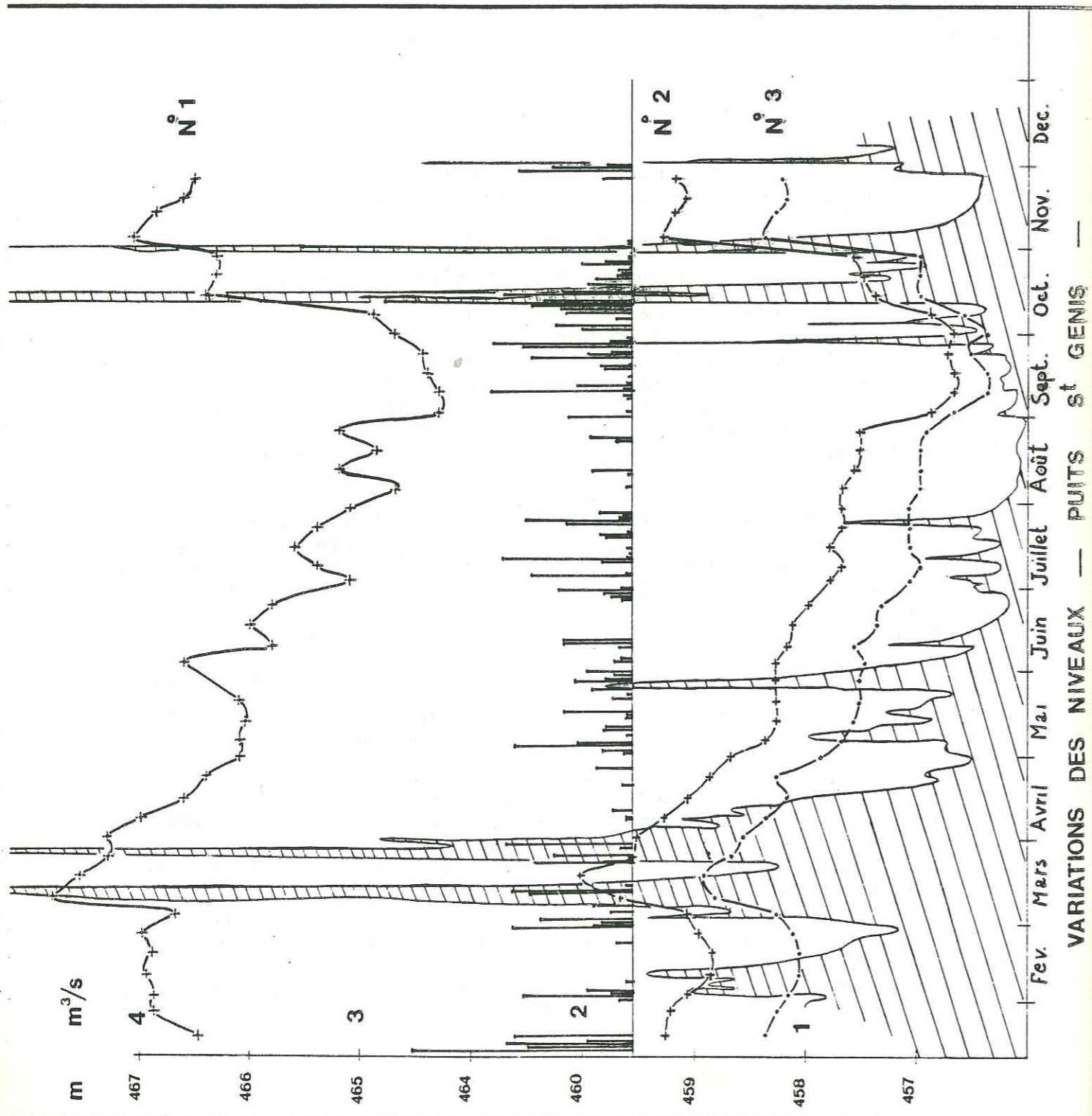
a - On a affaire à deux aquifères distincts séparés par un imperméable qui se situerait au niveau de la route.

b - L'Allondon alimente la nappe au niveau du puits de Crozet. Cette explication a l'avantage d'expliquer, d'une part la différence de côte des niveaux hydrostatiques, et d'autre part les différences observées sur les résistivités mesurées, l'eau infiltrée étant peu minéralisée au niveau du puits de Crozet et se chargeant ensuite en ions, pendant le trajet vers les autres puits.

Nous avons fait deux jaugeages sur la rivière de l'Allondon, à la hauteur de Flies, en période d'étiage, ce afin de comparer ces débits à ceux mesurés à Naz. Les résultats étaient identiques. Si infiltration il y a, elle se fait donc près du puits de Crozet, ou uniquement en période de hautes eaux.

**LEGENDE**

- + puits de Crozet n°1
- + St Genis n°3
- St Genis n°2
- ▬ Débits de l'Allondon à St Genis
- ▬ Précipitations à Villeneuve



- Evolution des niveaux d'eau dans les puits de Saint-Genis et Crozet

Les variations de niveaux sont plus importantes pour le puits de Crozet, elles s'amortissent pour les deux puits de Saint-Genis. L'observation simultanée des débits de l'Allondon à Saint-Genis et de la pluviométrie tendrait à montrer que les deux formes d'alimentation interviennent ; la pluviométrie paraît, en effet, avoir une influence directe sur le puits de Crozet en période d'étiage (août 81), alors qu'à la fonte des neiges en février et mars, les débits importants de l'Allondon maintiennent l'alimentation des nappes, ce qui est plus visible sur le puits de Crozet.

Les pointes de crues, observées en mars sur les puits de Saint-Genis, présentent un léger retard par rapport à celles observées sur le puits de Crozet.

- Evolution des conductivités et températures

Quelques observations de conductivité et températures confirment l'intervention de la rivière Allondon dans l'alimentation des nappes. La fonte des neiges entraîne en effet, une baisse des températures et conductivité sur les trois puits. L'évolution des valeurs de ces deux paramètres physiques entre les trois puits, qui augmentent du puits de Crozet vers le puits n° 3 de Saint-Genis, et le parallélisme de leurs courbes d'évolution, témoignent de l'alimentation de ces aquifères par la rivière.

II-2.2. Caractéristiques hydrodynamiques

Plusieurs forages de recherche d'eau ont été exécutés dans ce secteur.

- Sondage n° 2 de Saint-Genis (essai de débit n° 4)

L'essai a duré 2h 30 avec un débit  $Q = 41 \text{ m}^3/\text{h}$ . Nous avons utilisé la courbe de remontée (fig. 67) en employant l'équation de l'approximation logarithmique de Jacob-Theiss.

$$\Delta = \frac{.183 Q}{T} \log \frac{t}{t'}$$

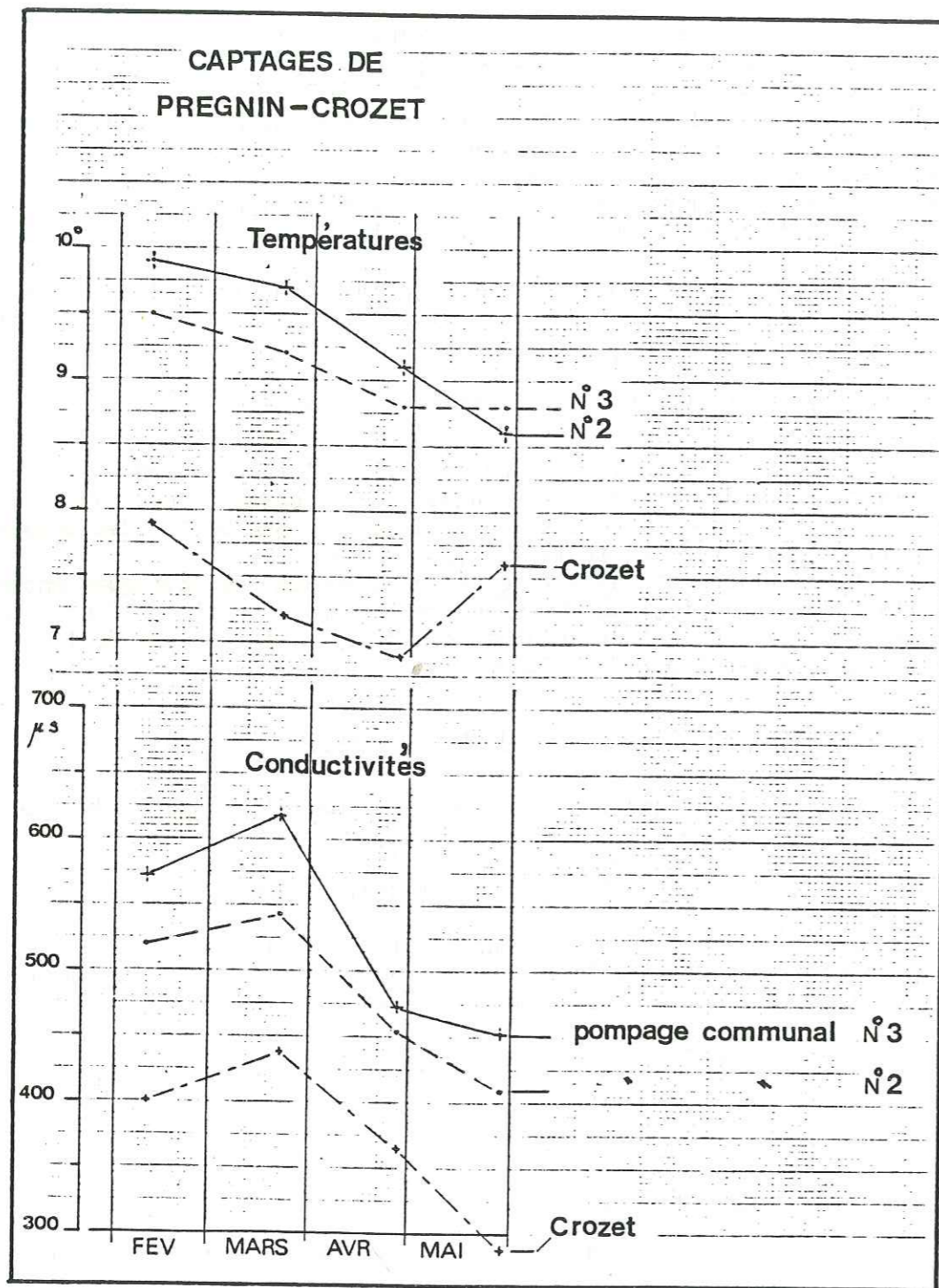
- avec :
- $\Delta$  : rabattement résiduel
  - $Q$  : débit constant
  - $T$  : transmissivité
  - $t$  : temps écoulé entre le début du pompage et la mesure de  $\Delta$
  - $t'$  : temps écoulé entre arrêt du pompage et la mesure .

Nous avons obtenu :

$$C = .80 \text{ m}$$

$$\text{d'où } T = 2,6 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s} .$$

PLANCHE 66 : EVOLUTION DES TEMPERATURES ET CONDUCTIVITES



La puissance de la nappe était de 4,30 m .

d'où  $K = \frac{T}{e} = 6 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$  .

2<sup>ème</sup> essai : avec utilisation de piézomètres. Le débit utilisé était de 41 m<sup>3</sup>/h. La stabilisation a été très rapide dans le forage et les piézomètres, nous avons donc utilisé la formule de Dupuit, en régime d'équilibre :

$$Q = \frac{\pi K (H^2 - h^2)}{\log R/r}$$

- avec K : perméabilité
- H : puissance de la couche aquifère
- h : puissance de la couche après rabattement
- R : rayon d'action fictif
- r : rayon du forage

La droite des rabattements dans les piézomètres en fonction de leur distance par rapport au puits nous a permis de calculer R, rayon d'action fictif et donc la perméabilité  $K = 4,5 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$  . Les deux essais donnent donc des résultats identiques.

b/ Forage de Crozet : (essai réalisé en 1963)

L'essai a été fait à débit constant  $Q = 33 \text{ m}^3/\text{h} = .0092 \text{ m}^3/\text{s}$  . Nous nous sommes intéressé à la courbe de remontée après seulement deux heures de pompage (fig. 67) .

La droite nous donne la constante  $C = 1,68 \text{ m}$  qui nous a permis de calculer :

$$T = 1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$$

La puissance de la couche était  $H = 5,80 \text{ m}$  d'où :

$$K = 1,72 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$$

c/ Captage de Crozet (essai réalisé en 1964)

Le débit utilisé était  $Q = 53 \text{ m}^3/\text{h} = .0147 \text{ m}^3/\text{s}$  . La droite de remontée nous donne  $C = .27 \text{ m}$  .

et  $T = 1 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$

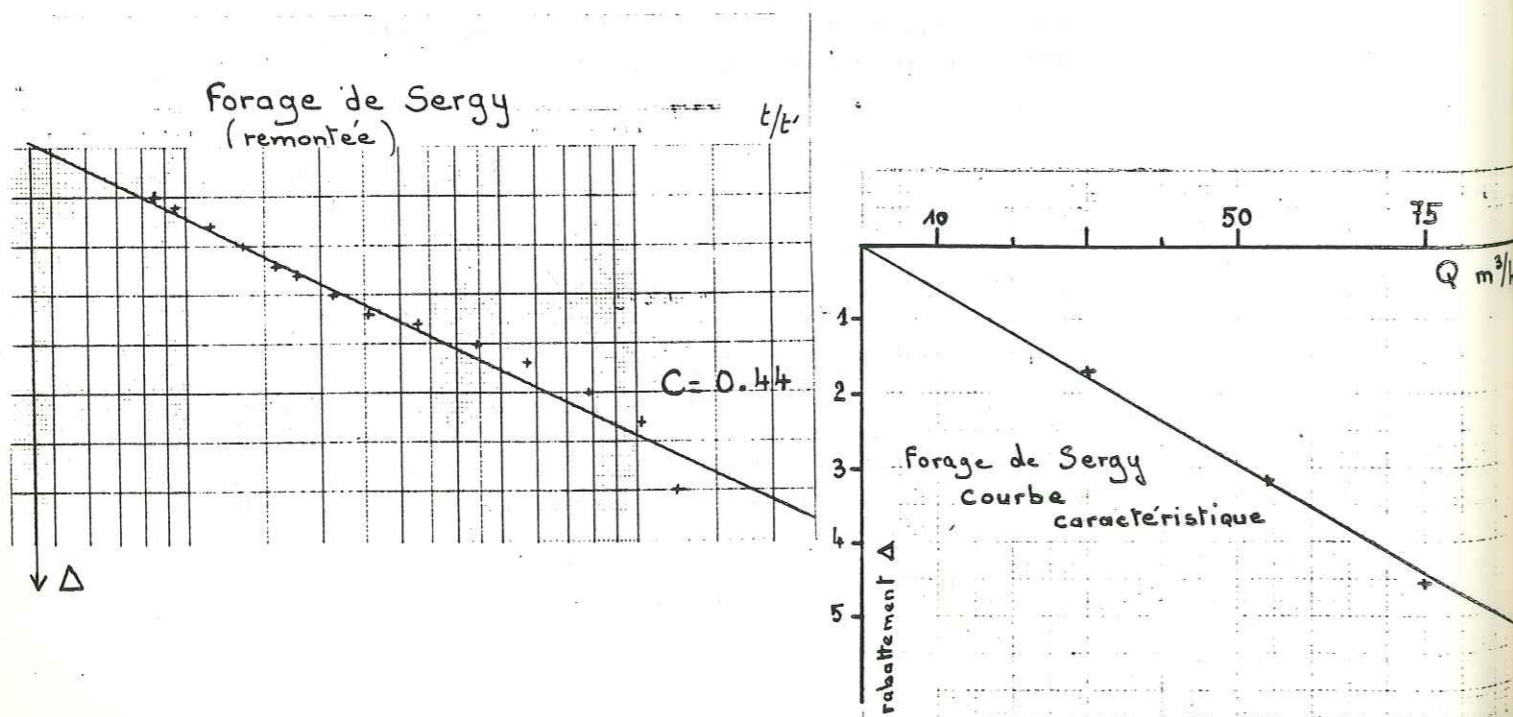
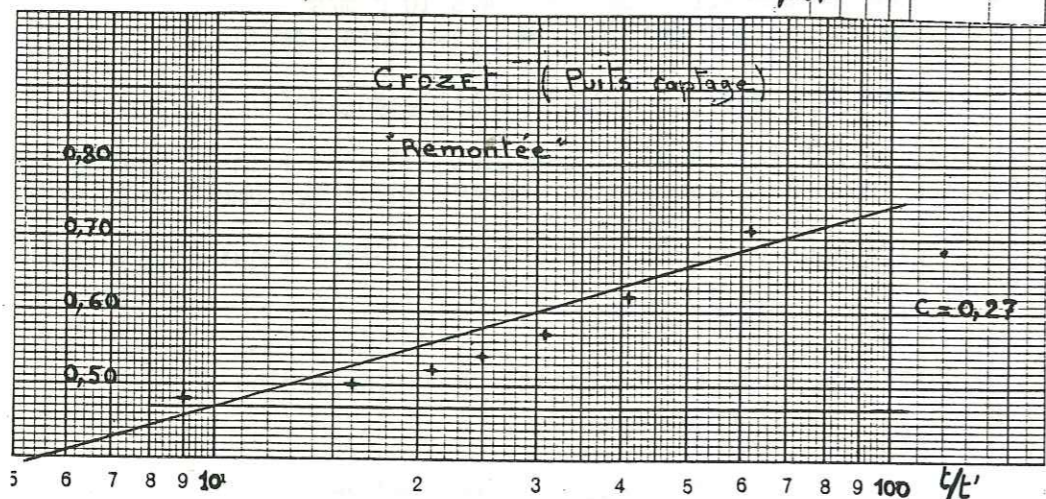
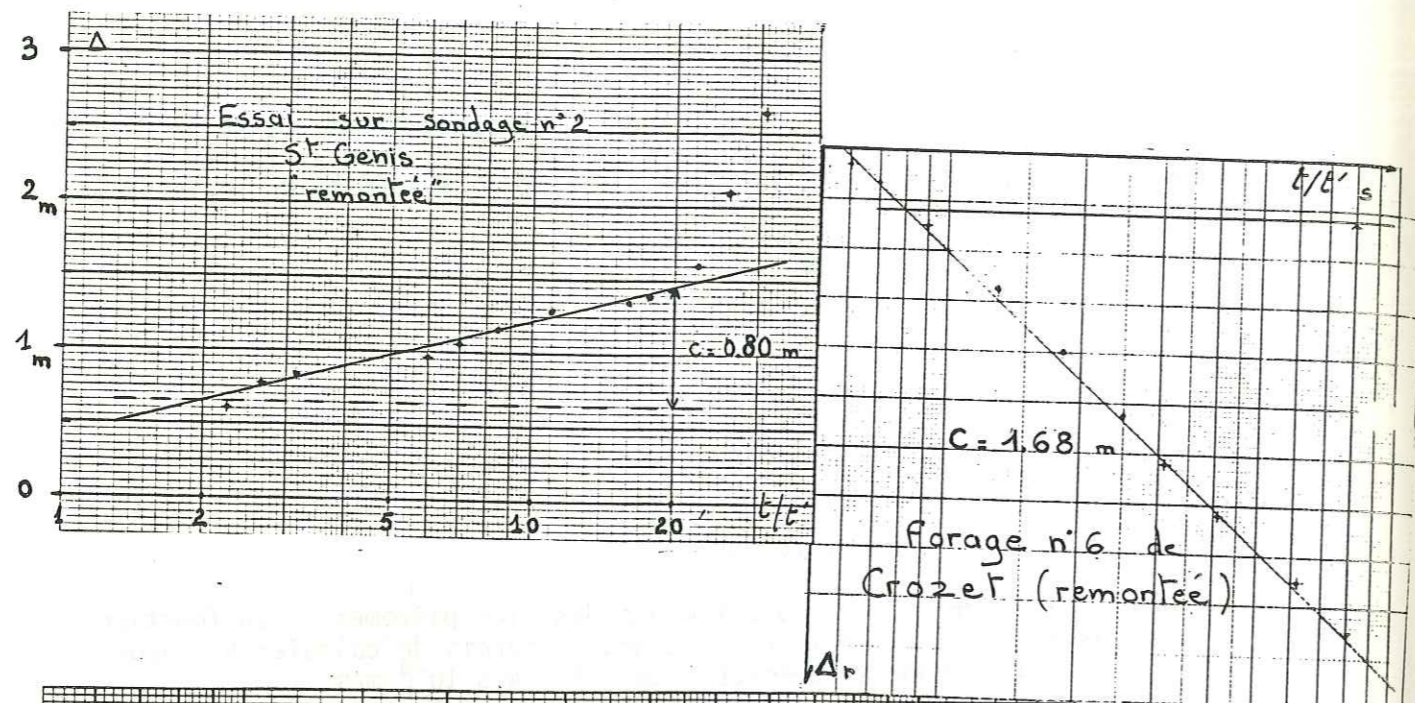
La puissance de l'aquifère, lors de l'essai, était de 8,20 m d'où  $K = 1,2 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$  .

d/ Le champ de captage de Pregnin (Saint-Genis, Pouilly)

1 - Essai n° 1 sur puits n° 2

L'essai ayant fait intervenir trois débits successifs, de 60, 80 et 100 m<sup>3</sup>/h, nous avons fait nos calculs en exploitant la courbe de remontée et en considérant que le temps t correspond à un temps fictif égal au rapport du volume d'eau extrait lors de l'essai par le débit de pompage maximum

$$(t = \frac{V}{Q_{\text{max}}} = \frac{V}{100})$$



Nous obtenons deux valeurs de C :

$$C_1 = .305 \quad T = 1.66 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$$

$$C_2 = .120 \quad T = 4.23 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$$

La puissance de la nappe était  $H = 7,50 \text{ m}$  ; la perméabilité moyenne est donc :  $K = 2,2 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$ .

2 - 2ème essai sur le puits n° 3

L'essai a été réalisé à un débit constant de  $112 \text{ m}^3/\text{h}$  soit  $.0311 \text{ m}^3/\text{s}$ . Le rabattement a été observé dans un piézomètre (sondage n° 2 de Saint-Genis) situé à  $72 \text{ m}$  du puits.

Nous nous sommes intéressé à la partie de la courbe de descente correspondant au régime transitoire (fig. ).

La droite nous donne :  $C = .35 \text{ m}$

La transivité est égale à  $T = 1,62 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$   
et  $K = 2,1 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$

Calcul du coefficient d'emmagasinement S :

A partir de la formule d'approximation logarithmique :

$$\Delta = \frac{.183 Q}{T} \log \frac{2.25 T t}{x^2 S}$$

ou  $x$  est la distance du piézomètre au forage

$T$  est la transmissivité

$S$  est le coefficient d'emmagasinement

Pour un rabattement nul  $\Delta = 0$ ,  $\log \frac{2.25 T t}{x^2 S} = 0$  donc  $\frac{2.25 T t}{x^2 S} = 1$

Pour un rabattement  $\Delta$  nul, la valeur de  $t$  nous est donnée par l'intersection de l'axe des temps par la droite représentative (fig. ).

Ici  $t_0 = 24 \text{ mn} = 1440 \text{ s}$

et  $S \approx 1 \%$

Ce résultat nous semble assez faible.

III-2.3. Evaluation des ressources en eau de l'aquifère de Saint-Genis

A partir de l'observation des forages (S1-S2-S3-S4-S5 et forages d'exploitation) nous avons estimé la largeur de la formation aquifère (chenal) à  $375 \text{ m}$  environ.

Nous avons essayé d'évaluer le débit transitant dans cette formation en fonction de nos calculs de transmissivités.

Les gradients hydrauliques sont calculés à partir du relevé des niveaux piézométriques dans les puits de Saint-Genis.

Pour les puits n° 2 et 3 distants d'environ  $180 \text{ m}$ , le gradient moyen est de :



$$i = \frac{\Delta H}{180} = \frac{.87}{180} = .005 \text{ en période normale ;}$$

$$\text{et de } i = \frac{.25}{180} = .0014 \text{ en période d'étiage.}$$

En considérant la valeur de T égale à  $5,08 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ , calculée par la courbe de remontée lors d'essai de pompage sur le forage n° 2. Nous trouvons en appliquant la formule de Darcy :

$$Q = T L i$$

$$Q = .095 \text{ m}^3/\text{s} \text{ en période normale ;}$$

$$Q = .027 \text{ m}^3/\text{s} \text{ en période d'étiage.}$$

Les volumes transitant mensuellement seraient donc de l'ordre de :  $V = 246 \text{ } 000 \text{ m}^3$   
 et de :  $V = 72 \text{ } 000 \text{ m}^3$  en période d'étiage (septembre - octobre).

Les volumes qui ont été pompés mensuellement, durant l'année 1981 sont de l'ordre de :

de janvier à juin 81 :	50 000 m <sup>3</sup>	aux captages de Saint-Genis	
	20 000 m <sup>3</sup>	aux captages de Crozet.	
en juillet et août :	40 000 m <sup>3</sup>	à Saint-Genis	
	22 000 m <sup>3</sup>	à Crozet.	soit 62 000 m <sup>3</sup>
en septembre :	37 500 m <sup>3</sup>	à Saint-Genis	
	21 800 m <sup>3</sup>	à Crozet	soit 60 000 m <sup>3</sup>
en octobre-novembre :	37 000 m <sup>3</sup>	à Saint-Genis	
	15 000 m <sup>3</sup>	à Crozet	soit 52 000 m <sup>3</sup>

Compte-tenu de toutes les imprécisions résultant des calculs des transmissivités, du fait que nous ayons gardé la même valeur de T pour les calculs de débit en période d'étiage et de l'imprécision sur l'estimation de L, largeur de la nappe, il apparaît que les volumes pompés à l'heure actuelle sont proches des limites d'exploitation de l'aquifère (en période d'étiage = 60 000 m<sup>3</sup> pompés pour 72 000 m<sup>3</sup> disponibles.) On conçoit facilement qu'un automne sec pourrait être cause de sérieux problèmes dans l'alimentation en eau de la commune de Saint-Genis.

Il semble donc, a priori, que l'implantation d'un nouvel ouvrage de captage dans le champ d'exploitation de Pregnin ne soit pas envisageable.

### III-3. SECTEUR DE SERGY (fig. 68)

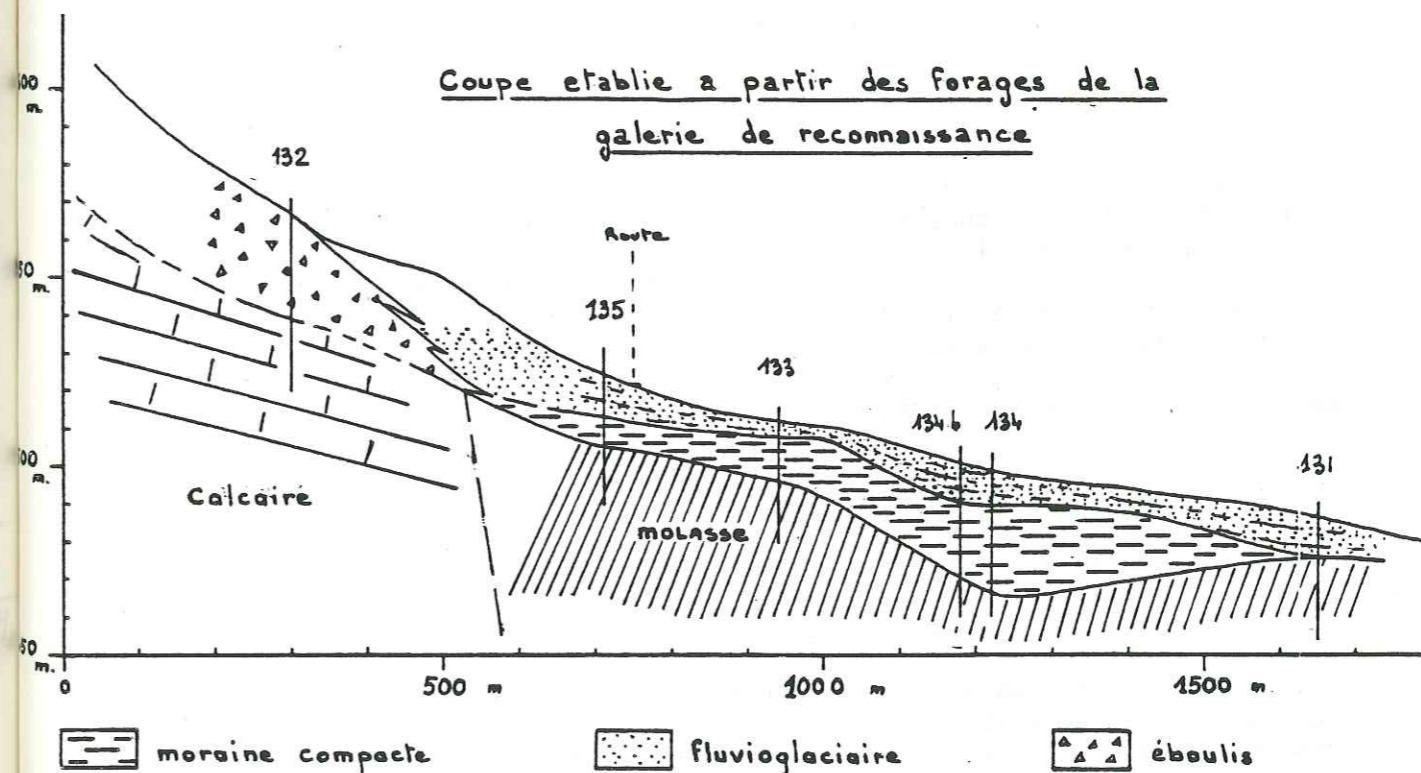
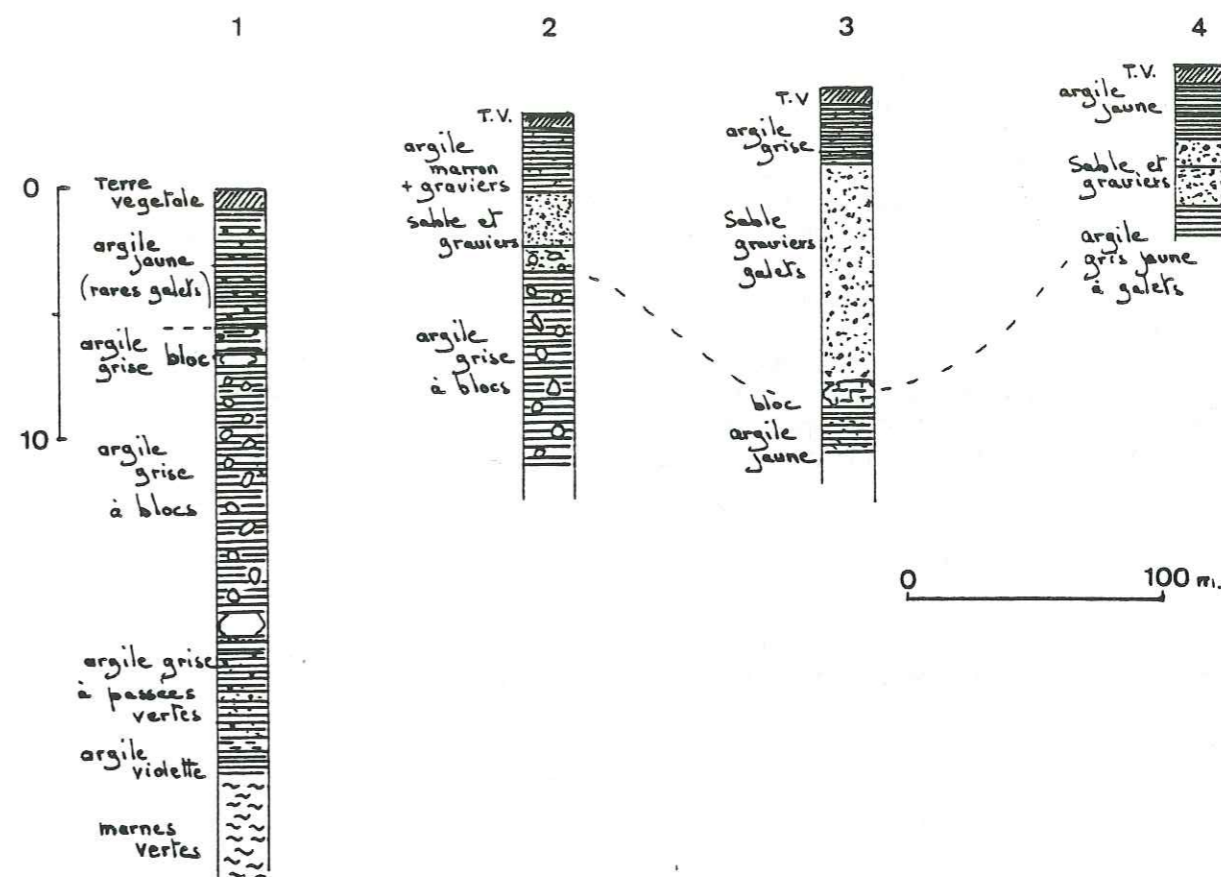
#### III-3.1. Description

Au niveau de Sergy, le remplissage quaternaire est essentiellement argileux. Le forage de recherche d'eau n° 1 qui a rencontré le substratum molassique à la profondeur de 25,50 m, donne une idée de ce remplissage, composé à la base d'argiles grises ou vertes, correspondant au remaniement des marnes molassiques, d'argiles à blocs, et d'argile jaune.

L'observation des sondages 2, 3 et 4 indique que le sillon aquifère exploité, correspond à un surcreusement des argiles grises (d'orientation Ouest-Est), très limité en extension et à remplissage gravelo-sableux (fluvioglacière) ayant précédé le dépôt des argiles marrons ou grises.

Il semble que ce soit, ce type de circulation aquifère qui domine dans cette partie de la région.

## Forages de recherche d'eau de Sergy



Une disposition analogue des dépôts a pu être constatée près de Villeneuve, grâce aux forages de la galerie de reconnaissance. Ceux-ci, orientés Nord-Ouest, ont recoupé un chenal aquifère appartenant à une formation de surface gravelo-sableuse.

Au contact de la molasse, on trouve ici une formation morainique, composée essentiellement d'argiles compactes grises avec quelques passées sableuses, surmontée d'une formation argileuse beige, de faible épaisseur, et d'un matériel à dominante sablo-graveleuse pouvant être qualifié de fluvioglaciaire.

Au vu de la coupe (fig. 68) ce niveau pourrait en fait résulter de plusieurs phases d'érosion des argiles sous-jacentes et dépôts de matériel graveleux par les rivières périphériques du glacier du Rhône lors du retrait wurmien, la moraine argileuse ayant été totalement décapée au niveau du forage 131.

### III-3.2. Caractéristiques hydrodynamiques : le forage de Sergy

Dans ce cas, nous avons étudié la remontée du niveau d'eau après un essai de pompage de courte durée (10 h) à un débit de 75 m<sup>3</sup>/h soit .0208 m<sup>3</sup>/s.

La droite représentative de la remontée est celle de la fig. 67.

$$C = 0,44 \text{ m}$$

$$T = 8,6 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$$

La puissance de la couche aquifère était de 9 m.

$$K = 9,5 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$$

#### Courbe caractéristique :

Un premier essai a été fait avec trois débits successifs de 30, 54 et 75 m<sup>3</sup>/h pour lesquels la stabilisation du niveau d'eau était pratiquement établie. La courbe caractéristique construite à partir de ces trois débits (fig. 67) est linéaire.

On peut donc penser que le débit d'exploitation peut être supérieur à 75 m<sup>3</sup>/h. Toutefois, cet essai a été fait en mars 72, donc probablement en période de hautes eaux.

Compte-tenu des valeurs de T et L (175 m) le débit de l'essai serait proche du débit critique.

### III-4. ETUDE HYDROLOGIQUE - L'ALLONDON A SAINT-GENIS

#### III-4.1. Etude du ruissellement

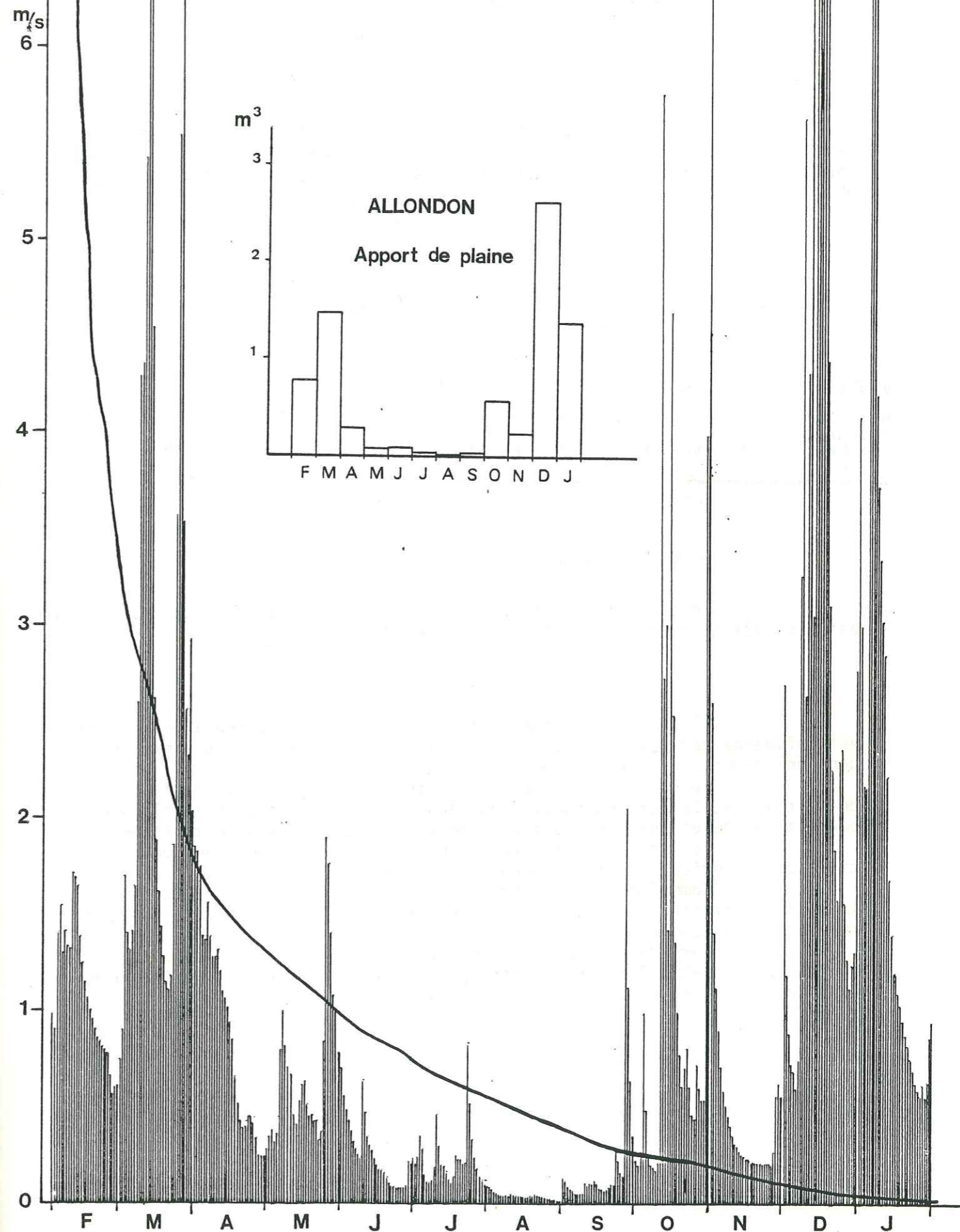
##### 1) Débits moyens journaliers (fig. 69)

Ils peuvent être extrêmement fluctuants, variant de moins de 20 l/s à la fin du mois d'août jusqu'à 20 m<sup>3</sup>/s estimés en janvier 1982. (Les débits supérieurs à 7 m<sup>3</sup>/s ne sont pas représentés planche).

##### 2) Courbe des débits classés (fig. 69)

Les débits caractéristiques calculés à partir de la courbe des débits classés sont :

### DEBITS MOYENS JOURNALIERS ET COURBE DES DEBITS CLASSES DE L'ALLONDON A S<sup>t</sup> GENIS



- débit dépassé 10 jours par an : DCM = 7 m<sup>3</sup>/s
- débit moyen, dépassé 6 mois de l'année : DC6 = 0,575 m<sup>3</sup>/s
- débit d'étiage, dépassé 355 jours par an : DCE = .035 m<sup>3</sup>/s

3) Débits mensuels (fig. 69)

Les débits mensuels relatifs à l'apport de plaine (bassin versant de 17,4 km<sup>2</sup>), ont été obtenus par différence entre les débits mensuels enregistrés au point n° 5 et ceux enregistrés à la source de Naz, au point n° 2.

Les résultats suivants ont été obtenus :

Tableau n° 31

	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J
Q m <sup>3</sup> /s	.750	1.471	.277	.062	.069	.023	.0087	.0228	.560	.238	2.625	1.374
Débit spécifique l/s/km <sup>2</sup>	43.67	84.54	15.92	3.56	3.96	1.32	0.5	1.31	32.18	13.68	150.86	78.96
Lame d'eau mm	105.7	226.5	41.2	9.5	10.3	3.5	1.3	3.4	86.4	35.5	404.1	211.5

4) Débits annuels

Le débit moyen annuel, calculé à partir des résultats précédents, est  $\bar{Q} = .624$  m<sup>3</sup>/s, soit un débit spécifique de 35,87 l/s/km<sup>2</sup>.

III-4.2. Etude des tarissements

Il est évident que le tarissement de l'Allondon à Saint-Genis est influencé par celui de la source de l'Allondon à Naz. Nous prendrons donc uniquement en compte la dernière phase du tarissement.

Le calcul des réserves attribuables à la partie plaine du trajet de la rivière, se fera en soustrayant les réserves précédemment calculées pour la source et correspondant à la même période et phase de tarissement.

Le tableau n° 32 représente les résultats obtenus pour les différentes périodes de tarissement.

Comme on peut le constater, les réserves stockées au niveau de la plaine sont finalement faibles caractérisant le faible pouvoir de rétention des formations quaternaires à ce niveau.

Lors des phases d'étiage prolongées, les débits mesurés à la source (à Naz) et à Saint-Genis sont pratiquement identiques. Les réserves obtenues par différence sont donc très faibles (6 000 m<sup>3</sup> au mois d'août).

Etude des tarissements de l'Allondon à St-Genis (Tableau n° 32)

Date de la crue	$\alpha_j$	$Q_{0j}$ m <sup>3</sup> /s	nombre de jour	volume des réserves m <sup>3</sup>	réserves vraies m <sup>3</sup>	lame d'eau mm
10-02-1981	.213		4			
	.116	1.020	10	420 000		
	.038	.450	7	1 020 000	770 000	41
12-03-1981	.751		3			
	.133	2.150	6	1 400 000	888 000	48
26-03-1981	.0567	2.450	9	3 700 000	3 500 000	
25-05-1981	.295		2			
	.127	.820	6	560 000	50 000	2.7
10-06-1981	.346		3			
	.082	.310	15	326 000	181 000	9.8
04-07-1981	.585		2			
	.166	.158	3	81 700	30 000	1.6
11-07-1981	.449		3			
	.119	.205	5	148 000	97 000	5.2
24-07-1981	.628		1			
	.228	.480	10	180 000	57 000	3
	.045	.049	26	95 000	6 000	0.3
27-09-1981	1.900		1			
	.496	1.200	5	210 000	130 000	7
04-10-1981	.617		3			
	.111	.155	3	120 000	18 000	1
30-10-1981	.890		2			
	.219	1.450	5	360 000		
	.054	.540	18	856 000	675 300	36.5

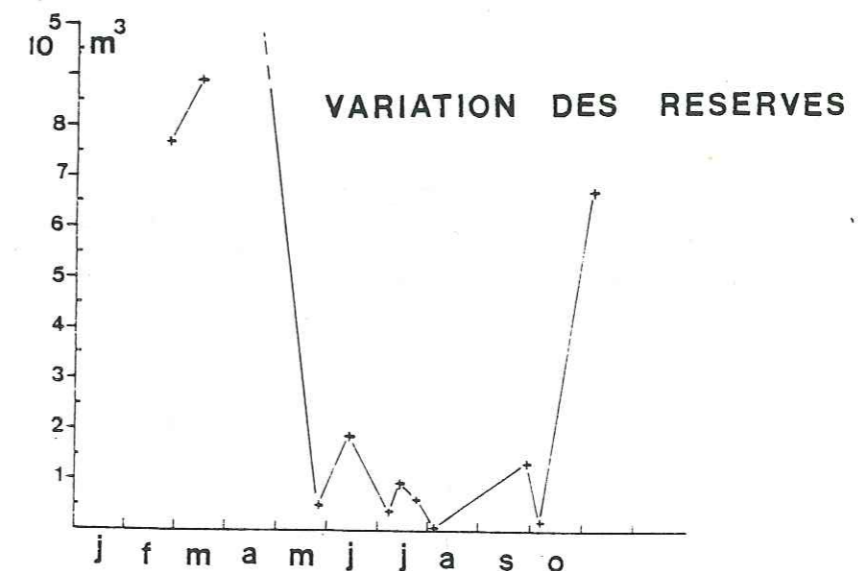


Fig. 70

### III-5. ALLEMOGNE A SAINT-GENIS

Comme nous l'avons écrit dans le chapitre concernant l'étude des bassins versants, la surface réceptrice et donc les volumes imputables à l'écoulement de plaine au limnigraphe n° 5, qui prend aussi en compte les débits du puits Mathieu, de la source du Maire et de l'Allemogne, sont beaucoup trop faibles pour être considérés avec rigueur. La surface de la partie plaine représente en effet moins de 2 km<sup>2</sup> (topographiquement), soit moins de 10 % de la surfacetotale occasionnant le débit enregistré au point n° 5.

Compte-tenu de l'erreur relative à la mesure des débits (de 5 à 10 %), nous n'utiliserons pas ces données.

Nous ne donnons que les débits mensuels obtenus par différence (planche 71a). Ces débits nous conduisent à un débit spécifique annuel de 110 l/s/km<sup>2</sup>, ce qui est tout à fait abérrant par comparaison avec les autres débits spécifiques calculés.

### III-6. DEBITS TRANSITANT A LA STATION D'EPURATION DE SAINT-GENIS - POUILLY

Ces débits concernent les collecteurs d'eaux usées et les déversoirs d'orages qui aboutissent à la station d'épuration au Sud de Saint-Genis pouilly.

Un point important est à signaler : le réseau de conduites enterrées présenterait d'importantes malfaçons. Des observations faites par caméra introduite dans les conduites auraient signalé des longueurs d'éléments ce tuyau non jointifs.

Il en résulterait donc :

- en période d'étiage, une pollution plus ou moins importante des niveaux superficiels, qui pourrait à long terme avoir des conséquences non négligeables.
- en période humide, un drainage de ces niveaux et peut-être une perte pour l'alimentation des réservoirs exploitables, et une augmentation du débit à la station d'épuration, entraînant son mauvais fonctionnement.

Les volumes mesurés sont les suivants (communiqués par la S.O.B.E.A. de Saint-Genis) :

en 1981, à la station	: 2 900 000 m <sup>3</sup>	
déversoirs	: 1 200 000 m <sup>3</sup>	
soit au total	: 4 100 000 m <sup>3</sup>	soustraits à l'écoulement

de plaine. Il est difficile de faire la part de ce volume entre les deux bassins de plaine, aussi les considérons nous dans leur ensemble. Pour l'ensemble de la partie plaine (52,5 km<sup>2</sup>), la lame d'eau prélevée est : 78 mm.

Nous tiendrons compte de cette valeur dans l'approche des bilans des bassins de plaine.

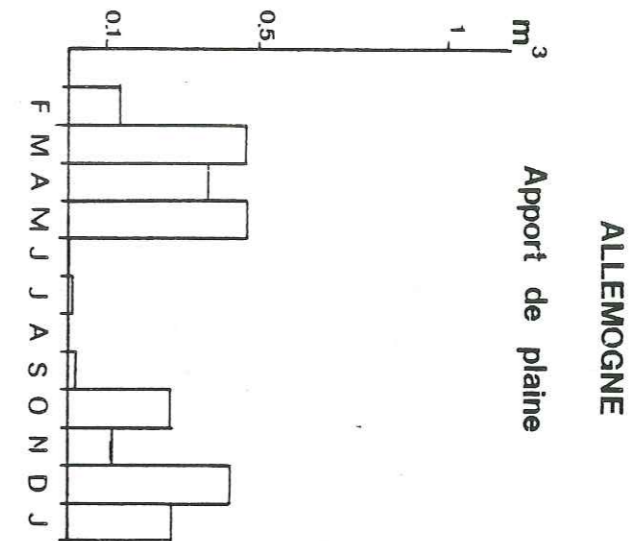
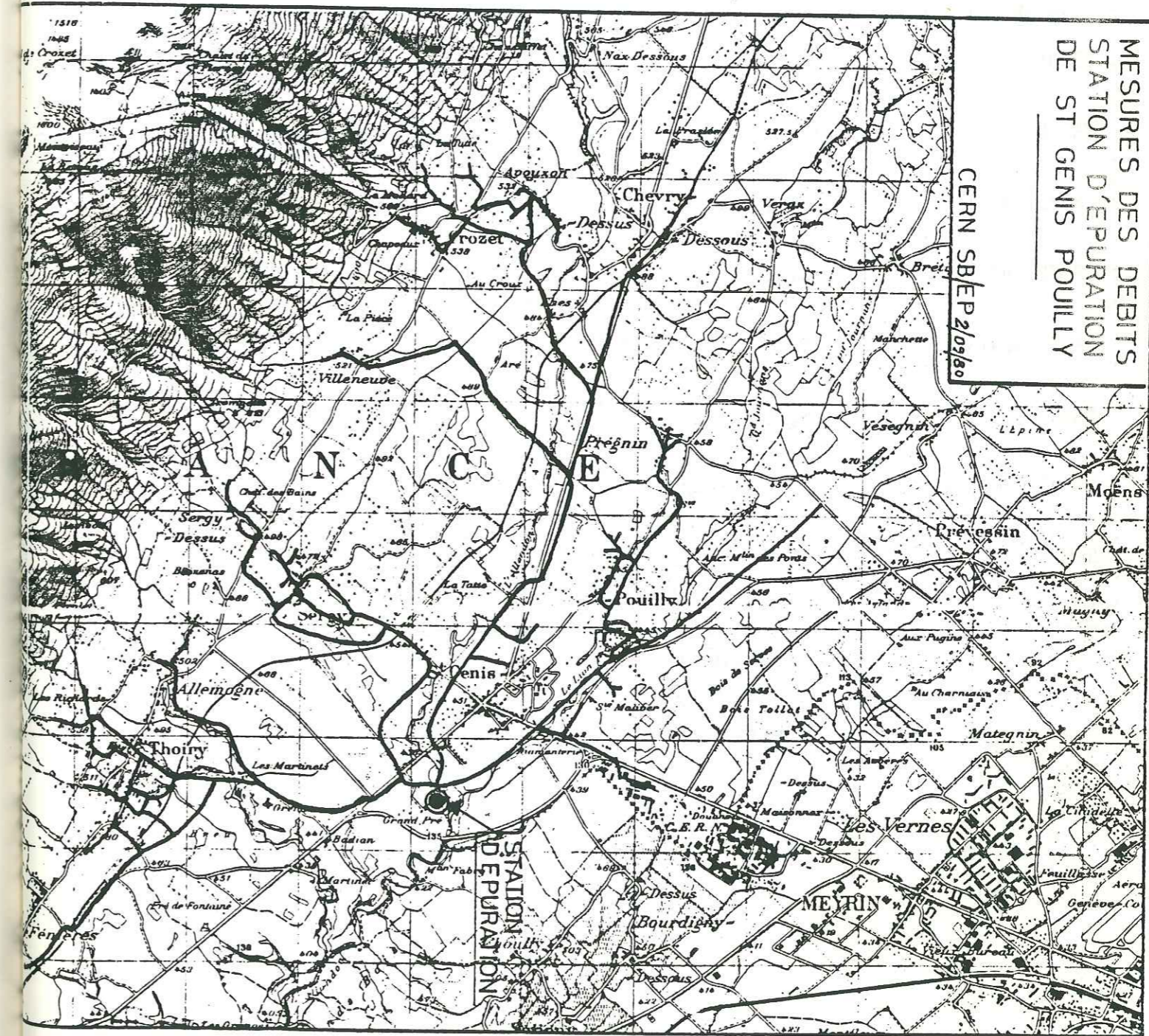


Fig. a

Fig. b



III-7. CONCLUSION A L'ETUDE HYDRODYNAMIQUE

Tableau récapitulatif des paramètres hydrodynamiques calculés et utilisés

Forages	Puissance H en m	Courbe de descente	Courbe de remontée	Présence de piézomètres	Dupuits (hypothèse de Porchet)
Gex : Pré Bataillard	30,20				$K = 3,9 \cdot 10^{-4}$ $T = 1,2 \cdot 10^{-2}$
Chenaz nappe captive	18				$K = 2,8 \cdot 10^{-4}$ $T = 5 \cdot 10^{-3}$
CHENAZ nappe captive SPL.61 SPL.62	19		$K=4,2 \cdot 10^{-4}$ $T=8 \cdot 10^{-3}$		
SEZNY	8,50				$K_1 = 1,2 \cdot 10^{-3}$ $K_2 = 9,5 \cdot 10^{-4}$ $T = 8,5 \cdot 10^{-3}$
NAZ-DESSUS	15		$K=3,6 \cdot 10^{-3}$ $T=5,4 \cdot 10^{-2}$		
CROZET n° 1	5,80		$K=2,1 \cdot 10^{-4}$ $T=1,2 \cdot 10^{-3}$		
CROZET n° 2	8,50		$K = 1 \cdot 10^{-3}$ $T = 9 \cdot 10^{-3}$	$S = 3,6 \%$	
SAINT-GENIS 1	4,30	$K = 7 \cdot 10^{-4}$ $T = 3 \cdot 10^{-3}$		$K = 4,5 \cdot 10^{-4}$ $T = 1,9 \cdot 10^{-3}$	
SAINT-GENIS 2 (B)	5,75	$K = 5 \cdot 10^{-3}$ $T=3,8 \cdot 10^{-2}$	$K=2,6 \cdot 10^{-3}$ $T=5,08 \cdot 10^{-2}$		
SAINT-GENIS 3 (C)	8	$K=2,1 \cdot 10^{-3}$ $T=1,6 \cdot 10^{-2}$		$S = 1 \%$	
SERGY	9	$K=5,8 \cdot 10^{-4}$ $T=5,3 \cdot 10^{-3}$	$K = 1 \cdot 10^{-3}$ $T = 9,2 \cdot 10^{-3}$		

K = perméabilité

T = transmissivité

S = coefficient d'emménagement .

La transmissivité calculée pour le sillon du pré Bataillard est très élevée ( $1,2 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ ), ce qui permet d'envisager un débit de transit important pour ce sillon.

La présence de piézomètres permettrait en calculant le gradient hydraulique de la nappe, d'estimer précisément ce débit de transit et les limites d'exploitation du sillon.

A la hauteur de Chenaz, les transmissivités restent très bonnes quoiqu'inférieures.

Le "sillon" rencontré à Naz-dessus présente la valeur de transmissivité la plus importante rencontrée jusqu'alors. Dans ce cas aussi, la connaissance du gradient hydraulique permettrait une approche de la valeur du débit de transit, la géométrie de l'aquifère étant assez bien connue grâce à l'étude géophysique.

Les valeurs trouvées pour les forages de Crozet ou Saint-Genis paraissent cohérentes, les résultats trouvés à partir des courbes de remontée étant théoriquement plus proches de la vérité. Rappelons toutefois qu'il s'agit d'essais d'assez courte durée.

Les valeurs trouvées pour le forage de Sergy sont sensiblement identiques, quelle que soit la méthode employée. Nous les considérons donc comme représentatives.

### C - LES BILANS D'EAU

L'étude géophysique et les forages mécaniques nous ayant permis d'avancer un schéma hydrogéologique pour la partie plaine du Pays de Gex, les études hydroclimatiques et hydrologiques vont nous permettre d'approcher les bilans d'eau sur les bassins versants de plaine.

#### I - BILANS HYDROMÉTÉOROLOGIQUES

Nous avons établi pour les deux bassins de plaine, les bilans hydro-météorologiques.

Nous avons procédé de la même manière que pour les bassins du versant. Nous avons utilisé les valeurs d'évapotranspiration potentielle calculées par la méthode de Primault.

La valeur prise pour le stock disponible à l'évapotranspiration est de 100 mm, valeur généralement admise pour ce type de sol.

Ces bilans nous ont permis d'obtenir les valeurs d'évapotranspiration réelles. Elles sont de :

- 492,8 mm pour le bassin du Lion,
- 493 mm pour le bassin de l'Allondon.

#### II - LES BILANS D'EAU

Nous avons établi les bilans d'eau sur la période de février 1981 à janvier 1982, pour les bassins versants du Lion et de l'Allondon en plaine.

Nous procédons de la même façon que pour l'étude des bilans des bassins du versant. Au 1er février 1982, subsistait une couche de neige en plaine qui a fondu en février et mars.

En gardant la même hypothèse que pour l'étude du versant sur la répartition du manteau neigeux, nous trouvons les valeurs suivantes :

- hauteur de neige moyenne pour le bassin du Lion : 15 cm
- " " " " " Allondon : 17 cm.

Soit, en utilisant la relation 1 cm = 3,9 mm, 58,5 mm et 66,3 mm d'équivalent en eau, pour les différents bassins versants.

A la fin janvier 1982, la fonte du manteau a eu lieu en plaine, ce sont donc les valeurs précédentes qui seront additionnées à la lame d'eau précipitée lors de la période février 1981 à janvier 1982.

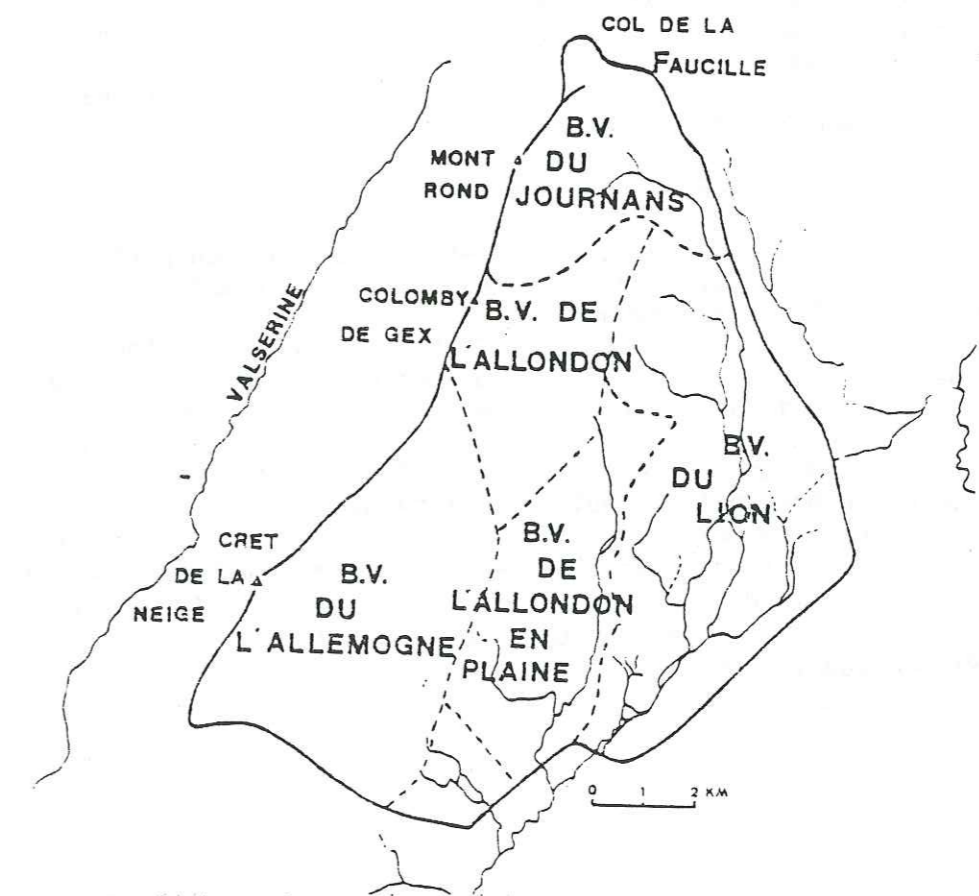
##### II-1. BASSIN DU LION

P = 1265 + 58,5 = 1 323,5 mm  
 Q = 960,65 mm  
 ETR = 492,8 mm  
 ΔR = 0 mm

l'incertitude est :  $i_1 = 126$  mm  
 $i_2 = 77$  mm  
 $i_3 = 49$  mm  
 $\Sigma i = 256$  mm

ALLONDON				
	P	etp	stock	etr
JAN	143.5	3	100	
FEV	54.3	5.5	100	5.5
MAR	130.7	19.2	100	19.2
AVR	7.2	55.4	51.8	55.4
MAI	119	50.5	100	50.5
JUI	56.5	101.4	55.1	101.4
JUL	108	95.9	67.2	95.9
AOU	18.8	121.3	0	86
SEP	134.5	34.8	99.7	34.8
OCT	239.8	19.2	100	19.2
NOV	100	16.1	100	16.1
DEC	365.4	4.6	100	4.6
JAN	124.4	5	100	5
F-J	1602.1	531,9		493

LION				
	P	etp	stock	etr
JAN	140	3	100	3
FEV	53.2	5.5	100	5.5
MAR	131.7	19.2	100	19.2
AVR	7	55.4	51.6	55.4
MAI	120.4	50.7	100	50.7
JUI	56	101.7	54.3	101.7
JUL	108	96.3	66	96.3
AOU	18.2	121.5	0	84.2
SEP	133.9	34.8	99.1	34.8
OCT	238.7	19.3	100	19.3
NOV	100	16.1	100	16.1
DEC	364	4.6	100	4.6
JAN	120	5	100	5
F-J	1591,1	530.1		492.8



C = 78 mm (représentant la lame d'eau enregistrée à la station d'épuration de Saint-Genis)

Nous obtenons QS - QE = -208 mm .

Lors de l'étude des débits du Journans, nous avons suggéré que la valeur positive du terme QS - QE = 406,4 mm représentait la lame d'eau s'écoulant hors du bassin (creux de l'Envers) par transit souterrain. Cette lame d'eau, alimentant la plaine au niveau de Gex, représenterait un volume de 5 240 000 m<sup>3</sup> et interviendrait donc dans les apports au bassin versant du Lion.

Compte-tenu de la surface du bassin versant du Lion, cet apport est donc de 154 mm et nous avons :

QS - QE = -208 mm soit 224 l/s.

QE<sub>1</sub> = 154 d'où QS - QE<sub>2</sub> = - 54 mm

Nous avons alors deux possibilités :

1°) QS = 0 et QE<sub>2</sub> = 54 mm = 58 l/s

Ce débit représenterait un apport extérieur au bassin de plaine dont l'origine se situerait dans le bassin versant de l'Oudar. Cependant, compte-tenu de la précision obtenue sur tous les termes, cette valeur est faible devant l'incertitude absolue (±276 l/s), et donc invérifiable.

2°) QS > 0

Ce cas paraît improbable, compte-tenu de ce que nous connaissons des formations au Sud de Saint-Genis.

Nous insisterons encore sur l'imprécision relative à ces calculs qui est très importante devant les différents termes QS - QE .

II-2. BASSIN DE L'ALLONDON EN PLAINE

P = 1275 + 66,3 = 1 341,3 mm	i <sub>1</sub> = 134 mm
Q = 1071,4 mm	i <sub>2</sub> = 85 mm
ETR = 493 mm	i <sub>3</sub> = 49 mm
ΔR = 0	I = Σ i = 268 mm
C = 78 mm (station d'épuration)	

QS - QE = - 301,1 mm

Cet excédent d'écoulement peut s'expliquer en partie par l'apport que représente la source des Fossiaux, exurgence temporaire fonctionnant en trop-plein du karst d'Allemogne.

D'autre part, en période très humide, la saturation qui se fait dans les sols, entraîne la création de ruissellements temporaires sur le versant du Jura, qui équivalent à une sous-estimation du bassin versant.

Ces deux explications ne suffisent toutefois pas, à notre avis à justifier la valeur de 301 mm qui nous paraît excessive. Une sous-estimation de la lame d'eau précipitée peut ici intervenir, la position du bassin versant contre le Jura pouvant être, comme nous l'avons vu, à l'origine d'une pluviométrie plus importante. Rappelons en effet, que l'altitude moyenné du bassin versant de l'Allondon en plaine est de 517 m, et que le pluviographe de Ville-neuve situé à l'altitude de 486 m à enregistré plus de 1 400 mm de pluie pour la période considérée.

La lame d'eau écoulée, calculée par différence avec celle de la source de l'Allondon, a pu aussi être surestimée.

Dans tous les cas, la somme des incertitudes est très élevée devant la valeur du terme QS - QE .

III-3. CONCLUSION

L'approche des bilans indique qu'il peut exister des apports de l'extérieur du bassin. Ces apports pourraient bien-sûr trouver une origine en Piedmont, à partir des bassins du versant, mais nous avons pu constater que les bilans établis sur ces derniers bouclaient bien.

L'incertitude sur les différents termes, principalement sur la lame d'eau précipitée pour les bassins de plaine, ne permet pas de considérer ces résultats avec rigueur.

Une plus large période d'étude permettra peut-être d'obtenir plus de précision dans les mesures et donc sur les bilans d'eau.

# CARTE DES RESISTIVITES

## D - ETUDE PHYSICO-CHIMIQUE

### I - LES EAUX DU QUATERNAIRE

#### I-1. INVENTAIRE DES POINTS D'EAU : PUIITS ET SOURCES

Un inventaire exhaustif des points d'eau du Pays de Gex a été réalisé à l'initiative du CERN, ceci afin de permettre un contrôle systématique de ces points d'observation durant la période des travaux du LEP.

Toutes ces données ont été stockées dans un fichier sur ordinateur ainsi que les mesures effectuées régulièrement : ces mesures concernaient :

- le débit pour les sources,
- le niveau d'eau pour les puits,
- la conductivité et la température,
- dans quelques cas les PH et TH. et l'analyse chimique complète.

Le nombre de ces points d'eau étant trop important pour permettre un suivi régulier des observations, nous avons tenté d'en limiter le nombre, en éliminant les points ne présentant qu'un intérêt secondaire.

Les critères de choix ont été les suivants :

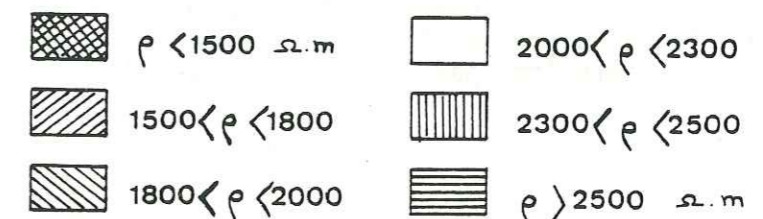
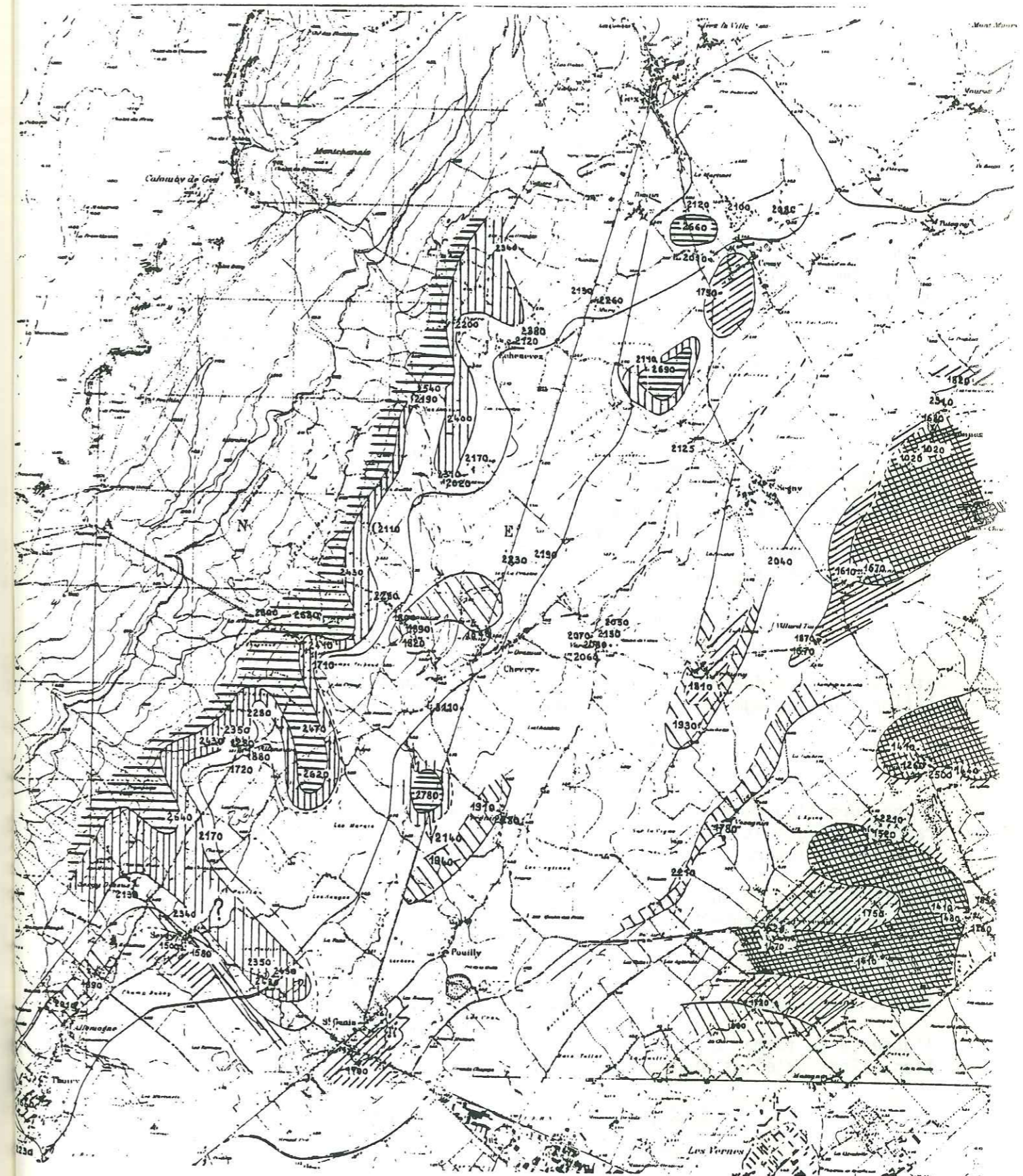
- les puits de très faible profondeur ont été éliminés lorsqu'ils concernaient les formations de surface,
- les puits présentant des conductivités anormales : certains puits anciens et non utilisés servant de récepteurs d'eau pluviale ou d'eau usées, d'autres paraissant colmatés etc...
- seules les sources de débit important ont été prises en compte (La Praslée, Chenaz, Veraz ...),
- d'autres points d'eau ont été choisis en fonction du tracé du LEP.

#### I-2. CARTE DES RESISTIVITES

Le 2 et 3 février 1982, nous avons profité d'une période de temps sec pour effectuer une campagne des mesures de résistivité et niveaux d'eau sur environ 100 points d'eau du pays de Gex.

Nous avons tenté de corrélérer ces points entre eux, en dressant une carte d'isorésistivité.

Nous avons rencontré, là encore, quelques difficultés d'interprétation pour certains secteurs. Il est entendu que, sauf pour les captages de Chenaz, à Chenaz, qui donnent accès à un aquifère profond (nappe captive), les autres mesures concernent des systèmes plus superficiels.





On retrouve deux grandes zones qui apparaissent distinctement :

- la zone de Piedmont,
- la zone située à l'Est du bassin versant.

1°) Zone de Piedmont

Le Jura apparait bien comme le générateur d'écoulements souterrains par l'intermédiaire des cônes d'éboulis ou des placages morainiques.

Le Piedmont correspond à des zones à forte résistivité, disposées en bandes assez étroites, mettant en évidence la prédominance du matériel argileux imperméable au contact du Jura, limitant les circulations et entraînant une rapide minéralisation.

Cependant, du Nord au Sud, plusieurs "langues" à résistivité élevée s'avancent en plaine, pouvant correspondre à des zones aquifères à circulation plus rapide, et présenter un intérêt du point de vue de l'exploitation.

a/ Nord d'Echenevex :

Cette zone correspond à l'apparition du ruisseau de la Varfeuille. Un sondage de recherche d'eau a été mis en place par la D.D.A. en décembre 1980, qui n'a rencontré qu'un matériel médiocre où moraines argileuses et graviers agglomérés dominant.

Ces résistivités élevées seraient donc dûes à des niveaux perméables, mais de très faible puissance, ou des chenaux limités en extension, qui pourraient être recherchés par sondages électriques.

b/ Région de Naz-Dessus - Naz-Dessous :

L'intérêt de cette zone sur le plan de l'exploitation a été évoqué précédemment et prouvé par prospection géophysique avant l'installation d'un captage qui a été réalisé.

c/ Est de Villeneuve :

Les points de mesure correspondent à deux sources situées en bordure d'un chenal mis en évidence par sondages (sondages de la galerie de reconnaissance) et études géophysiques. Elles seraient donc liées à un petit déversement latéral des eaux de ce chenal.

La zone située en Piedmont entre Crozet et Villeneuve, pourrait présenter un intérêt par la présence de formations superficielles très perméables, rencontrées par sondage au SPM 11 ou au L 135 : graviers et blocs très peu argileux d'une épaisseur de 9,50 m au SPM 11, 11,00 m au L 135, la formation reposant sur une moraine argileuse compacte.

Il est probable que les eaux contenues dans ces formations soient collectées au niveau du petit chenal évoqué ci-dessus.

Ces formations présentent un inconvénient majeur dû à l'absence de formations imperméables de surface et donc à l'absence de protection, alors qu'elles sont occupées par des espaces agricoles.

d/ Zone située entre Sergy (champ des chataigniers) et Saint-Genis :

La présence de la source des Fossiaux, exurgence temporaire d'origine karstique, laisserait supposer qu'une alimentation directe des formations quaternaires par le karst est possible.

Les différentes études géophysiques entreprises dans le secteur ont donné des résultats négatifs.

La prolongation de cette zone à forte résistivité vers Saint-Genis est donc hypothétique. Les mesures enregistrées sur les points d'eau près de la voie ferrée, pourraient trouver une explication en évoquant une relation avec l'Allondon, mais les températures relevées le 2 février sont élevées comparées à celles de la rivière (9,5 et 10°).

Une anomalie concernant ces deux puits (10.1.15 et 10.1.16) peut être signalée : ceux-ci sont séparés par une distance de 100 m environ. Ils présentent des eaux dont la résistivité et la température sont similaires et évoluent de la même manière, alors que les niveaux statiques présentent une différence de 3 m en moyenne.

Si ces puits sont en liaison, le gradient correspondant est important, supérieur à 0,03 mais l'écoulement se ferait alors vers le Nord, ce qui a priori paraît aberrant.

Un tel exemple, qui n'est pas unique dans la région étudiée, montre l'impossibilité de dresser des documents hydrogéologiques tels que les cartes piézométriques.

2°) Zone située à l'Est du bassin versant

Les faibles résistivités enregistrées sont ici caractéristiques de la présence des collines molassiques, au contact desquelles les formations déposées sont très argileuses.

Trois secteurs présentent des résistivités plus élevées :

- le secteur Nord de Versonnex - ici la relation avec l'Oudar semble certaine ;
- le secteur au Nord de Moëns (Sud d'Ornex) ;
- le secteur au Sud de Preveysin. Il appartient à la rive droite de l'important sillon de Meyrin, mais ces résistivités représenteraient des circulations plutôt superficielles, le remplissage étant ici exclusivement argileux.

3°) La zone centrale

Nous nous heurtons ici à un manque de données faute de points d'observations. Quelques secteurs s'individualisent toutefois tel que le secteur de Chenaz, à forte résistivité.

Signalons qu'un prélèvement simultané, a été fait sur le ruisseau du By qui draine les formations superficielles situées au Nord-Ouest. Celui-ci présentait une eau de résistivité plus faible donc plus minéralisée.

a/ Le secteur de Veraz

Les eaux rencontrées sont de résistivités assez élevées. Elles peuvent avoir deux origines. Elles peuvent être, soit liées à la forme glaciaire cartographiée lors de l'étude morphologique : drumlin collecteur, avec des niveaux à perméabilité plus importante, servant de drains, et provoquant la présence des sources, soit provenir des eaux du sillon de Naz.

b/ Le champ de captage de Crozet-Pregnin

Il semble bien que ce soit les eaux de la rivière Allondon qui influenceraient directement l'alimentation du puits de Crozet.

I-3. CHIMIE DES EAUX DE LA PLAINE

Les faciès chimiques des eaux des aquifères du quaternaire sont très proches les uns des autres. Nous en avons représenté quelques-uns. planche

Toutes les eaux sont bicarbonatées calciques ; les autres éléments ne sont représentés que par de faibles teneurs.

Les relations pouvant exister entre les différents points d'eau sont donc très difficiles à mettre en évidence.

L'équation chimique générale est la suivante :



Les eaux de Chenaz

Elles se distinguent des autres eaux par des teneurs plus importantes en  $\text{Mg}^{2+}$  et  $\text{Na}^+$ .

Nous avons représenté leur domaine de variation planche 75.

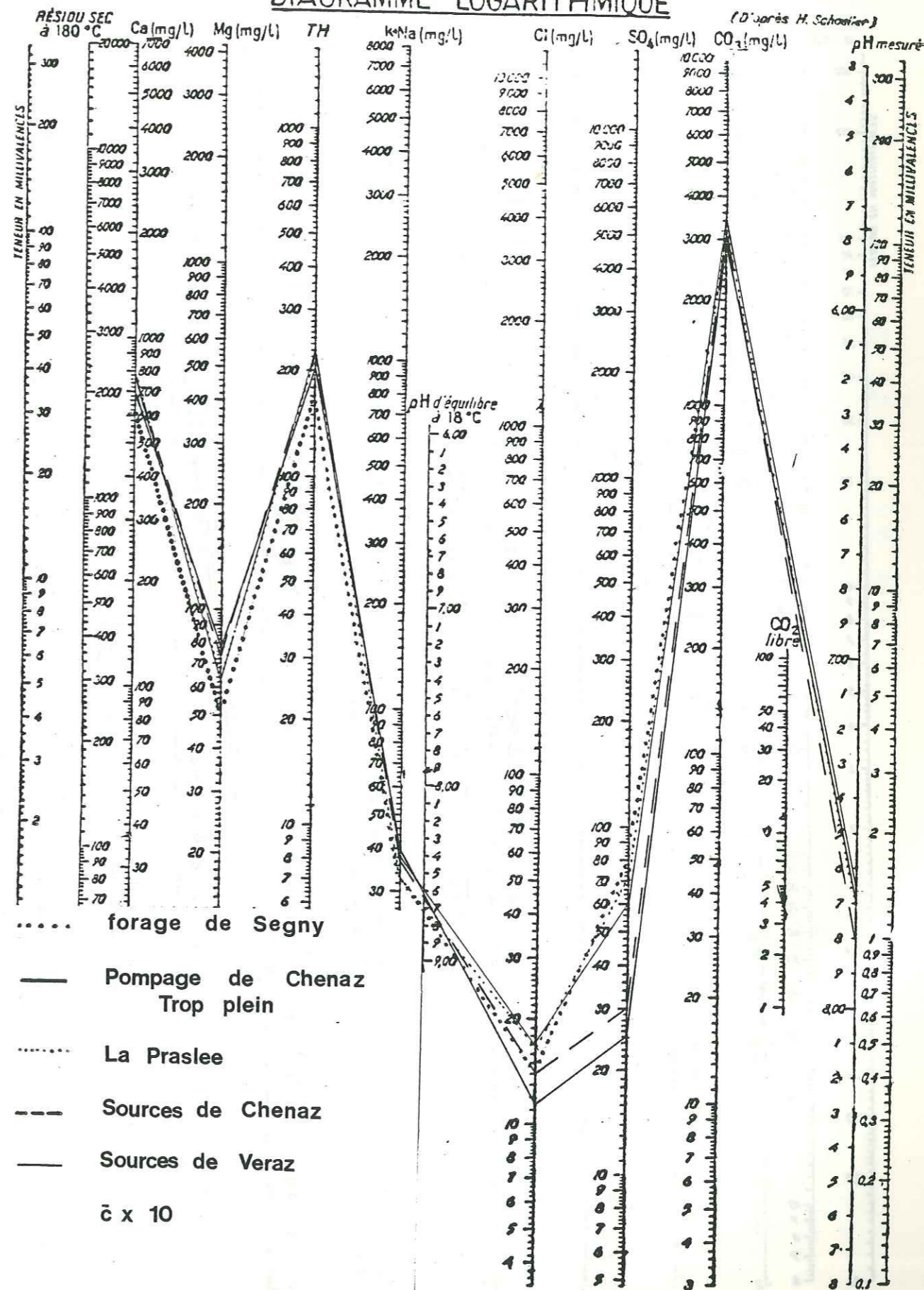
Les mêmes caractéristiques se retrouvent dans les eaux du sillon de Pré Bataillard (Gex).

I-4. ETUDE DU RAPPORT  $\frac{r \text{ Ca}}{r \text{ Mg}}$  SUR QUELQUES POINTS D'EAU

Le 7 et 8 juillet 1981, ont pu être prélevés 45 échantillons sur lesquels ont été dosés les teneurs en Calcium et Magnésium afin de voir comment évoluer géographiquement le rapport  $\frac{r \text{ Ca}}{r \text{ Mg}}$

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

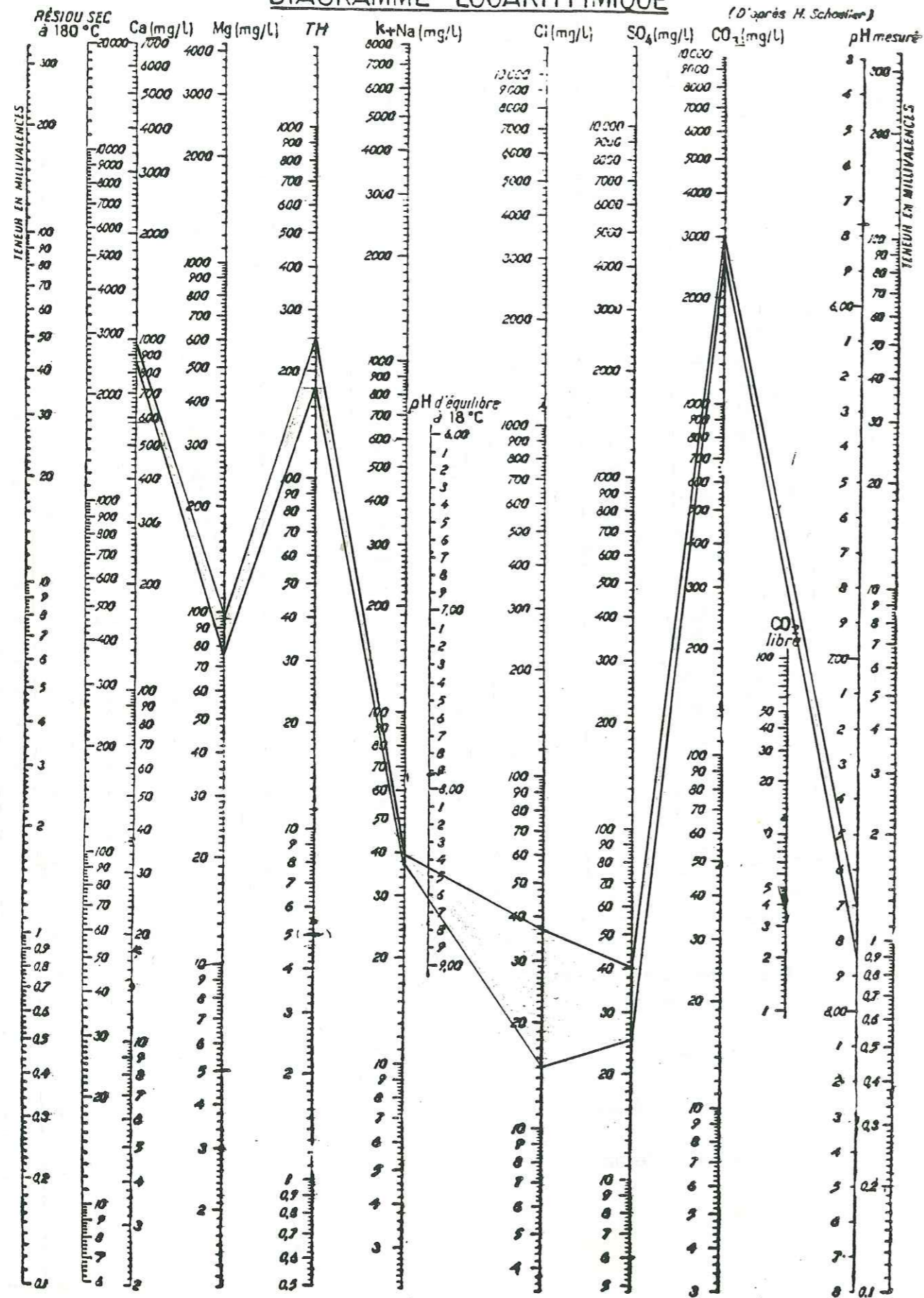
(D'après H. Scholze)



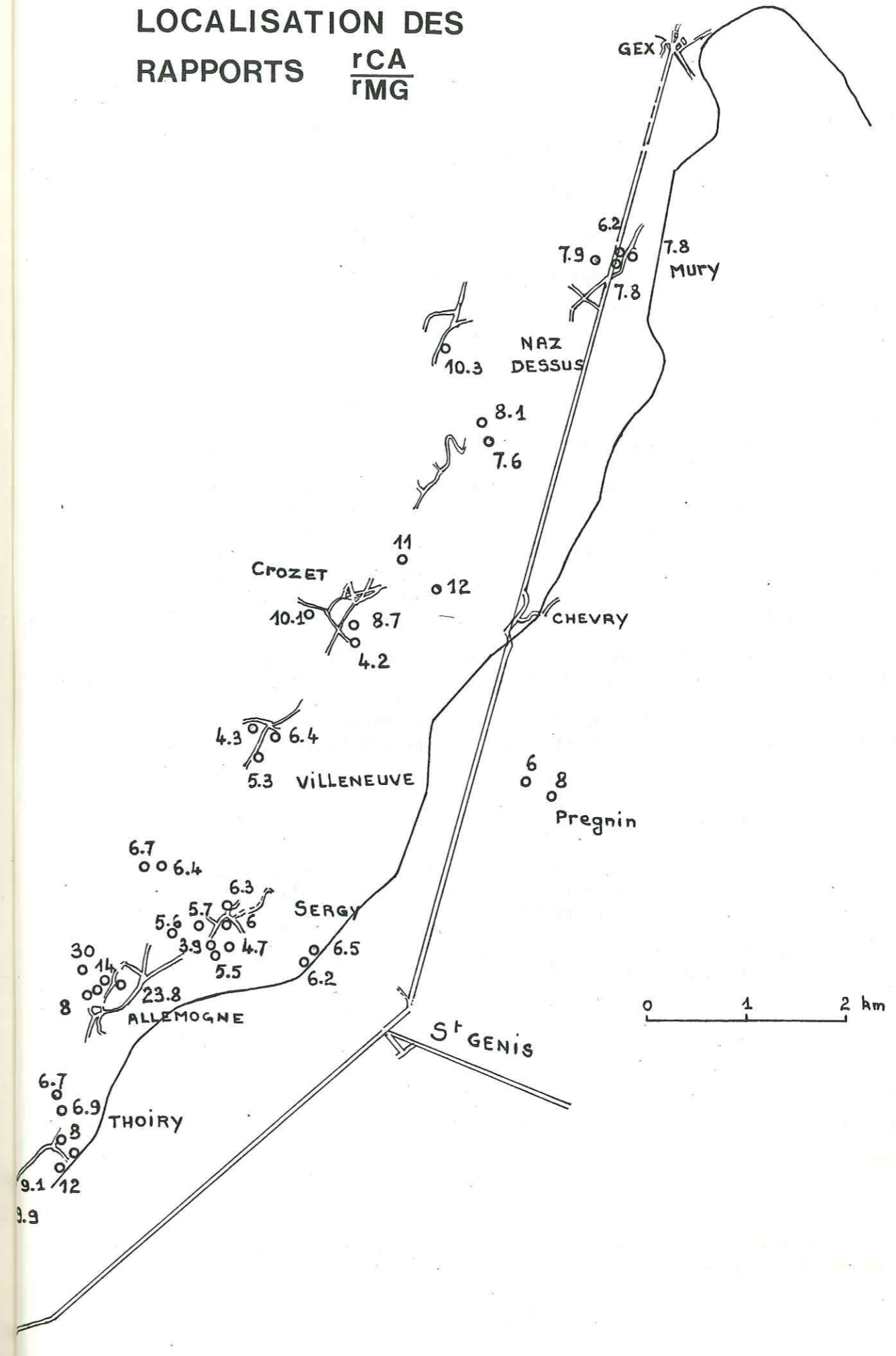
LES EAUX DE CHENAZ  
DOMAINE DE VARIATION

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

(D'après H. Schoeller)



LOCALISATION DES  
RAPPORTS  $\frac{rCA}{rMG}$



Le rapport est celui des concentrations exprimées en milliéquivalents des ions Ca<sup>++</sup> et Mg<sup>++</sup>. Il diminue théoriquement en s'éloignant du Piedmont. L'apport de Ca par dissolution de CaCO<sub>3</sub> cesse rapidement, les eaux étant saturées à la sortie de la haute chaîne, de plus la dissolution du CaSO<sub>4</sub> est moins rapide que celle du MgSO<sub>4</sub> et du MgCl<sub>2</sub>.

Les valeurs des concentrations sont données en annexe.

Carte de localisation des points analysés : commentaire

La fig.76 complète quelque peu la carte d'isorésistivité pour la partie Piedmont. Les valeurs des rapports  $\frac{r_{Ca}}{r_{Mg}}$  pouvant indiquer la présence de zones à circulation plus ou moins rapide et donc à plus ou moins grande perméabilité.

Le secteur de Mury peut présenter un intérêt pour la recherche d'eau. Les valeurs trouvées sont assez élevées et les points d'eau analysés sont des puits assez importants en profondeur.

Le secteur de Naz : les points analysés confirment l'intérêt des sillons cartographiés.

Le secteur de Crozet-Avouzon présente aussi des valeurs intéressantes, contrairement aux mesures faites au Sud de Villeneuve, où les faibles valeurs seraient indicatrices d'un aquifère à faible perméabilité.

Le secteur de Sergy présente au Nord une bande, orientée NW-SE, dont les valeurs sont moyennes. Cette bande correspond à celle que nous avons représenté sur la carte d'isorésistivité, elle passe rapidement au Sud à des valeurs faibles.

Les valeurs mesurées à Allemogne sont très importantes pour les points les plus près du Jura, mais diminuent assez rapidement.

Au Sud de Thoiry, les rapports calculés semblent intéressants, ils évoluent entre 8 et 12, et sont liés à la proximité du karst crétacé.

II - EAU DE LA MOLASSE

Le matériel molassique est apparu parfaitement sec lors de la réalisation des forages ou du percement de la galerie. Seul un forage situé près du Piedmont (n° 133) a rencontré une eau artésienne entre 71,4 et 76,8 m.

Les analyses chimiques ont été faites par le Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon. Nous en donnons les résultats dans le tableau suivant.

	PH	Cond.	TH	TAC	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	CO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>
03.07.80	8.75	1088	1.4	48.8	2.8	1.7	260	.44		595	35.9	(148)
23.07.80	8.70	943	1.8	59.7	3.9	1.8	250	13.1	62.4	518.7	42.7	.9

=

La teneur en tritium est très faible, inférieure à 1,5 UT ; la circulation de cette eau est donc inexistante.

L'originalité de la composition chimique tient à la forte teneur en Na<sup>+</sup> et aux faibles teneurs en Ca<sup>2+</sup> et Mg<sup>2+</sup>.

L'origine de cette composition chimique, à notre avis, fait intervenir les échanges de base et correspond à des eaux ayant séjourné très longtemps dans l'aquifère.

Aucune eau, analysée sur les différents points d'eau ne présente de tels caractères du point de vue chimique. Il n'existe donc pas de relation entre les aquifères du remplissage quaternaire et la formation molassique dans notre secteur d'étude.

III - LES RIVIÈRES DE PLAINE À SAINT-GENIS

1° ) Propriétés physiques

Des mesures hebdomadaires de conductivité ont été faites sur le Lion et l'Allondon à Saint-Genis.

Nous présenterons leur évolution sous forme de schéma (fig. 77) sur lequel nous avons aussi représenté l'évolution de la conductivité de ces mêmes rivières mais en Piedmont (Allondon à Naz et Journans à Gex).

La première observation que l'on peut faire est la similitude des courbes d'évolution des quatre systèmes.

On observe toutefois, en moyenne, une différence plus importante entre le Journans et le Lion qu'entre Allondon à Naz et Allondon à Saint-Genis. Le drainage des formations quaternaires est en effet, plus important pour le secteur concerné par le Lion et ses affluents que pour l'Allondon en plaine, si l'on en croit les différences entre les réserves respectives de chaque rivière.

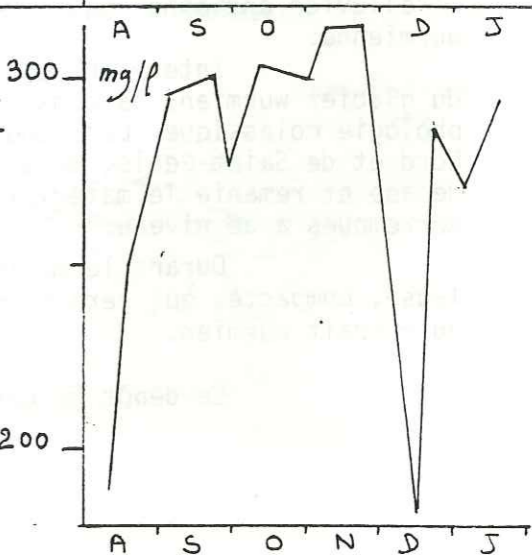
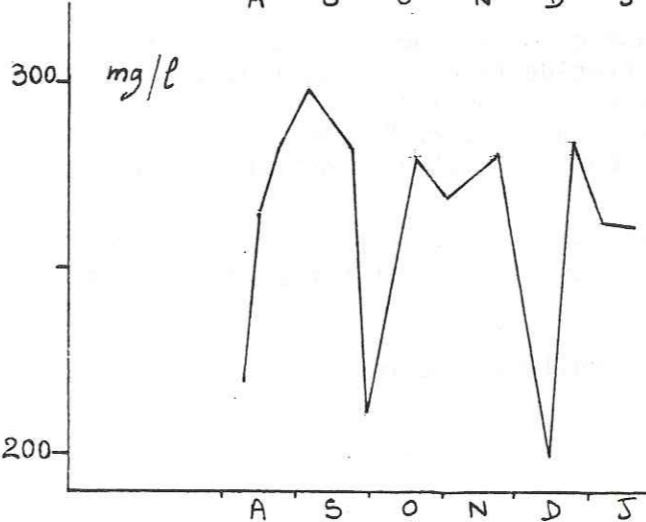
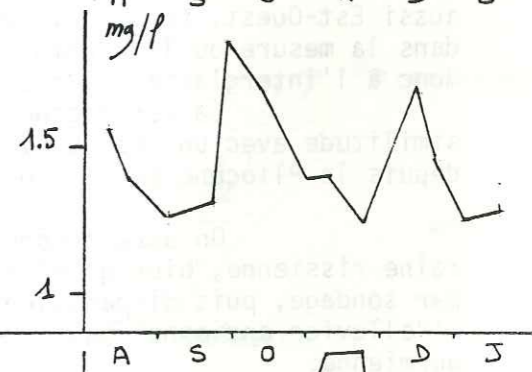
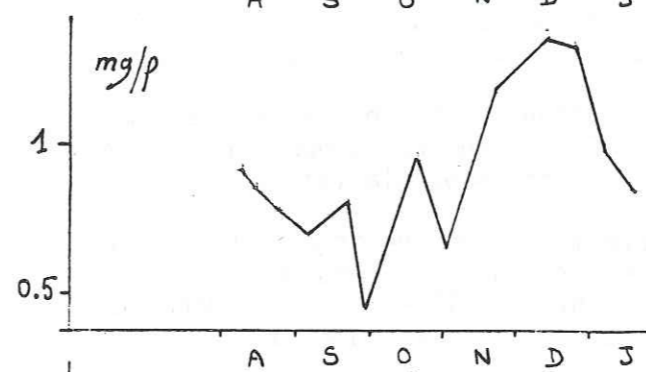
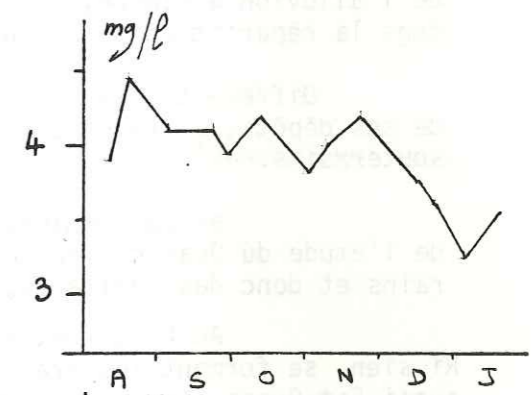
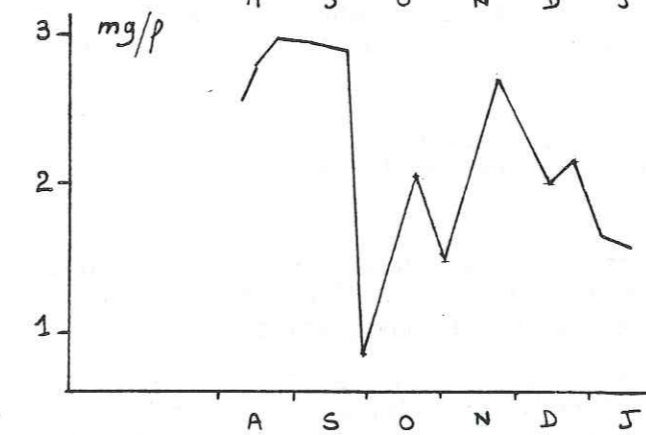
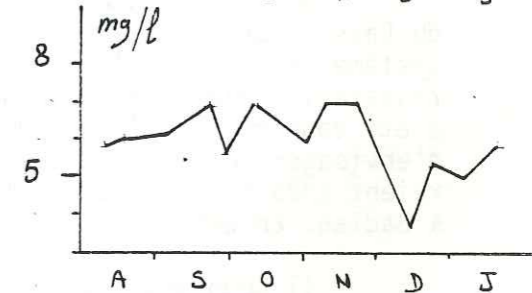
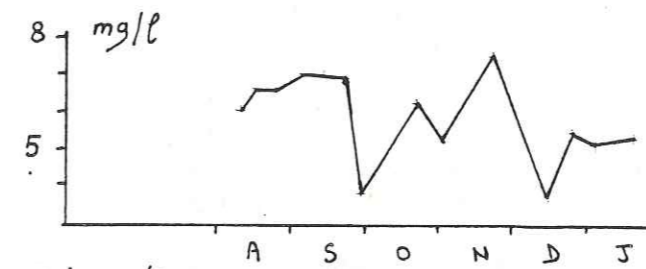
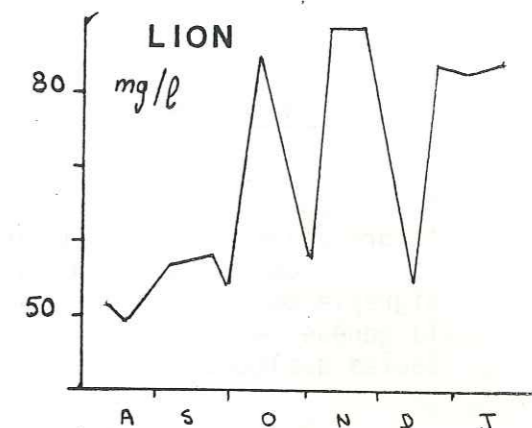
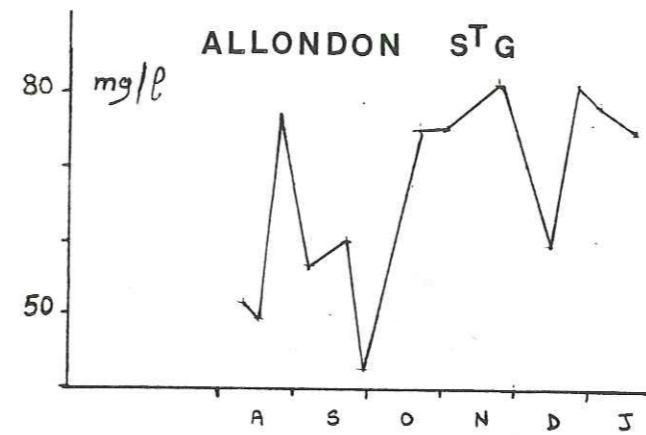
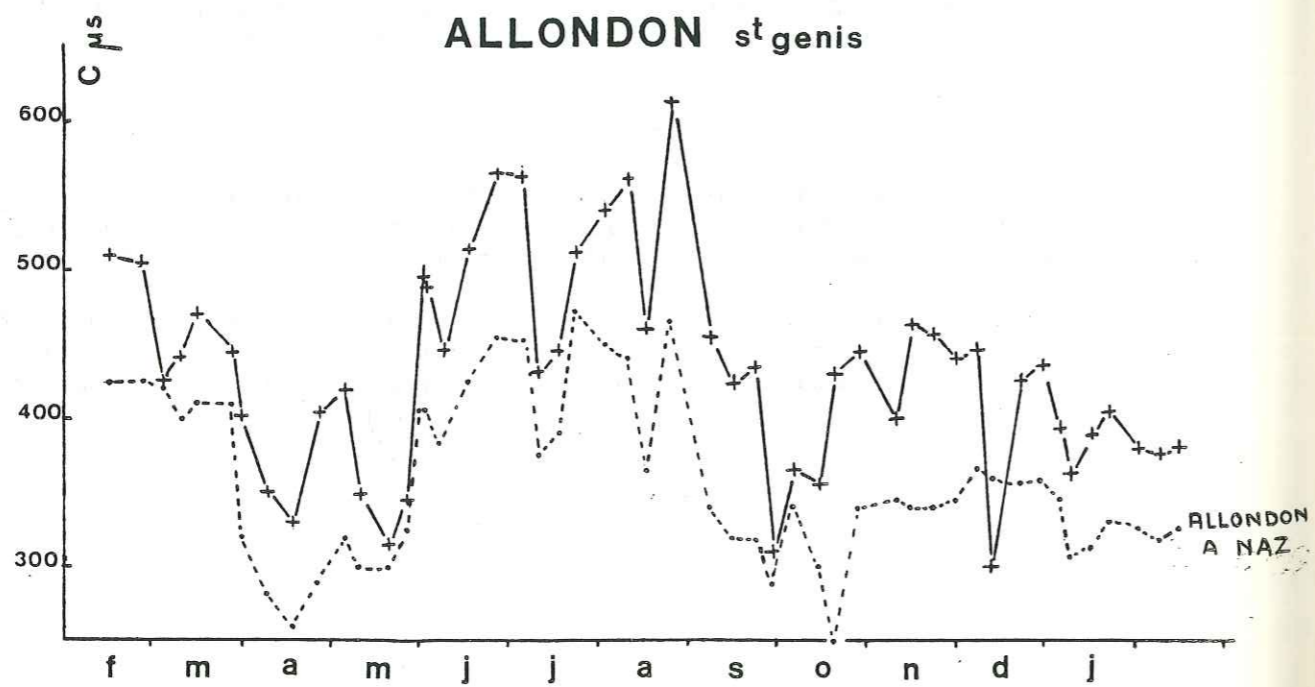
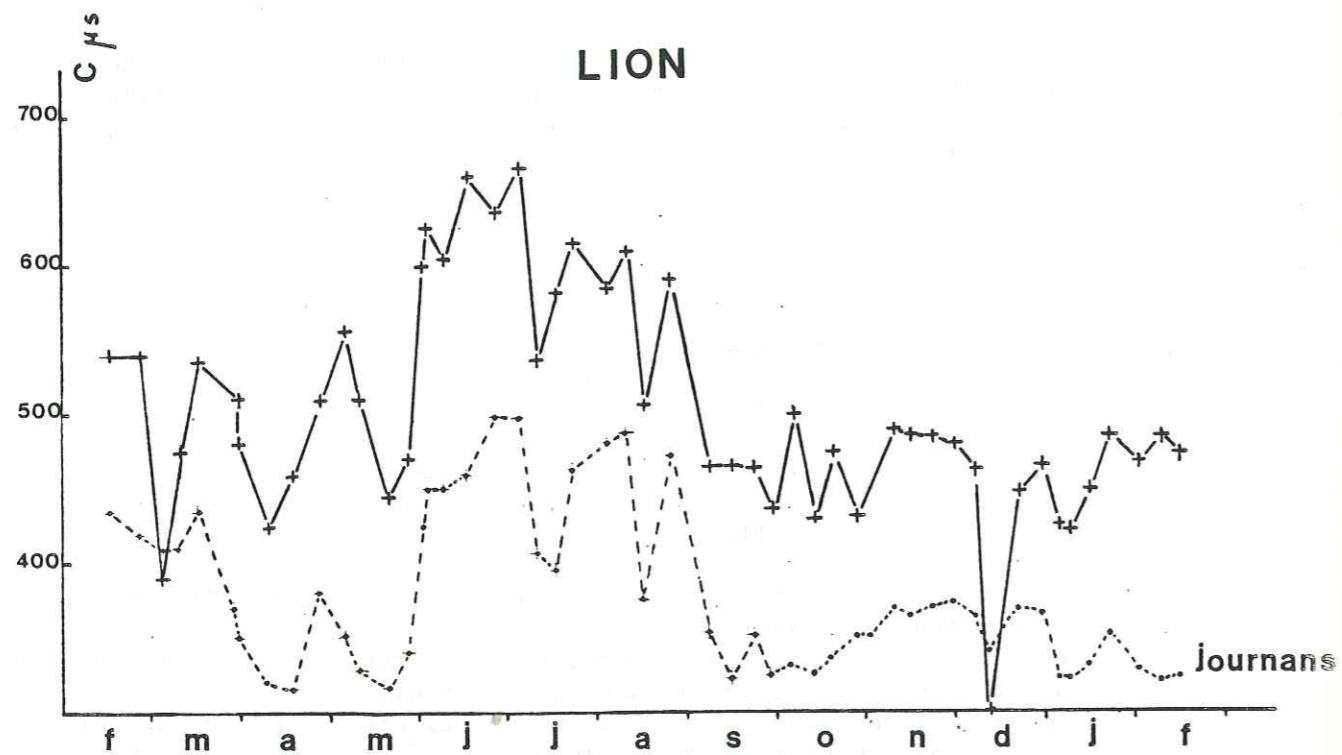
Deux événements sont remarquables, début mars et à la mi-décembre, pour lesquels les conductivités des rivières à Saint-Genis deviennent inférieures à celles mesurées en Piedmont. Ces deux événements correspondent aux deux radoucissements importants ayant entraîné une fonte rapide du manteau neigeux en plaine.

2° ) Propriétés chimiques

Nous avons représenté l'évolution des ions principaux (fig. 78). Les valeurs de Ca<sup>2+</sup> et Mg<sup>2+</sup> sont comparables en valeur absolue. Les valeurs de Na<sup>+</sup> sont sensiblement plus importantes pour le Lion et plus constantes dans le temps.

Nous avons fait de très rares mesures sur les teneurs en SO<sub>4</sub> et NO<sub>3</sub>, mais les faibles valeurs obtenues (9 et 11 mg/l pour SO<sub>4</sub> ; 3 - 4 mg/l pour NO<sub>3</sub>) pour le Lion semblent montrer que la pollution de la rivière du Lion n'est pas très importante à l'amont de Saint-Genis. La même remarque peut être faite pour l'Allondon à Saint-Genis.

EVOLUTION DES CONDUCTIVITES



E - Conclusion à l'étude de la plaine

La carte hydrogéologique, représentant la répartition des différentes formations, est principalement basée sur les études géophysiques et leur interprétation, ce qui peut introduire quelques erreurs au départ.

Aucune coupe, sur le terrain, ne nous a permis de préciser la stratigraphie du Quaternaire, et l'étude géophysique ne suffit pas pour expliquer la genèse des différents dépôts et l'organisation des écoulements souterrains. Seules quelques suppositions peuvent être avancées.

Si l'on résume cette organisation, on peut dire qu'il existe, au Nord du Pays de Gex, de grands sillons collecteurs, qui passent au Sud à un seul système important : le sillon de Saint-Genis, qui présente un remplissage à résistivité élevée dans l'ensemble qui le fait qualifier de sec. Ce caractère a été confirmé localement par sondages mais il serait toutefois plus prudent d'envisager des circulations souterraines à ce niveau, circulations qui seraient très localisées, du type de celle rencontrée par le forage de la D.D.A. à Badian. En effet, l'aquifère correspondait ici à un niveau bien précis.

Il semblerait aussi que les niveaux "cimentés" rencontrés à l'intérieur de l'alluvion ancienne, sur l'ensemble de la plaine, jouent un rôle important dans la répartition des écoulements.

Différentes hypothèses peuvent être envisagées sur la mise en place de ces dépôts, en fonction des conséquences de celle-ci sur les écoulements souterrains.

a/ La première hypothèse est celle que nous avons suggéré lors de l'étude du Quaternaire. Le rôle essentiel dans cette disposition des terrains et donc des aquifères, reviendrait à la morphologie molassique.

Au Pliocène, ainsi que durant la Quaternaire anté-Rissien et Rissien, se forment les grands sillons molassiques, orientés Nord-Sud, mais aussi Est-Ouest, tel serait en effet, le cas des sillons représentés à Naz, dans la mesure où leur remplissage correspond bien à l'alluvion ancienne et donc à l'interglaciaire Riss-Wurm.

La convergence des grands sillons au Sud présente une grande similitude avec un réseau hydrographique. Ce réseau aurait donc été conservé depuis le Pliocène par l'écoulement des torrents sous-glaciaires.

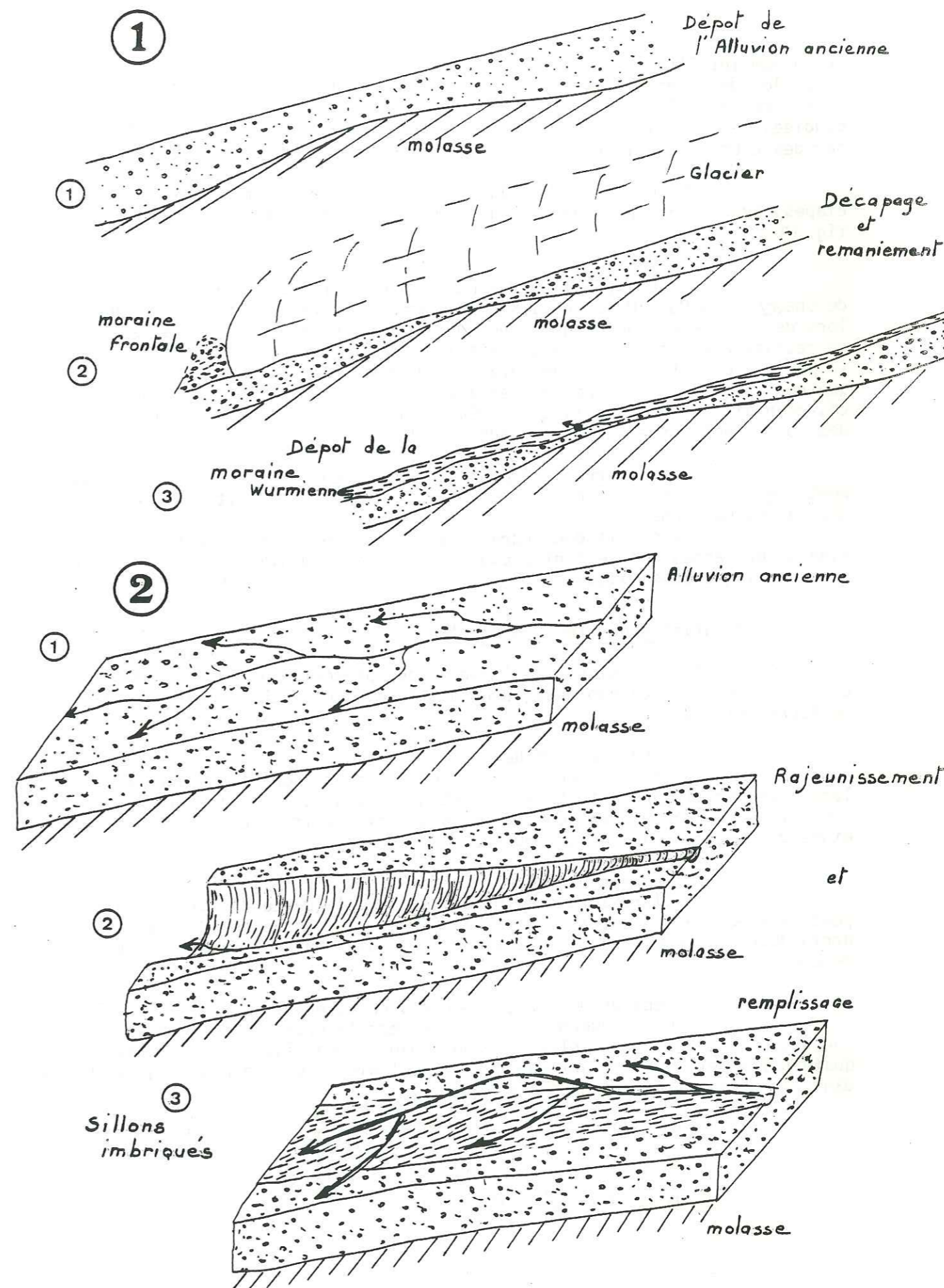
On aurait donc, dans un premier temps, dépôt possible de moraine rissienne, bien qu'elle n'ait pas été rencontrée, à notre connaissance, par sondage, puis disparition ou remaniement de celle-ci lors du dépôt de l'"alluvion ancienne" aquifère, ce lors du retrait rissien et de l'avance wurmienne.

Intervient ensuite la phase glaciaire du Wurm. Lors de l'avance du glacier wurmien, la conservation des précédents dépôts est liée à la morphologie molassique. Les dépôts sont conservés dans les sillons profonds du Nord et de Saint-Genis, mais au niveau de l'axe Chevry-Vesegnin, le glacier décape et remanie le matériel graveleux. Les circulations aquifères sont interrompues à ce niveau.

Durant le maximum glaciaire du Wurm, se dépose la moraine argileuse, compacte, qui sera réentailée par les cours d'eau périphériques lors du retrait wurmien.

Le dépôt de cette moraine argileuse imperméable est à l'origine

HYPOTHESES DE MISE EN PLACE DES DEPOTS QUATERNAIRES



de la non infiltration des précipitations et donc de la "stérilité" relative du sillon de Saint-Genis. Les surcreusements de la moraine argileuse donneront naissance aux sillons aquifères peu profonds de la partie sud de la région étudiée, les remplissages aquifères résultant dans de nombreux cas des dépôts par des cours d'eau issus du Jura, au niveau des combes principales.

b/ Le dépôt des alluvions anciennes a eu lieu suivant plusieurs étapes, ayant donné naissance à plusieurs générations de sillons, (au moins 2). fig. 79-2

c/ L'apparition des matériaux à forte résistivité au Nord-Est de Chevry et au Nord-Ouest de Vesegnin correspond aux formes, cartographiées lors de l'étude morphologique, que nous avons qualifiées de moraines latérales du retrait wurmien. Si cette observation n'était pas le fait d'une coïncidence, la période du retrait wurmien aurait pu laisser une empreinte plus importante que nous ne l'avions supposée, par l'action des rivières périphériques. Celles-ci, réentaillant et remaniant les dépôts précédents auraient ainsi pu créer des "barrages" aux écoulements souterrains.

Cette dernière hypothèse semble peu probable car le recouvrement argileux surmontant ces formations est généralement attribué aux dépôts glaciaires wurmiens.

Ce serait donc durant la période interglaciaire (retrait rissien-avance wurmienne) que se sont produits dépôts et remaniements des formations comblant les grands sillons.

#### Orientation des recherches d'eau

Dans l'état actuel de l'étude, nous préconiserons, en cas de besoin, un complément d'étude géophysique ou des forages de recherche d'eau dans les secteurs suivants :

- Nord-Ouest de Gex :

Les arguments sont l'infiltration probable du Journans. L'écoulement souterrain présentera un intérêt dans la mesure où il se fait de manière concentrée. Les problèmes sont ici liés aux difficultés que présenterait une étude géophysique dans ce secteur.

- Secteur de Crozet :

Il ressort de l'observation de la carte d'isorésistivité qu'il peut exister une zone à circulation aquifère. L'inconnue réside ici dans la profondeur de l'aquifère où sont situés les puits qui ont fait l'objet de mesure.

- Secteur de Sergy-Champ des Chataigniers :

Les arguments sont d'une part la présence de la source karstique des Fossiaux, et l'existence d'un couloir réentaillant les formations quaternaires et apparaissant dans la morphologie (étude morphologique). Cependant, le secteur ici est très argileux.

- Secteur de Mury : les rapports  $\frac{r_{Ca}}{r_{Mg}}$  sont ici assez élevés.

- Secteur de Crozet-Avouzon : ce secteur a aussi présenté des rapports  $\frac{r_{Ca}}{r_{Mg}}$  intéressants.

## CONCLUSIONS GENERALES

\*\*\*\*\*

L'ensemble de l'étude que nous avons présentée a, nous l'espérons, contribué à une meilleure connaissance du Pays de Gex. Il est certain que la poursuite des investigations et des études faites dans le cadre du projet LEP, permettront de préciser certains points ou de mettre en défaut certaines hypothèses. Nous avons personnellement arrêté notre étude après une période d'un an, ce qui laisse un doute sur la fiabilité de l'équipement hydrologique mis en place. La poursuite de l'étude permettra de préciser ou confirmer certaines mesures.

Sur le plan géologique, trois grands ensembles ont été étudiés :

La Haute chaîne, composée de formations marno-calcaires, correspond à un anticlinal simple, dont la structure régulière a été confirmée en profondeur par les sondages. Les pendages assez importants des formations ont une influence sur le régime hydrogéologique des différents systèmes de piedmont.

La fracturation est représentée par 3 grandes directions qui se traduisent par trois familles de failles décrochantes senestres.

La morphologie karstique est assez peu développée, si ce n'est dans certains secteurs (Crêt de la Neige). Il apparaît une relation certaine entre le développement des gouffres les plus importants et les directions de fracturation, relation qui intervient dans le comportement des systèmes hydrogéologiques, du fait de l'existence d'un drainage de la zone non saturée suivant des directions privilégiées. Le karst des formations jurassiques, actuel, nous est apparu comme assez jeune (Mésokarst) et, vraisemblablement plus récent que le karst du Crétacé qui est assez bien développé.

Les sondages situés en plaine ont permis d'approcher la morphologie du toit de la molasse avec une précision correcte. Celui-ci présente encore quelques inconnues, mais la cause même de cette morphologie, permet d'éliminer de manière quasi-certaine, l'existence de sillons molassiques étroits et profonds, qui ne correspondraient pas aux morphologies glaciaires classiques qui sont douces. Ces sondages ont aussi permis de confirmer le caractère transgressif de la molasse vers le nord, et nous ont donné une idée de ce qu'est le contact molasse-calcaire, qui apparaît assez complexe.

L'étude climatologique nous a permis d'approcher les conditions climatiques influençant la région.

La lame d'eau précipitée est très importante. Elle est de plus de 2 000 mm au sommet de la Haute Chaîne. Un problème s'est posé quant à l'évaluation des précipitations en piedmont et en plaine, mais celles-ci sont de toute façon, assez importantes, de l'ordre de 1 300 mm environ.

L'étude des vents nous a permis de mettre en évidence deux directions principales liées à l'orographie régionale ; directions NE et SW.

Les calculs de l'évapotranspiration ont donné des résultats identiques entre évapotranspiration potentielle et réelle sur les différents bassins. Les valeurs sont de l'ordre de 473 mm sur le versant et 493 mm en plaine.

Tous ces résultats nous ont conduit à établir des bilans d'eau pour les différents bassins. La somme des imprécisions relatives aux différents termes du bilan ne permet pas de considérer avec rigueur les valeurs de QS, débit souterrain "sortant" du bassin, sauf pour le bassin du Journans où l'importance du déficit d'écoulement laisse envisager l'existence d'un écoulement souterrain au niveau de Gex.

En ce qui concerne l'étude du versant, nous émettons une réserve quant à la situation de la limite sud et de ligne de partage des eaux, qui a été choisie pour l'extension des bassins versants des sources karstiques. Ici, seule une campagne de traçage importante permettrait de lever les doutes subsistants.

Les deux systèmes karstiques ont présente des débits spécifiques très élevés de l'ordre de 46, l/s/km<sup>2</sup>, mais qui semblent correspondre à la réalité compte-tenu de l'importance des précipitations.

Le mode de transit dominant pour les deux systèmes Allemogne et Allondon, est le transit rapide, vraisemblablement dans la zone décomprimée ce qui est classique dans le Haut Jura, par opposition au Jura Tabulaire.

Les différentes formations géologiques interviennent dans la capacité de réserve des deux systèmes. Le volume des réserves diffère, en effet, d'une source à l'autre et est bien supérieur pour le système Allemogne qui intéresse la formation Barrémienne.

L'application de la méthode de Mijatovic pour le calcul des caractéristiques hydrodynamiques, ne semble pas correspondre à ce type de karst qui présente une certaine hétérogénéité, avec présence d'un karst développé associé à un karst de fractures et aux calcaires sains. L'utilisation des forages profonds nous a, semble-t-il donné des résultats cohérents avec des valeurs du coefficient d'emmagasinement de 5 ‰ pour le karst de l'Allondon qui intéresse les formations néocomiennes et jurassiques, et 1 ‰ pour le karst Crétacé d'Allemogne. Les transmittivités calculées sont de l'ordre de 4.10<sup>-3</sup> m<sup>2</sup>/s pour le secteur de l'Allondon représentant des perméabilités de l'ordre de 3,5 10<sup>-4</sup> m/s. Il est entendu que tous les caractères qui ont été mis en évidence, l'ont été à partir du système supérieur à l'exutoire. Il semble toutefois improbable que la présence d'un karst développé profond et important, n'ait pas influencé les différentes observations faites aux sources, notamment les caractéristiques physico-chimiques des eaux. Le karst profond du crétacé, qui existe, puisque rencontré par les forages SPM, serait donc fossile, fossilisé lors du changement de niveau de base du fait du dépôt de la molasse oligocène. On peut penser que la hiérarchie karstique a été bouleversée à cette époque, et qu'une restructuration rapide s'est effectuée, ce qui fait que le karst actuel est mal organisé.

Tous les caractères précédents ont été confirmés par l'étude et l'évolution des paramètres physiques d'une part, chimiques d'autre part. Le traitement des données par l'analyse spectrale a donné des résultats cohérents, mettant en évidence des retards dans le transfert de stimulus suivant la profondeur du karst. Pour ce type de traitement, il serait intéressant de multiplier les données d'une part, et de pouvoir comparer les résultats en étudiant parallèlement un système karstique bien connu. Il semble que cette méthode, que nous n'avons fait qu'effleurer ici, soit un outil intéressant pour l'hydrogéologie, principalement par sa facilité d'emploi.

L'étude des caractéristiques physiques des eaux, telles que conductivité et teneur en tritium, confirme la prédominance du transit rapide dans l'écoulement et la non-existence de phénomène de piston-flow pour un intervalle d'observation d'une semaine.

L'étude des caractéristiques chimiques, si elle n'a pas apporté-de



complément d'information, a une valeur dans le sens où elle confirme les résultats acquis. L'évolution la plus intéressante étant celle du rapport rCa/rMg dans le cas de systèmes karstiques.

L'établissement des bilans d'averses a permis d'approcher la capacité d'infiltration de ces 2 impluviums, celle de l'Allondon étant supérieure. Les bilans d'eau réalisés pour l'année d'étude, "bouclent" de manière correcte, compte-tenu de la somme des imprécisions.

Dans le cas du bassin du Journans, les résultats de l'étude du ruissellement, des bilans d'averses et des bilans d'eau convergent dans le sens de l'existence d'un déficit d'écoulement au niveau de Gex. L'étude hydrogéologique classique a permis de mettre en évidence un pouvoir de rétention et donc des réserves faibles.

Les caractéristiques physiques des eaux du Journans ont pu servir de référence à l'étude des eaux de sources. Les conductivités sont assez élevées pour des eaux de ruissellement.

Chimiquement, les eaux du Journans se différencient de celles du karst par la présence de Sr et Na en quantité non négligeable, dont les teneurs importantes se retrouvent dans certaines sources du Creux de l'Envers liées aux formations du jurassique inférieur et moyen.

Pour la partie plaine, l'organisation générale des écoulements souterrains est liée à la morphologie du toit de la molasse, en particulier, dans la partie nord du Pays de Gex. L'ensemble des documents mis à notre disposition nous a permis de dresser la carte hydrogéologique du secteur et d'approcher les caractéristiques hydrodynamiques des différents aquifères. Les limites d'exploitation ont ainsi été estimées, mais l'absence de piezomètres et donc de la connaissance des gradients hydrauliques ne permet pas d'affirmer les résultats obtenus.

Les rapports Plaine-Jura sont apparemment moins importants que nous ne le pensions au début de l'étude. La principale réserve du Pays de Gex est liée à la présence du sillon de Chenaz dont l'alimentation provient, à notre avis, en grande partie du bassin du Journans et de l'infiltration du Journans au niveau de Cessy (et bien entendu de l'infiltration des précipitations en amont). Les quelques analyses physico-chimiques que nous avons réalisées semblent confirmer cette explication, bien que les faciès chimiques de toutes les eaux de plaine soient très proches.

L'aquifère du pré Bataillard constitue lui aussi une très bonne réserve. Son alimentation pourrait trouver une origine similaire à celle de l'aquifère de Chenaz, dans le Creux de l'Envers d'une part ; d'autre part, la naissance du sillon semble située dans le bassin versant de l'Oudar. L'aquifère non exploité à Segny est aussi intéressant de point de vue des réserves.

L'étude des tarissements du Lion à Saint-Genis, nous a permis de calculer les réserves relatives au bassin versant et correspondant semble-t-il aux réserves exploitables de cette partie du Pays de Gex. Celles-ci ne sont pas très importantes, mais le régime climatique, très humide de la région, permet une réalimentation correcte des aquifères, favorisée par la nature des formations qui composent ces aquifères et qui sont assez perméables. Ces réserves varient, pour l'année d'étude, de 320 000 à 2 000 000 m<sup>3</sup>.

Le bilan du bassin versant du Lion à Saint Genis boucle relativement bien, l'incertitude sur le calcul étant nettement supérieure à la valeur du terme Qs - QE.

En ce qui concerne le bassin de l'Allondon à Saint Genis, la relation entre écoulement de surface et souterrain paraît peu importante compte tenu des réserves emmagasinées. Cependant, au niveau des captages de Crozet

et Saint Genis, l'intervention de la rivière est quasi certaine.

Les sillons aquifères ayant une origine près du piémont, semblent devoir leur existence à la présence de combes importantes, tel est le cas du sillon molassique de Naz ou du sillon "intra"quaternaire de Sergy. L'importance du karst jurassien dans la genèse d'écoulements souterrains est bien moindre, au vu des résultats acquis, que nous ne l'avions imaginé au départ de l'étude, ce qui semble confirmé par le "bouclage" correct des bilans faits pour les sources karstiques.

Le bilan de l'Allondon à Saint Genis ne ferme pas de manière correcte mais aucune affirmation ne peut être avancée, compte tenu des problèmes rencontrés lors de l'estimation des précipitations.

L'étude des caractères physiques et la carte d'isorésistivité complètent quelque peu l'étude de plaine par la mise en évidence d'axes de drainage possibles, cependant, là aussi, les corrélations entre les différents points de mesure peuvent être mises en doute.

Nous attirons enfin l'attention sur les problèmes relatifs aux risques de pollution. Les aquifères sont, d'une manière générale, assez mal protégés naturellement, une vigilance importante doit être accordée à ces réserves exploitées ou exploitables.

Pour l'ensemble de la plaine, un schéma classique et simple de la disposition des dépôts et donc des aquifères, est difficile à réaliser ici, dans la mesure où les formations ne présentent pas de caractère continu et que certaines corrélations sont impossibles à faire dans l'état actuel des choses, plusieurs générations de "sillons" ayant participé à la mise en place de la plaine de Gex.

#### PROBLEMES RELATIFS AU PERCEMENT DU TUNNEL DU LEP

2 sortes de problèmes, somme toute assez distincts, se posent aux responsables du projet quant au percement du tunnel :

- . ceux inhérents à la partie plaine,
- . ceux se rapportant à la partie Jura.

La partie plaine ne devrait pas poser de gros problèmes. Le tracé de l'anneau et sa pente ont été étudiés de manière à rester dans la formation molassique. Celle-ci a présenté des qualités géotechniques remarquables. Les seuls problèmes résultent :

- des décollements bancs par bancs, dus à la stratification sub-horizontale rencontrée dans la formation, inconvénients mineurs auxquels on remédie par la pose de tirants ;
- de l'altération rapide des marnes molassiques à l'air libre, nécessitant un gunitage rapide du tunnel.

La décision des responsables du projet, de déplacer l'anneau vers l'est, bien que l'étude géologique et les sondages profonds n'aient pas révélé d'anomalie majeure, optimise les conditions de percement. La rencontre d'un sillon profond à remplissage quaternaire n'est pas exclue, mais improbable. Les sondages de reconnaissance ont été suffisamment nombreux pour situer de manière correcte, le toit de la molasse et l'origine même de la morphologie, principalement glaciaire, limite cette hypothèse de rencontre. Les risques majeurs de perturber les écoulements souterrains, résultent dans la mise en place des puits d'accès aux chambres d'expérimentation. Les projets de rejet d'eaux usées à partir des puits d'accès tiendront compte des débits d'étiages mesurés pour les différentes rivières. Le projet concernant la pose de piezomètres en plaine, constitue une assurance supplémentaire, par

la possibilité de surveillance des aquifères. De plus, les mesures de gradient hydraulique précis permettront de préciser certaines valeurs de débit transitant dans les sillons.

La partie Jura est la plus délicate à réaliser.

Le contact molasse-calcaire de la Haute Chaîne présente une complexité assez importante notamment au niveau de Sergy où l'observation de photos par satellite a indiqué que de nombreuses failles convergeaient dans ce secteur. Toutefois, le percement de la galerie de reconnaissance au niveau de Villeneuve, a rencontré un contact sain. A ce niveau, la molasse était saturée d'eau, mais les perméabilités dans cette formation, sont tellement faibles qu'aucun problème n'a été rencontré.

Le déplacement du "tracé Jura" vers le nord permet, dès lors, d'éviter la formation Barrémienne qui, par sa karstification plus importante aurait pu poser de gros problèmes. Les seuls problèmes résident, à notre avis, dans le percement même du tunnel. Une fois celui-ci réalisé et les parois étanchéifiées, nous ne pensons pas que sa seule présence suffise à introduire des perturbations au niveau des écoulements.

Enfin, nous ne pourrions conclure sans associer à ce travail, les deux grandes organisations que sont la Direction Départementale de l'Agriculture de l'Ain et le Centre Européen pour la Recherche Nucléaire qui ont mis à notre disposition tous les moyens nécessaires à cette étude.

-BIBLIOGRAPHIE-

- AEBERHARDT B. (1902).- Etude sur les alluvions anciennes des environs de Genève. *Eclogae Geologicae Helvetiae* VII fasc. 4 p 271-286.
- AMBERGER G. (1980).- Les eaux souterraines du Pays de Genève. Intérêt historique et actuel. Tiré à part des "Musées de Genève". n° 201 p 6-11.
- AMBERGER G. (1978).- Contribution à l'étude du Quaternaire de la région lémanique. Résultats de quelques sondages profonds. *Eclogae Geologicae Helvetiae* vol. 71 n° 1.
- AMSTUTZ A. (1972).- Le Salève : un ajustement isostatique. C.R. séances de la Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève. vol. 7 2.3 p 88-89.
- ARMAND C. et FOURNEAUX J.C. (1978).- Les formations quaternaires de la basse vallée de l'Arve (Haute Savoie-France). *Archives des sciences. Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève.*
- ARMAND C. (1978).- Régime des eaux souterraines et paléomorphologie Géologie et hydrogéologie de la basse vallée de l'Arve (Haute Savoie). Thèse de 3ème cycle - Grenoble.
- AUBERT D. (1965).- Calotte glaciaire et morphologie jurassienne. *Eclogae Geologicae Helvetiae* vol. 58 n° 1 p 555-578.
- AUBERT D. ( ).- Estimation de la dissolution superficielle dans le Jura. *Bulletin de la Société vaudoise des Sciences Naturelles* n° 324 vol. 69 fasc. 8 p 365-376.
- AUBERT D. (1966).- Structure, activité et évolution d'une doline. Institut de Géologie de Neuchâtel. *Bulletin de la Société neuchâteloise des Sciences Naturelles.* Tome 89.
- AUBERT D. (1949).- Le Jura. *Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau.* Bd. XXXVII.
- BAKALOWICZ M. (1976).- Géochimie des eaux karstiques. Une méthode d'étude de l'organisation des écoulements souterrains. *Annales scientifiques de l'Université de Besançon* 2ème colloque. fasc. 25.
- BARBIER J.L. et COMBES A. (1976).- Méthodes d'étude d'un aquifère karstique en vue de travaux souterrains. *Galerie de Montrieux-Vallaury-Var.* *Annales scientifiques de Besançon.* fasc. 25 3ème série.
- BARBIER R. (1960).- Le rôle des paléokarsts dans la formation des réseaux karstiques actuels et leurs répercussions sur l'hydrogéologie de ces régions. C.R. Société Géologique de France n° 5 p 59.
- BOURDIER F. (1950).- Essai sur l'évolution climatique du bassin du Rhône pendant le Quaternaire. C.R. Séances de la Société de biogéographie n° 237 p 130-136.
- BOURDIER F. (1962).- Le bassin du Rhône au Quaternaire. CNRS Ed. Paris. Thèse.
- BOZONAT J.P. (1980).- Infiltration et circulation des eaux dans les calcaires fissurés. Hydrogéologie et bilan hydrique du secteur septentrional du Massif de Chartreuse. Thèse 3ème cycle - Grenoble.

- BUREAU D'ETUDE GEOLOGIQUE ET GEOTECHNIQUE (1965).- Etude hydrogéologique du Pays de Gex. Géophysique électrique et Géologie. CERN.
- CASTANY G. (1947).- Le synclinal de Verrières (Jura) et la "Collapse structure". Bulletin de la Société géologique de France 5ème série tome XVII p 199.
- CASTANY G. (1967).- Traité pratique des eaux souterraines. Dunod. Ed. Paris.
- CERN (1972).- Etudes géologiques et géotechniques effectuées sur le site du synchrotron européen de 300 G.E.V. - Documentation interne - Genève.
- CERN (1979-1980).- Projet LEP - Sondages de reconnaissance. Documentation interne.
- CERN (1980).- Etude et coupe géologique prévisionnelle de la galerie de reconnaissance - Projet LEP. Documentation interne. Genève 1980.
- CERN (1981).- Projet LEP - Etude géoélectrique.
- CHAPELLIER D. (1981).- Rapport concernant l'interprétation des diagraphies. Forage GP1 - LEP. Documentation interne CERN.
- CHAUVE P. et PERRIAUX J. Le Jura. Géologie de la France 2- Les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant-pays Doin p 443-465.
- COMPAGNIE DE PROSPECTION GEOPHYSIQUE FRANCAISE (1965).- Etude hydrogéologique et géophysique du Pays de Gex. Chantier n° 337 CERN.
- COMPAGNIE FRANCAISE D'ETUDES GEOTECHNIQUES (1980).- Reconnaissance géoélectrique sur la commune de Grilly. Rapport inédit. D.D.A. Ain.
- CONSTANTINIDIS D. (1978).- Hydrodynamique d'un système aquifère hétérogène. Hydrogéologie de la Thessalie orientale. Thèse d'état - Grenoble.
- DEHAIS H. (1980).- Paléomorphologie et circulations des eaux souterraines. Etude hydrogéologique des ressources en eau de la Haute vallée de la Fure et de ses relations avec les bassins de Paladru et de l'Ainan (Bas Dauphiné oriental). Thèse 3ème cycle - Grenoble.
- DE MARSILY G. (1981).- Hydrogéologie quantitative. Collection Sciences de la Terre. Masson.
- DERIAZ P. et C. (1981).- Projet LEP - Sondage G2. Rapport géologique et géotechnique. CERN
- DERIAZ P. et C. (1981).- Projet LEP - Sondage G1. Rapport géologique et géotechnique. CERN
- DUCLOZ Ch. (1980).- Observations géologiques aux sources de l'Allondon (Ain-France). Compte-rendu des séances de la Société de physique et d'Histoire Naturelle de Genève. vol. 15 fasc. 2 p 167-178.
- FAVRE A. (1879).- Description géologique du canton de Genève. Tome 1-2. Bulletin de la classe d'agriculture de la société des arts de Genève 2ème série n° 79 et n° 80.

- FOURNEAUX J.C. (1968).- Hydrogéologie du Grésivaudan. Thèse 3ème cycle - Grenoble.
- FOURNEAUX J.C. et SARROT REYNAULD J. (1977).- Déficit d'écoulement et évapotranspiration dans les Alpes du Nord. C.R. du 102ème Congrès National des Sociétés Savantes. Limoges.
- GIGNOUX M. et MATHIAN J. (1975).- Les conditions géologiques de l'aménagement hydroélectrique du Rhône entre Genève et Seyssel (Barrage de Genissiat). Genissiat. numéro hors série de la Houille Blanche.
- GLANGEAUD L. (1943).- Gravimétrie, tectonique fine et structure profonde de la bordure du Jura. C.R.A.S. Paris Tome 216 p 671-673.
- GLANGEAUD L. (1944).- Les glissements post-tectoniques dans le Jura et rôle dans les interprétations structurales. C.R.A.S. Paris. Tome 218 p 466.
- GLANGEAUD L. (1949).- Les caractères structuraux du Jura. Bulletin de la Société géologique de France 5 Tome XIX p 669-688.
- GROSGURIN R. (1954).- Hydrologie du Pays de Gex. Diplôme d'étude supérieures de géographie - Université de Lyon - Faculté de lettres.
- JAYET A. (1953).- La notion de glaciation - conférence présentée à la Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève. 15 p.
- JAYET A. ( ).- Origine et âge de l'alluvion ancienne des environs de Genève p 27-31.
- JAYET A. (1945).- L'âge des terres rouges et de la rubéfaction quaternaire dans les régions voisines de Genève. C.R. Soc. physique et histoire naturelles - Genève. p 38-41.
- JAYET A. (1966).- Résumé de géologie glaciaire régionale- Genève. (56 pages).
- JAYET A. (1971).- Sur trois gisements épiglaciaires wurmiens dans la partie Ouest du bassin lémanique. Compte-rendu des séances de la Société de physique et d'histoire naturelle de Genève. Vol. 6 fasc. 1.
- JEREMIE JJ. (1976).- Contribution à l'étude des paramètres hydrologiques de la région lémanique. Thèse 3ème cycle. Paris VI.
- JOUKOWSKY E. (1941).- Géologie des eaux souterraines du Pays de Genève. 110 pages. Genève. Ed. Kundig.
- KIRALY L. et MULLER I. (1979).- Hétérogénéité de la perméabilité et de l'alimentation dans le karst. Effet sur la variation du chimisme des sources karstiques. Bulletin du centre d'hydrogéologie de Neuchâtel n° 3 p 237-285.
- KRUMMENACHER R. (1971).- Données climatiques sur le bassin de la Valserine et ses environs (département de l'Ain-France) Compte-rendu des séances de la Société de physique et d'histoire naturelle de Genève. vol. 7 fasc. 2.3 p 75-81.

- KRUMMENACHER R. (1978).- Effets d'une tectonique tournante sur un réseau de failles Laramien : une autre hypothèse sur la formation du Jura. Archives des sciences. Société de physique et d'histoire naturelle de Genève. vol. 31 fasc. 2.
- LANTERNO E. (1971).- Sondages dans la molasse du reposoir près de Genève. C.R. Soc. de physique et d'histoire naturelle de Genève. vol. 6 fasc. 2.3.
- LANTERNO E. (1975).- Dix kilomètres d'excavation dans le sous-sol molassique franco-genevois. Tiré à part de la revue "Musées de Genève" n° 158 p 9-17.
- LLAC et MEURISSE - Saint Claude - BRGM - Carte géologique au 1/50 000° - XXXIII 28.
- LLAC et MEURISSE (1971).- Tectonique de la feuille de Saint Claude au 1/50000° et de ses abords (Jura). Bulletin du BRGM. Géologie de la France section I n° 1 p 53-75.
- LUGEON M. (1941).- Une hypothèse sur l'origine du Jura. Bulletin de la Société vaudoise des sciences naturelles vol. 61 n° 256 p 465-478.
- LUGEON M. (1934).- Le lac léman - guide géologique de la Suisse. fasc. V Suisse occidentale - Société géologique suisse p 332-335.
- MALATRAIT A. (1981).- Etude géologique détaillée des monts Jura à l'aplomb du projet LEP sur le territoire des communes de Echenevex- Crozet-Sergy-Thoiry (01) BRGM 81 SGN 079 RHA.
- MANGIN A/ (1975).- Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Annales de spéléologie 30-1 p 21-124.
- MASSONNAT G. (1981).- Hydrogéologie en milieu fissuré et thermalisme. Etude du massif de Bramefarine et du Nord du massif d'Alleverd (Isère-France). Thèse de 3ème cycle - Grenoble.
- MASTRANGELO B. (1973).- Etude géoélectrique dans la région de Vesancy (Ain - France). Diplôme d'ingénieur géologue contribution n° 2 Université de Genève.
- MONJOIE A. (1981).- Etudes hydrogéologiques et hydrologiques du projet de tunnel du LEP. Rapport interne CERN.
- MONJOIE A. (1981).- Projet LEP - Sondage GP1.
- MUDRY J. et ROSENTHAL P. (1977).- Etude comparative des directions structurales de la fracturation et de l'orientation des cavités karstiques (région de la grotte du cernois - haut Jura). Annales scientifiques de l'Université de Besançon. 3ème série fasc. 28.
- MUDRY J. et KIRALY L. et MULLER I. (1979).- Analyse multivariée du chimisme de quelques sources karstiques du Jura suisse et franc-comtois. Bulletin du centre d'hydrogéologie n° 3 - Neuchâtel.

- PAREJAS E. (1938).- Atlas géologique de la Suisse au 1/25000. Notice explicative de la feuille Dardagny (449)- Vernier (4496)- Chancy (450)- Bernex (450)- 25 pages.
- PAREJAS EL (1951).- Le pays de Genève. Extrait de l'histoire de Genève.
- PAREJAS E. et LAGOTALA H. (1923).- Relations tectoniques entre le Jura méridional et les plis du genevois. Société de physique et d'histoire naturelle de Genève. vol. 40, n° 3 p 129-132.
- PAREJAS E. et LOMBARD A. (1959).- Cavités karstiques dans l'Urgonien du Mont Salève. Archives des Sciences. Société de physique et d'histoire naturelle de Genève. vol. 12 fasc. 4.
- PINTA M. Spectrométrie d'absorption atomique (application à l'analyse chimique) Tome I. Masson et Cie.
- REMENIERAS Hydrologie de l'ingénieur.
- RUCHAT C. (1978).- Carte tectonique de la région du genevois. Service cantonal de géologie réf. 100-77-2.
- SCHOELLER H. (1962).- Les eaux souterraines, hydrologie dynamique et chimique Recherche exploitation et évaluation des ressources. Masson. Paris.
- SERRA O. Diagraphies différées. bases de l'interprétation. Tome 1. Bulletin des centres de recherches exploration- production ELF Aquitaine.
- SERVICE DE LA CARTE GEOLOGIQUE : Saint Claude : carte géologique au 1/80000°. 2ème édition n° 149. Ministère de l'Industrie.
- SHARDT H. (1894).- Jura et Alpes de la Suisse. Livre guide géologique. Lausanne Ed. Payot.
- SHARDT H. Note préliminaire sur l'origine des lacs du pied du Jura Suisse. Eclogae Geologicae Helvetiae. vol. V, n° 4 p 257-261.
- SHARDT H. (1891).- Etudes géologiques sur l'extrémité méridionale de la première chaîne du Jura (chaîne du Reculet-Vuache-. Tiré du Bulletin de la Société vaudoise de science naturelle. vol. XXVII.
- SOCIETE CINQUIN FRERES (1964-1972).- Rapports sur des forages de recherche d'eau. Rapports inédits. D.D.A. Ain.
- SOCIETE HYDROFORAGE (1978).- Etude géoélectrique sur la commune de Chevry(Ain). Rapports inédits. D.D.A. Ain.
- SOCIETE HYDROFORAGE (1978).- Forage de reconnaissance sur la commune de Chevry Sergy - Rapport de fin de travaux. D.D.A. Ain.
- SOCIETE HYDROFORAGE (1980).- Essai de pompage sur la commune de Crozet-Sergy. D.D.A. Ain.

- SOCIETE L'EAU (1980-1981).- Rapports sur des forages et essai de pompage sur les communes Echenvex - Sergy- Saint-Genis. Rapports inédits. D.D.A. Ain.
- SOPENA J.P et SOULAS JP. (1973).- Etudes microtectoniques dans la Jura. Déformations des calcaires sous contrainte tectonique. Essais d'interprétation et de corrélation des résultats pour l'ensemble de la chaîne. Annales scientifiques de l'Université de Besançon. 3ème série. fasc. 19 - 2è.
- SPELEO-CLUB BRESSE BUGEY Inventaire spéléologique des monts Jura.
- VIAL R. (1976).- Etudes géologiques et hydrogéologiques de la région de Thonon-Douvaine (Haute Savoie). Thèse de 3ème cycle - Grenoble.
- VINCIENNE (1951).- Sur la structure des anticlinaux des hautes chaînes du Jura méridional. Compte-rendu de l'Académie des Sciences de Paris. Tome 208 p 2092.

- LISTE DES FIGURES -

-----

Figure n°

- 1 a - Situation géologique du secteur d'étude  
b - Tracé du LEP
- 2 - Log lithostratigraphique du Dogger
- 3 - " " de la série oxfordienne
- 4 - " " du Malm supérieur
- 5 - " " du Crétacé inférieur
- 6 - Coupe transversale des Monts Jura
- 7 a - Allure du pli faille au niveau du creux de Praffion  
b - Canevas de Wülff : plans de stratification
- 8 - Allure du pli faille au sud
- 9 - Carte de la fracturation de l'anticlinal
- 10 a - Schéma d'un serrage  
b - Disposition théorique de la fracturation
- 11 a - Projet LEP : sondages de reconnaissance  
b - Sondage G2
- 12 - Contact molasse-calcaire
- 13 - Coupe des Monts Riamont-Mourex et localisation
- 14 - Rosaces des directions de galeries des gouffres
- 15 - Isohypses du contact molasse-quaternaire
- 16 - Schéma structural et géologie simplifiée
- 17 - Extension de l'alluvion ancienne
- 18 - Sondage L 134
- 19 - Carte morphologique
- 20 - Schéma de mise en place des terrasses et drumlins
- 21 - Organisation générale des différents dépôts quaternaires
- 22 - Répartition des bassins versants
- 23 - Hypsométrie des bassins versants
- 24 - Réseau hydrométéorologique
- 25 a - Evolution des températures mensuelles à Genève  
b - " " " " à La Dôle
- 26 a - Evolution du manteau neigeux  
b - Corrélation des températures mensuelles Genève-La Dôle
- 27 a - Roses des vents : Genève-La Dôle  
b - Les vents principaux de la région lémanique
- 28 - Précipitations journalières aux différentes stations
- 29 - Répartition des totaux mensuels des précipitations
- 30 - Distribution normale des totaux annuels des précipitations à Genève
- 31 a - Répartition des précipitations en fonction de l'altitude  
b - Evaporation à Villeneuve

- 32 - Débits moyens journaliers et mensuels, courbe des débits classés du Journans
- 33 a - Géologie aux environs des sources de l'Allondon  
b - Répartition des bassins versants
- 34 - Débits moyens journaliers et mensuels, courbe des débits classés de l'Allondon à Naz
- 35 - Débits moyens journaliers et mensuels, courbe des débits classés de l'Allemogne
- 36 - Débits moyens journaliers et mensuels, courbe des débits classés du Puits Mathieu et source du Maire
- 37 - Comparaison des débits spécifiques des systèmes Allemogne et Allondon
- 38 - Débits classés de la source de l'Allondon
- 39 - " " du Puits Mathieu et source du maire
- 40 - " " de l'Allemogne-Batiolette
- 41 - Variation des réserves du Journans
- 42 - " " à la source de l'Allondon
- 43 - " " à la source de l'Allemogne
- 44 - Solutions graphiques de l'équation d'approximation logarithmique de Theiss-Jacob : Méthode de Mijatovic
- 45 - Solutions graphiques de l'équation d'approximation logarithmique de Theiss-Jacob : Forage G3
- 46 - Evolution des niveaux d'eau dans les forages profonds
- 47 - " " " dans les forages de Piedmont
- 48 - Bilan hydrométéorologique des bassins du versant
- 49 - Evolution des températures des systèmes de Piedmont
- 50 - Evolution des conductivités des systèmes de Piedmont
- 51 - Evolution des températures et conductivités en fonction des débits et précipitations à la source d'Allemogne
- 52 - Evolution des températures et conductivités en fonction des débits et précipitations à la source de l' Allondon
- 53 a - Distribution des valeurs de conductivités  
b - Gradient géothermique mesuré sur le forage G1
- 54 - Spectres résultant du traitement par l'analyse spectrale des données de températures et conductivités
- 55 a - Diagrammes de Schoeller : Source karstique et Journans  
b - Evolution de la minéralisation à la source du Maire
- 56 a - Evolution de la minéralisation à la source de l'Allondon  
b - " " " à la source d'Allemogne
- 57 - Schéma hydrogéologique du versant
- 58 - Localisation des sources de la haute chaîne
- 59 - Coupe du creux de Praffion
- 60 - Carte hydrogéologique de la plaine
- 61 - Etude géoélectrique de la région de Vesancy

- 62 - Etude géophysique dans le secteur de Chenaz
- 63 - Débits moyens journaliers et mensuels, courbe des débits classés du Lion à St Genis
- 64 - Variation des réserves du Lion à St Genis
- 65 - Evolution des niveaux d'eau dans les puits de Crozet et St Genis
- 66 - Evolution des températures et conductivités dans les puits de Crozet et St Genis
- 67 - Solutions graphiques des essais de débits
- 68 a - Sondages de recherche d'eau de Sergy  
b - Coupe établie à partir des forages de la galerie de reconnaissance
- 69 - Débits moyens journaliers, mensuels, et courbe des débits classés de l'Allondon à St Genis
- 70 - Variation des réserves de l'Allondon à St Genis
- 71 a - Débits mensuels de l'Allemogne (apports de plaine)  
b - Station d'épuration de St Genis
- 72 - Bilan hydrométéorologique des bassins de plaine
- 73 - Carte des résistivités des eaux de plaine
- 74 - Localisation des rapports rCa/rMg mesurés en plaine
- 75 - Evolution des conductivités des rivières de plaine
- 76 - Hypothèse de mise en place des dépôts quaternaires

JOURNANS

ALLONDON

ALLEMOGNE

SCE DU MAIRE

Table with 3 columns: FREQUENCY CYCLES/UNIT, AMPLITUDE DECIBELS, PHASE DEGREES. Rows range from .0192 to .3333.

Table with 3 columns: FREQUENCY CYCLES/UNIT, AMPLITUDE DECIBELS, PHASE DEGREES. Rows range from .0192 to .3333.

Table with 3 columns: FREQUENCY CYCLES/UNIT, AMPLITUDE DECIBELS, PHASE DEGREES. Rows range from .0192 to .3333.

Table with 3 columns: FREQUENCY CYCLES/UNIT, AMPLITUDE DECIBELS, PHASE DEGREES. Rows range from .0192 to .3333.

JOURNANS

ALLONDON

ALLEMOGNE

SCE DU MAIRE

Table with 3 columns: FREQUENCY CYCLES/UNIT, AMPLITUDE DECIBELS, PHASE DEGREES. Rows range from .0192 to .3333.

Table with 3 columns: FREQUENCY CYCLES/UNIT, AMPLITUDE DECIBELS, PHASE DEGREES. Rows range from .0192 to .3333.

Table with 3 columns: FREQUENCY CYCLES/UNIT, AMPLITUDE DECIBELS, PHASE DEGREES. Rows range from .0192 to .3333.

Table with 3 columns: FREQUENCY CYCLES/UNIT, AMPLITUDE DECIBELS, PHASE DEGREES. Rows range from .0192 to .3333.

Dernière page d'une thèse

VU

Grenoble, le

Le Président de la thèse

Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le

Le Président de l'Université Scientifique et Médicale

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE  
INSTITUT DE MÉDECINE  
DOCTORAT  
RUE DE LA MÉDECINE  
38000 GRENOBLE  
FRANCE