

UNIVERSITE DE NEUCHATEL
CENTRE D'HYDROGEOLOGIE DE L'INSTITUT DE GEOLOGIE

**CONTRIBUTION A L'ETUDE DES EAUX SOUTERRAINES
DE LA REGION DE FRIBOURG
(SUISSE OCCIDENTALE)**

THESE

présentée à la faculté des Sciences
de l'Université de Neuchâtel
pour l'obtention du grade de
Docteur ès Sciences

par

Joseph THIERRIN
Hydrogéologue
originaire de Cheiry (Suisse)

Soutenue le 22 octobre 1990 devant le Jury d'Examen:

MM. F. ZWAHLEN	Professeur, Université de Neuchâtel	Président
A. BURGER	Professeur honoraire, Université de Neuchâtel	Président
H. OESCHGER	Professeur, Université de Berne	Expert
B. KUBLER	Professeur, Université de Neuchâtel	Expert
W. BALDERER	Professeur, Polytechnicum de Zurich	Expert

IMPRIMATUR POUR LA THÈSE

Contribution à l'étude des eaux souterraines
de la région de Fribourg (Suisse occidentale)

de Monsieur Joseph Thierrin

UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL

FACULTÉ DES SCIENCES

Le Faculté des sciences de l'Université de Neuchâtel
sur le rapport des membres du jury,

Messieurs F. Zwahlen, A. Burger, B. Kubler,
H. Oeschger (Berne) et W. Balderer (EPF-
Zurich)

autorise l'impression de la présente thèse.

Neuchâtel, le 6 novembre 1990

Le doyen:


C. Mermod

REMERCIEMENTS

Ce travail étant terminé, j'ai l'agréable tâche de témoigner ma reconnaissance aux nombreuses personnes qui, de près ou de loin, ont contribué à sa réussite.

MM les professeurs A. Burger, ancien directeur du Centre d'hydrogéologie (CHYN) et F. Zwahlen, actuel directeur ont accepté la direction de cette thèse. Ils m'ont permis d'utiliser toute l'infrastructure du CHYN et du Centre de calcul de Neuchâtel et ont facilité les contacts avec d'autres Instituts. Je les remercie d'avoir suivi cette étude avec grand intérêt et de m'avoir prodigué de judicieux conseils.

MM les professeurs H. Oeschger, directeur de la division de physique du climat et de l'environnement de l'Institut de Physique de l'Université de Berne, B. Kübler, directeur de l'Institut de géologie de Neuchâtel et W. Balderer de l'Institut de Géologie de l'Ecole polytechnique fédérale de Zurich ont accepté de faire partie du jury de thèse. Ils ont lu et critiqué ce travail avec enthousiasme. Je leur exprime ici toute ma reconnaissance.

Mes remerciements vont aussi à monsieur le professeur I. Müller du CHYN pour ses bons conseils, l'appui moral et logistique VLF-R, tout au long de l'étude, ainsi qu' au Dr M. Bouzelboudjen du CHYN et à Mr U. Schotterer de l'Institut de Physique de l'Université de Berne qui ont lu cet ouvrage et apporté des critiques et suggestions constructives.

Grand merci aussi aux responsables qui ont ouvert les portes de leurs laboratoires et aux personnes qui y ont assuré les analyses des eaux. Au LASUR de l'Université de Neuchâtel, dirigé par le professeur B. Kübler et le Dr C. Beck, Mme N. Ettlin-Tong aidée par Mme I. Rengli s'est chargée, depuis octobre 1986, des analyses des éléments chimiques principaux. A la division de physique du climat et de l'environnement de l'Institut de Physique de l'Université de Berne, MM U. Schotterer et K. Hänni et Mme T. Riesen se sont chargés des analyses isotopiques de ^3H , ^{18}O et ^{14}C . A l'Institut de Chimie pharmaceutique de l'Université Wilhems de Münster en Allemagne, dirigé par le professeur B. Unterhalt, MM Y. Lavanchy, J. Böckmann et H. Lahl ont procédé aux analyses d'éléments trace de l'eau (Li^+ , Sr^{++} , Ba^{++} , Zn^{++} et Fe^{++}).

Je témoigne mon amitié à tous mes collègues de travail de Neuchâtel et de l'Institut de Physique de l'Université de Berne pour les bons moments passés ensemble et les échanges scientifiques. Je pense particulièrement à A. Bapst, C. Beck, M. Bouzelboudjen, A. Dodo, R. Christe, L. Eisenlohr, P.-A. Grétilat, R. Kozel, Y. Lavanchy, Y et V. Rossier, U. Schotterer, V. Schouwey, G. Souma L. Tacher, P. Turberg, F.-D. Vuataz et à tous les autres.

Un grand merci aux responsables des eaux souterraines de 52 communes, consortiums et entreprises de toute la région d'étude qui ont bien voulu m'accompagner aux captages et m'ouvrir leurs dossiers. Parmi ceux-ci, Mr F. Liaudat, directeur des Services industriels de Fribourg, a suivi avec grand intérêt mes études dans la région de la Tuffière et de la Hofmatt. Il a favorisé quelques investigations particulières par un appui logistique et financier.

And last but not least, la famille! Mon épouse Gisèle, Raphaël qui nous a offert ses premiers sourires au début du travail de rédaction, mes parents, frères et soeurs et beau parents: Merci immense de leur présence, leurs encouragements et leur soutien.

Depuis 1986, ce travail s'est déroulé grâce à l'appui financier du Fonds National de la Recherche, projets ISHYDRD No 2.121-0.86 et 2.834-0.88, requis par les professeurs F. Zwahlen, H. Oeschger et A. Burger.

RESUME

Ce travail poursuit deux objectifs majeurs. D'une part, nous décrivons les principales caractéristiques physico-chimiques et isotopiques (^{18}O et ^3H) des eaux souterraines de la région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel. D'autre part, l'étude des mécanismes d'écoulement souterrain à l'aide de ces informations et d'autres méthodes d'investigation indirectes est appréhendée.

Une première partie traite des eaux liées au substratum molassique du Plateau au sein duquel nous distinguons deux types principaux d'aquifère. Le premier, dit aquifère épidermique est essentiellement tributaire de systèmes d'écoulement locaux. Il contient des eaux dont les caractéristiques se rapprochent des eaux bicarbonatées calciques et magnésiennes issues du Quaternaire sus-jacent et dont le temps de séjour souterrain moyen est habituellement compris entre 5 et 15 ans. Le deuxième type d'aquifère dit profond contient des eaux anciennes très particulières, exemptes de Tritium, qui s'écoulent au sein de systèmes régionaux.

La deuxième partie fait l'objet de l'étude hydrogéologique de l'aquifère de la Tuffière situé en milieu Quaternaire et alimenté à part égale par le lac de barrage de la Gruyère et les infiltrations locales. Cette étude se base sur les données de la géologie du Quaternaire, des investigations géophysiques (géoélectrique et électromagnétique VLF-R), de l'hydrodynamique et des caractéristiques hydrogéochimiques et isotopiques.

Dans la troisième partie, on décrit les caractéristiques physico-chimiques et isotopiques des eaux souterraines dans un cadre régional (eaux du Quaternaire, de la molasse et de diverses formations des Préalpes) mais aussi local (comportement et évolution de ces principaux paramètres dans des aquifères représentatifs). Nous tentons de tirer de cette étude des informations sur l'origine et la provenance de l'eau souterraine, son temps de séjour souterrain (à l'aide du Tritium, de ^{18}O , et de la chimie), sa vitesse de déplacement ainsi que les proportions de mélanges entre divers types ou composantes d'eau.

ABSTRACT

The first objective of this study is to describe the principal characteristics of the groundwaters in the region situated between the Prealps of Fribourg and the Lake of Neuchâtel. The second objective is to study the mechanisms of groundwater circulations by using indirect investigation methods, in particular the physico-chemical and isotopic approach.

First, we describe the groundwaters of the Plateau molassic substratum in which there are two general types of aquifer. The shallow aquifer is mainly fed by local flow systems. The characteristics of its groundwaters are very close to those of the overlying quaternary deposits ($\text{Ca} - (\text{Mg}) - \text{HCO}_3$ waters with mean residence time between 5 and 15 years). The second one is the deep aquifer, fed by regional flow systems, with ancient (no Tritium) and very typical waters.

The second part of this work is the hydrogeological study of the Tuffière aquifer (sand and gravel), fed in a mean proportion of 45% by the artificial lake of Gruyère. The study is based on data from quaternary geology, geophysical investigations, hydrodynamics and hydrogeochemical and isotopic data.

In a third part, we describe the physico-chemical and isotopic characteristics of the groundwaters in a regional geological framework (Quaternary deposits and molasses of the Plateau, flyschs, limestones, marls and evaporites of the Prealps), but in a local framework as well (behaviour and evolution of these principal parameters in typical and representative aquifers). From this study, we may deduce information about the origin of groundwater, its mean residence time (by Tritium, ^{18}O and chemical methods), its travel velocity and the mixing proportions between several water-types or components.

PLAN	Page
REMERCIEMENTS.....	4
RESUME	5
ABSTRACT	5
PLAN	6
Liste des figures.....	11
Liste des tableaux.....	15
 INTRODUCTION GENERALE.....	 17
1 Cadre de l'étude.....	17
2 Objectifs de l'étude.....	18
3 Structure du travail.....	21
4 Présentation du terrain.....	21
4.1 Situation géographique et occupation du sol.....	21
4.2 Données météorologiques et climatiques.....	25
4.3 Hydrologie.....	26
5 Géologie et subdivisions hydrogéologiques.....	26
5.1 Le Quaternaire.....	28
5.2 Le bassin molassique.....	31
5.3 Les Préalpes et le front des Préalpes.....	32
 PREMIERE PARTIE.....	 37
LES EAUX DU SUBSTRATUM MOLASSIQUE.....	37
Résumé.....	37
1 Introduction.....	37
2 L'eau des aquifères profonds de la molasse.....	38
2.1 Exemples d'eaux de la molasse sur le terrain étudié.....	38
2.2 Interprétation.....	40
2.3 Autres cas semblables cités dans la littérature.....	41
2.4 Discussion.....	42
3 Les aquifères épidermiques du Burdigalien.....	43
3.1 Les captages "traditionnels" dans le Burdigalien.....	43
3.2 Qualité physico-chimique des eaux.....	44
3.3 Relations hydriques entre molasse et Quaternaire.....	46
4 Les captages d'eau potable dans le Burdigalien.....	46
4.1 Paramètres de l'aquifère.....	46
4.2 Etude géochimique et isotopique des eaux du Burdigalien.....	48

5	Captage dans la ville de Wabern près de Berne.....	50
6	Perspectives de captage des eaux de la molasse.....	51
6.1	Considérations générales.....	51
6.2	Carte des zones favorables.....	51
7	Conclusions.....	53
DEUXIEME PARTIE.....		5 5
HYDROGEOLOGIE DE LA REGION DE LA TUFFIERE (FR).....		5 5
Résumé.....		5 5
1	Introduction.....	55
1.1	Le terrain.....	57
1.2	Les sources de la région de la Tuffière.....	58
2	Historique.....	59
2.1	Les anciennes exploitations.....	59
2.2	La mise en eau du lac de barrage de la Gruyère.....	59
2.3	Le captage des exutoires naturels de l'aquifère.....	61
2.4	Exploitation des graviers.....	63
2.5	Etudes géotechniques, géophysiques et hydrogéologiques.....	64
3	Description des terrains.....	65
3.1	Géologie, géométrie et rôle aquifère des terrains.....	66
3.2	Géométrie du système.....	78
3.3	L'étude géophysique VLF-R 12-240 KHz.....	79
4	Ecoulements souterrains.....	89
4.1	Piézométrie.....	89
4.2	Paramètres de l'aquifère.....	89
4.3	Débits aux zones sourcières de la Baume et des SIFR.....	91
4.4	Débits à la zone sourcière du Grabe.....	97
4.5	Alimentation.....	100
4.6	Stockage et réserves.....	106
4.7	Bilan.....	108
4.8	Conclusion.....	109
5	Etude physico-chimique et isotopique des eaux.....	111
5.1	Types d'eau et mélanges.....	111
5.2	L'eau d'infiltration locale "directe".....	112
5.3	L'eau d'infiltration locale "retardée".....	116
5.4	L'eau du lac de la Gruyère.....	119
5.5	Les eaux d'origine mixtes aux sources SIFR et Baume.....	125
5.6	Apport du traçage physico-chimique et isotopique des eaux à la connaissance du système de la Tuffière.....	133
6	Considérations concernant la gestion du système.....	134
6.1	Alimentation artificielle.....	135

6.2 Amélioration des conditions d'alimentation de l'aquifère par le lac.....	135
6.3 Captage des sources de la Baume.....	135
6.4 Captage des eaux de l'interglaciaire.....	135
6.5 Captage des eaux du sillou d'Ilens.....	136
6.6 Conclusion.....	136
7 Conclusion.....	137
TROISIEME PARTIE.....	139
EAUX SOUTERRAINES DE LA REGION SITUEE ENTRE LES PREALPES FRIBOURGEOISES ET LE LAC DE NEUCHATEL.....	139
Résumé.....	139
1 Introduction.....	140
1.1 Principales caractéristiques des eaux.....	140
1.2 Bibliographie.....	141
1.3 Réseaux d'échantillonnage.....	141
1.4 Zonation géologique et hydrogéochimique du terrain.....	142
1.5 Caractéristiques hydrodynamiques.....	143
2 Description des observations physico-chimiques.....	145
2.1 La température.....	145
2.2 La conductibilité électrique, la dureté totale et le TAC.....	145
2.3 pH et indice de saturation vis à vis de la calcite.....	152
2.4 Les cations alcalins Li^+ , Na^+ et K^+	156
2.5 Les cations alcalino-terreux Mg^{++} , Ca^{++} , Sr^{++} et Ba^{++}	160
2.6 L'ion NO_3^-	167
2.7 L'ion SO_4^{--}	167
2.8 Les anions F^- et Cl^-	169
2.9 La silice dissoute, SiO_2	173
3 Corrélations entre paramètres physico-chimiques.....	173
3.1 Relations $\text{K}_{20} - \text{D}_{10} - \text{Ca}^{++}$ et $\text{K}_{20} - \text{TAC}$	175
3.2 Relations $\text{NO}_3^- - \text{Cl}^- - (\text{K}_{20} - \text{D}_{10})$	177
3.3 Relation $\text{SO}_4^{--} - \text{Sr}^{++}$	178
3.4 Relations entre Mg^{++} , Li^+ , $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$, SiO_2 (et F^-).....	179
3.5 Relation $\text{Li}^+ - \text{SO}_4^{--}$ et $\text{Li}^+ - \text{F}^-$	182
4 Facteurs d'influence de la qualité des eaux.....	182
4.1 Nature du squelette minéral dissous.....	182
4.2 Les échanges ioniques entre l'eau et la roche.....	183
4.3 L'influence des activités anthropogènes.....	184
4.4 Les variations temporelles des entrées et de l'état dynamique.....	186
4.5 L'enrichissement ou la dégradation des paramètres observés.....	186

4.6	Le temps de séjour souterrain.....	186
4.7	Les interactions avec les eaux de surface.....	186
5.	Isotopes ^{18}O et ^3H : description et interprétation.....	187
5.1	Les entrées.....	187
5.2	Relation entre l'altitude et le $\delta^{18}\text{O}$	189
5.3	Possibilité de définir un temps de séjour moyen à l'aide de l' ^{18}O	194
5.4	Tritium: Détermination de temps de séjours souterrain.....	199
5.5	Relation entre séjour souterrain (^3H) et chimie des eaux.....	199
5.6	Temps de séjour souterrain et volume des réserves.....	200
5.7	Conclusion de l'étude isotopique.....	200
6	Evolution temporelle des caractères physico-chimiques et isotopiques.....	201
6.1	Introduction.....	201
6.2	Source A2 à Oleyres: Aquifère épidermique de la molasse.....	203
6.3	La source d'Onnens: Aquifère épidermique de la molasse.....	207
6.4	La source G3 du Graboz à la Tuffière: Sillon graveleux.....	209
6.5	La source SZ à Schwarzenburg: Terrasse graveleuse.....	213
6.6	La source PA des Haches: Alluvions graveleuse.....	217
6.7	La source de la cascade de Jaun: Karst des Préalpes.....	221
6.8	Conclusion.....	223
7	Conclusion.....	225
SYNTHESE.....		2 2 7
	Caractéristiques des eaux souterraines.....	227
	Comportement et signification des traceurs naturels.....	229
BIBLIOGRAPHIE.....		2 3 3
BIBLIOGRAPHIE INEDITE.....		2 4 1
Annexe A: LA METHODE VLF-RESISTIVITE MULTIFREQUENCE..		2 4 3
	Résumé.....	2 4 3
1	INTRODUCTION.....	243
2	PRINCIPE DE LA METHODE VLF-R MULTIFREQUENCE.....	245
3	ALTERATIONS NATURELLES OU ARTIFICIELLES DES MESURES.....	246
3.1	L'effet topographique.....	246
3.2	La polarisation naturelle.....	246
3.3	Les perturbations artificielles.....	247
4	MESURES PLURI-DIRECTIONNELLES.....	248
5	METHODES D'INTERPRETATION 1-D (STRATIGRAPHIE).....	248
5.1	La méthode d'inversion électromagnétique.....	248
5.2	La méthode "MINDEF".....	249
5.3	La méthode graphique.....	249

5.4 Comparaisons des résultats des 3 méthodes d'interprétation.....	252
6. DEMARCHE SUIVIE POUR L'INTERPRETATION DES SONDAGES VLF-R.....	255
7. CONCLUSIONS.....	255
Annexe B: METHODES ISOTOPIQUES 18O ET 3H.....	2 6 3
1 INTRODUCTION	263
2 L'ISOTOPE ¹⁸ O	264
2.1 Introduction.....	264
2.2 Les inputs d' ¹⁸ O.....	265
2.3 La relation entre $\delta^{18}\text{O}$ et l'altitude.....	266
2.4 Les applications de la méthode de l' ¹⁸ O.....	266
3 LA METHODE DU TRITIUM.....	267
3.1 Introduction.....	267
3.2 Les inputs de Tritium.....	267
3.3 Les applications de la méthode du Tritium.....	269
3.4 Le modèle exponentiel.....	269
Annexe C: METHODES RELATIVES A L'HYDROGEOCHIMIE.....	2 7 3
1 PRELEVEMENTS, MESURES ET ANALYSES.....	273
2 CONTROLES DES ANALYSES.....	273
2.1 Le contrôle de la dureté totale.....	273
2.2 La balance ionique.....	275
2.3 Echantillons doubles ou multiples.....	275
3 CALCUL DES EQUILIBRES CHIMIQUES.....	276
4 CLASSIFICATION DES EAUX.....	276
Annexe D: TABLEAUX	2 7 7

LISTE DES FIGURES

INTRODUCTION

Fig. 0.1: Région d'investigation du projet "ISHYDRO"	18
Fig. 0.2: Coupe géologique à travers le terrain d'investigation.	19
Fig. 0.3: Plan d'ensemble de la région	20
Fig. 0.4: Hypsographie de la région.	22
Fig. 0.5: Agriculture et utilisation du sol dans la région.	23
Fig. 0.6: Hauteurs annuelles de pluie en mm, moyenne de 1901 à 1940.	24
Fig. 0.7: Pluies mensuelles moyennes pour la période de 1959 à 1988.	25
Fig. 0.8: Pluies annuelles de 1958 à 1988.	26
Fig. 0.9: Terrains à fortes perméabilités de la région.	27
Fig. 0.10: Coupe géologique au lieu-dit Bertigny ou Creux-d'Enfer.	29
Fig. 0.11: Géologie du substratum de la région.	30
Fig. 0.12: Stratigraphie de la molasse, d'après HOMEWOOD et al. (1985).	32
Fig. 0.13: Profil tectonique synthétique à travers les Préalpes romandes.	33
Fig. 0.14: Vanil Noir: lithostratigraphie et caractéristiques physiques... ..	34

PREMIERE PARTIE

Fig. 1.1: Diagramme de SCHOELLER relatif à quatre types d'eau de la molasse.	39
Fig. 1.2: Coupes géologiques schématisques de cinq captages dans la molasse.	44
Fig. 1.3: Diagramme de comparaison chimique de l'eau de la molasse.	45
Fig. 1.4: Coupes géologiques schématisques des captages de Matran et de Wabern. ..	47
Fig. 1.5: Logs de quatre paramètres physico-chimiques aux puits de Matran.	48
Fig. 1.6: Puits de Matran dans les grès du Burdigalien: gradient géothermique.	49
Fig. 1.7: Carte des zones favorables au captage des eaux de l'OMM.	52

DEUXIEME PARTIE

Fig. 2.1: Plan de situation: Région de la Tuffière.	56
Fig. 2.2: Relation entre les pluies de Grangeneuve et de Farvagny-le-Grand.	58
Fig. 2.3: Structure de l'aquifère des graviers de la Tuffière.	60
Fig. 2.4: Plan des captages de la zone sourcière des SIFR à la Tuffière.	62
Fig. 2.5: Schéma d'un drain de captage aux sources SIFR à la Tuffière.	63
Fig. 2.6: Carte des isorésistivités géoélectriques: Dispositif A-B 200 m.	64-65
Fig. 2.7: Coupe géologique d'interprétation à la hauteur des sources du Graboz.	66
Fig. 2.8: Coupe géologique d'interprétation entre La Léchire et Chavaille.	73

Fig. 2.9:	Coupe géologique d'interprétation entre La Perrâla et la Baume.....	74
Fig. 2.10:	Coupe géologique d'interprétation de Farvagny-le-Petit à le Montet.....	75
Fig. 2.11:	Coupe géologique d'interprétation dans la région du Trembley.....	76
Fig. 2.12:	Carte géologique de la région de la Tuffière.....	77
Fig. 2.13:	Esquisse stratigraphique, dans la région de la Tuffière.....	78
Fig. 2.14 a):	Profil VLF 1 entre Le Rosset et la Pérrâla.....	82
Fig. 2.14 b):	Profil VLF 1 entre Le Rosset et la Pérrâla, détails.....	83
Fig. 2.15:	Profil VLF 2 entre Farvagny-le-Petit et le Montet.....	84
Fig. 2.16:	Profil VLF 3 entre Rossens et Farvagny-le-Grand.....	86
Fig. 2.17:	Profil VLF 4 entre Farvagny-le-Petit et la Perrâla.....	87
Fig. 2.18:	Carte piézométrique de la région des zones sourcières (basses eaux).....	90
Fig. 2.19:	Sources SIFR: Evolution des débits et de la conductibilité électrique.....	92
Fig. 2.20:	Relation entre les niveaux du lac et les débits totaux aux sources.....	93
Fig. 2.21:	Corrélation entre le débit des sources de la Baume et des SIFR.....	94
Fig. 2.22:	Histogrammes des débits (s. SIFR) et des niveaux (lac de la Gruyère).....	95
Fig. 2.23:	Evolution de la piézométrie en amont de la zone sourcière du Grabe.....	96
Fig. 2.24:	Evolution des débits à diverses sources de la zone sourcière du Grabe.....	97
Fig. 2.25:	Débits classés aux sources du Graboz.....	98
Fig. 2.26:	Corrélogrammes croisés entre pluie et débit à la zone du Grabe.....	99
Fig. 2.27:	Modèle en coupe au droit des sources du Graboz (réseau et potentiels). -	104
Fig. 2.28:	Modèle en coupe au droit des sources du Graboz, détails des potentiels. -	105
Fig. 2.29:	Répartition géographique des valeurs physico-chimiques.....	110
Fig. 2.30:	Analyse factorielle basée sur les valeurs moyennes des paramètres. ---	112
Fig. 2.31:	Valeurs moyennes de 9 paramètres aux sources de la zone du Grabe. ---	114
Fig. 2.32:	Valeurs moyennes de 11 paramètres aux sources SIFR et de la Baume. - -	118
Fig. 2.33:	Lac de la Gruyère: Conductibilité et température de l'eau $f(z, t)$. -----	120
Fig. 2.34:	Lac de la Gruyère: K20 et T° moyennes de l'eau $f(z)$.-----	121
Fig. 2.35:	Cinq profils de conductibilité électrique des eaux du lac de la Gruyère.	122
Fig. 2.36:	Evolution hydrochimique temporelle des eaux du lac de la Gruyère.....	123
Fig. 2.37:	Evolution temporelle de la K20 et du $\delta^{18}O$ aux sources SIFR et au lac. ----	124
Fig. 2.38:	Eaux de l'aquifère de la Tuffière: Relation entre K20 et NO_3^- .-----	127
Fig. 2.39:	Eaux de l'aquifère de la Tuffière: Relation entre K20 et SO_4^{--} .-----	128
Fig. 2.40:	Eaux de l'aquifère de la Tuffière: Relation entre K20 et $\delta^{18}O$.-----	130
Fig. 2.41:	Diagramme Ca^{++}/Mg^{++} relatif aux eaux de l'aquifère de la Tuffière. ----	132

TROISIEME PARTIE

Fig. 3.1:	Evolution des débits aux sources Schwarzenburg, Payerne et Venoge. ---	144
Fig. 3.2:	Répartition des valeurs de 15 paramètres physico-chimiques.-----	146-147
Fig. 3.3:	Concentration de sels et conductibilité électrique de leur solution.-----	148
Fig. 3.4:	Relation entre la conductibilité électrique et la somme des ions dissous.-	150
Fig. 3.5:	Répartition géographique des valeurs de conductibilité électrique.-----	151
Fig. 3.6:	Histogramme de répartition des K20 des eaux souterraines et de surface.	152
Fig. 3.7:	Répartition des indices de saturation des eaux vis à vis de la calcite. ----	153
Fig. 3.8:	Relation entre Ca^{++} , Dto, TAC et K20 et le pH d'équilibre calculé.-----	154
Fig. 3.9:	Répartition géographique du pH des eaux souterraines et de surface.----	155
Fig. 3.10:	Répartition géographique du Li^+ des eaux souterraines et de surface --	157
Fig. 3.11:	Répartition géographique du Na^+ des eaux souterraines et de surface. -	158
Fig. 3.12:	Répartition géographique du K^+ des eaux souterraines et de surface..--	159
Fig. 3.13:	Répartition géographique du Mg^{++} des eaux souterraines et de surface.	161
Fig. 3.14:	Répartition géographique du Ca^{++} des eaux souterraines et de surface.-	162
Fig. 3.15:	Répartition géographique du Sr^{++} des eaux souterraines et de surface.-	163
Fig. 3.16:	Répartition géographique du Ba^{++} des eaux souterraines et de surface.-	164
Fig. 3.17:	Répartition géographique du NO_3^- des eaux souterraines et de surface.-	166
Fig. 3.18:	épartition géographique du SO_4^{--} des eaux souterraines et de surface.--	168
Fig. 3.19:	épartition géographique du F^- des eaux souterraines et de surface.-----	170
Fig. 3.20:	épartition géographique du Cl^- des eaux souterraines et de surface.----	171
Fig. 3.21:	épartition géographique du SiO_2 des eaux souterraines et de surface.---	172
Fig. 3.22:	Relations entre la K20 et la dureté totale et K20 et la dureté temporaire.	174
Fig. 3.23:	Relation entre K20 et Ca^{++} , en fonction de Mg^{++} .-----	176
Fig. 3.24:	Relation entre les ions Cl^- et NO_3^- , en fonction de K20. -----	177
Fig. 3.25:	Relation entre SO_4^{--} et Sr^{++} dans les eaux des Préalpes fribourgeoises.-	178
Fig. 3.26:	Valeurs de Mg^{++} comparé à SO_4^{--} et Sr^{++} des eaux minérales de Suisse.-	179
Fig. 3.27:	Relations entre les concentrations de Li^+ , Mg^{++} , F^- et SiO_2 . -----	180-181
Fig.3.28:	Puits de Ecorcheboeuf: Evolution temporelle de K20, Dto et NO_3^- .-----	185
Fig.3.29:	Evolution du $\delta^{18}O$ et du 3H dans les pluies à Illens, Payerne et Berne.----	188
Fig.3.30:	Evolution temporelle du $\delta^{18}O$ et du 3H (pluies de Guttannen et Berne)---	189
Fig. 3.31:	Relation entre $\delta^{18}O$ et l'altitude des bassins versants des sources.-----	190
Fig. 3.32:	Schéma hydrogéologique de la région de la Hofmatt près d'Alterswil.---	192
Fig. 3.33:	Amortissement calculé de l'amplitude annuelle maximale du $\delta^{18}O$.-----	195

Fig. 3.34:	Relation entre les $\Delta\delta^{18}\text{O}$ et d'autres paramètres observés aux sources.--	196
Fig. 3.35:	Relation entre les $\Delta\text{K}20$ et d'autres paramètres observés aux sources.--	197
Fig. 3.36:	Relation entre temps de séjour (^3H) et 14 param. physico-chimiques---	198
Fig. 3.37:	Corrélogrammes simple et croisé aux sources A2, G3, ON, PA et Cascade.	202
Fig. 3.38:	Source A2 à Oleyres: Evolution temporelle des paramètres principaux.-	204
Fig. 3.39:	Source A2: Evolution temporelle des paramètres physico-chimiques.---	205
Fig. 3.40:	Source ON à Onnens: Evolution temporelle des paramètres principaux.-	206
Fig. 3.41:	Source ON: Evolution temporelle des paramètres physico-chimiques.---	208
Fig. 3.42:	Source G3 à la Tuffière: Evolution temporelle des param. principaux.--	210
Fig. 3.43:	Source SZ: Evolution temporelle des paramètres principaux-----	214
Fig. 3.44:	Source SZ: Evolution temporelle des paramètres physico-chimiques.---	215
Fig. 3.45:	Source PA: Evolution temporelle des paramètres principaux.-----	216
Fig. 3.46:	Source PA: Evolution temporelle de la K20 et de la T lors de deux crues.-	218
Fig. 3.47:	Source PA: Evolution temporelle des paramètres physico-chimiques.--	220
Fig. 3.48:	Esquisse hydrogéologique et structurale de la région du Vanil Noir.----	221
Fig. 3.49:	Source de la Cascade: Evolution de quelques param. lors d'une crue. ---	222

ANNEXE A

Fig. A1:	Schéma illustrant le principe de la méthode électromagnétique VLF-R.--	244
Fig. A2:	Diagramme polaire des résistivités et des phases sur un dyke conducteur	247
Fig. A3:	Sondages de fréquence VLF-R: Terrains à une et deux couches.-----	250
Fig. A4:	Sondages de fréquence VLF-R: Terrains à trois et quatre couches.-----	251
Fig. A5:	Sondage de fréquence VLF-R sur terrain à quatre couches (C/R/C/R) ---	252
Fig. A6:	Papier millimétré conçu pour la méthode graphique-----	253
Fig. A7:	Test des 3 méthodes d'interprétation des sondages de fréquence VLF-R.--	254

ANNEXE B

Fig. B1:	Relation entre $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ dans les eaux de précipitation.-----	264
Fig. B2:	Possibilités de déviation de la droite mondiale des eaux météoriques.-----	265
Fig. B3 a):	Evolution des teneurs en ^3H dans les précipitations de 1950 à 1989.----	268
Fig. B3 b):	Valeurs de ^3H relatives à plusieurs temps de séjour souterrain.-----	268
Fig. B4:	Fonction de distribution des temps de séjour du modèle exponentiel.-----	270

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1: Faciès sédimentaires des terrains du Quaternaire de la région étudiée.---	277
Tabl. 2: Chimisme des divers types d'eau de la molasse du Plateau.	278-279
Tabl. 3: Aquifère de la Tuffière: Données essentielles sur les principaux forages.	280
Tabl. 4: Principaux essais de traçage effectués dans l'aquifère de la Tuffière.	281
Tabl. 5: La Tuffière: Réserves calculées, relatives aux diverses formations.	281
Tabl. 6: Physico-chimie des eaux liées à l'aquifère des graviers de la Tuffière.	282-283
Tabl. 7: Matrice des coefficients de corrélation relatifs aux eaux de la Tuffière.---	284
Tabl. 8: Campagnes d'échantillonnage de 1985 et 1987, paramètres principaux.	285-292
Tabl. 9: Campagnes d'échantillonnage de 1985 et 1987, paramètres secondaires.	293-295
Tabl. 10: Tableau des mesures isotopiques relatives aux eaux souterraines. ---	296-301
Tabl. 11: Matrice des coefficients de corrélation linéaires (160 observations).	302
Tabl. 12: Matrice des coefficients de corrélation linéaires (118 observations).	302
Tabl. 13: Matrice des coefficients de corrélation linéaires (44 observations)	303
Tabl. 14: Matrice des coefficients de corrélation linéaires (26 observations)	303
Tabl. 15: Matrice des coefficients de corrélation linéaires (15 observations).	304
Tabl. 16: Relation entre les $\delta^{18}\text{O}$ des eaux sout. et l'altitude des bassins versants.---	305
Tabl. 17: Caractéristiques hydrogéologiques des divers systèmes étudiés.	306

ANNEXE A

Tabl. A1: Programmes d'interprétation VLF, Méthode d'inversion.....	256
Tabl. A2: Programmes d'interprétation VLF, Méthode "MINDEF".....	257
Tabl. A3: Programmes d'interprétation VLF, Méthode graphique.....	258
Tabl. A4: Valeurs des R_{hoa} et des décalages de phase pour 39 sondages VLF-R.	259
Tabl. A5: Profondeurs calculées des contacts pour les sondages du tabl A4.---	260-261
Tabl. A6: Test des trois méthodes d'interprétation des sondages VLF-R.	261

ANNEXE C

Tabl. C1: Prélèvements et analyses.	275
Tabl. C2 Coefficients de transformation des mg/l en meq/l et inversement.	276

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

1 Cadre de l'étude

Cette étude s'inscrit dans le cadre du projet FN "ISHYDRO: Application hydrogéologique des isotopes et de l'hydrochimie à l'étude des écoulements souterrains". Ce projet de recherche est mené par le Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel (CHYN) et le laboratoire de physique de l'environnement et du climat de l'Université de Berne (ZWAHLEN et al. 1990)

Les buts de ce projet sont les suivants:

- Constituer la base d'une étude à long terme des caractéristiques hydrodynamiques, hydrochimiques et isotopiques de certains aquifères, dans le but de mettre en évidence leurs éventuelles évolutions ou modifications, au cas où des changements climatiques rapides surviendraient¹.
- Optimiser les critères d'interprétation des analyses physico-chimiques et isotopiques des eaux souterraines.
- Améliorer, au moyen des traceurs naturels, la compréhension des mécanismes d'alimentation, de stockage et de transfert hydrique de divers types d'aquifères fissurés, poreux et mixtes, afin de mieux connaître et protéger les ressources en eau souterraine.

Les terrains d'investigation de ce projet se situent dans les régions suivantes (fig. 0.1):

- Pied du Jura et Jura vaudois et neuchâtelois
- Plateau fribourgeois et vandois
- Préalpes fribourgeoises

Le présent travail se réfère à la région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel. Il concerne essentiellement l'étude d'aquifères en milieu poreux du Tertiaire et du Quaternaire et, à titre comparatif, de quelques aquifères karstiques des Préalpes.

En fig. 0.2, nous présentons une coupe schématique de ce terrain, montrant les caractéristiques des principaux types d'aquifères et de leurs eaux. La plupart de celles-ci sont de type bicarbonaté calcique et parfois magnésien. Dans la molasse et certaines formations des Préalpes, d'autres types d'eau apparaissent.

Au point de vue climatique, les années d'observation 1985 à 1988 se situent dans une période de pluviosité quelque peu supérieure à la moyenne interannuelle (1095 mm) avec des valeurs respectives de 1170, 1185, 1380 et 1220 mm à la station de Fribourg, au centre de la région d'étude. De même, les températures moyennes annuelles sont supérieures à la moyenne interannuelle de 7.6°C et ont tendance à augmenter (valeurs de 7.6, 8.1, 8.1 et 9.0 de 1985 à 1988 à la station de Fribourg).

¹ - En effet c'est depuis moins de 10 ans que l'on se rend compte que le climat global de la planète change. On assiste en général à une augmentation des températures moyennes de l'air et des teneurs moyennes en gaz produisant l'effet de serre, dans l'atmosphère. De plus, dans les régions tempérées, il semble que la distribution temporelle des précipitations change avec une augmentation de l'intensité des épisodes pluvieux et un allongement des périodes de sécheresses.

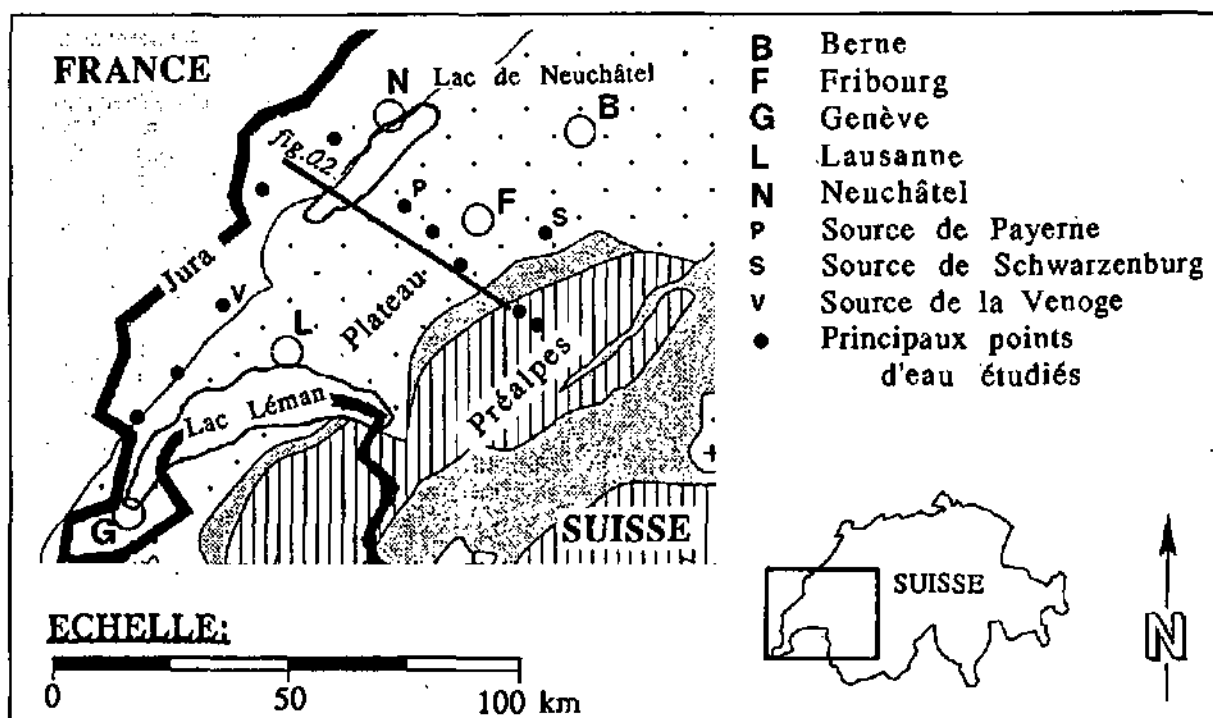
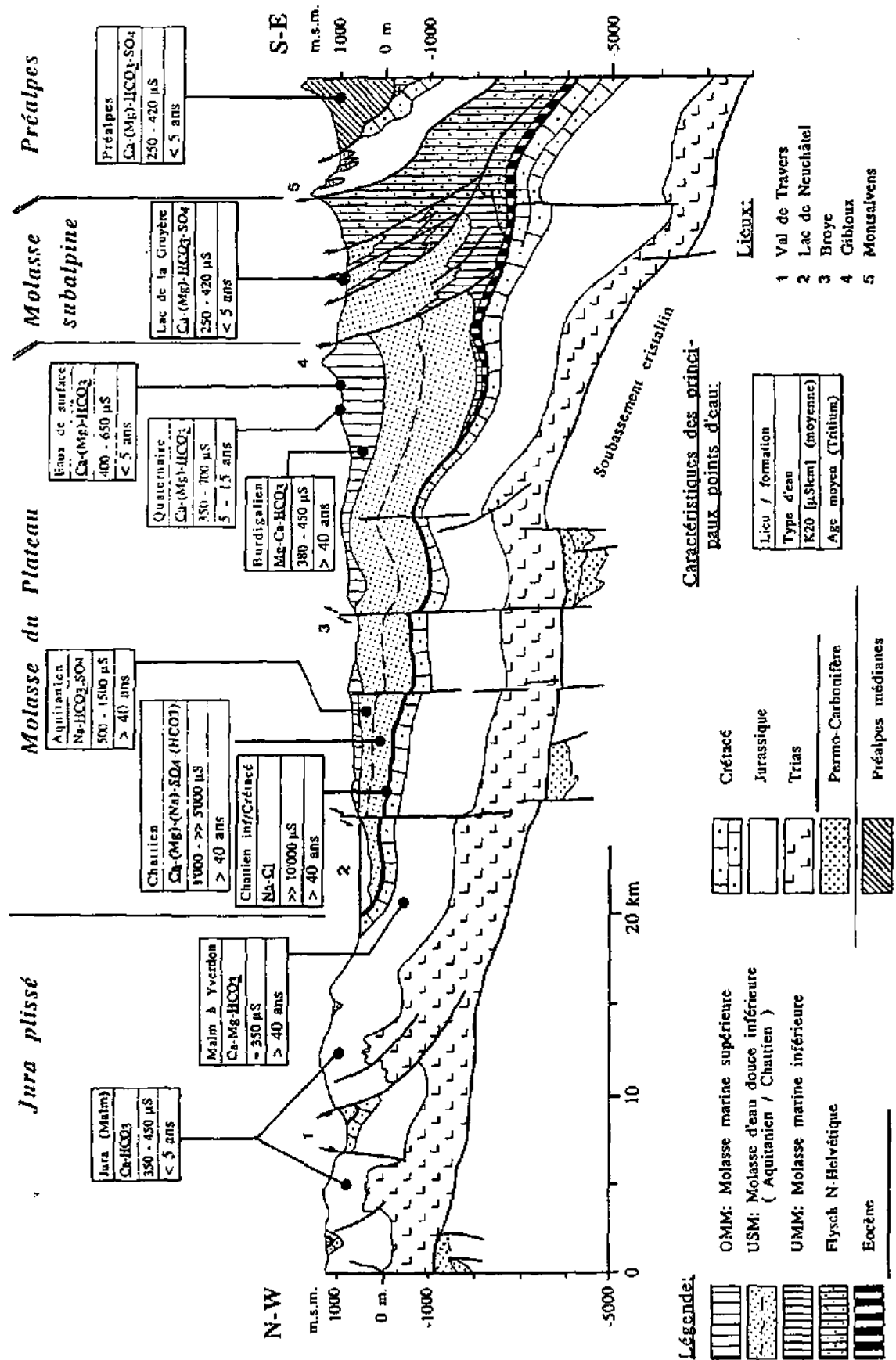


Fig. 0.1: Région d'investigation du projet "ISHYDRO".

2 Objectifs de l'étude

Dans le cadre du projet ISHYDRO, les objectifs de l'étude physico-chimique et isotopique des eaux souterraines en pays fribourgeois sont les suivants:

- 1) Description des eaux souterraines de la région d'étude par l'approche physico-chimique (= étude des paramètres physiques et chimiques de l'eau) et isotopique.
- 2) Etude de certains facteurs d'influence géologiques, hydrologiques et physiques conditionnant les teneurs isotopiques (^3H et ^{18}O) et chimiques des eaux souterraines. Etude des dépendances et relations entre divers paramètres physicochimiques et isotopiques de l'eau.
- 3) Mise en évidence des types de renseignements que peuvent fournir les traceurs physico-chimiques et isotopiques étudiés.
- 4) Approche des mécanismes d'alimentation, de stockage et de transfert régissant quelques aquifères étudiés, au moyen des traceurs physicochimiques et isotopiques naturels des eaux.
- 5) Etude des relations entre divers types d'aquifères et particulièrement entre l'encaissant rocheux et les aquifères meubles.
- 6) Présentation de données constituant une base de références pour l'application des isotopes et de l'hydrochimie à l'étude des écoulements souterrains et à l'interprétation des analyses de routine.



J. Thierrin, 1989, (Géologie simplifiée d'après D. Rigassi, 1978)

Fig. 0.2: Coupe géologique à travers le terrain d'investigation et caractéristiques des principaux types d'eau rencontrés (localisation en fig. 0.1 et 0.11).

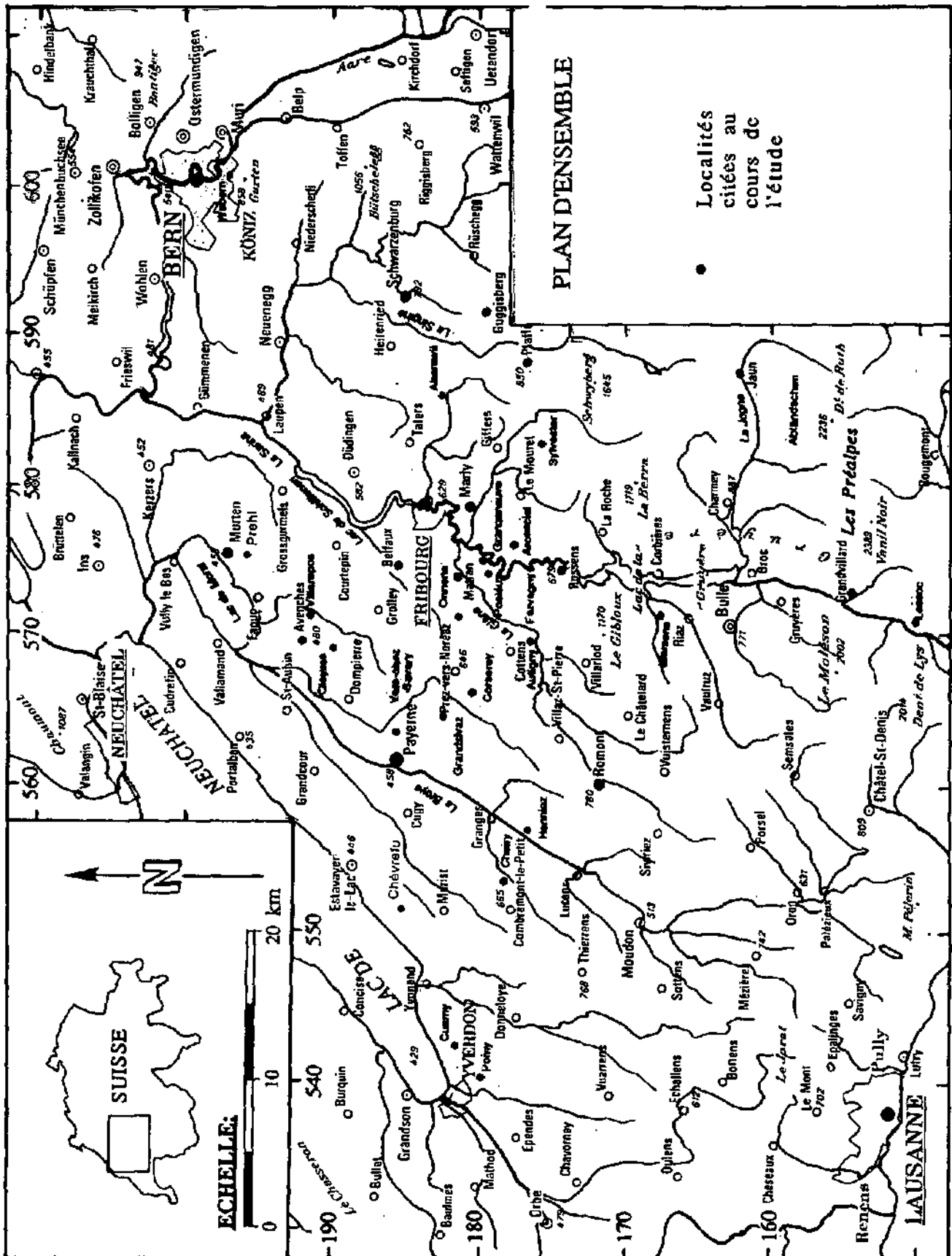


Fig 0.3: Plan d'ensemble de la région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel.

3 Structure du travail

Ce travail comporte trois parties indépendantes mais complémentaires. Il s'agit des domaines d'investigation suivants:

- Etude de la qualité physico-chimique et isotopique de divers types d'eau liés à la molasse du Plateau, différenciation entre aquifères "profonds" et aquifères "pelliculaires" de la molasse (Partie 1),

- Etude hydrogéologique du système hydrogéologique de la Tuffière, aquifère graveleux, alimenté par le lac de la Gruyère, les infiltrations locales "directes" et l'encaissant peu perméable (Partie 2),

- Etude physico-chimique et isotopique des eaux souterraines de faible profondeur de la région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel (Partie 3).

Cette approche monographique à différentes échelles aboutit à une meilleure connaissance des eaux souterraines par le biais de leurs traceurs naturels.

Les principales techniques et méthodes appliquées au cours de ce travail font l'objet d'une présentation aux Annexes A (méthode VLF-R multifréquence) et B (méthodes isotopiques ^{18}O et ^3H) et C (méthodes relatives à l'étude hydrogéochimique et hydrodynamique).

4 Présentation du terrain

4.1 Situation géographique et occupation du sol

Le terrain choisi se situe entre les Préalpes et le lac de Neuchâtel, sur sol fribourgeois principalement, vaudois et bernois en partie. En fig. 0.3, plan de situation, on trouve la localisation des principaux lieux cités et celle des diverses figures de détail présentées dans l'étude.

Au sud-est du terrain, se trouvent les Préalpes, région de montagnes calcaires et de flyschs, dont les plus hauts sommets culminent à plus de 2300 m. C'est une zone de rochers, forêts et pâturages.

Au nord-ouest des Préalpes, une zone de hautes collines boisées et parsemées de pâturages (800-1200 m) fait la transition entre les Préalpes et le Plateau. L'agriculture y est essentiellement herbagère

Le Plateau (500-800 m) où les forêts couvrent environ le 40% de la surface. Elles coiffent fréquemment les très nombreuses collines modelées par les glaciers de l'époque würmienne. L'agriculture y est mixte, cultures intensives et herbages.

Enfin, au nord du terrain, nous trouvons une région de plaines (plaines de la Broye, Grand-Marais, altitude 430-500 m), avec les lacs de Morat et de Neuchâtel, où l'agriculture est intensive.

On présente en fig. 0.4 l'hypsographie ou zonation altimétrique du terrain et en fig. 0.5, la carte d'occupation du sol. On y retrouve les 4 subdivisions décrites ci-dessus.

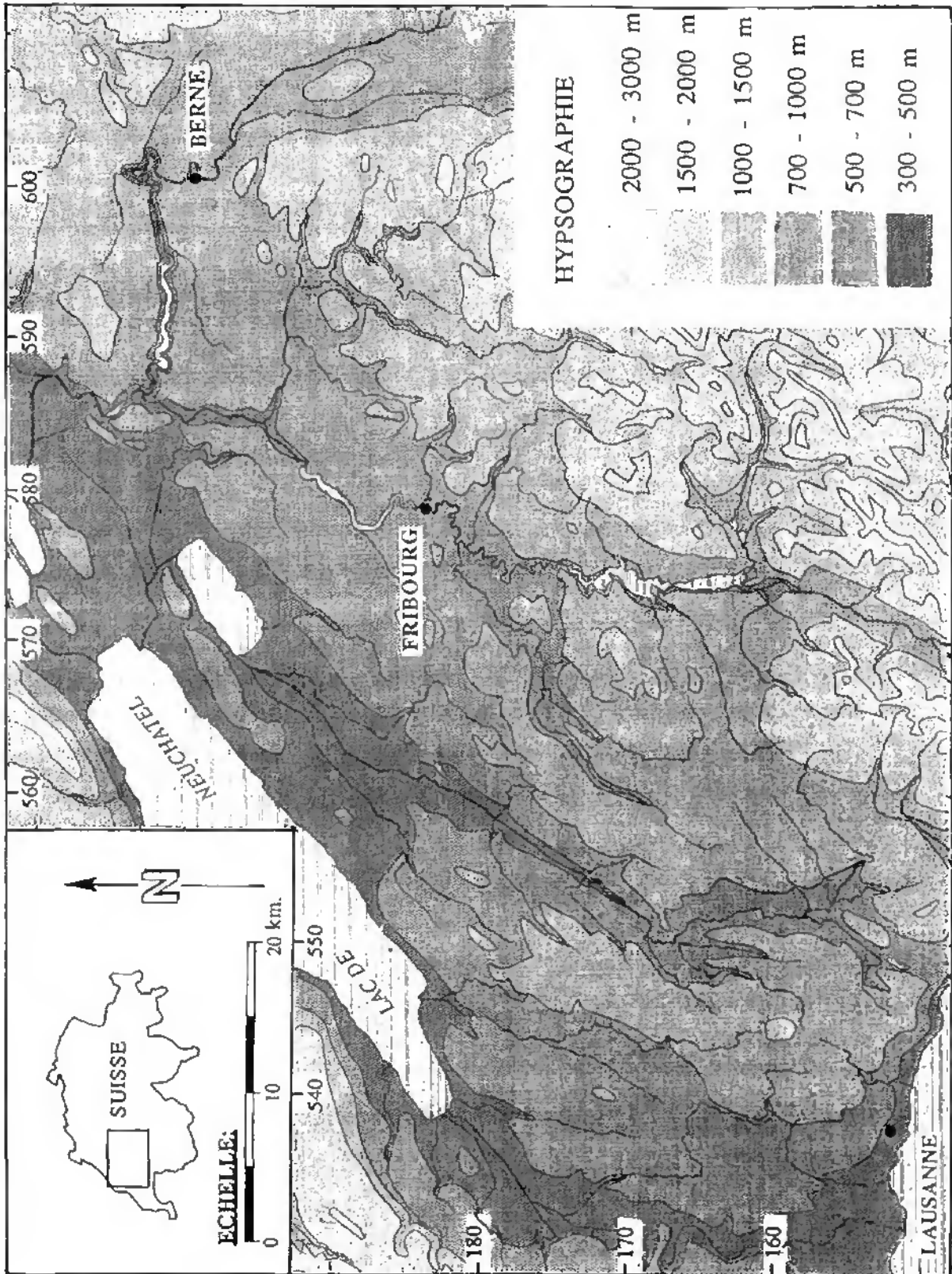


Fig 0.4: Région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel: Hypsographie, d'après IMHOF et LEUZINGER (1965).

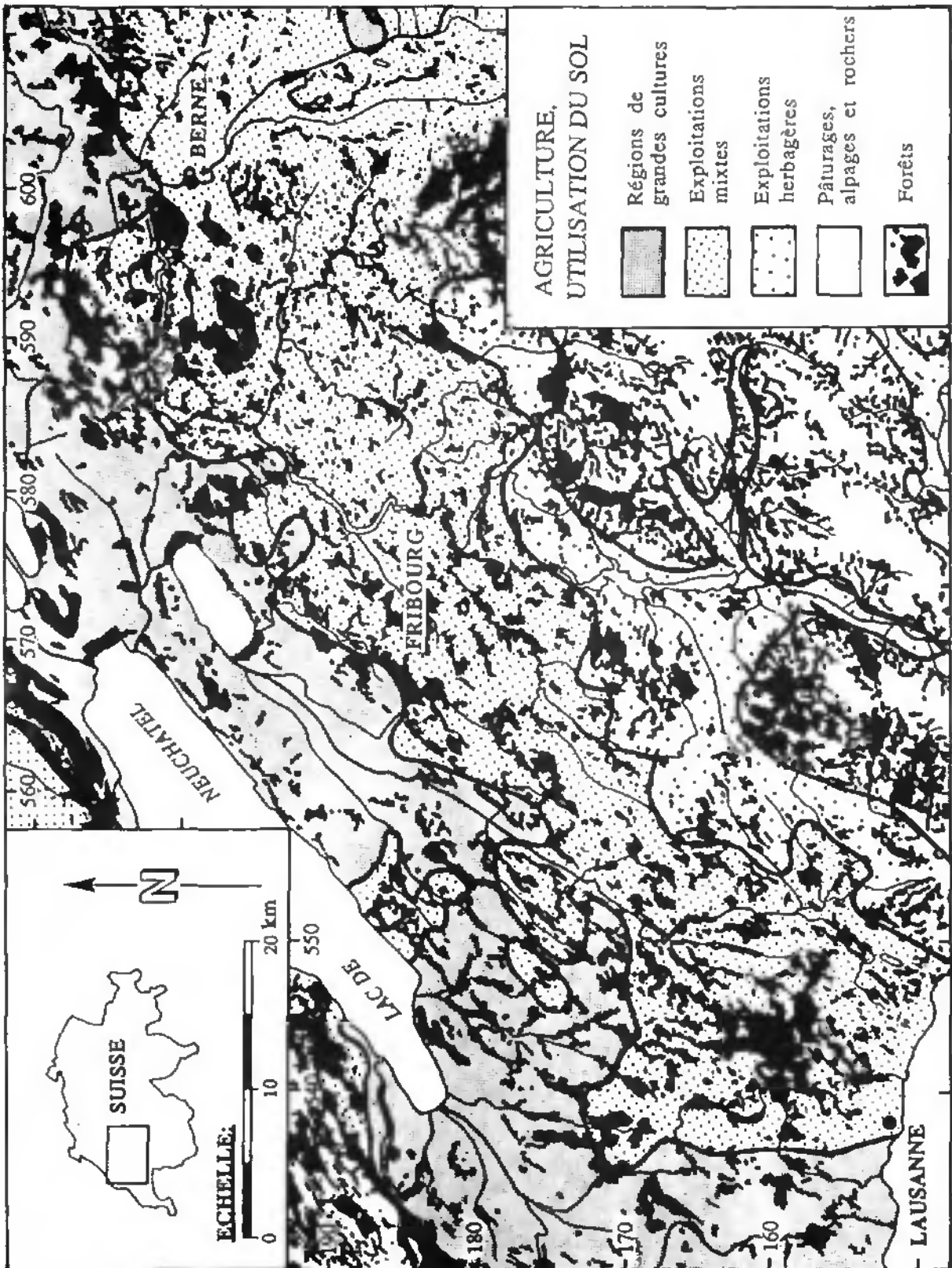


Fig 0.5: Région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel: Agriculture et utilisation du sol, d'après IMHOF (1977).

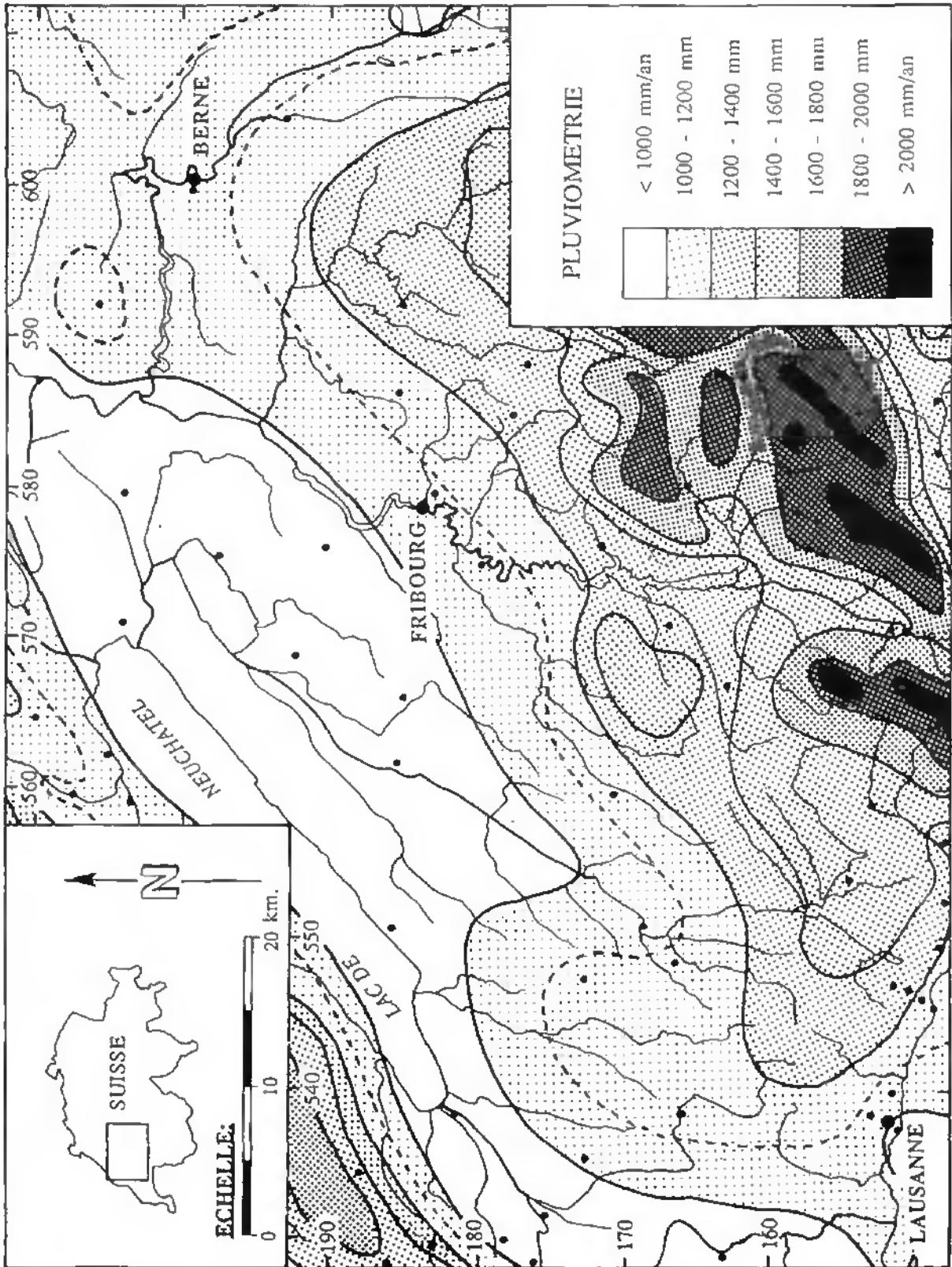


Fig 0.6: Région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel: Hauteurs annuelles de pluie en mm. Moyenne de la période 1901-1940, d'après UTTINGER (1967).

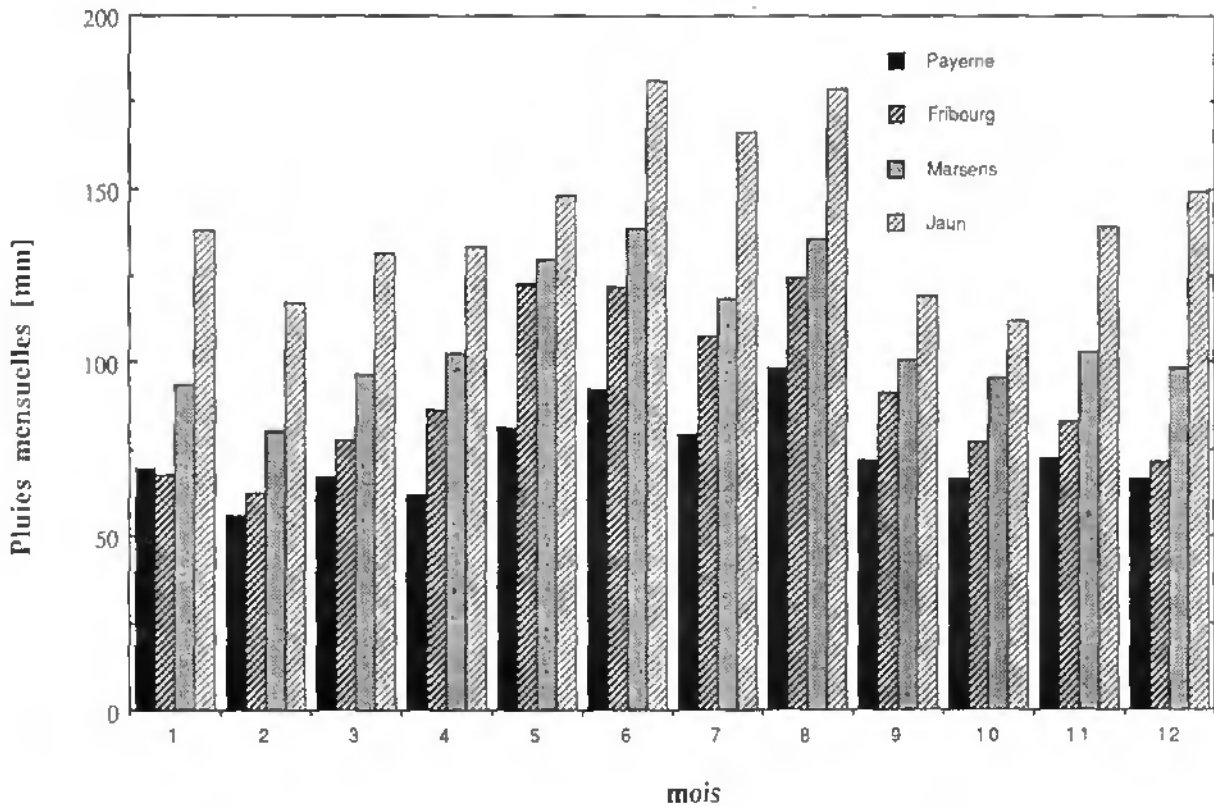


Fig 0.7: Pluies mensuelles moyennes pour la période de 1959 à 1988 aux stations de Payerne (alt. 490 m), Fribourg (alt. 634 m), Marsens (alt. 721 m) et Jaun (alt. 1030 m).

4.2 Données météorologiques et climatiques

Le terrain étudié se situe en région de climat tempéré. A Fribourg, au centre du terrain, le module des précipitations interannuelles (1959 - 1988) est de 1095 mm et la température moyenne de 8.2 °C.

En moyenne, la température de l'air diminue de 0.5 °C par 100 m d'altitude.

Le régime des précipitations est largement influencé par les dépressions venant de l'ouest (JORDAN et MEYLAN 1986, ROTTEN 1979). La distribution des précipitations (fig. 0.6) dépend principalement de l'altitude mais aussi de divers effets orographiques, microclimatiques et d'emplacement des stations (SEVRUK 1985).

Au cours de l'année, on observe une répartition des précipitations différente dans les Préalpes que sur le Plateau (fig. 0.7). Dans les Préalpes, deux périodes de maxima relatifs des précipitations ont lieu: en novembre, décembre et janvier, puis en juin, juillet et août et deux périodes de minima en février et en septembre-octobre (stations de Marsens et Jaun). Sur le Plateau (stations de Fribourg et Payerne), on n'observe qu'un maximum sensible des précipitations entre mai et août et un minimum relatif entre décembre et mars-avril. En été, le mois de juillet est en moyenne moins "humide" que les mois de juin et août. On remarque aussi qu'en hiver, la station de Fribourg (altitude 630 m) reçoit relativement peu de précipitations et s'apparente à celle de Payerne (alt. 490 m), tandis qu'en été, elle en reçoit plus et s'apparente à la station de Marsens aux portes des Préalpes (alt. 720 m).

La fig. 0.8 montre l'évolution interannuelle des modules pluviométriques aux stations de Payerne, Fribourg, Marsens et Jaun.

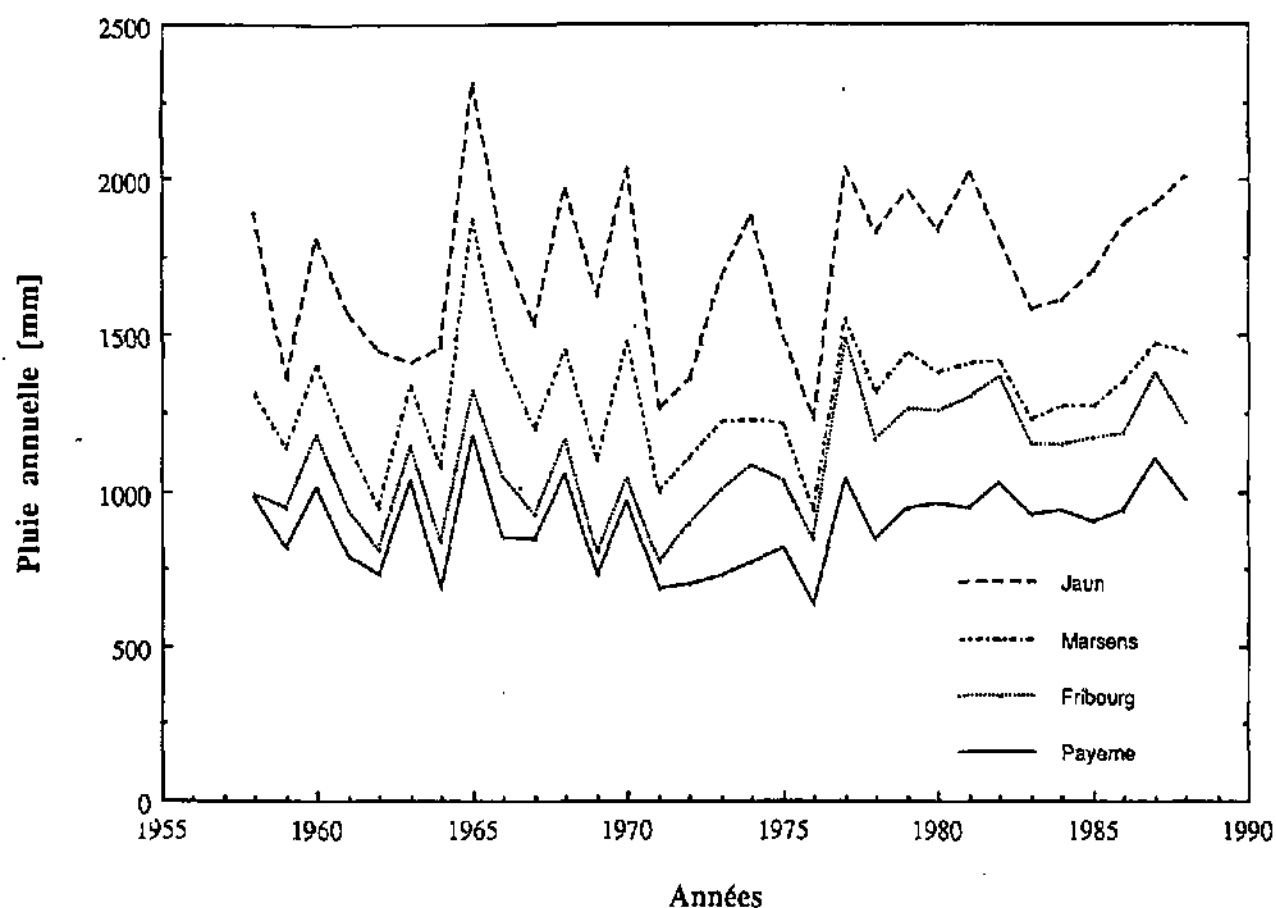


Fig 0.8: Pluies annuelles de 1958 à 1988 aux stations de Payerne (alt. 490 m), Fribourg (alt. 634 m), Marsens (alt. 721 m) et Jaun (alt. 1030 m).

4.3 Hydrologie

Un réseau de ruisseaux et de rivières très développé draine le terrain d'investigation. Dans les Préalpes, le drainage de surface suit principalement les directions de fracturation N10 et E-W. Parallèlement aux structures géologiques, il ne se développe que partiellement.

Sur le Plateau et dans les bassins de la Broye et de la Sarine, deux directions principales de drainage prévalent: L'une parallèle à l'écoulement du glacier du Rhône à l'époque würmienne (de S-N au sud-ouest du terrain à N-45° dans la région de Fribourg) et l'autre, perpendiculaire à celle-ci, permettant aux cours d'eau d'atteindre progressivement les plaines en direction du N-W. Dans les grès du Burdigalien, les cours d'eau sont souvent encaissés de plusieurs dizaines de mètres, formant de véritables canyons.

Plusieurs lacs de barrage (Rossinière, Lessoc, Montsalvens, La Gruyère, Pérolles et Schiffenen) modifient le régime de la Sarine.

5 Géologie et subdivisions hydrogéologiques

Au cours de ce chapitre, nous présentons la géologie des trois grandes unités dont nous avons étudié la géochimie des eaux souterraines, à savoir le quaternaire, la molasse et les Préalpes, dans l'ordre d'importance. Nous détaillons aussi les caractéristiques hydrogéologiques de leurs formations. La fig. 0.9, établie d'après la carte de JÄCKLI (1967), situe les terrains et roches à fortes perméabilités de la région d'étude.

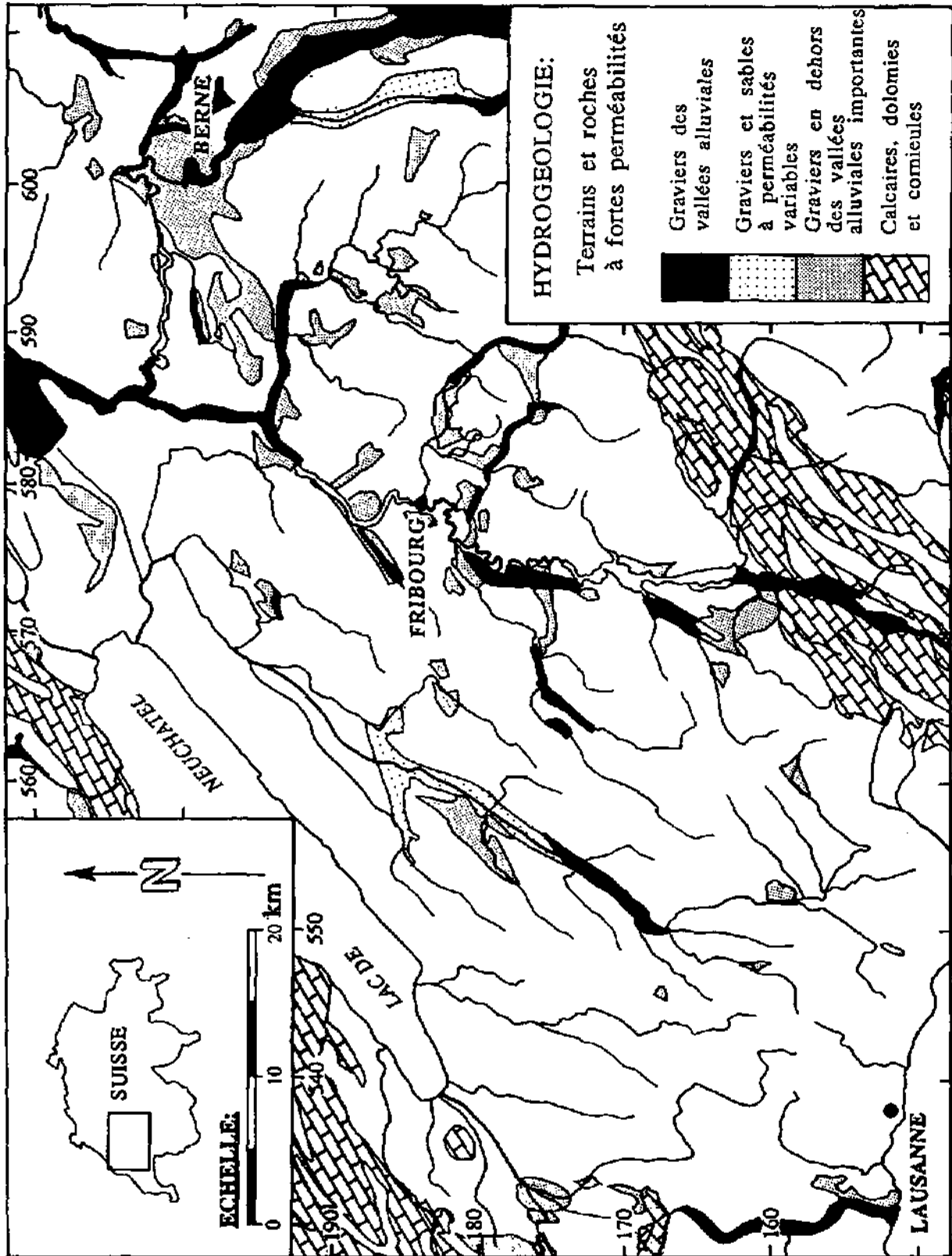


Fig 0.9: Région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel: Terrains à fortes perméabilités, d'après JÄCKLI (1967).

5.1 Le Quaternaire

Le Quaternaire forme une pellicule dont l'épaisseur très variable ne dépasse que très rarement 120 m. Il recouvre la plus grande partie des terrains molassiques.

5.1.1 Stratigraphie du Quaternaire

Dans la région du Plateau fribourgeois, on explique la genèse des terrains quaternaires par le résultat d'érosions et de dépôts successifs survenus avant, pendant et après deux glaciations importantes. C'est, en effet, suivant la position relative d'une formation à l'un des complexes morainiques issus de ces époques glaciaires que s'édifie cette stratigraphie. L'école de TERCIER, BUCHI (1926, 1927, 1935, 1946) et MORNOD (1947, 1949)¹ rattache la première époque glaciaire à la glaciation rissienne et la deuxième à la glaciation de Würm, tandis que van der MEER les subordonne respectivement aux stades Turicum 1 et Turicum 3 de la glaciation würmienne. Bien que les corrélations avec les stratotypes ne soient pas prouvées, nous garderons, dans ce texte, la première terminologie. Ainsi, on subdivise les terrains selon les 5 groupes chronostratigraphiques suivants:

- 5 La période post-würmienne
- 4 La glaciation de Würm
- 3 L'interglaciaire Riss-Würm ou Eemien
- 2 La glaciation de Riss
- 1 La période pré-rissienne

Nous nous référons au tableau I qui résume les divers faciès sédimentaires typiques de ces 5 groupes.

A l'étude pétrographique des galets dans la moraine ou les graviers, on peut déterminer la provenance du matériel² de la manière suivante:

- Jura: prédominance de calcaires jaunâtres et blancs;
- Glacier du Rhône: présence jusqu'à 25 % de matériel cristallin (granite, gneiss, schistes, roches basiques ...) et de calcaires des Préalpes, présence de grès du synclinal permocarbonifère Salvan-Dorénav et de poudingue du Mont-Pélerin.
- Préalpes, bassin de la Sarine: Prédominance de calcaires gris-foncés du Malm, présence de calcaires bréchiques bariolés, de calcaires siliceux, de grès du flysch, etc..., absence quasi-totale de matériel cristallin.
- Préalpes, bassins de la Gérinc et de la Singine: Prédominance de grès beiges du flysch et de calcaires gris foncés du Malm, absence quasi-totale de matériel cristallin.

¹ - Le professeur TERCIER, ancien directeur de l'Institut de géologie de l'Université de Fribourg, a grandement favorisé l'étude géologique du Quaternaire et de la molasse du Plateau fribourgeois. Sous sa direction, BRIEL (1962), CRAUSAZ (1959), DORTHE (1962), FRASSON (1947), EMMENEGGER (1962), INGLIN (1960), MORNOD (1947), RUMEAU (1954), SIEBER (1959), SCHMID (1970), puis plus tard, BECKER (1972) ont étudié et carté le Quaternaire fribourgeois. En 1982, van der MEER, tente une synthèse du Quaternaire du bassin de la Sarine. PUGIN (1988) propose, par l'étude sédimentologique, une explication génétique du Quaternaire du bassin de Bulle.

² - Les deux études importantes relatives à ce sujet sont celles de van der MEER (1982, fig. 28 et 75) et WOHLFAHRT-MEYER (1987).

Les coupes stratigraphiques les plus complètes de ces terrains se trouvent dans la vallée de la Sarine entre Fribourg et Bulle. Nous représentons, en fig. 0.10, l'une d'entre elles, celle du Creux de l'Enfer, tirée de MORNOD (1949). Cette coupe reste un des affleurements-clé du Quaternaire fribourgeois: Selon DORTHE (1962), il s'agit du remplissage d'une vallée pré-rissienne étroite par du matériel de retrait du glacier rissien et des sédiments interglaciaires. La plupart des vallées dites "pré-rissiennes" sont des dépressions évasées, souvent plus profondes et plus larges que les canyons actuels (Gérine, Glâne, Sarine). Elles possèdent en leurs fonds, au contact avec la molasse, une moraine de fond, puis d'épaisses séries glacio-lacustres. Leur genèse n'est pourtant pas bien connue. Il peut s'agir d'un surcreusement glaciaire local ou d'une ancienne érosion fluviale (cf. Partie 2, § 3.1).

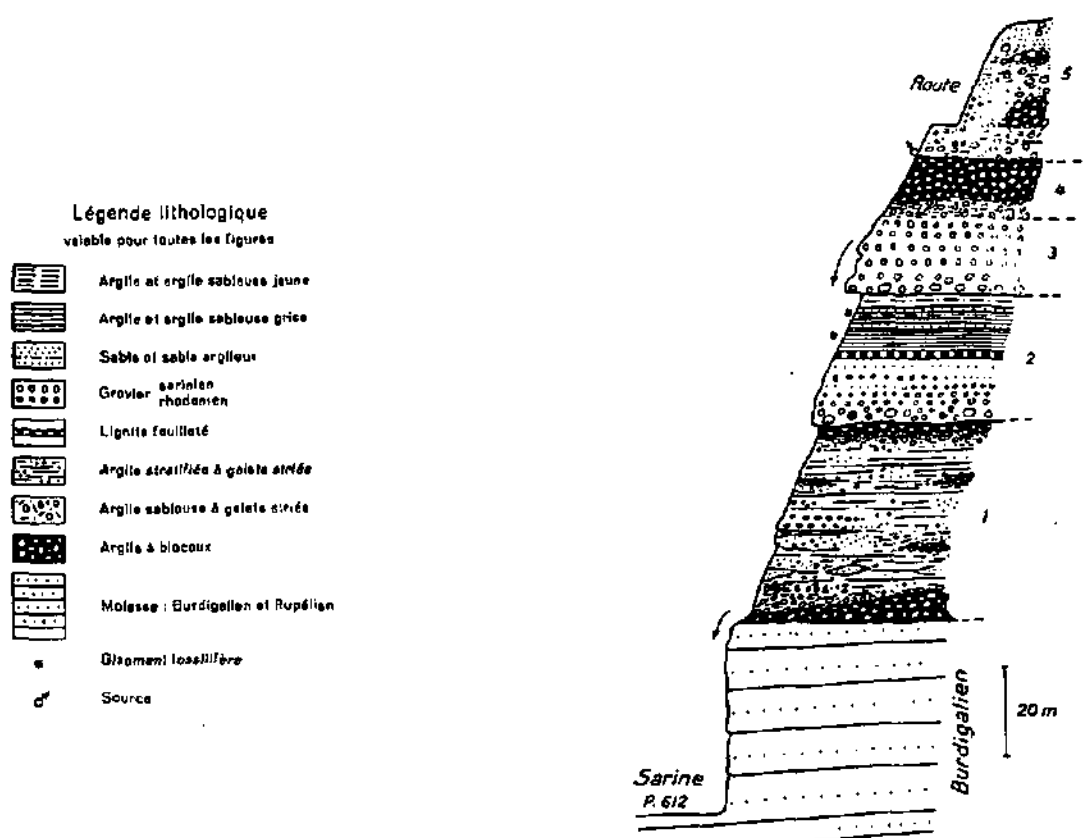


Fig 0.10 tirée de MORNOD (1947): Coupe géologique dans les sédiments du Quaternaire au lieu-dit Bertigny ou Creux-d'Enfer, au N-W de Pont-la-Ville, coord. 574.600/173.100.

5.1.2 Les terrains aquifères

La plupart des réservoirs importants d'eau souterraine, présents sur le Plateau fribourgeois, se trouvent associés à des remplissages d'anciennes dépressions et vallées ou à des terrasses graveleuses. Parmi les anciennes vallées, on distingue les types suivants:

- Les "vallées pré-rissiennes", dépressions allongées, plus profondes et larges que les vallées actuelles et dont le fond est rempli de matériel glaciaire ou périglaciaire

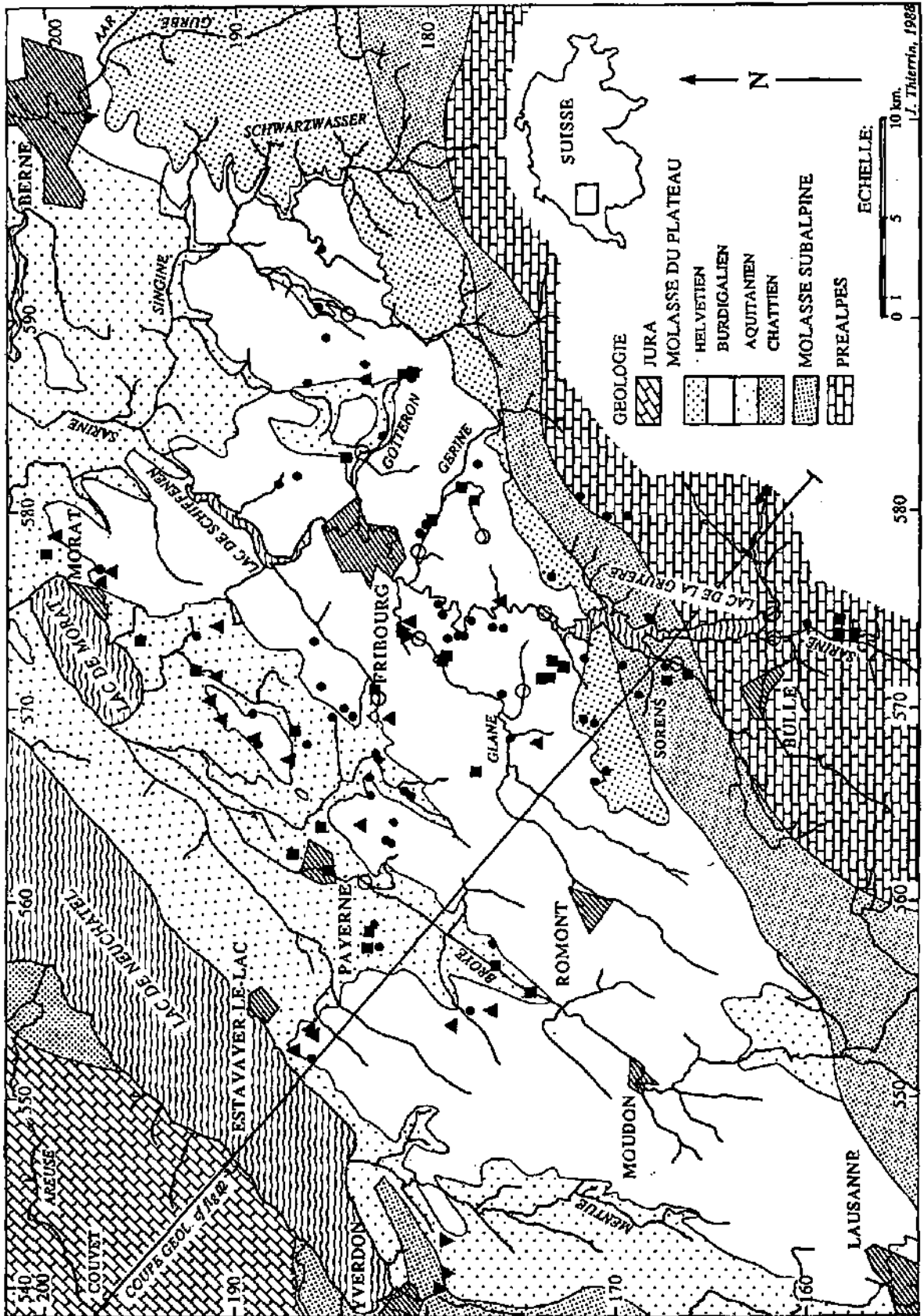


Fig 0.11: Région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel: Géologie du substratum avec la localisation des principaux points d'eau observés: Point = source, carré = puits de pompage, triangle = source d'aquifère épidermique de la molasse, triangle renversé = forage avec eau profonde de la molasse (< 3 UT), cercle = eau de surface.

(moraine de fond, dépôts glacio-lacustres et, parfois, fluvio-glaciaire)¹.

- Les anciennes vallées, remplies de matériel de progression des glaciers locaux
- Les dépressions, vallées ou gorges remplies de matériel de progression glaciaire, suite aux détournements de cours d'eau provoqués par l'avance du glacier du Rhône (Würm);
- Les "Schmelzwasserrinnen", gorges ou vallons étroits et profonds, causés par les eaux de fonte du dernier glacier² ;
- Les dépressions et vallées laissées lors du retrait des glaces würmiennes, comblées par des graviers de retrait et terrasses de graviers post-glaciaires³.

De plus, de nombreux petits aquifères se sont formés sur la frange des glaciers du Rhône et de la Sarine (terrasses de kam).

Beaucoup de vallons profonds très étroits et souvent remplis de matériel perméable ont été formés au cours de la progression du glacier du Rhône sur le Plateau: Les cours d'eau déviés par l'avance des glaces se sont créés des canyons étroits et profonds permettant d'évacuer leurs eaux en direction du N-W. Par la suite, ces dépressions ont été comblées par du matériel de progression au front du glacier. Grâce aux méthodes modernes de prospection géophysique, on commence à repérer ces anciens cours qui ont souvent une grande importance dans l'organisation des écoulements souterrains d'une région (cf. Partie 2, § 3.3.8).

La moraine principale, parfois très hétérogène, donne naissance à un très grand nombre de petites sources.

5.2 Le bassin molassique

5.2.1 Géologie

Au N-W des Préalpes, une frange de molasse sub-alpine (Chattien détritique et marneux, cf FASEL, 1986) chevauche la molasse du Plateau (fig. 0.11). Celle-ci se compose des membres stratigraphiques présentés à la fig. 0.12. Son épaisseur globale diminue depuis les Préalpes (région proximale) vers le Jura (région distale). Elle est légèrement ondulée (cf. fig. 0.2 représentant la structure interne du Plateau molassique).

La molasse d'eau douce inférieure (USM) est formée d'unités lithologiques très variées suivant l'époque et le lieu de sédimentation. Dans les régions proximales, les sédiments grossiers prédominent (poudingues et grès), tandis qu'ailleurs, des séries à grès fins, marneuses ou calcaires apparaissent.

¹ - Nous ne connaissons aucun captage d'eau, liée à ce type de vallée. Les réserves d'eau souterraine y sont mal connues car, à cause de la faible perméabilité des sédiments qu'on trouve à l'affleurement, ces lieux n'ont pas fait l'objet de prospection hydrogéologique. La présence de matériel graveleux sous ou à l'intérieur de ces dépôts (cf. fig. 2.7 ou 2.9), ou existence d'autres "vallées pré-rissiennes" contenant du matériel de remplissage aquifère ne sont pas exclues, particulièrement dans le bassin de la Glâne, le bassin de Bulle, la région de la Tuffière et en Singine.

² - Ces vallées sont souvent exemptes de dépôts quaternaires et, par conséquent, très pauvres en eau souterraine.

³ - La plupart des aquifères de moyenne importance du plateau fribourgeois se situe dans ce genre de dépôts.

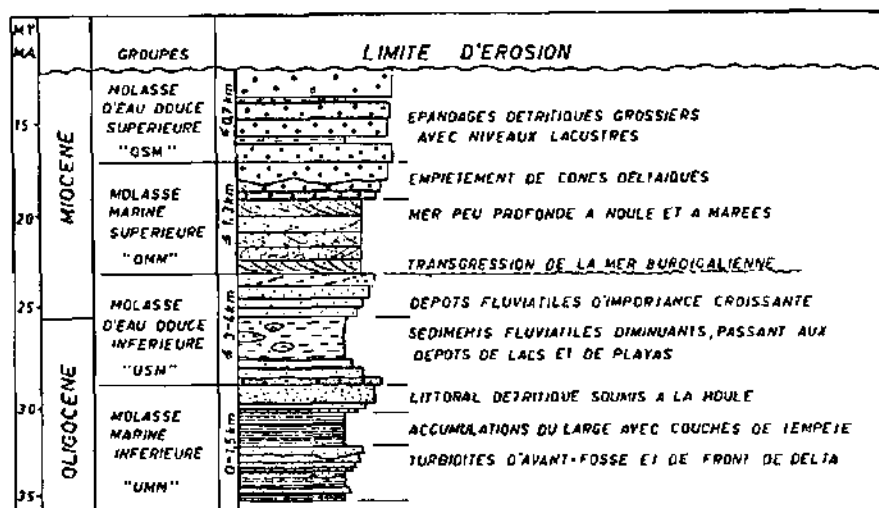


Fig 0.12 tirée de BERGER (1985): Stratigraphie de la molasse, d'après HOMEWOOD et al. (1985).

La molasse marine supérieure (OMM) englobe à sa base les grès du Burdigalien et au sommet, les grès et poudingues de l'Helvétien qui affleurent au sud et à l'est du terrain étudié (fig. 0.11). Les grès du Burdigalien ont une épaisseur variant de 300 à plus de 900 mètres. Leur faciès pétrographique est très constant dans l'espace.

De plus amples informations géologiques se lisent dans BERGER (1986), FASEL (1986), HOMEWOOD (1981, 1986), HOMEWOOD et al. (1985), MONNIER (1979), PARRIAUX (1981), SCHÖPFER (1989) ainsi que dans les nombreuses thèses de doctorat relatives à la région aux universités de Fribourg, Lausanne et Berne.

5.2.2 Subdivisions hydrogéologiques

D'une manière générale, dans la région d'investigation, nous pouvons faire les deux subdivisions hydrogéologiques suivantes (cf. Partie 1):

- Les aquifères pelliculaires de la molasse se situent en surface des terrains molassiques, sur quelques mètres, jusqu'à environ 100 m d'épaisseur. La molasse y est partiellement altérée et recoupée par de nombreuses fissures de décompression. Ce type d'aquifère contient un mélange d'eau ancienne de la formation, provenant des systèmes d'écoulement régionaux et d'eau récemment infiltrée provenant de systèmes d'écoulement locaux.

- Les aquifères profonds de la molasse correspondent aux terrains dans lesquels les circulations d'eau sont régies par les systèmes d'écoulement régionaux. Il contiennent une eau dépourvue ou presque de Tritium et qui possède des caractéristiques isotopiques et géochimiques tout à fait particulières.

5.3 Les Préalpes et le front des Préalpes

Les Préalpes fribourgeoises forment la frange centrale nord de l'arc des Préalpes romandes. Elles sont un empilement complexe de nappes de charriage d'origine alpine interne, reposant en position entièrement allochtone sur l'avant-pays molassique para-autochtone et autochtone (cf. fig. 0.2 et 0.13 et tabl. 2).

Le tableau suivant, tiré de CARRON in TRUMPY (1980, P. 73) donne un aperçu d'ensemble de la composition stratigraphique et de l'origine présumée des diverses unités tectoniques des Préalpes.

Table: Tectonic units of the Prealps

Nappe	Stratigraphic composition	Presumed origin
Upper Prealpine nappes (Simme s.l.)	Various sheets, mainly of Cretaceous flysch, with olistholites	Piemont and "ultra-Piemont" (Austroalpine ?, Ligurian ?)
Gumigel-Schlieren	Upper Cretaceous to Middle Eocene flysch	Piemont ?
Brèche du Chablais (Breccia)	Triassic to Paleocene	Piemont-Briançonnais margin
Préalpes Médiannes (Klippen nappe)	Rigides	Briançonnais s.a.
	Plastiques	Subbriançonnais
Zone Submédiane	p.p. Mélange belt	Valais (and Subbriançonnais ?)
Niesen	Basement to Eocene, mainly Upper Cretaceous flysch	Valais
Ultrahelvetic	Triassic to Upper Eocene	Ultrahelvetic

On différencie les principaux terrains aquifères suivants:

- les séries calcaires, fissurées et karstiques des Préalpes médianes plastiques et rigides;
- les séries calcaires para-autochtones;
- les flyschs des nappes supérieures, séries grésos-marneuses fissurées;
- les flyschs sub-alpins;
- les remplissages quaternaires des fonds de vallées.

MÜLLER (1975, 1976) et MÜLLER et PLANCHEREL (1982) ont publié les seules références hydrogéologiques relatives à cette région.

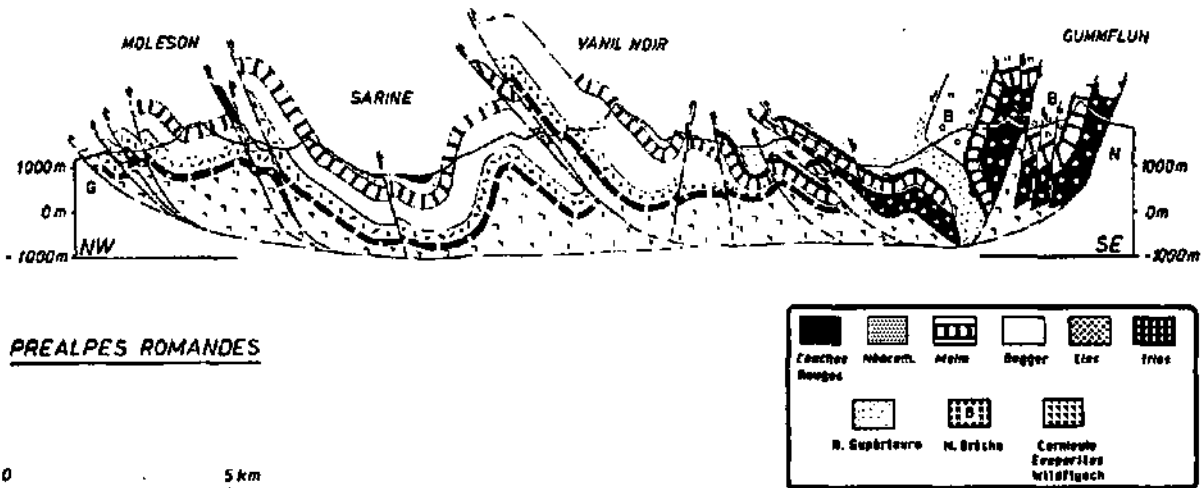


Fig 0.13 tirée de MOSAR (1988): Profil tectonique synthétique à travers les Préalpes romandes montrant l'empilement complexe de nappes et d'écaillés, d'une part et, d'autre part, les formidables réservoirs d'eau souterraine liés aux calcaires du Malm et du Dogger situés entre autres, dans le synclinal de la Gruyère (vallée de la Sarine). G= Flyschs de la nappe du Gumigel, N= Flyschs de la nappe du Niesen.

5.3.1 Les séries calcaires des Préalpes médianes

La figure 0.14 résume les caractéristiques hydrogéologiques des différentes formations des Préalpes médianes. Au sein des séries calcaires, les déformations sont relativement cassantes (MOSAR, 1988; MULLIS, 1979) et ont donné naissance à une perméabilité de fissures bien développée.

Les calcaires du Malm et du Néocomien assurent, à la plupart des grandes sources karstiques des Préalpes, la fonction de réservoir et de drainage des eaux.

A l'étude de la coupe géologique de la figure 0.13, nous nous rendons facilement compte des réserves impressionnantes que peuvent receler ces formations dans les synclinaux (synclinal de la Gruyère en particulier) et dans les écaillés profondes (écaille des Gastlosen).

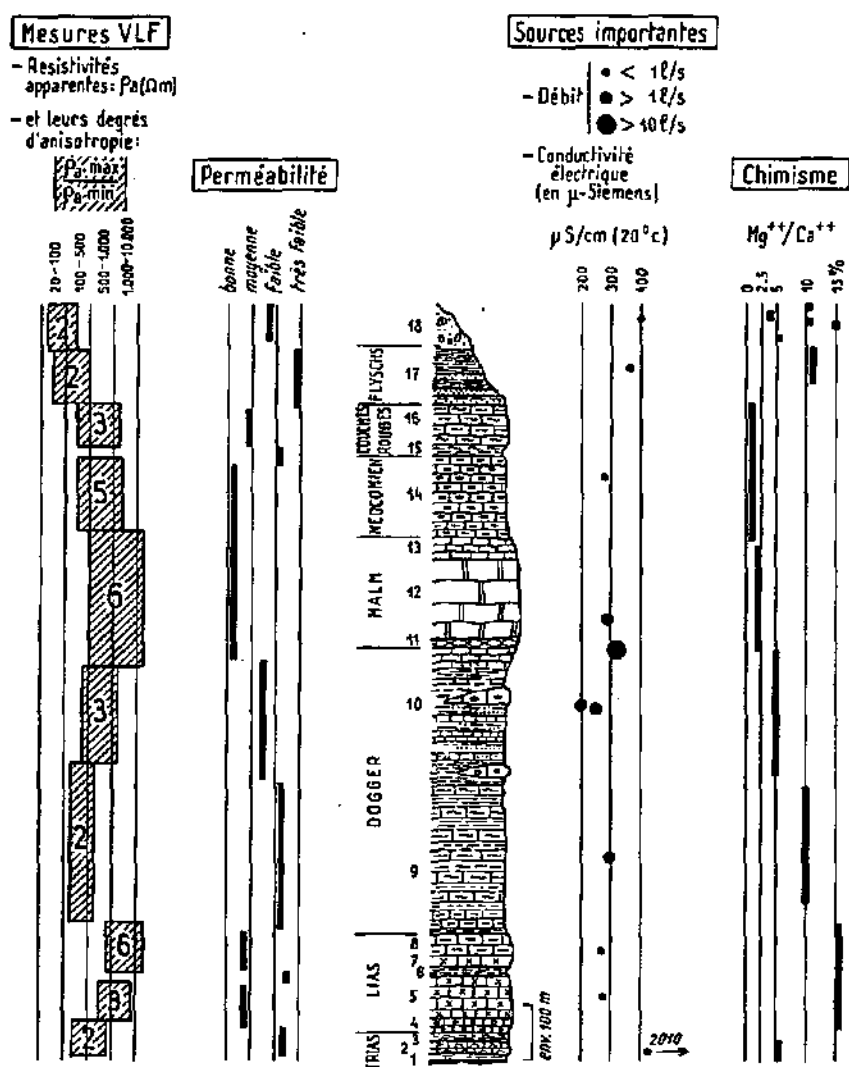


Fig 0.14 tirée de MÜLLER & PLANCHEREL (1982): Lithostratigraphie et caractéristiques physiques des formations géologiques du massif du Vanil Noir. Paramètres physico-chimiques des eaux. Les valeurs du degré d'anisotropie de la résistivité apparente VLF-R (grands chiffres dans les plages hachurées) sont des valeurs maximales possibles.

5.3.2 Les flyschs des Préalpes

A notre connaissance, il n'existe pas de littérature hydrogéologique relative aux séries de flyschs de la région des Préalpes fribourgeoises. BASABE (1991) décrit l'hydrogéologie des terrains de flysch de nappe du Niesen et des séries adjacentes.

5.3.3 Les remplissages quaternaires des fonds de vallées

De nombreux aquifères graveleux existent dans les fonds de vallées sous forme de remplissage de sillons profonds ou de terrasses. De par leur position morphologique basse, ils drainent les systèmes d'écoulement locaux et régionaux en milieu karstiques, principalement et recèlent ainsi d'impressionnantes réserves en eau souterraine. De plus il y a le plus souvent des relations hydrauliques avec les eaux de surface.

PREMIERE PARTIE

**LES EAUX DU SUBSTRATUM
MOLASSIQUE**

PREMIERE PARTIE

LES EAUX DU SUBSTRATUM MOLASSIQUE

Résumé

On distingue deux types d'aquifères molassiques:

- Les aquifères profonds qui contiennent des eaux anciennes (dépourvus de Tritium), aux caractéristiques très particulières.

- Les aquifères épidermiques ou aquifères locaux, situés dans une frange de quelques m. à environ 100 m. de profond, où circule une eau récente, parfois mélangée à une composante ancienne.

De haut en bas, dans les aquifères profonds de la molasse, on trouve les types d'eau suivants:

- Mg-Ca-HCO₃ (380 - 450 μ S/cm) dans le Burdigalien.
- Na-HCO₃ (380-500 μ S/cm) à la base du Burdigalien.
- Na-HCO₃-SO₄ (500 - 1'500 μ S/cm) dans l'Aquitainien.
- Ca-(Mg)-(Na)-SO₄-(HCO₃) (1'000 - 5'000 μ S/cm) dans le Chattien.
- Na-Cl-(SO₄) (> 10'000 μ S/cm) dans le Crétacé, la molasse marine inférieure et la base de la molasse d'eau douce inférieure.

Parmi ces types d'eau, seule celle des grès de la molasse marine supérieure, représentée par le Burdigalien et l'Helvétien sont potables et même d'excellente qualité pour la consommation. Ces formations constituent un très grand aquifère encore inexploré et presque inexploité, dont on présente une carte des zones favorables à l'exploitation.

Les eaux des aquifères épidermiques de la molasse sont par contre très proches de celles du Quaternaire, de type Ca-(Mg)-HCO₃-(SO₄), moyennement minéralisées (400-800 μ S/cm). Elles contiennent parfois une part des caractéristiques de l'eau "profonde", particulièrement en situation morphologique basse, favorable au drainage des systèmes d'écoulements régionaux.

1 Introduction

Au cours de ce chapitre, nous présentons l'eau des aquifères profonds et, à titre comparatif, celles des aquifères épidermiques de la molasse.

Les aquifères profonds contiennent une eau "ancienne" (absence de Tritium), liée à des systèmes d'écoulement régionaux. Elle possède des caractéristiques physico-chimiques et isotopiques tout à fait particulières et se différencie très nettement des eaux du Quaternaire.

Les aquifères épidermiques de la molasse recèlent une eau dont la qualité ressemble à celle du Quaternaire sus-jacent; elle contient parfois en mélange, une part d'eau ancienne provenant de la décharge des aquifères profonds.

La connaissance de l'eau "profonde" et des conditions hydrogéologiques dans lesquelles elle a acquis son faciès, apporte entre autres, les renseignements suivants:

- Elle est le membre extrême du côté molasse qui nous permet d'étudier et tenter de quantifier, grâce aux traceurs physico-chimiques naturels, les apports de l'eau molassique dans les aquifères du Quaternaire.

- Elle nous permet de préciser l'origine de certains ions dans les eaux du Quaternaire Li^+ , Na^+ Mg^{++} , F^- , et Cl^- , entre autres (cf. Partie 3).

La littérature hydrogéologique concernant la molasse de Suisse occidentale n'est pas très abondante.

Pour la région de la plaine de l'Orbe, au S-W d'Yverdon, PETCH (1970) décrit les principaux caractères chimiques des eaux captées dans le Chattien, l'Aquitainien et le Burdigalien, en fonction des nombreuses lithologies. On trouve aussi dans HÖGL (1980), une description détaillée des eaux de la source Bel-Air d'Yverdon captée dans la formation des marnes à gypse du Chattien.

PARRIAUX (1981) décrit les relations entre certains facteurs géologiques et le type de source molassique de versant pour la région du bassin de la Broye. Il y signale et décrit de nombreuses sources captées dans la molasse des flancs de la vallée. Il propose aussi divers scénarios d'exploitation de cette eau de la molasse.

BALDERER (1979, 1990) et SCHMASSMANN et al. (1984) présentent une synthèse des informations concernant la qualité et l'origine des eaux de la molasse de Suisse centrale et orientale. BÜCHI (1975), LEMCKE et al. (1968) et RYBACH et BÜCHI (1980) apportent des informations sur l'aspect ressource énergétique de ces eaux.

2 L'eau des aquifères profonds de la molasse.

Nous utilisons la terminologie "eau de la molasse" ou d'une formation molassique pour qualifier l'eau mobilisable contenue dans la roche-réservoir. C'est l'eau de systèmes d'écoulement régionaux qui a des caractères physico-chimiques propres acquis au sein des formations qu'elle traverse ou hérités du passage à travers d'autres formations.

Son temps de séjour souterrain est grand: Elle contient moins de 3 UT et n'est donc pas mélangée à une eau d'infiltration "rapide" dont le temps de séjour souterrain est inférieur à 30 ans.

Dans la molasse d'eau douce inférieure (USM), les lithologies étant très diversifiées, on doit s'attendre à trouver plusieurs types d'eau. Par contre, dans la molasse marine supérieure, le Burdigalien en particulier, où les lithologies sont très monotones, on devrait retrouver presque partout une eau de même qualité chimique.

2.1 Exemples d'eaux de la molasse sur le terrain étudié

Nous présentons ici quatre exemples d'eaux de la molasse (fig. 1.1).

2.1.1 L'eau des grès du Burdigalien à Matran

Forage artésien No M1: Coord: 574.150/181.290, altitude: 578 m, profondeur 120 m. (tabl. 2 a).

Cette eau peu minéralisée (410 $\mu\text{S}/\text{cm}$) est bicarbonatée magnésienne et calcique (type Mg-Ca-HCO_3). Sr^{++} , Mg^{++} , Ba^{++} , SiO_2 , entre autres, s'y trouvent en excès, par rapport aux teneurs moyennes des eaux du Quaternaire.

Cette eau est en tous points semblable à celle qui est captée par forage profond dans la molasse burdigalienne aux environs de Berne.

SCHMASSMANN et al. (1984) décrivent comme un "cas particulier" hydrochimique une eau très semblable à celle de Matran, dans la molasse d'eau douce inférieure de Schönenbuch (BL).

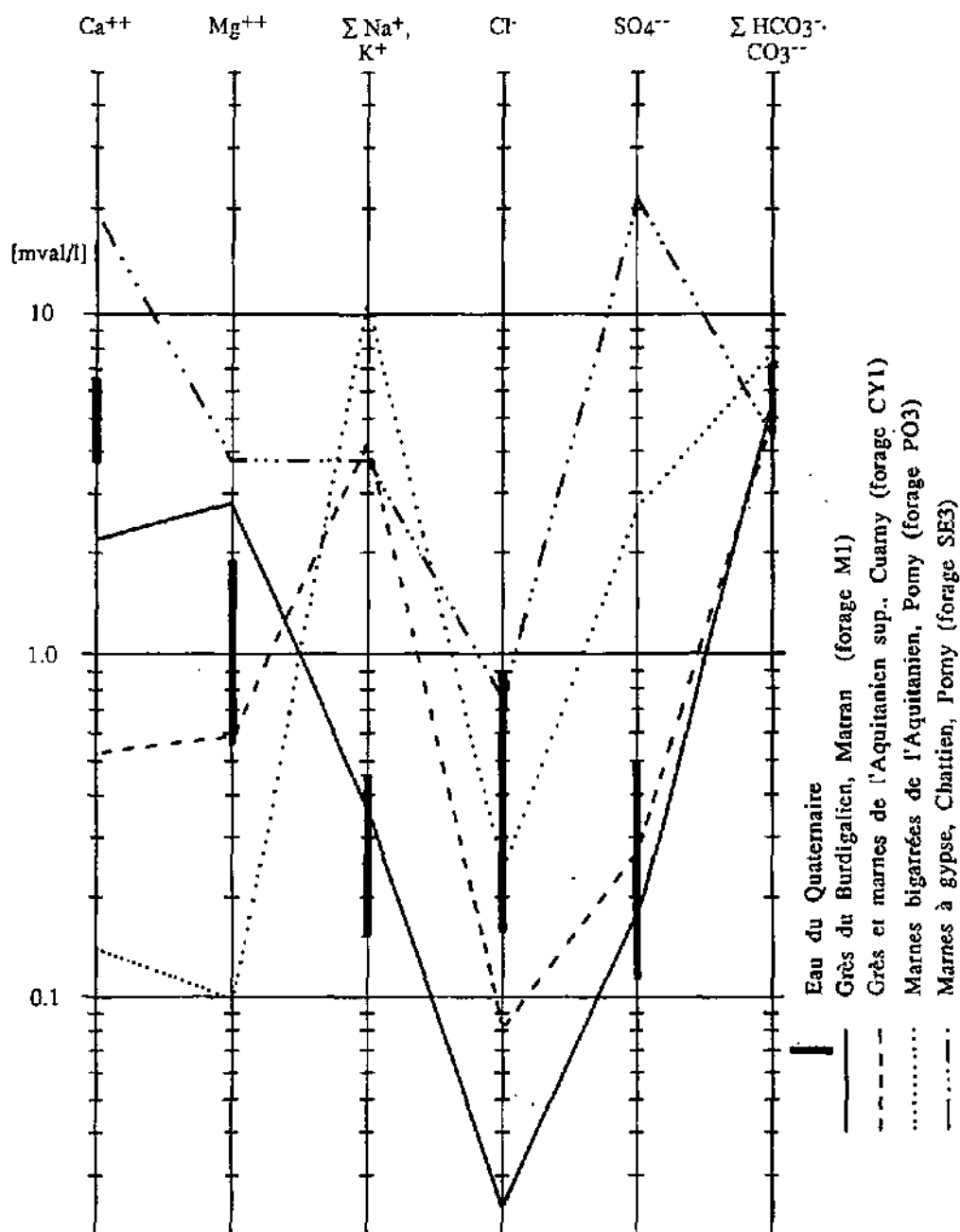


Fig. 1.1: Diagramme de SCHOELLER (1969) relatif à quatre types d'eau de l'OMM et de l'USM de Suisse occidentale. En gras, sur les axes, est représentée la fourchette de variation relative aux eaux de 40 sources importantes du Quaternaire de la région étudiée (localisation des points en fig. 0.11).

2.1.2 Contact entre l'Aquitaniien et le Burdigalien, région de Cuarny.

Forage artésien No CY1: Coord: 542.340/178.920, altitude: 540 m, profondeur 62 m (tabl. 2 b).

Cette eau peu minéralisée (410 $\mu\text{S}/\text{cm}$) est bicarbonatée sodique. Li^+ , Na^+ , Ba^{++} , F^- , entre autres, s'y trouvent en excès, par rapport aux teneurs moyennes des eaux du Quaternaire.

Les eaux de l'Aquitaniien supérieur de la région Olten-Aarau, à Kölliken, ont un faciès chimique très semblable à celui-ci (tabl. 2 c).

A l'extérieur du terrain d'étude, SCHMASSMANN et al (1984), BÜCHI (1975) et HÖGL (1980) décrivent les eaux de la molasse d'eau douce inférieure et de la molasse marine supérieure prélevée dans les forages profonds de Constance, Mainau et Zurich (Plateau de Suisse orientale). Dans les trois cas, il s'agit d'une eau, de type bicarbonaté sodique qui provient de séries gréseuses à fortes proportions de marnes.

2.1.3 Marnes bigarrées de l'Aquitaniien (région de Pomy).

Forage artésien No PO3: Coord: 540.850/178.685, altitude: 542 m, profondeur 54 m (tabl. 2 d).

Cette eau sulfatée sodique possède une conductibilité électrique de 900 à 1100 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Na^+ , F^- , SO_4^{--} , Li^+ , entre autres, s'y trouvent en excès par rapport aux teneurs moyennes des eaux du Quaternaire.

A l'exception des teneurs en chlorures, relativement faibles ici, cette eau est du même type que celle du forage AQUI de Zurich, qui extrait 300 l/min d'eau de la molasse marine supérieure aux profondeurs de 350 à 500 m (tabl. 2 e).

2.1.4 Marnes à gypse du Chattien supérieur, région de Pomy.

Forage artésien No SE3: Coord: 540.025/178.990, altitude: 490 m, profondeur 28 m (tabl. 2 f)

Cette eau fortement minéralisée ($\text{K}_{20} > 2000 \mu\text{S}/\text{cm}$) est bicarbonatée et sulfatée calcique et sodique. Les éléments en excès, par rapport aux teneurs moyennes des eaux du Quaternaire sont: SO_4^{--} , Sr^{++} , Na^+ , Li^+ , F^- , Ca^{++} .

2.2 Interprétation

Les mesures reportées sur le diagramme de SCHÖLLER (1969), (fig. 1.1) mettent en évidence les différents types d'eaux. Nous y avons aussi représenté, à titre de comparaison, les résultats d'analyse des eaux de 40 sources représentatives des aquifères du Quaternaire, situés dans la région d'étude.

D'un type d'eau à l'autre, on observe l'évolution suivante:

a) Passage des caractéristiques de l'eau du Quaternaire à celles du Burdigalien:

Avant de saturer les grès du Burdigalien, les eaux ont transité par le Quaternaire et y ont acquis leur première caractéristique bicarbonatée calcique (et magnésienne) avec un rapport $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$ [meq/l] de l'ordre de 5 à 10 comme la presque totalité des eaux du Quaternaire de la région (cf. Partie 3, § 2.5). Dans la molasse burdigalienne, ce rapport $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$ s'abaisse jusqu'à environ 1.

L'évolution de ce rapport peut s'expliquer, entre autres phénomènes, par des effets de cinétique, le magnésium nécessitant un temps plus grand que le calcium pour

entrer en solution (cf. Partie 3, § 4.5). L'enrichissement en Mg^{++} a lieu principalement par échange ionique, sans augmentation de la minéralisation.

Les teneurs en Cl^- sont inférieures à 1 mg/l quand bien même, dans les eaux du Quaternaire, elles se situent actuellement entre 15 et 20 mg/l en moyenne. Cette observation est la preuve que les teneurs actuellement constatées dans les eaux du Quaternaire proviennent uniquement des activités humaines.

Les teneurs en SO_4^{--} (9 mg/l) sont faibles, quelque peu inférieures à celles que l'on trouve en moyenne dans les eaux actuelles du Quaternaire (10-20 mg/l).

b) Passage du type bicarbonaté magnésien et calcique du Burdigalien au type bicarbonaté sodique de la base du Burdigalien et du contact avec l'Aquitainien.

- A la base du Burdigalien, l'eau a une minéralisation totale comparable à celle des grès du Burdigalien; cependant, le rapport entre les cations alcalino-terreux et les alcalins est totalement inversé. On observe ici le résultat d'échanges cationiques sur des minéraux argileux - particulièrement les smectites - (SCHÖLLER, 1962; EGGER, 1978; GOLDBRUNNER et LEDITZKY (1979); MICHARD, 1989). Ca^{++} , Mg^{++} , et Sr^{++} sont progressivement échangés contre Na^+ , principalement. Dans les grès du Burdigalien, les niveaux argileux sont presque inexistantes. Ils apparaissent dans le bas de la série et sont prédominants dans les formations sous-jacentes; on explique ainsi pourquoi les cations bivalents subsistent dans les grès et disparaissent dans les formations à plus grande proportion argileuse et plus faible perméabilité.

c) Dissolution de gypse dans les niveaux de l'Aquitainien et du Chattien

Dans les grès et marnes bigarrées de l'Aquitainien, le phénomène décrit ci-dessus est encore amplifié. La minéralisation augmente par dissolution de gypse. L'eau que l'on rencontre dans le Chattien devient sulfatée calcique et magnésienne par dissolution de ce minéral. Le déséquilibre entre Na^+ et Cl^- subsiste, bien que les teneurs en Cl^- aient substantiellement augmenté.

d) Présence à plus grande profondeur d'eau fossile chlorurée sodique

Dans les formations sous-jacentes (base de la molasse d'eau douce inférieure et Crétacé sup. de la région d'Yverdon-les-Bains), SCHMASSMANN (1988) décrit la présence d'eaux salines, chlorurées sodiques.

Dans chaque type d'eau décrit, les teneurs en HCO_3^- restent très stables (270-530 mg/l) par rapport aux autres ions principaux.

2.3 Autres cas semblables cités dans la littérature

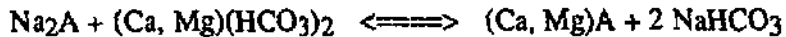
De nombreux auteurs mentionnent une telle évolution des faciès chimiques des eaux souterraines dans la molasse: Citons entre autres BALDERER (1990), GOLDBRUNNER (1984, 1988), ANDREWS et al. (1987) et SCHMASSMANN et al. (1984). Les deux études les plus complètes et se rapprochant le plus de notre sujet sont, à notre connaissance, celles de EGGER (1978) et de GOLDBRUNNER (1988):

Dans la molasse d'eau douce supérieure d'Allemagne du sud (région entre Munich et Augsburg), EGGER (1978) décrit les deux types d'eau faiblement minéralisés (325 à 550 $\mu S/cm$) suivants:

- un type bicarbonaté calcique et magnésien présent dans les 60 premiers mètres de profondeur, contenant généralement du tritium.

- un type bicarbonaté sodique en plus grande profondeur, contenant le plus souvent moins de 3 unités-tritium.

Il observe une augmentation des teneurs en Na^+ , et respectivement une diminution en cations alcalino-terreux en fonction de la profondeur des captages. Il explique ce phénomène par échange cationique très lent avec les minéraux argileux, les micas et les feldspaths - abondants dans les terrains qu'il présente - selon le schéma suivant:



A étant l'"échangeur".

La molasse étudiée par cet auteur est peu consolidée et constituée en majeure partie de marnes et d'argiles, intercalées de bancs "sableux" et "graveleux" très perméables.

Cet auteur fait, en outre, une compilation et une synthèse des valeurs des paramètres de l'aquifère molassique qu'il étudie, obtenant, à partir de 178 essais de puits, des perméabilités échelonnées entre $2 \cdot 10^{-6}$ et $2 \cdot 10^{-4}$ m/s!

GOLDBRUNNER (1988) décrit le même processus de formation d'eau dans les séries du bassin molassique d'Oberösterreich, au nord des Alpes calcaires septentrionales autrichiennes, avec, schématiquement, l'évolution suivante:

- en sub-surface, une eau bicarbonatée calcique (pH: 7 - 7.8, K20: 250 - 620 $\mu\text{S}/\text{cm}$, présence de Tritium);

- en faible profondeur (100 - 400 m), eau bicarbonatée calcique et magnésienne (pH: 7.7 - 8.6, K20: 160 - 370 $\mu\text{S}/\text{cm}$, Tritium < 3 UT et absence presque totale de chlorures);

- en plus grande profondeur: eau bicarbonatée (et chlorurée) sodique (pH: 8.4 - 8.9, K20: 400 - 800 $\mu\text{S}/\text{cm}$, Tritium < 2 UT);

- dans les séries encore plus profondes, Miocène inférieur, Oligocène et Eocène, à plus de 500 m de profondeur, une eau chlorurée sodique prévaut (K20: 1'000 - 30'000 $\mu\text{S}/\text{cm}$);

- enfin, dans le Crétacé supérieur et particulièrement le Jurassique supérieur se trouvent des eaux chlorurées sodiques moins fortement minéralisées (K20: 1'000 - 4'000 $\mu\text{S}/\text{cm}$).

2.4 Discussion

Les eaux présentées ci-dessus proviennent d'endroits où les formations respectives qui les contiennent sont sub-affleurantes. On a interprété leur chimisme comme si leur prélèvement avait eu lieu sur une même verticale, dans une série stratigraphique complète.

Nous considérons que cette extrapolation n'est pas dénuée de fondements, compte tenu du fait que ces roches ont des perméabilités longitudinales largement plus élevées que les perméabilités transversales aux strates: Les eaux récoltées pourraient provenir de régions plus élevées où la série stratigraphique est complète. Les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$, relativement basses dans les eaux des forages PO3 et CY1 (tabl. 2) sont un argument en faveur de cette hypothèse: Elles correspondent actuellement à un bassin d'alimentation situé à une altitude moyenne de 680 à 780 m, qui est celle des plateaux et collines de grès burdigaliens dans l'arrière-pays. (Cet argument n'est pas décisif, car on ne connaît pas le temps de séjour réel de ces eaux ni l'évolution passée du rapport entre le $\delta^{18}\text{O}$ et l'altitude).

D'autre part, une telle évolution verticale a été observée dans un forage récent implanté à Matran (FR), traversant 25 m de Quaternaire (eau de type Ca-Mg-HCO₃) puis 230 m de grès du Burdigalien (eau de type Mg-Ca-HCO₃, jusqu'à 160 m, de type

Ca-Mg-Na-HCO₃, entre 160 et 200 m puis Na-HCO₃), avant d'atteindre les grès et marnes de l'Aquitainien (eau de type Na-Ca-Mg-HCO₃-SO₄).

Les grès du Burdigalien proviennent de sables sédimentés en milieu marin. Au départ, l'eau de mer remplissait ce sédiment; elle a disparu du grès à tel point que l'on y retrouve à peine un mg/l de Cl⁻. Qu'est-elle devenue?

LEMKE et al. (1968), SCHMASSMANN et al. (1984), SCHMASSMANN (1988), GOLDBRUNNER (1984, 1988) et ANDREWS et al. (1987) préconisent qu'une partie au moins de cette eau de mer migre vers le bas et alimente un réseau d'écoulement dont l'exutoire se situe en Bavière. Une partie de cette eau salée a certainement quitté les grès du Burdigalien par migration latérale en direction des aquifères du Quaternaire, des fonds de vallées ou des lacs.

Traversant les marnes de l'Aquitainien et du Chattien, cette eau de mer a probablement saturé les mioéaux argileux en Na⁺. On expliquerait ainsi pourquoi ces minéraux échangent maintenant les ions alcalino-terreux contre le sodium.

3 Les aquifères épidermiques du Burdigalien

Le fait qu'une eau jaillisse de la roche (du grès burdigalien, en particulier) est généralement interprété comme un signe de fraîcheur et de bonne qualité. On aurait tendance à croire que cette eau possède des propriétés particulières ou qu'elle est de meilleure qualité qu'une eau captée dans le Quaternaire. Le plus souvent, rien ou presque ne différencie ces deux types d'eau.

Très rares sont les sources naturelles de la molasse (par exemple Onnens cf. Partie 3, § 5.3), dans lesquelles arrive une eau qui contient une composante importante dépourvue de Tritium, que l'on admet être tributaire d'un système d'écoulement plus régional. De tels cas aident à fixer des points de repères pour l'étude de la décharge diffuse des eaux profondes de la molasse dans les sillons graveleux, les aquifères de fond de vallées et certains aquifères épidermiques de la molasse.

Généralement, aux sources épidermiques de la molasse, arrive une eau qui transite depuis le Quaternaire sus-jacent, d'une part et, d'autre part, constitue la décharge des zones superficielles de cette molasse. Cette eau, dont le séjour souterrain moyen est habituellement comparable à celui des eaux du quaternaire, peut s'enrichir des traceurs naturels de la molasse en question.

3.1 Les captages "traditionnels" dans le Burdigalien

La fig. 1.2 visualise la situation géologique et morphologique de cinq points d'eau représentatifs des très nombreux captages "traditionnels" dans la molasse, recensés sur le terrain d'étude. Ils captent l'eau d'aquifères épidermiques de la molasse. L'échelle verticale est exagérée 2.5 fois. Les coupes sont dessinées dans la direction de la pente maximale (localisation en fig. 1.3).

Ces captages sont de trois types:

- Source (exemples de Cheiry et d'Onnens),
- Galerie captante (Vers-Chez-Savary et Prehl),
- Puits (Chèvrefu).

Aux sources et dans les galeries captantes, l'eau sourd de la molasse des deux manières suivantes:

- par uoc ou plusieurs fissures béantes:

Ces fissures sont habituellement des diaclases de décompression sub-verticales. Elles font office de drains en collectant l'eau sur de grandes surfaces. Elles peuvent

aussi servir de vecteur aux eaux d'infiltration provenant des sols morainiques sus-jacents.

- le long de joints de stratification, à la base de bancs de grès grossiers relativement perméables et au contact des grès reposant sur des marnes.

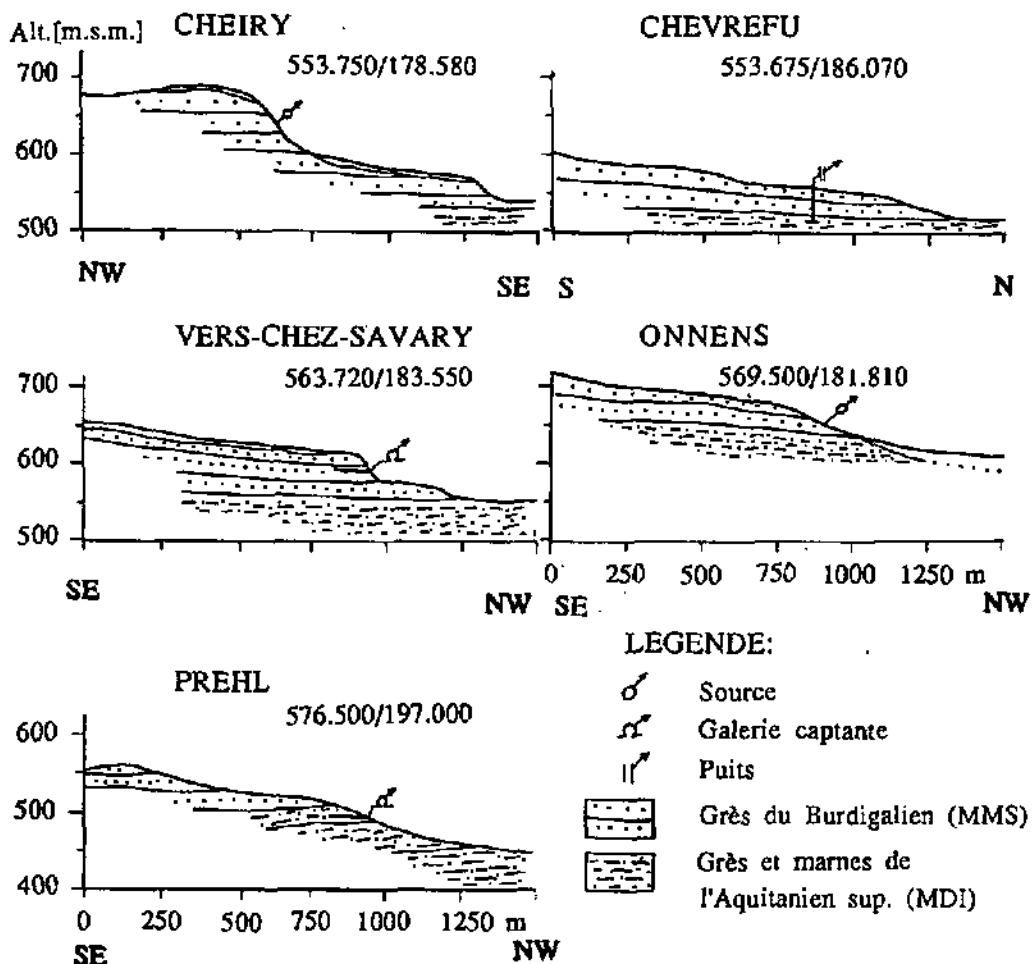


Fig. 1.2: Coupes géologiques schématisées, faites dans l'axe de plus grande pente pour les cinq captages "traditionnels" dans la molasse (exagération de l'échelle verticale: 2.5 fois, localisation en fig. 0.3).

3.2 Qualité physico-chimique des eaux.

La fig. 1.3 résume les différences physico-chimiques entre les eaux des cinq captages présentés ci-dessus. Elle permet de comparer ces valeurs avec, d'une part, les analyses de 45 points d'eau captés dans le Quaternaire de la région d'étude et, d'autre part, avec l'eau des grès de la molasse burdigalienne. Cette dernière eau se différencie nettement des celles du Quaternaire pour les paramètres suivants Mg^{++} , Sr^{++} , SiO_2 , Ca^{++} , NO_3^- , et Cl^- . A l'exception de 4 mesures, les eaux des aquifères épidermiques de la molasse entrent toutes dans la fourchette de variation des eaux captées dans le Quaternaire. Elles possèdent souvent une minéralisation et des teneurs en NO_3^- et Cl^- un peu plus élevée que la moyenne de celles-ci. Leurs teneurs en Mg^{++} , Li^+ et SiO_2 , significatives d'un temps de séjour souterrain élevé

(cf. Partie 3, § 4.5) sont relativement hautes, mais celles de Sr^{++} , un bon marqueur des eaux du Burdigalien, ne montrent pas d'enrichissement relatif. Les temps de séjour souterrain (Tritium) de ces eaux, comme pour celles du Quaternaire, s'échelonnent entre 5 et 15 ans en moyenne.

Ces observations confirment que les lieux de captages traditionnels dans la molasse fournissent habituellement une eau qui provient de systèmes d'écoulement locaux: On y retrouve parfois une eau mixte résultant du mélange d'une faible part d'eau ancienne de la formation et d'une grande part d'eau d'infiltration "rapide".

En dehors de notre terrain, à l'est de Berne, SCHOTTERER et MÜLLER (1986) ont fait des observations semblables.

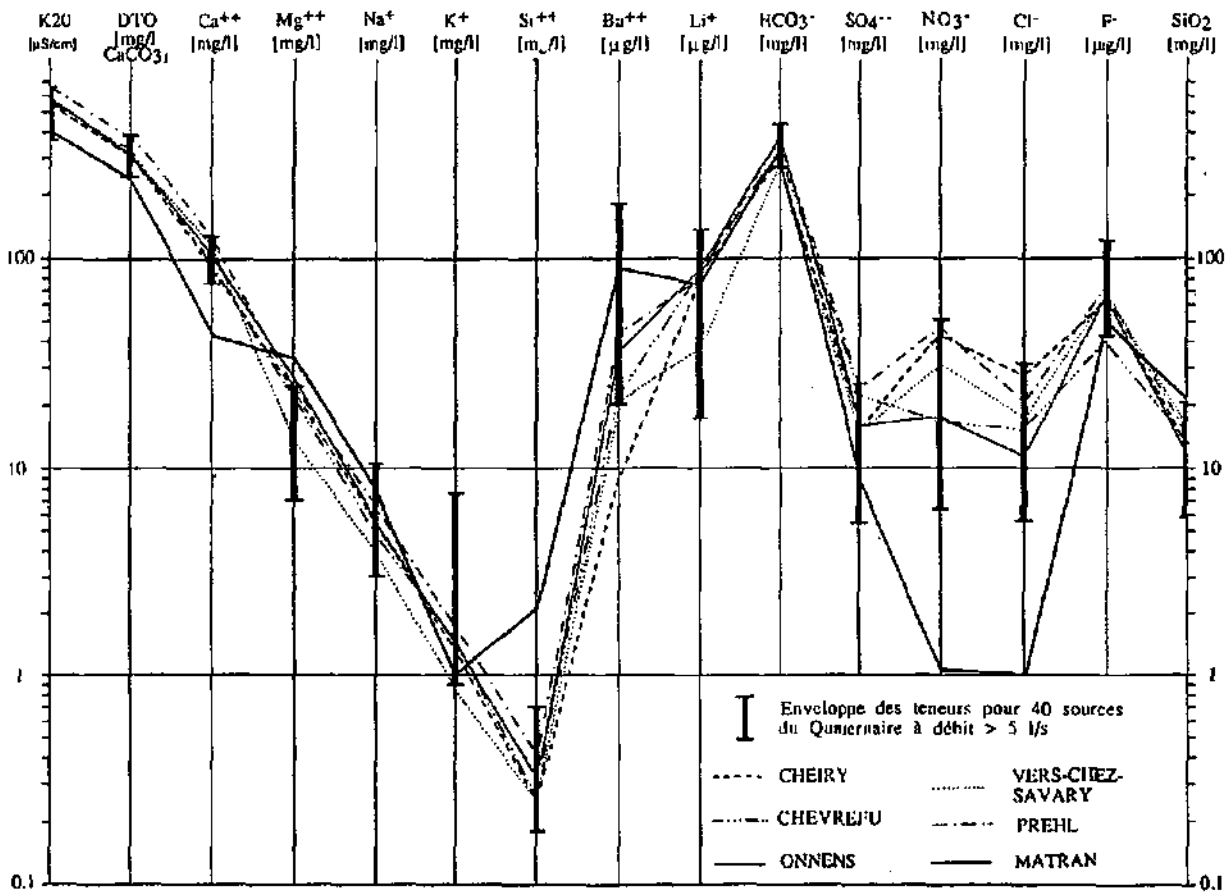


Fig. 1.3: Diagramme de comparaison chimique entre les eaux de cinq aquifères épidermiques de la molasse (Burdigalien et contact avec l'Aquitainien) et l'eau profonde des grès du Burdigalien de Matran. En gras, sur les axes, est représentée la fourchette de variation relative aux eaux de 40 sources importantes du Quaternaire de la région étudiée (localisation des points en fig. 0.11).

3.3 Relations hydriques entre molasse et Quaternaire

Chacun des deux types d'aquifère molassique possède, en situation morphologique basse, des exutoires diffus dans le Quaternaire. Certaines méthodes hydrodynamiques permettent d'estimer l'alimentation diffuse d'un aquifère par son substratum peu perméable (BALDERER 1982). Il n'est pas aisé de quantifier ces apports au moyen de la géochimie des eaux, car les terrains quaternaires fins sont souvent les produits d'altération et d'érosion du soubassement molassique. Ils peuvent transmettre à l'eau souterraine une part des caractéristiques géochimiques que possède l'eau profonde de la molasse. De plus, l'eau du système d'écoulement régional peu perdre ses caractéristiques principales au contact du terrain quaternaire ou de ses eaux.

Dans certains cas, par simple calcul de dilution, il est cependant possible de donner une appréciation semi-quantitative des proportions de ce mélange. On admet pour cela qu'il n'y a pas de modification des concentrations lors de la dilution de la composante "molasse" par celle du Quaternaire. Le traceur idéal pour ce genre de démarche est le Tritium car on peut admettre que les eaux provenant du substratum molassique en sont dépourvues (cf. exemple de la source de Onnens, Partie 3, § 5.3). On peut calculer des coefficients de dilution de la part des eaux du Quaternaire sur la base des paramètres suivants, traceurs d'une ou plusieurs formations molassiques: Li^+ , Na^+ , Mg^{++} , $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$, Sr^+ , SO_4^{--} , F^- et SiO_2 .

Cependant ces traceurs peuvent aussi être issus de certaines formations peu perméables du Quaternaire, par exemple Li^+ , Mg^{++} , Sr^+ (cf. Partie 2, § 5.5). D'autre part, les concentrations en Li^+ , Mg^{++} et SiO_2 semblent croître en fonction du temps de séjour souterrain de l'eau (cf. Partie 3, § 4.5).

4 Les captages d'eau potable dans le Burdigalien.

De 1984 à 1986, quatre puits d'exploration et deux puits de captages ont été implantés à Matran (FR) sur la base des directives de J. Seiler, radiesthésiste. Jusqu'à cette époque, personne n'avait encore eu l'idée d'exploiter les eaux profondes du Burdigalien en Suisse occidentale. Depuis lors, des puits semblables furent forés à Wabern (BE) et de nouveau à Matran. Ils fournissent tous une eau dont les caractéristiques physico-chimiques sont, à quelques pour-cents près, les mêmes. Ces forages implantés souvent dans une dépression morphologique permettent de prélever l'eau profonde de la molasse. Leurs perméabilités de l'ordre de $1 \text{ à } 5 \cdot 10^{-7} \text{ m/s}$ permettent de soutirer un débit de l'ordre de 50 à 200 l/min par ouvrage. La fig. 1.4 représente, en coupe dans la direction de plus forte pente, la situation des captages de Matran et de Wabern.

4.1 Paramètres de l'aquifère

Les valeurs ci-dessous concernent les paramètres de l'aquifère, déterminés par essais aux deux puits d'exploitation.

Puits No	Profondeur	Diamètre [m]	Pression artésienne	Débit artésien [l/min]	Perméabilité [m/s]	Coefficient d'emmagasin.
M1	120 m	0.8	0.77 bar	29.8	$3.0 \cdot 10^{-7}$	0.09%
M2	90 m	0.8	0.66 bar	34.5	$5.7 \cdot 10^{-7}$	0.15%

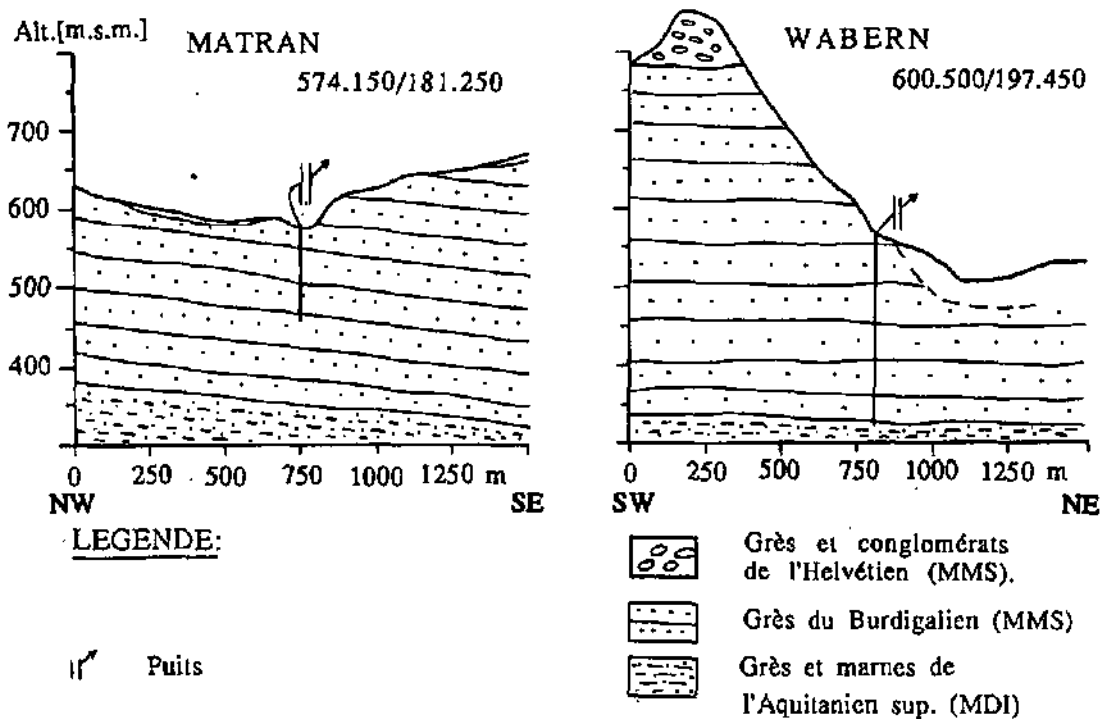


Fig. 1.4: Coupes géologiques schématisques, faites dans l'axe de plus grande pente pour les captages profonds de Matran et de Wabern, dans les grès du Burdigalien (exagération de l'échelle verticale: 2.5 fois).

Malgré les faibles perméabilités de l'ordre de $3 \text{ à } 5 \cdot 10^{-7} \text{ m/s}$, les transmissivités sont acceptables, du fait de l'épaisseur utile de l'aquifère.

A Matran, les débits artésiens ont augmenté proportionnellement à l'avance des forages, sans hausse subite. Dans tous les forages, on a constaté que la molasse ne fournit pas d'eau sur les 30 à 40 premiers mètres (roche sèche et bien cimentée), bien que depuis ces profondeurs, les premières venues soient déjà artésiennes. Nous n'avons pas encore donné une explication à ce phénomène.

Une inspection de deux forages à la caméra de télévision a démontré la présence d'une seule fracture dans le forage 1, entre 61 et 64.5 m de profondeur. Cependant, en cours de forage, entre 40 et 120 m de profondeur, les débits artésiens ont augmenté progressivement, sans venue d'eau subite. D'autre part, l'étude des courbes de température et conductibilité électriques dans les puits laissent supposer que d'importantes venues d'eau ont lieu entre 42 et 45 m de profondeur¹.

On déduit de ces observations que les perméabilités résultent des contributions aux écoulements des joints de stratification et de la matrice rocheuse principalement et, accessoirement, des très rares diaclases.

¹ Malheureusement, aucune diagrapie de flux (flowmètre) n'a pu être entreprise dans ces forages.

4.2 Etude géochimique et isotopique des eaux du Burdigalien

Cette eau a une minéralisation totale proche de 435 mg/l (tabl. 2 a) et une dureté totale de 25°F, ce qui la place quelque peu en dessous des teneurs moyennes que l'on trouve dans les eaux qui sourdent du Quaternaire. Aucun élément chimique ne sort des normes pour l'eau de boisson, à l'exception de l'Oxygène dissous; c'est pourquoi cette eau nécessite une aération artificielle. A Matran, elle subit en outre un traitement et une filtration préventifs afin d'éliminer les traces de fer et de manganèse.

4.2.1 Evolution spatiale des caractéristiques physicochimiques

D'un puits à l'autre, nous ne constatons presque aucune différence chimique. D'une manière générale, aux puits peu profonds (50-80 m), la conductibilité électrique est légèrement supérieure à celle des puits plus profonds (90-150 m). Cette différence se traduit dans les valeurs de Ca^{++} , plus élevées dans les eaux moins profondes. Elle se retrouve aussi aux profils de la fig. 1.5, avec des minéralisations plus faibles en fond de puits.

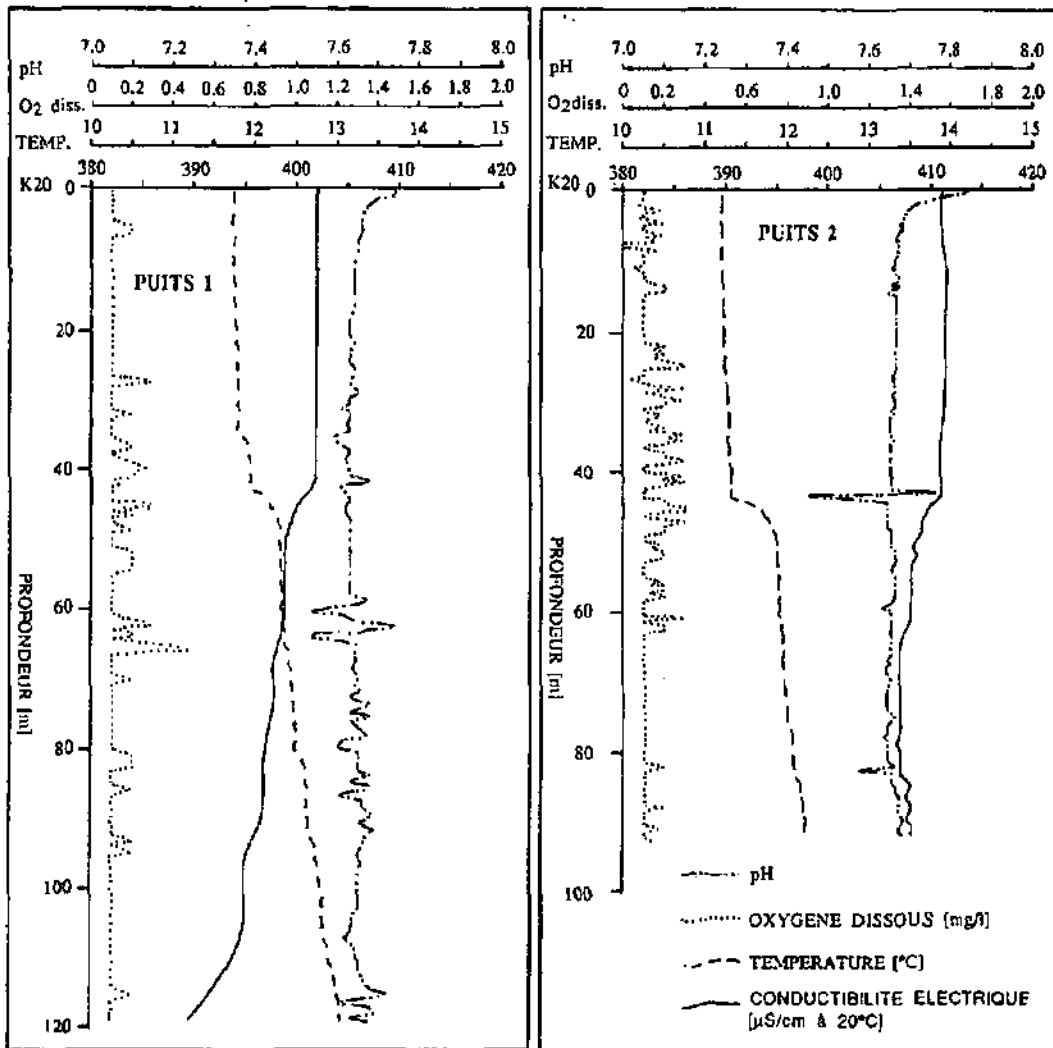


Fig. 1.5: Evolution de quatre paramètres physico-chimiques en fonction de la profondeur aux puits d'exploitation 1 et 2 de Matran.

La fig. 1.5 montre l'évolution des paramètres physiques et de l'O₂ dissous en fonction de la profondeur dans les deux puits d'exploitation, avant le début des pompages, en mars 1987.

Selon les maîtres d'oeuvre des captages, les venues d'eau dans les forages apparaissent vers -30 m. Il semble que les premières venues d'eau très importantes se situent vers -42 m (diminution des conductibilités, augmentation des températures et variations du pH synchrones). Plus bas, en particulier dans le puits 1, on observe des évolutions semblables mais moins marquées autour des profondeurs-repères de -64, -78, -90 et -110 m. On peut attribuer ces variations à des venues d'eau plus importantes à la faveur des bancs de grès plus perméables. Les teneurs en oxygène dissous restent toujours voisines de 0.1 mg/l.

La mesure des températures en fond de forage a permis de déterminer un gradient géothermique de 2.75°C par 100 m (fig. 1.6)

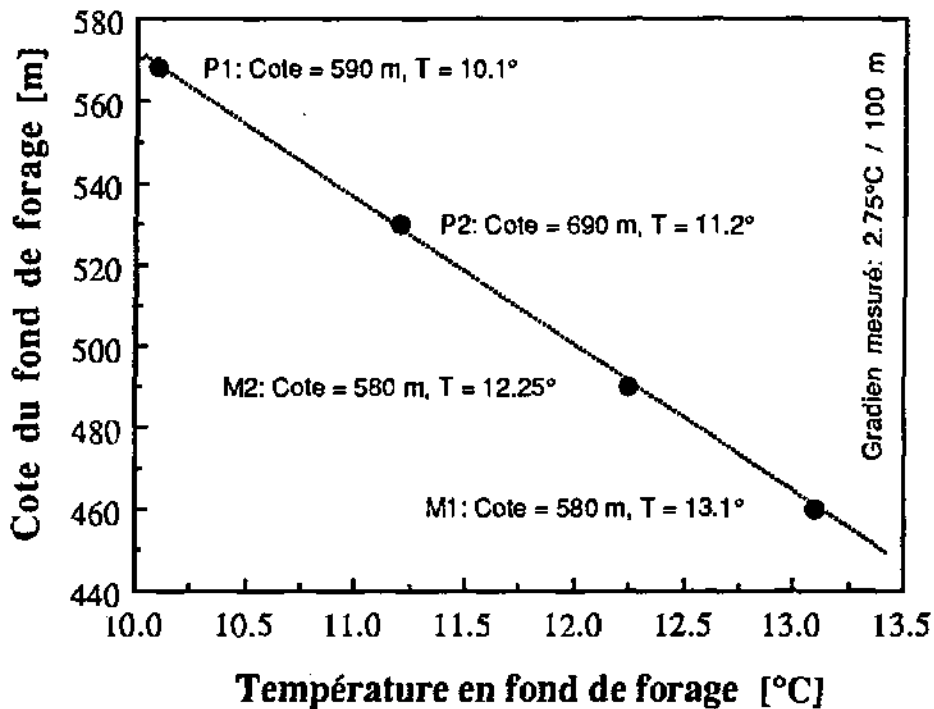


Fig. 1.6: Puits de Matran dans les grès du Burdigalien: gradient géothermique.

4.2.2 Evolution temporelle des caractéristiques physicochimiques

Les diverses mesures physico-chimiques trimestrielles faites sur les eaux des deux puits d'exploitation durant deux ans, montrent une très grande stabilité des paramètres et très peu de différence d'un puits à l'autre. Au cours du temps, les conductibilités électriques ont tendance à diminuer (8 $\mu\text{S}/\text{cm}$ au cours de la première année d'exploitation), ce qui pourrait signifier qu'une eau d'origine plus profonde arrive au puits (cf. fig. 1.5).

4.2.3 Interprétation des mesures physico-chimiques

Cette eau est sursaturée en carbonate de calcium. Son indice de saturation vis à vis de la calcite, calculé au moyen de la méthode décrite en Annexe C est de 0.1 à 0.3. Elle dépose un précipité blanc constitué d'environ 2/3 de calcite et 1/3 d'aragonite.

LIPPMANN (1973) attribue la précipitation d'aragonite à la présence de magnésium en forte proportion dans la solution.

Ces eaux de la molasse burdigalienne ont une minéralisation totale moyenne relativement faible, comparée à celle des eaux "récentes" du Quaternaire. Elle correspond aux minéralisations que l'on trouve dans les sources des régions de pâturage et de forêts, situés entre 800 et 1000 m d'altitude, dans la partie sud du terrain étudié (cf. fig. 4.4), ou dans les sources de plaine, dont les bassins versants se situent entièrement ou presque en forêt de feuillus (cf. Partie 3, § 2.2).

Nous faisons l'hypothèse suivante: Depuis l'époque de l'infiltration de cette eau, il y a probablement plus de 1000 ans, sa minéralisation totale n'a pas changé. Seul son chimisme a évolué par échanges cationiques entre Ca^{++} et Mg^{++} et enrichissement en éléments traces (Sr^{++} , Fe^{++} et Mn^{++}). Suivant cette hypothèse, la plupart des eaux qui sourdent du Quaternaire déposé sur les grès du Burdigalien et dont la minéralisation totale dépasse $450 \mu\text{S}/\text{cm}$, ont un héritage chimique secondaire. L'origine principale de celui-ci est à attribuer à la culture en terres ouvertes (augmentation des températures moyennes du sol et accroissement de la production de CO_2 biologique) et à l'épandage de produits fertilisants (augmentation des teneurs en Cl^- et NO_3^- , Ca^{++} , etc... cf. Partie 3, § 3.2).

Le rapport $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$ est inférieur à 1. Ce phénomène est très rare et s'explique par la cinétique différente des dissolutions de Ca^{++} et de Mg^{++} (cf. Partie 3, § 3.4)

Dans cette eau, le Na^+ est déjà partiellement lié aux bicarbonates (comme dans les eaux plus profondes), car les autres anions ne sont pas assez représentés pour couvrir sa demande. De ce fait, la dureté totale (240-250 mg/l CaCO_3) est plus petite que la dureté temporaire (250-260 mg/l CaCO_3).

Parmi les autres éléments chimiques mesurés, seuls Sr^{++} et SiO_2 se retrouvent en concentrations importantes. A ce sujet, nous référons le lecteur au Partie 3, § 2.

4.2.4 Interprétation des mesures isotopiques.

Les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ (-10.3 ‰) correspondent à l'altitude des plateaux avoisinants (680 à 720 m), si on admet que la relation entre le $\delta^{18}\text{O}$ des eaux météoriques et l'altitude moyenne des bassins versants était la même lors de l'infiltration de ces eaux qu'actuellement.

L'absence de tritium ($< 3 \text{ UT}$) dans cette eau montre que la totalité de son infiltration date d'il y a plus de 50 ans. Nous n'avons pas encore appliqué d'autres méthodes de datation. L'ordre de grandeur du séjour souterrain de cette eau dépasse probablement 1'000 ans (SCHOTTERER, communication orale).

5 Captage dans la ville de Wabern près de Berne

Dans des conditions morphologiques et géologiques très semblables à celles de Matran (fig. 1.4), mais en zone urbaine à Wabern, deux puits ont été forés à 240 et 260 m de profondeur dans les grès du Burdigalien. A quelques pour-cents près, les paramètres de l'aquifère et les teneurs en éléments chimiques majeurs ne diffèrent pas des mesures faites à Matran¹. On conclut qu'il est possible d'extrapoler à d'autres endroits de l'aquifère du Burdigalien, les paramètres déterminés à Matran et à Berne, ainsi que les teneurs chimiques observées.

¹ Communication orale de MM Wanner et Haefeli, bureau Kellerhals et Haefeli, Berne.

6 Perspectives de captage des eaux de la molasse

L'aquifère du Burdigalien couvre une grande région. Son volume, celui des réserves, ainsi que les transmissivités moyennes correspondant aux zones délimitées en fig. 1.7:

Zone No	Surface [km ²]	Epaisseur moyenne	Perméab. estimée	Transmissivité estimée [m ² /s]	Volume des réserves m ³
1	82	350 m	$5.0 \cdot 10^{-7}$	$1.7 \cdot 10^{-4}$	$2.85 \cdot 10^7$
2	87	140 m	$5.0 \cdot 10^{-7}$	$7 \cdot 10^{-5}$	$1.20 \cdot 10^7$
3	118	40 m	$5.0 \cdot 10^{-7}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$4.60 \cdot 10^6$

En profondeur, les eaux peuvent devenir bicarbonatées sodiques quelques dizaines de mètres avant d'atteindre les marnes de l'Aquitainien.

6.1 Considérations générales

Sur la base de l'expérience obtenue par l'étude des eaux à divers types d'émergences dans la molasse burdigalienne, nous proposons le captage des eaux de la molasse marine supérieure pour satisfaire une demande restreinte (2 - 20 l/s) en eau de bonne qualité.

Le mode de captage optimal est le puits filtrant profond (plus de 50 m). Il permet de recouper perpendiculairement les bancs et les joints de stratification (perméabilité maximale). Il permet aussi d'atteindre l'eau souterraine dans les systèmes d'écoulement régionaux, à des endroits protégés par de grandes épaisseurs de roche à perméabilité verticale très faible,

Les situations géologiques et morphologiques optimales pour l'implantation des captages sont les suivantes:

- dépression topographique, lieu d'exutoire des systèmes d'écoulement régionaux,
- situation synclinale de la molasse,
- grande épaisseur de la molasse marine supérieure.

A notre connaissance, aucune expérience de développement local de la perméabilité par acidification des puits implantés dans la molasse marine supérieure n'a encore été tentée.

6.2 Carte des zones favorables

Nous proposons, en fig. 1.7, une carte de la région d'étude où sont reportées diverses zones plus ou moins propices au captage des eaux de la molasse marine supérieure. Nous y avons représenté:

- l'extension de la molasse marine supérieure du Plateau,
- les isobypses présumées du contact entre l'Aquitainien et le Burdigalien,
- les zones favorables au captage des eaux de la molasse par puits profond.

Le dessin des isohypses de la base du Burdigalien se base sur une carte inédite de BERGER (1982), partiellement modifiée et complétée.

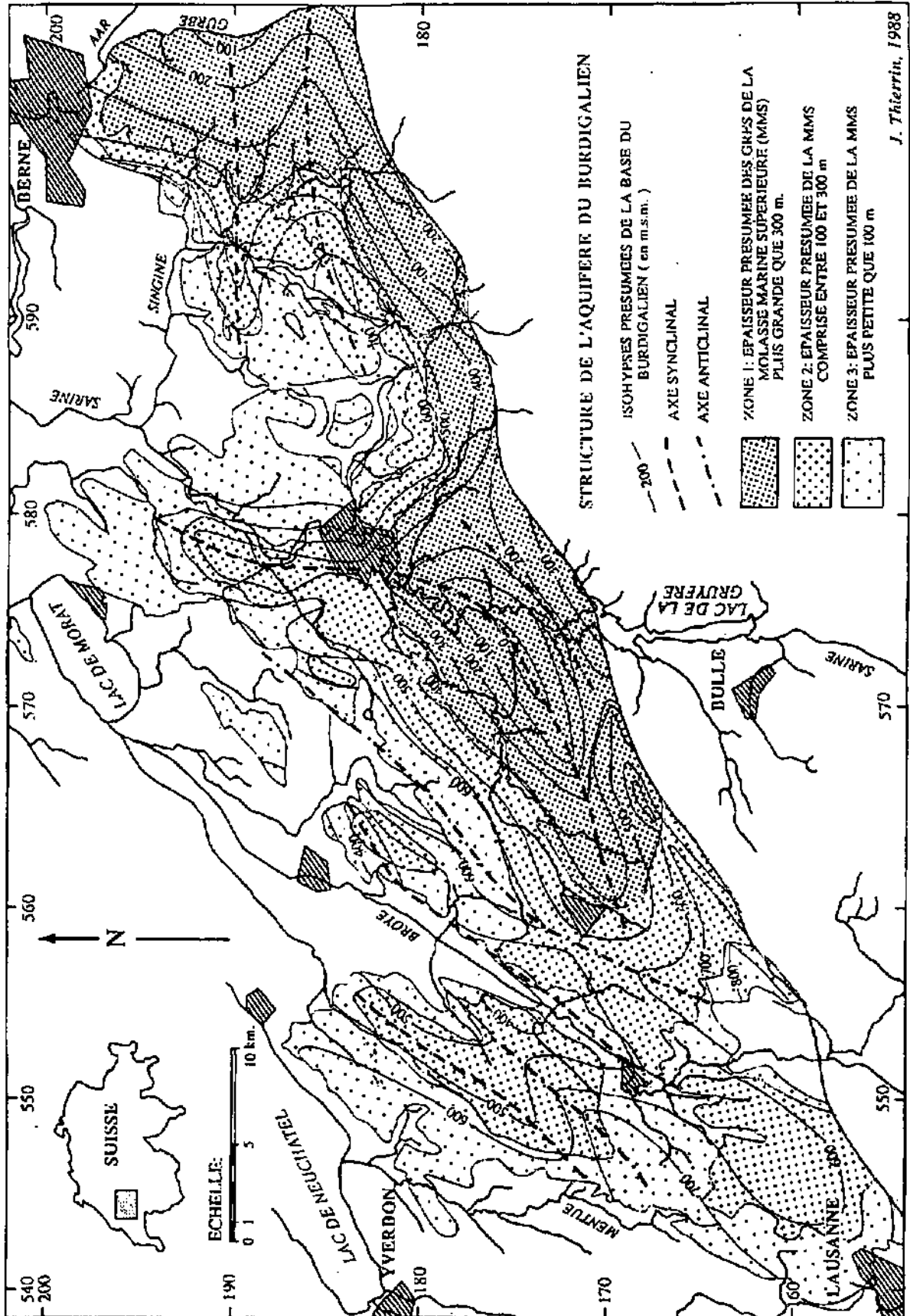


Fig. 1.7: Carte des zones favorables pour le captage des eaux de la molasse marine supérieure à l'ouest de la Gûrbe.

Par cette carte, nous proposons les zones suivantes, plus ou moins favorables au captage de l'eau des grès:

- Zone 1 très favorable: régions où l'épaisseur présumée de la molasse marine supérieure est plus grande que 300 m.
- Zone 2 favorable: régions où l'épaisseur présumée de la molasse marine supérieure est comprise entre 100 et 300 m,
- Zone 3 peu favorable: régions où l'épaisseur présumée de la molasse marine supérieure est plus faible que 100 m.

7 Conclusions

En conclusion de cette étude, nous retenons les informations suivantes:

- L'eau de la molasse n'a généralement pas la qualité de l'eau captée en surface ou sub-surface dans cette même roche (aquifères pelliculaires ou locaux). Il faut la chercher en profondeur, dans les régions où prédominent des systèmes d'écoulement régionaux. Elle possède des caractéristiques physico-chimiques particulières et évolue en fonction de la nature du milieu qu'elle imprègne.
- A la base de la molasse marine supérieure et dans la molasse d'eau douce inférieure on trouve des eaux de type Ca-(Mg)-(Na)-SO₄-(HCO₃), Na-HCO₃-SO₄ et Na-HCO₃, et plus bas, une eau de type Na-Cl, qui ne satisfont pas aux normes de consommation.
- Dans les grès du Burdigalien, on trouve une eau de type Mg-Ca-HCO₃, faiblement minéralisée. C'est la première fois que l'on décrit ce type d'eau, relativement riche en magnésium, sur le Plateau suisse. On connaît certaines eaux souterraines de ce type dans le bassin Rhénan de Bâle et dans les bassins molassiques de Bavière et d'Autriche septentrionale. L'eau de cet aquifère a un temps de séjour souterrain très grand (absence de Tritium), probablement supérieur à 1'000 ans.
- Malgré une faible perméabilité de l'ordre de $5 \cdot 10^{-7}$ m/s les grès du Burdigalien constituent, par leur grande extension, un énorme aquifère qui fournit une eau d'excellente qualité pour l'alimentation en eau potable. On peut la capter par puits filtrants profonds afin de satisfaire des besoins de l'ordre de 2 à 20 l/s. Une vaste région sur le Plateau, entre les Préalpes et les lacs jurassiens, offre des situations idéales pour le captage des eaux de la molasse marine supérieure.
- Cette étude a permis de contribuer à l'interprétation des traceurs physico-chimiques de l'eau, particulièrement les éléments suivants: Li⁺, Na⁺, Mg⁺⁺, Ca⁺⁺, Sr⁺⁺, SO₄⁻, F⁻, Cl⁻ et SiO₂.

DEUXIEME PARTIE
HYDROGEOLOGIE DE LA REGION
DE LA TUFFIERE (FR)

DEUXIEME PARTIE

HYDROGEOLOGIE DE LA REGION DE LA TUFFIERE (FR)

Résumé

L'aquifère de la Tuffière est long de 5 km et large de 1.2 km en moyenne. Il se situe dans une ancienne dépression allongée, de direction S-N, creusée en forme d'auge très évasée, dans les grès du Burdigalien. Cette dépression est comblée sur 20 à 60 m d'épaisseur de sédiments glaciaires et glacio-lacustres peu perméables. Surmontant ceux-ci, une épaisse formation de graviers (30 - 50 m) presque totalement dénoyée est le siège de l'aquifère (frange saturée observée de 0 à 8 m d'épaisseur à la base des graviers avec une perméabilité de l'ordre de $1 \text{ à } 3 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$). Ces graviers assurent essentiellement le transfert des eaux. Leur base est parcourue de divers sillons qui dirigent l'eau vers les zones d'exutoire du Grabe ($1.7 \text{ m}^3/\text{min}$ en moy), des SIFR ($10.5 \text{ m}^3/\text{min}$ en moy) et de la Baume ($2.7 \text{ m}^3/\text{min}$ en moy). Ils drainent l'eau provenant de la zone d'infiltration, des flancs du sillon et de l'encaissant peu perméable. Cette eau locale provient d'infiltrations sur le plateau situé entre Glâne et Sarine, à une altitude moyenne de 710 m ($\delta^{18}\text{O}$ moyen = $-10.3 \text{ à } -10.4 \text{ ‰}$). L'eau de l'encaissant peu perméable est marquée par des teneurs relativement élevées en Li^+ (80 - 100 $\mu\text{g/l}$) et Mg^{++} (33 mg/l). Elle se différencie de l'eau de l'infiltration "directe", riche en Ca^{++} (120 - 135 mg/l), NO_3^- (15 - 40 mg/l) et Cl^- (5 - 50 mg/l). Un troisième type d'alimentation a lieu à la faveur de liaisons hydrauliques avec le lac de la Gruyère, tributaire du bassin versant situé presque exclusivement dans les Préalpes (alt moyenne 1370 m). Cette eau provenant du lac est marquée par une minéralisation relativement faible (290 - 330 $\mu\text{S/cm}$), un $\delta^{18}\text{O}$ bas ($-12.1 \text{ à } -12.5 \text{ ‰}$) et des teneurs en SO_4^{--} élevées (30 - 40 mg/l).

En moyenne, ces différents types d'eau se répartissent à raison de $42 \pm 8\%$ d'eau du lac, $36 \pm 6\%$ d'eau d'infiltration locale "directe" et de $22 \pm 4\%$ d'eau d'infiltration locale "retardée". Leurs proportions varient d'une source à l'autre et d'une zone sourcière à l'autre.

Cet aquifère est actuellement exploité "au fil de l'eau" (exploitation de sources ou de puits à faibles débits) car la zone noyée connue des graviers dans la région des exutoires (extrémité nord et NW) est peu importante et empêche l'exploitation intensive des réserves. La moitié sud de cet aquifère n'a, pour l'instant, fait l'objet que de prospections géophysiques. Elle devrait fournir des sites très favorables à l'exploitation des réserves par pompage et permettre ainsi de disposer de plus grandes ressources utiles.

1 Introduction

L'aquifère des graviers de la Tuffière possède les trois caractéristiques suivantes:

a) Il s'agit d'une nappe libre de 5 km de long et 1.2 km de large en moyenne, présente sur une épaisseur vérifiée inférieure à 8 m à la base d'un grand complexe graveleux (graviers de la Tuffière). Le niveau de cette nappe se situe en moyenne à 50 m de profondeur sous la surface du terrain.

b) L'aquifère est alimenté d'une part par les eaux du lac de la Gruyère sis à l'amont de l'aquifère (environ 45% des apports totaux) et d'autre part par les

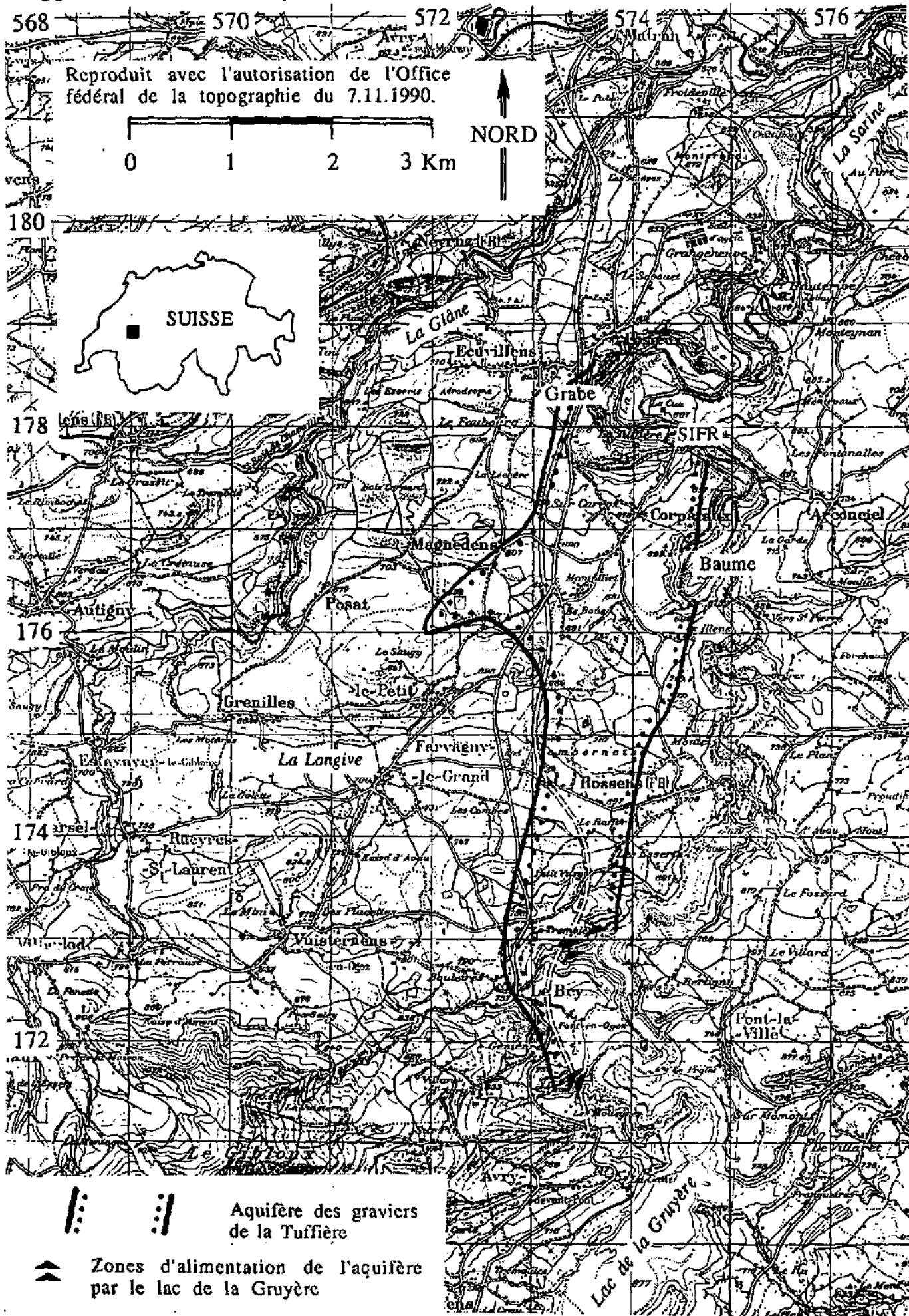


Fig. 2.1: Plan de situation: Région de la Tuffière.

précipitations efficaces sur la surface du bassin hydrogéologique (environ 55% des apports totaux) qui se subdivisent en apport direct à la nappe et en apport retardé par l'encaissant peu perméable.

c) L'aquifère possède trois zones d'exutoires, (horizons de sources longs de plusieurs centaines de mètres,) au contact de la base des graviers de la Tuffière et de l'encaissant peu perméable. Les zones sourcières se situent en rive gauche de la Sarine, à une altitude de 25 à 35 mètres au dessus du lit de celle-ci.

Les objectifs de cette étude sont les suivants:

- Préciser la géologie et la structure de l'aquifère,
- Expliquer les différences physico-chimiques observables dans les eaux de l'aquifère,
- Caractériser l'alimentation, le stockage et le transfert régissant des eaux souterraines,
- Proposer quelques scénarios de gestion rationnelle de cet aquifère.

1.1 Le terrain

1.1.1 Situation géographique

Le terrain (fig. 2.1) se situe au SW de Fribourg, entre la Glâne et la Sarine. Ces deux rivières ont creusé de profonds canyons méandriques (niveau de base 590 - 620 m), qui isolent un plateau de 710 m d'altitude moyenne. Au sud du terrain, s'élève le mont Gibloux (alt. 1206 m.). Le lac artificiel de la Gruyère remplit la vallée de la Sarine à l'amont de Rossens.

1.1.2 Morphologie et hydrographie

Le plateau situé entre les villages de Posieux, Posat, le Bry et Rossens constitue le bassin hydrogéologique de l'aquifère. Sa morphologie douce, faite de petites collines et de vallons très évasés est due à l'absence locale du soubassement rocheux, profondément surcreusé et rempli de dépôts meubles. A part quelques drumlins morainiques, les formations de retrait glaciaire marquent le relief de ce plateau. Les phénomènes ayant lieu lors de la fusion des glaces ont donné naissance à des collines graveleuses (dépôt des sédiments de débâcle entre les blocs de glace), à un chevelu de vallons secs mal organisé et à des dépressions fermées dues à la fusion de glaces mortes.

De plus, entre les villages du Bry et de Rossens, un cordon morainique latéral de la dernière récurrence du glacier du Rhône dans cette région s'identifie bien dans la morphologie.

Entre Rossens et Grenilles, la Longive s'écoule sur des sédiments glacio-lacustres et fluviaux fins, dans une dépression de direction W-E, probablement engendrée après la fusion d'une langue glaciaire plus importante.

A l'aval du barrage de Rossens et jusqu'au hameau de la Tuffière, la Sarine s'écoule dans le substratum molassique. Elle y forme une série de méandres étroits et profonds (falaises verticales hautes parfois de plus de 130 m).

Dans le grand méandre situé entre le hameau de la Tuffière et le village de Posieux (méandre de Posieux), elle s'écoule dans les sédiments meubles du Quaternaire (formations peu perméables sous-jacentes aux graviers de la Tuffière).

A l'amont du barrage de Rossens, le lac de la Gruyère occupe le lit de la Sarine jusqu'à l'altitude maximale de 677 m. A ce niveau, le lac de la Gruyère alimente fortement l'aquifère de la Tuffière (cf. § 4.5.1).

Entre Posat et Matran, le lit de la Glâne est entièrement creusé dans le substratum molassique, tandis qu'à l'amont de Posat, la rivière coule sur des formations glaciolacustres et morainiques remplissant une ancienne dépression.

1.1.3 Température et pluviométrie

Concernant les paramètres climatiques relatifs à l'étude, nous faisons référence aux trois stations de mesure suivantes:

- Station fédérale de Grangeneuve en service depuis 1971, mesures journalières des précipitation et de la température.
- Station fédérale de Farvagny, pluviométrie journalière jusqu'à 1983.
- Pluviomètre totalisateur d'Illens, mis en service pour l'étude depuis octobre 1984 jusqu'à octobre 1987.

La température et la pluviométrie moyennes à Grangeneuve, relatives à la période de 1971 à 1988 s'élèvent respectivement à 8.13°C et 1150 mm. La fig. 2.2 représente la relation entre les hauteurs de pluie à Grangeneuve et à Farvagny durant la période de 1974 à 1983. On observe une bonne corrélation entre les valeurs des deux stations, situées à chaque extrémité du terrain d'étude (moyenne annuelle sur cette période: 1194, resp. 1178 mm). Entre 1984 et 1987, nous avons constaté une relation semblable entre les pluies d'Illens et celles de Grangeneuve.

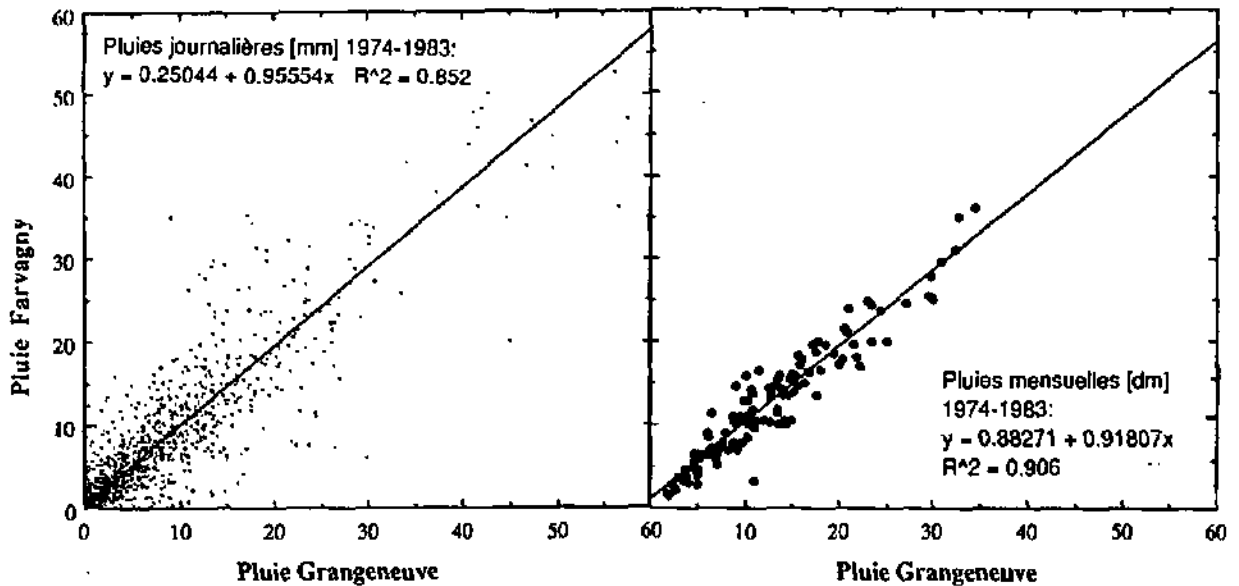


Fig. 2.2: Relation entre les pluies des stations de Grangeneuve et de Farvagny-le-Grand, durant la période de 1972 à 1981.

1.2 Les sources de la région de la Tuffière

A la base des graviers de la Tuffière, sur une épaisseur vérifiée inférieure à 8 m, se trouve la nappe phréatique dont il est question. La décharge de ses eaux a lieu le long des trois zones sourcières suivantes (cf fig. 2.3):

- Le Grabe, débit moyen total de $1.7 \pm 0.1 \text{ m}^3/\text{min}$.
- Les SIFR (Services Industriels de Fribourg), débit moyen de $10.5 - 11.0 \text{ m}^3/\text{min}$.
- La Baume, débit moyen total voisin de $2.7 \pm 0.4 \text{ m}^3/\text{min}$.

La zone du Grabe se situe dans le flanc SW et W du méandre de Posicux. Elle comprend 8 sources captées, 3 sources importantes non captées et de nombreux suintements.

La zone des SIFR compte 9 sources captées au hameau de la Tuffière (sources 18 à 26). Un mur ancré dans la molasse à l'est et dans les sables et argiles interglaciaires à l'ouest barre l'écoulement des eaux à la base des graviers de la Tuffière (cf. § 2.3).

La zone sourcière de la Baume se situe dans le méandre que fait la Sarine au SE de Corpataux. Sur une longueur de 400 m et à une altitude d'environ 30 m au-dessus du niveau de la rivière, onze sources importantes non encore captées sourdent à la base des graviers de la Tuffière, au contact avec le soubassement molassique. L'eau de ces sources dévale en cascades les falaises de la Sarine.

Depuis la mise en eau du lac de la Gruyère, les zones sourcières des SIFR et de la Baume reçoivent une certaine proportion d'eau du lac, via les graviers de la Tuffière.

Au nord de la Longive, quelques sources à très faible débit (1 - 40 l/min) sourdent des graviers supérieurs et de la moraine principale. Au sud de la Longive, au pied du Gibloux, les puits de Kaisa d'Avau (1'500 l/min) de Bois de Bouleire (1'000 l/min) et de Prouvin (500 l/min) plusieurs nappes d'importance moyenne dans les graviers supérieurs (fig. 2.3).

2 Historique

Nous présentons ici un aperçu des principaux événements, travaux et études qui ont influencé l'histoire des eaux souterraines de la Tuffière. Nous référons le lecteur au § 3.1 pour toute précision concernant la géologie.

2.1 Les anciennes exploitations

Avant l'exploitation de l'eau a eu lieu celle du Tuf qu'elle déposait dans la région du hameau de la Tuffière. Cette roche fut déjà utilisée par les Romains pour la construction, entre autres, du pont de Ste Apolline à Villars-sur-Glâne. Plus tard, ce tuf servit à édifier les fondations des principales bâtisses du vieux Fribourg. Très longtemps, l'eau des sources servit à entraîner des roues à aubes. La dernière d'entre elles fut celle d'un moulin dont les ruines subsistent actuellement au point de coordonnées 574.380/177.960. Jusqu'en 1958, l'eau des sources alimentait une pisciculture.

2.2 La mise en eau du lac de barrage de la Gruyère

Le livre de COCHARD et al (1988) présente les principales étapes de la construction du barrage de Rossens. Les travaux préliminaires débutèrent en 1944 et son inauguration eut lieu en octobre 1948. Il atteint 72 m de haut (cote maximale du lac: 677 m).

Après le remplissage du lac de la Gruyère en 1948, le débit des sources de la Tuffière (zone sourcière des SIFR) a rapidement augmenté pour presque doubler, mais ce n'est qu'en 1953 que l'on procéda à des mesures sur ces sources (*MOLLET, 1953-1964*)¹. D'autre part, au lieu-dit le Commuo aux Boeufs, dans un méandre de la Sarine à l'est du village de Corpataux, de nouvelles sources ont commencé à jaillir du haut de la falaise de molasse. Ce sont les sources dites de la Baume qui résultent du débordement de l'aquifère des graviers de la Tuffière. Actuellement, leur débit,

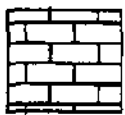
¹ Les références données en italique correspondent à la liste de bibliographie inédite.

Légende:**Sources, puits et forages.**

- ○ Source captée
- ○ Source non captée
- ⊙ Source de l'aquifère de la Tuffière influencée par le lac
- Source de l'aquifère de la Tuffière non influencée par le lac
- Autre source
- Puits soutirant l'eau de l'aquifère de la Tuffière
- Autre puits
- ★ Forage important atteignant le substratum molassique
- ★ Forage important n'atteignant pas la molasse
- ⊗ Forage avec possibilité de mesurer le niveau de la nappe.

Débits des puits et des sources.

- | | |
|--------------------|-------------------------|
| □ ○ < 10 l/min | ■ ● 100 - 250 l/min |
| ▣ ● 10 - 25 l/min | ■ ● 250 - 1'000 l/min |
| ▣ ● 25 - 100 l/min | ■ ● 1'000 - 2'500 l/min |

Structure de l'aquifère et du bassin versant

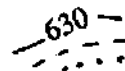
Substratum molassique affleurant ou sub-affleurant en rive gauche de la Sarine



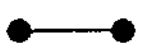
Limite probable du bassin versant pour l'ensemble des zones sourcières du Graboz, des SIFR et de la Baume



Limite probable d'extension latérale des graviers de la Tuffière



Isohypses présumées de la base des graviers de la Tuffière



Tracés des coupes géologiques schématiques



Sillon graveleux profond éventuel, détecté par géophysique



Axe du sillon lac de la Gruyère - sources SIFR à la Tuffière



Zones d'alimentation de l'aquifère par le lac de la Gruyère

Fig 2.3

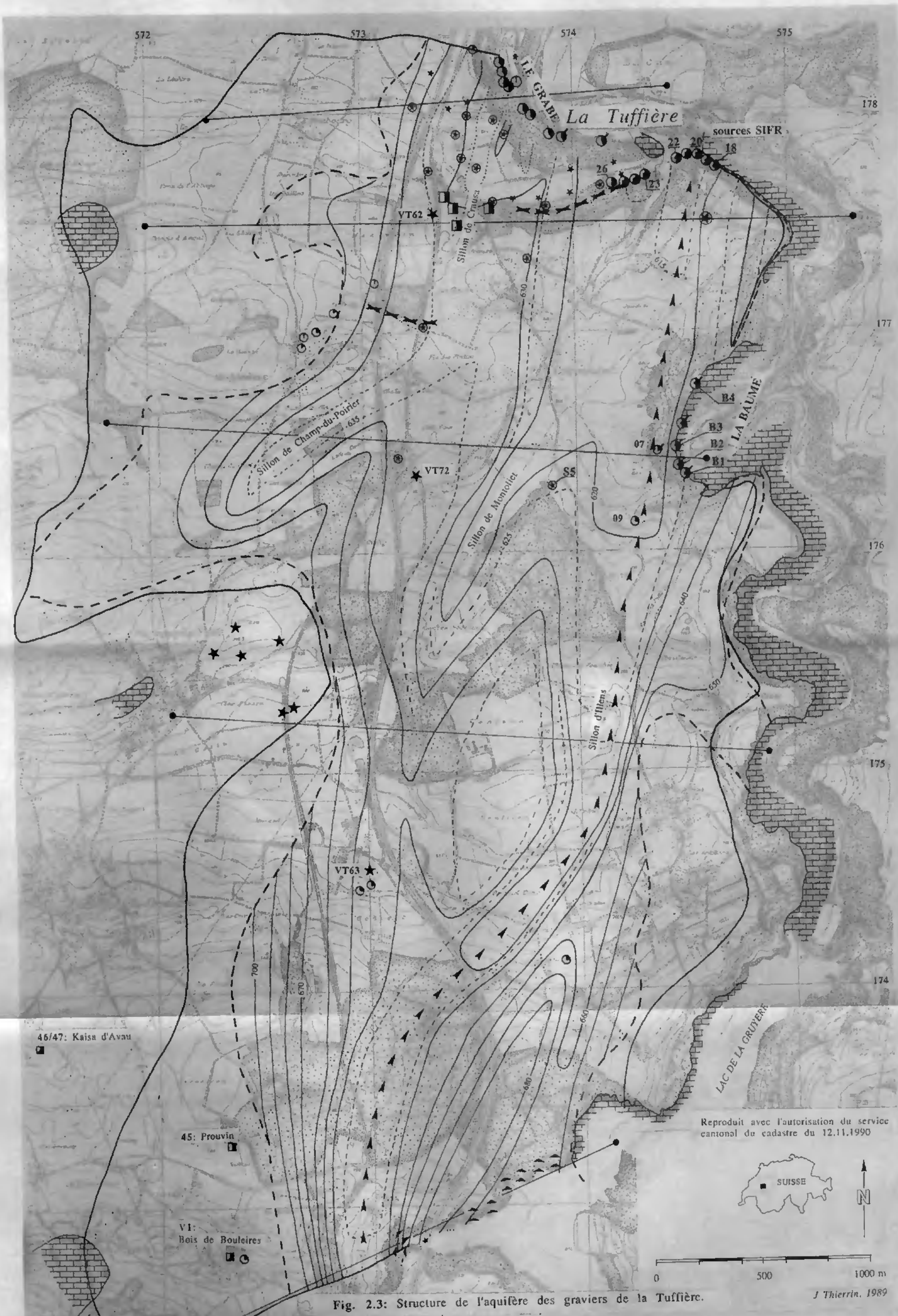


Fig. 2.3: Structure de l'aquifère des graviers de la Tuffière.

Reproduit avec l'autorisation du service cantonal du cadastre du 12.11.1990

comme celui des sources SIFR est fortement tributaire des variations de niveau du lac de la Gruyère. Par contre, le débit des sources dans la zone sourcière du Grabe n'a, semble-t-il, pas été influencé par la mise en eau du lac.

Les auteurs sont unanimes à dire qu'avant la mise en eau du lac, le débit aux sources de la Tuffière (zone sourcière des SIFR) était relativement constant, de l'ordre de 5'000 à 6'000 l/min au total. Nous n'avons trouvé aucune série de mesures débitométriques précise de ces sources, datant d'avant la mise en eau du lac.

2.3 Le captage des exutoires naturels de l'aquifère

2.3.1 Le captage des sources de la Tuffière

En 1958, la ville de Fribourg a acheté les sources de la Tuffière à la commune de Corpataux. Une année plus tard, leur captage définitif a eu lieu.

Deux murs ancrés dans le substratum peu perméable (molasse à l'est, limons et argiles à l'ouest) barrent le front de la nappe sur une longueur de 540 m (cf. fig. 2.4). Derrière le mur de barrage souterrain, 9 captages permettent de rassembler l'eau au moyen de drains (fig. 2.5). Chacun de ces captages, numérotés de 18 à 26 d'est en ouest, est assimilé à une source. Entre les sources 22 et 23, le mur est interrompu. Cette région correspond à une légère remontée du substratum molassique.

Deux tuyaux collecteurs amènent l'eau des sources à un réservoir de compensation, le collecteur est pour les sources 18, 19 et 20 et le collecteur ouest pour les sources 21 à 26. Depuis là, ces eaux sont refoulées, via une station de pompage située au bord de la Sarine, jusqu'au réservoir d'Arconciel, qui alimente le réseau d'eau de Fribourg.

2.3.2 Captages du Graboz dans la zone sourcière du Grabe

En 1972, dans la partie nord de la zone sourcière du Grabe, le consortium d'exploitation des eaux du Graboz fait recapter 6 sources (sources G1 à G6) déjà exploitées partiellement auparavant. Les sources sont captées individuellement à leur lieu d'exutoire naturel, au contact des graviers de la Tuffière avec les limons et argiles sous-jacents (sources G2 et G3) ou à l'aval de ce contact, dans les éboulis et dépôts de tufs (sources G1, G4, G5 et G6). L'eau de ces sources sert à l'alimentation du village de Posieux et des stations agricoles de Grangeneuve.

Les conflits entre exploitants de graviers et le consortium d'exploitation des eaux du Graboz trouvèrent un épilogue en 1988 dans l'abandon de ces sources et leur recaptage au moyen de 5 puits filtrants implantés à l'amont hydrogéologique de la gravière Crausa. La mise en exploitation de ces puits (puits PF1, PF2, PF6, PF7 et PF8, cf. fig. 2.18), dont le débit total devrait dépasser en tout temps 1200 l/min, a eu pour conséquence les événements suivants:

- abandon momentané des sources G1 à G6 pour la consommation
- abolition des zones de protection relatives à ces sources
- extension de la gravière en direction de Posieux sur les terrains délimités par les zones de protection rapprochées, abolies suite à cette manœuvre.

2.3.3 Captages SGT dans la zone sourcière du Grabe

Au sud des sources du Graboz (G1 à G6), deux sources (T1 et T2) dont le débit moyen global avoisine 280 l/min, ont été captées en 1971 par l'entreprise Sables et Graviers de la Tuffière (SGT). Cette eau sert principalement au lavage des graviers, l'utilisation de l'eau de la Sarine à ces fins n'ayant plus été autorisée.

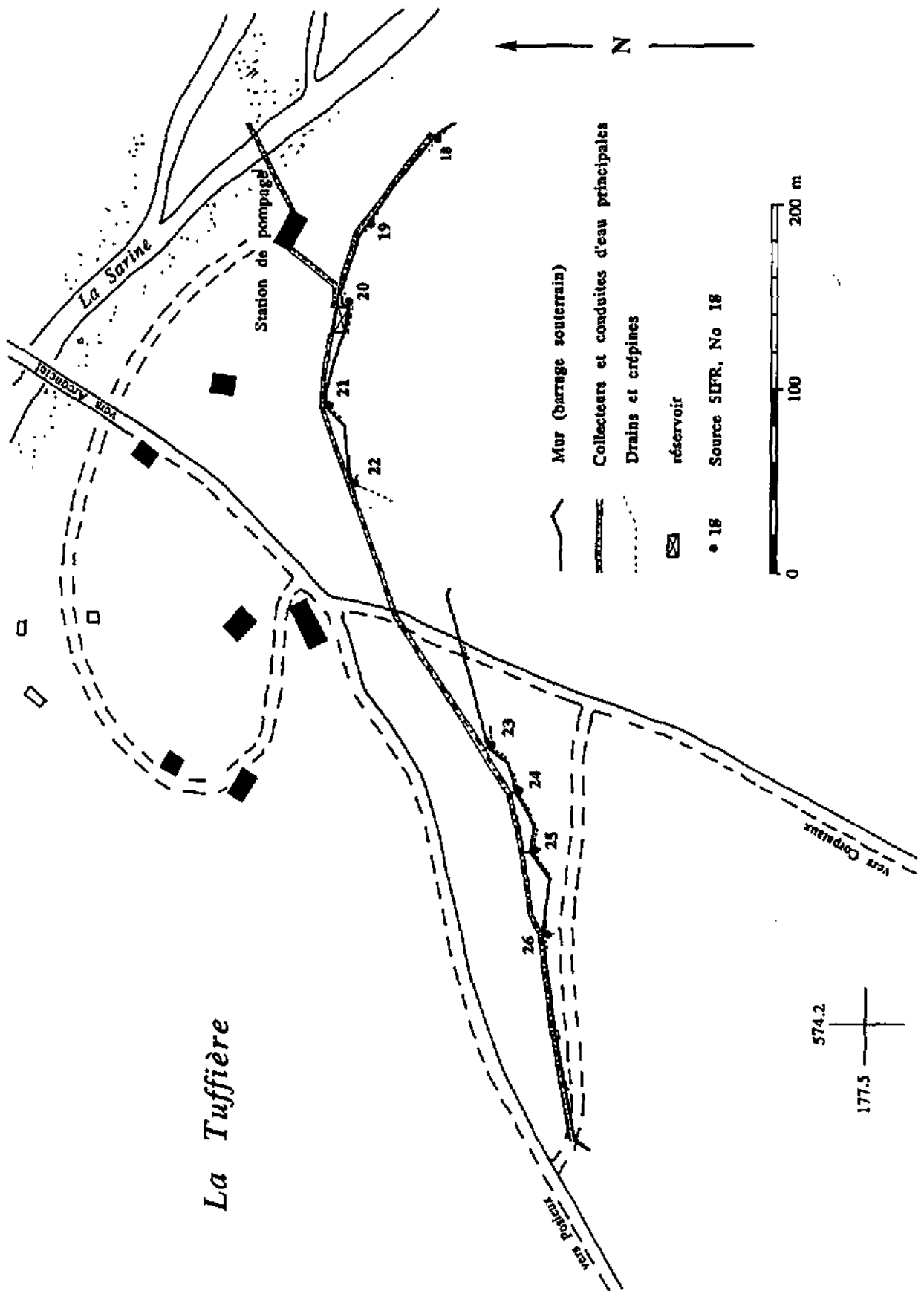


Fig. 2.4: Plan des captages de la zone sourcière des SIFR à la Tuffière.

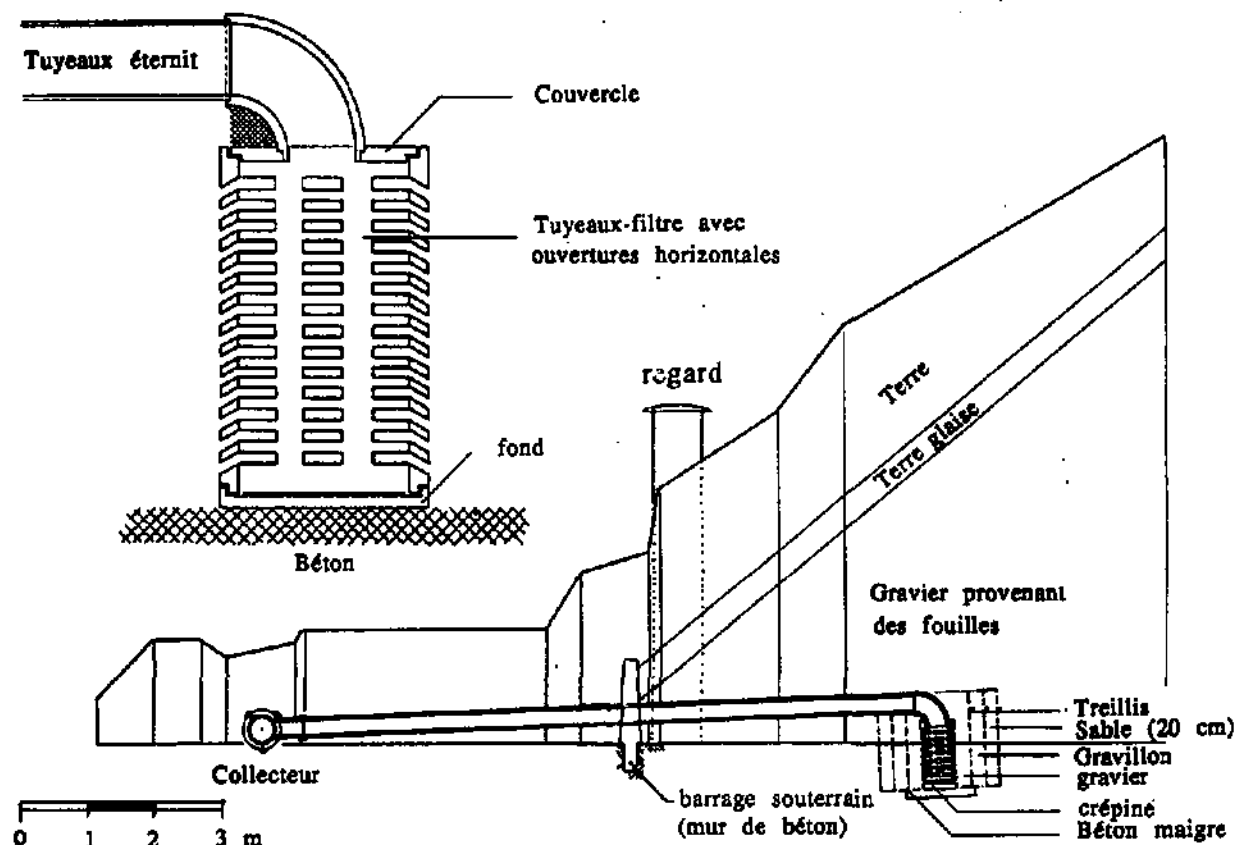


Fig. 2.5: Schéma d'un drain de captage aux sources SIFR à la Tuffière. Chaque source (18-26) est constituée par un regard de 80 cm de diamètre, implanté à la jonction des drains, juste à l'amont du mur de barrage (en pointillé sur la figure). D'après un document fourni par les SIFR, partiellement modifié.

2.3.4 Le captage des sources de la Baume

Actuellement (1989 - 1990), la commune de Corpataux mène une étude visant à capter toute la zone sourcière de la Baume (environ 2800 l/mia en moyenne)

2.4 Exploitation des graviers

Dans les très nombreuses gravières qui se situent à l'intérieur du bassin hydrogéologique de l'aquifère de la Tuffière, trois types de graviers sont exploités (cf § 3.1):

- les graviers rhodaniens tardi- et post-glaciaires,
- les graviers rhodaniens de progression glaciaire,
- les graviers sariniens de la Tuffière.

Les graviers de la Tuffière n'ont pour l'instant fait l'objet d'une exploitation que dans la région des exutoires du Grabe et des SIFR.

2.5 Etudes géotechniques, géophysiques et hydrogéologiques

La plupart de ces études se sont déroulées dans le cadre des travaux suivants:

- prospection hydrogéologique de l'aquifère de la Tuffière et prospections géophysiques (géoélectrique, gravimétrie ...)
- études relatives à la protection des eaux souterraines,
- études relatives à la prospection et à l'exploitation de gravier,
- études (géotechnique, recherche de gravier, ...), relatives à la construction de l'autoroute N12
- prospection sismique pour la recherche de pétrole.

2.5.1 Etudes hydrogéologiques et géophysiques

MORNOD (1952) donne pour la première fois dans la littérature des indications qualitatives et quantitatives concernant l'hydrogéologie de l'aquifère de la Tuffière et son alimentation par le lac de la Gruyère (débits estimés, données bactériologiques, de température et de chimie de l'eau).

Les études de *BURGER (1978)*, *BLOCH (1978, 1982)* et *MEYER de STADELHOFEN (1977)* ont eu lieu dans le cadre d'une première étude hydrogéologique globale de l'aquifère. Elles ont contribué à mieux connaître celui-ci, principalement grâce aux travaux suivants:

- exécution de cinq forages (S1 à S5) répartis dans le bassin hydrogéologique jusqu'à 1.5 km à l'amont hydrogéologique des zones sourcières,
- cartographie géoélectrique AB-200 m de la presque totalité du bassin versant hydrogéologique (cf. fig. 2.6) et AB 40 m des zones sourcières,
- première synthèse géochimique des eaux souterraines aux zones sourcières Grabe et SIFR.

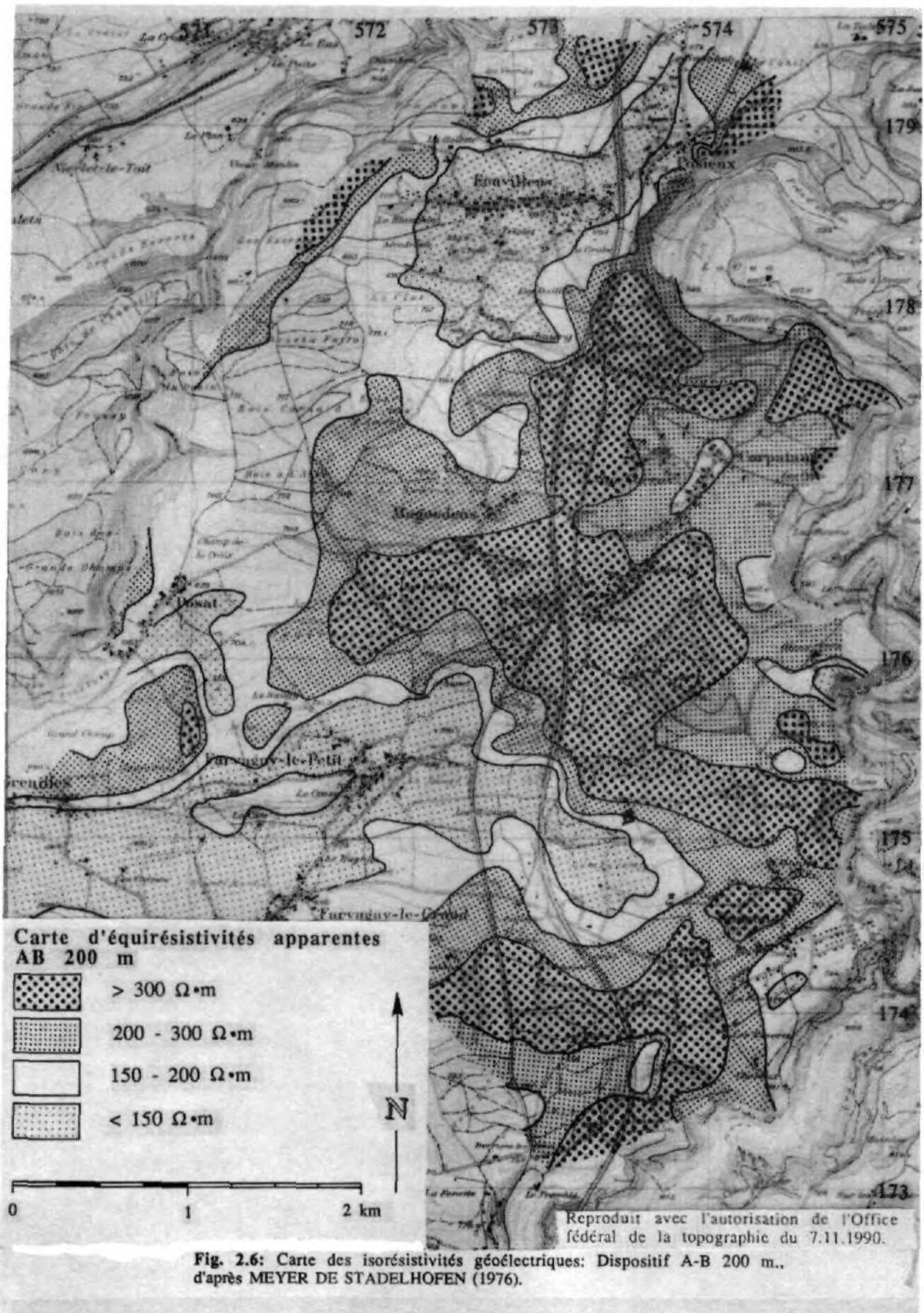
Parallèlement à ces études, *POLLAK (1979)* a contribué à la connaissance de la structure de l'aquifère en exécutant 2 profils gravimétriques à travers l'aquifère, entre Ecuwillens et Illens, d'une part et entre Farvagny-le-Grand et Illens, d'autre part.

En 1981, *CLEMENT, FASEL et MARRO*, ont effectué une deuxième synthèse hydrogéologique de l'aquifère de la Tuffière.

2.5.2 Etudes relatives à la protection des eaux souterraines

La plupart de ces études ont été commandées afin de régler les différends résultant de l'exploitation synchrone de gravier et d'eau souterraine dans la région des sources du Grabe et des SIFR. Elles fournissent de nombreux renseignements dans les domaines suivants:

- géométrie des terrains dans la région des zones sourcières,
- perméabilité des graviers de la Tuffière,
- directions et vitesses d'écoulement,
- distribution des résistivités électriques des terrains,
- évolution des débits aux sources et des niveaux piézométriques durant certaines périodes,



2.5.3 Etudes relatives à la construction de l'autoroute N12

De 1962 à 1980, entre Glâne et Sarine, de nombreux travaux géologiques et géotechniques ont été accomplis dans le cadre des études suivantes:

- études géologiques et géotechniques sur le tracé de la route nationale N12,
- étude géotechnique sur un tronçon de la route cantonale Fribourg-Bulle, nouvellement construit dans la région de Farvagay,
- étude géotechnique détaillée en vue de la construction du viaduc de la Gruyère dans la région du Bry,
- recherche systématique de gravier.

Dans leur ensemble, ces études ont permis de mieux connaître les terrains de subsurface, au demeurant, profondément modifiés par la suite, au cours des travaux de réalisation.

Le viaduc de la Gruyère, construit en 1976-77 et long de 2043 m est implanté exactement sur les zones d'alimentation de l'aquifère de la Tuffière par le lac de la Gruyère (régions du Trembley et de Pont-en-Ogoz). C'est aussi l'endroit où les deux anciennes vallées "pré-rissienne" et "interglaciaire" décrites par DORTHE (1962) suivent un même tracé (cf. fig. 2.11). Sur ce tracé, pas moins de 110 forages de l'ordre de 15 à 25 m de profondeur ont été forés pour l'étude géotechnique; aucun d'entre eux n'atteint le substratum molassique. Seuls trois d'entre-eux atteignent la base des graviers de la Tuffière.

Nous déplorons vivement ici que personne n'ait eu, à ce moment, la volonté d'étudier par forage l'ensemble des formations quaternaires afin d'une part, de mieux connaître l'aquifère de la Tuffière et son mode d'alimentation par le lac et, d'autre part, de mieux connaître aussi les séries inférieures de l'interglaciaire et du complexe rissien.

2.5.4 Prospection sismique pour la recherche de pétrole.

Les forages VT62, VT63 et VT72 (cf. tabl. 3) exécutés en 1976 au cours d'une campagne de prospection sismique profonde sont les seuls sondages qui ont traversé toutes les séries quaternaires de la région de la Tuffière. D'autres documents acquis au cours d'une prospection sismique antérieure (1960-1961) ont apporté des renseignements concernant la région de Posat - Magnedens (cf. DORTHE, 1962).

3 Description des terrains

Au cours de cette section, nous présentons les études stratigraphique, géologique et géophysiques menées afin de mieux connaître la géométrie des terrains. Ces études ont permis de créer les documents de synthèse suivants:

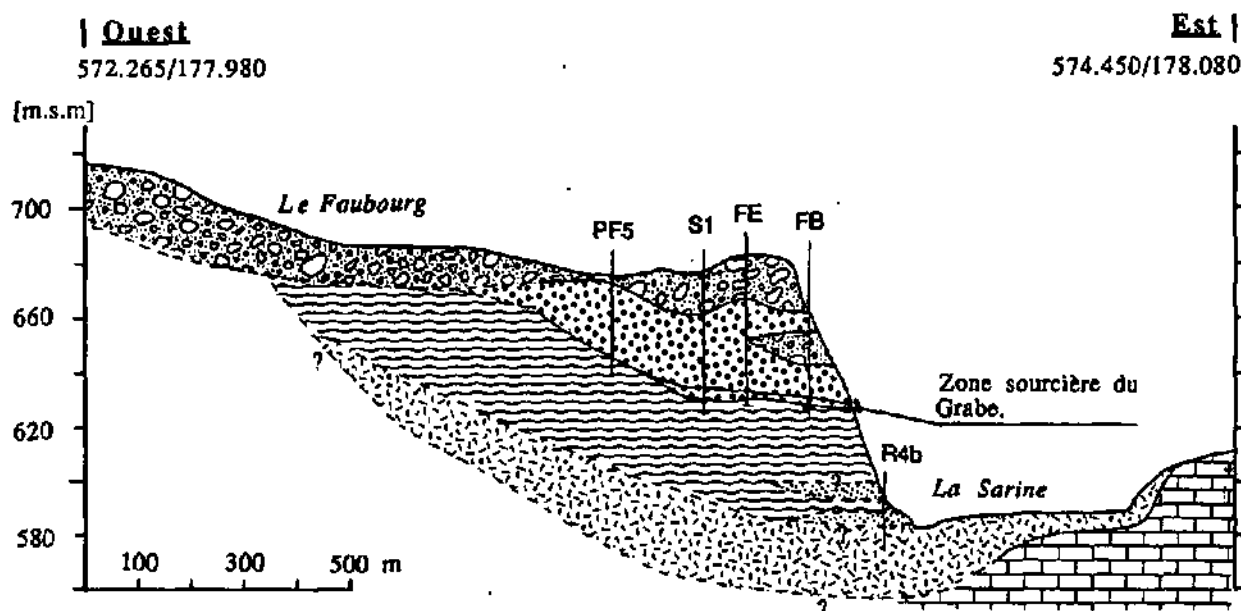
- Carte structurale de l'aquifère de la Tuffière (fig. 2.3)
- Coupes géologiques schématiques (fig. 2.7 - 2.11)

L'étude géologique de détail s'est basée sur les travaux de MORNOD (1947) et DORTHE (1962). Une partie de la carte dressée par ce dernier auteur est présentée en fig. 2.12. Les terrains y figurent en fonction de la stratigraphie de l'école Tercier (cf. Introduction générale, § 5.1). La plupart des affleurements de Quaternaire se situent le long des canyons de la Glâne et de la Sarine ainsi que dans les nombreuses gravières ouvertes sur ce terrain.

3.1 Géologie, géométrie et rôle aquifère des terrains

Dans l'introduction générale, nous avons présenté la stratigraphie du Quaternaire habituellement admise pour le plateau fribourgeois. Les terrains situés entre Glâne et Sarine s'inscrivent dans ce schéma chronostratigraphique.

Sur la base des investigations menées au cours de la présente étude, nous avons modifié ce schéma (cf. fig. 2.7):



Stratigraphie simplifiée:


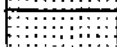
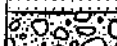




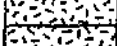

<u>Terme</u>	<u>Lithologies</u>	<u>Epaisseurs</u>
 Post-glaciaire	Graviers fluviaux, limons lacustres	0 - 10 m
 Retrait glaciaire	Graviers, sables et moraine	0 - 20 m
 Dernière glaciation	Moraine de fond rhodanienne	0 - 30 m
 Progression glaciaire	Graviers sariniens de la Tuffière	0 - 60 m
 "Interglaciaire"	Argiles, limons, lignites lacustres	0 - 40 m
	Graviers fluviaux	0 - 15 m
 "Complexe rissien"	Argiles, limons et sables glacio-lac.	0 - >20 m
	+ Moraine de fond (?)	?
	Molasse marine supérieure	

Fig. 2.7: Coupe géologique d'interprétation au travers de l'aquifère de la Tuffière à la hauteur des sources du Graboz. (localisation en fig.2.3). Lithologies selon la stratigraphie locale du Quaternaire.

Nous n'attribuons au complexe rissien que la moraine de fond dite rissienne qui tapisse une partie du fond de l'ancienne dépression et les dépôts glacio-lacustres qui lui font suite. Le complexe rissien ne comprend pas l'ensemble des sédiments fins sous-jacents au graviers de la Tuffière.

L'interglaciaire se compose de graviers fluviaux peu épais, surmontés par endroits de niveaux limono-argileux lignitifères, puis d'épais niveaux lacustres (argiles et limons). Des limons et sables lacustres d'épaisseur très variable, accompagnés de quelques lits graveleux terminent la série interglaciaire. Ils constituent le début de la séquence de progression glaciaire qui se poursuit par les graviers de la Tuffière.

Sous le terme distribution des terrains, nous précisons l'importance relative de ceux-ci au niveau régional et leur distribution géographique sur la base des données géologiques et géophysiques.

Le concept que l'on se fait de la genèse de ces terrains est brièvement exposé.

3.1.1 Le substratum molassique

La molasse marine supérieure (Burdigalien) constitue le substratum rocheux de l'ensemble de l'aquifère. Il s'agit de grès moyens à fins, glauconieux, en bancs épais organisés en séquences sédimentaires, correspondant à un milieu de dépôt côtier.

Nous nous référons à la première partie concernant les descriptions géologique et hydrogéologique de cette molasse.

3.1.2 Le "complexe rissien"

a) Stratigraphie

Il s'agit d'un complexe de dépôts glaciaires et tardi-glaciaires qui, stratigraphiquement, constituent les sédiments quaternaires les plus anciens connus dans la région. D'après MORNOD (1947, 1949), on trouve à leur base une moraine de fond rhodanienne (argile à blocs) que cet auteur n'a observé que dans le bassin occupé actuellement par le lac de la Gruyère. Dans la région de la Tuffière, les forages VT62 et VT72 ont recoupé ces sédiments (cf. fig. 2.9 et 2.3)

D'épaisses séries de sédiments fins glacio-lacustres (limons et argiles à pierres) surmontent cette moraine de fond.

b) Distribution et extension

Depuis la région du Bry, jusqu'à Hauterive, les sédiments de ce complexe glaciaire et tardi-glaciaire remplissent l'ancienne dépression de la Sarine en rive gauche du cours d'eau actuel, plus profonde, parallèle et parfois confondue à celui-ci (cf. fig. 2.7 à 2.11 et fig. 2.13).

Faute d'observations ailleurs, on limite l'extension latérale de ces terrains au remplissage de la zone axiale de cette dépression.

DORTHE (1962) énonce la présence d'une ancienne vallée de la Sarine qui, depuis le Bry, passait par Rossens, Farvagny, Grenilles, Posat et Magnedens puis rejoignait la dépression décrite à la Tuffière. Nous n'avons pas retrouvé d'arguments en faveur de cette hypothèse. POLLAK (1979), durant son étude gravimétrique, ne retrouve pas le surcreusement du soubassement rocheux, supputé dans la région de Farvagny-le-Grand. Nous mettons, par contre en évidence (§ 3.3.6) la continuité de l'ancienne dépression depuis la région du Bry, par l'ouest du village de Rossens et Corpataux jusqu'à la région de la Tuffière (cf. fig. 2.14).

Il n'est pas exclu qu'une ancienne dépression de la Glâne s'étende depuis la région du Moulin d'Autigny dans le bassin de la Glâne, via Grenilles, Posat et Magnedens, jusqu'à la Tuffière.

c) Origine

Il est probablement justifié d'attribuer ces dépôts à la glaciation rissienne mais aucune corrélation fiable n'a jamais permis de le démontrer. Leur âge dépasse en tous cas très largement 50'000 ans (cf. § 3.1.6).

Les auteurs ont vu dans les dépressions que tapissent ces sédiments, la trace d'un réseau fluvial anté-rissien, partiellement élargi, surcreusé et modelé par les glaces du Riss et comblé de matériel glaciaire et tardi-glaciaire (glacio-lacustre).

Les arguments morphologiques suivants parlent en faveur de cette hypothèse:

- dépressions étroites, longues et d'orientation différente à celle de la progression du glacier du Rhône.

- floacs parfois sub-verticaux de ces dépressions.

Par contre les arguments suivants font penser à une origine glaciaire de ces dépressions:

- présence souvent décrite de sédiments glaciaires ou péri-glaciaires à la base de ces formations (dans la vallée de la Sarine en amont du Bry, MORNOD, 1947)

- absence d'indices sur le terrain prouvant la continuité de ces vallées au nord de la ligne Matran - Fribourg.

Il se peut que ces dépressions aient été creusées par les glaciers locaux avant l'envahissement du Plateau par les glaces du Rhône. Cependant, la question reste ouverte, faute d'argument convainquant. Si le creusement de ces anciennes dépressions était d'origine fluviale, elles devraient se poursuivre en direction du N ou du NE et contenir, par places, d'importants gisements d'eau souterraine.

d) Propriétés aquifères

Ces terrains ont une très faible perméabilité $K = 10^{-8}$ m/s. Il est possible qu'ils contiennent, à leur base, quelques niveaux métriques de graviers aquifères.

3.1.3 Les sédiments interglaciaires

a) Stratigraphie

Contrairement à certains auteurs, nous ne classons pas sous ce terme les graviers de la Tuffière, mais seulement les sédiments lacustres, glacio-lacustres, fluviaux et terrestres situés entre le complexe rissien et ces graviers.

La succession stratigraphique de ces formations, déduite des logs de forages BR4", VT62, VT72 et PF4 (cf. tabl. 3 et fig. 2.7) ressemble à celle de la coupe de référence du Creux-de-l'Enfer à Pont-la-Ville (fig. 0.10):

- sables et limons (0-15 m)
- argiles limoneuses stratifiées et argiles bleues (0-20 m)
- limons argileux avec lignites et des niveaux de craies lacustres (0-2 m)
- graviers fluviaux sariniens entrecoupés de niveaux métriques d'argiles (0-20 m)

b) Distribution et extension

On retrouve ces sédiments en dessous des graviers de la Tuffière, depuis le lac de la Gruyère jusqu'aux zones sourcières des SIFR et du Grabe et plus en aval. La largeur moyenne de l'auge ainsi comblée est de l'ordre d'un km.

La plupart des forages exécutés au cours des études géotechniques et hydrogéologiques ont été stoppés dans les premiers mètres de sables et d'argiles interglaciaires, décrits dans ces études comme "Riss imperméable". Les graviers fluviaux présents à la base de ces sédiments interglaciaires occupent probablement une grande partie du centre de la dépression entre le lac de la Gruyère et la Tuffière.

c) Origine

Après le dépôt des formations tardi-glaciaires du complexe rissien, un épisode tempéré apparaît avec la sédimentation de graviers fluviaux, puis des niveaux à lignites (interglaciaire proprement dit). Des dépôts fins lacustres font suite à cet épisode. Les limons et sables directement sous-jacents aux graviers de la Tuffière se sont déposés en milieu lacustre (sédimentation turbiditique). Ils constituent un niveau de transition qui annonce la séquence sédimentaire de progression glaciaire.

d) Propriétés aquifères

Les formations peu perméables de l'interglaciaire ont un rôle hydrogéologique important. Leurs niveaux sablo-limoneux et graveleux constituent de grands réservoirs à vidange lente dans les graviers de la Tuffière d'une part, mais aussi probablement dans le lit de la Sarine, sous la zone sourcière du Grabe, d'autre part (cf. fig. 2.28 et § 4.5.3).

3.1.4 Les sédiments de progression glaciaire de la Tuffière

a) Stratigraphie

Il s'agit d'un dépôt monotone de graviers sariniens grossiers mal triés, en sédimentation sub-horizontale (larges barres d'accrétion de méandres).

Ces graviers reposent, à l'est, sur la molasse burdigalienne et en discordance sur l'interglaciaire dans la partie centrale et à l'ouest de l'aquifère (cf. fig. 2.8).

Avant leur sédimentation, un épisode érosif a donné lieu à la formation de chenaux creusés dans l'interglaciaire et la molasse, lieux actuels des circulations rapides des eaux souterraines en direction des zones sourcières.

Des lambeaux de moraine sont parfois imbriqués dans la moitié supérieure de cette série graveleuse.

A son sommet, le contact est habituellement franc avec la moraine principale. Cependant, à de maints endroits, on trouve celle-ci imbriquée dans les graviers sous forme d'auges décimétriques très évasées, reliques de la progression des glaces (cf. fig. 2.7).

b) Distribution et extension

Il s'agit de l'horizon stratigraphique le plus important de la région. Sur une largeur moyenne supérieure à 1500 m et une épaisseur d'environ 35 m, ces graviers forment une large bande presque rectiligne orientée S-N, d'une longueur de 5000 m depuis le Bry jusqu'à la Tuffière. Bien des "graviphages" rêvent d'exploiter une telle réserve!

c) Origine

Ces graviers ont été longtemps attribués à un épisode fluvial interglaciaire et nommés de ce fait "graviers interglaciaires". Nous sommes de l'avis de van der MEER (1982) qui attribue ces graviers à la progression würmienne du glacier de la Sarine pour les raisons suivantes:

- séquences à granulométrie grossissant vers le haut,
- parfois transition progressive vers le faciès moraine,

- imbrication de lambeaux morainiques dans les graviers,
- éléments de moins en moins arrondis vers le haut,
- absence d'horizons humiques,
- sédimentation sub-horizontale de type rivière tressée,
- aboutissement logique de toute une séquence de progression glaciaire.

d) Propriétés aquifères

La base de ces graviers constitue l'aquifère des graviers de la Tuffière.

Grâce au fait que le niveau aquifère se situe à une profondeur moyenne de 50 m, ces graviers jouent le rôle de collecteur régional des eaux souterraines. Ils drainent et parfois alimentent les formations peu perméables sous-jacentes. Ils sont le lieu des circulations rapides des eaux souterraines vers les zones sourcières.

3.1.5 La glaciation würmienne (moraine principale)

a) Stratigraphie

Il s'agit d'un complexe formé d'une moraine de fond très compacte, parfois sans structure particulière, parfois stratifiée, surmontée, par places, d'une série très variée de limons à pierres, sables et lambeaux de moraine. Dans le texte, nous nommons ce complexe morainique par le terme de "moraine principale", car ces sédiments constituent une très grande partie des terrains quaternaires du Plateau fribourgeois.

b) Distribution et extension

La moraine principale est présente presque partout, soit en sub-surface, soit recouverte de formations tardi- et post-glaciaires. Son épaisseur varie entre 0 et 30 m.

Entre le Bry et Rossens s'étend un cordon de moraine latérale (cf. fig. 2.12) que nous attribuons à la dernière récurrence du glacier du Rhône (cf. § 3.1.7).

c) Origine

Nous attribuons ce complexe morainique soit au stade Turicum 2 (T2), soit aux deux premiers stades T1 et T2 de la glaciation würmienne. En effet, des datations dans les graviers de retrait permettent de préciser que ce complexe morainique date d'avant le stade T3 (24'000 - 18'000 ans b.p.) de la glaciation würmienne (cf. § 3.1.6).

d) Propriétés aquifères

Le rôle hydrogéologique de la moraine principale est de deux ordres. Elle forme en premier lieu une couverture peu perméable protégeant l'aquifère des graviers de la Tuffière, retardant l'alimentation naturelle de celui-ci. D'autre part, elle est le lieu de petits aquifères locaux, donnant naissance à des suintements diffus et à de petites sources dont le débit n'excède rarement 30 l/min.

Dans la région du village de Corpataux, on a exploité les eaux de cette moraine dans des puits à très bas rendement. Les sols morainiques, vu leur faible perméabilité, doivent parfois être drainés.

3.1.6 Les formations de retrait glaciaire

Nous présentons ici ces formations en bloc, bien qu'il y ait lieu de les différencier en fonction de leur origine et de leur sédimentation.

a) Stratigraphie

Des sables, graviers et limons d'origine rhodanienne, très variés dans leur mode de dépôt constituent cette formation. Ils montrent des structures complexes de sédimentation entrecroisée avec de brusques changements de faciès, remaniées par des diapirs, des glissements et des effondrements probablement dus à la fusion de glaces mortes. On retrouve parfois, intercalés dans ces formations, des lambeaux de moraine. Le long du pied nord du Gibloux, ces formations sablo-graveleuses de retrait sont présentes sous forme de terrasses sablo-graveleuses et de cônes d'alluvions sous-lacustres.

b) Distribution et extension

On retrouve les formations de retrait glaciaire sur tout le terrain, disposées en paquets isolés, plus ou moins importants. Elles forment souvent les reliefs élevés (monticules et petites collines, si celles-ci ne sont pas de drumlins). Ces formations de retrait ont fait l'objet d'intenses exploitations de graviers.

c) Origine

Les formations de retrait sont les alluvions fluviales, limniques et les dépôts in situ formés au cours de la fusion des glaces. Elles contiennent parfois de la matière organique sous forme de débris centimétriques de lignite et, plus rarement de niveaux de tourbe. Deux échantillons de tourbe, intercalés dans des bancs de sable de la gravière Le Chaney, ont fourni des âges radiométriques ^{14}C de $33'970 \pm 330/-320$, respectivement $> 55'000$ ans b.p.¹:

- éch B-5050, coord. 573.360/175.550, alt. 690 m.

- éch B-5051, coord. 573.365/175.550, alt. 700 m.

Ces deux dates provenant de matériel déposé au dessus de la moraine würmienne principale permettent de préciser que le dépôt de celle-ci et des formations de retrait y relatifs a eu lieu avant la dernière récurrence glaciaire (stade Turicum III). Un échantillon de lignite prélevé dans les sédiments périglaciaires deltaïques de la gravière du Bry (cf. PUGIN 1989), sise au sud de la moraine latérale de Rossens, fournit un âge de $20'690 \pm 340/-320$ ans b.p.

- éch B-5044, coord. 572.900/172.280, alt. 770 m.

Les résultats de ces datations tendent à démontrer les faits suivants:

- Les sédiments de retrait glaciaire ne sont pas tous synchrones, ils pourraient provenir du retrait des glaces de deux stades différents, l'un plus ancien que $50'000$ ans b.p. et l'autre de l'ordre de $20'000$ ans b.p. (stade Turicum III)

- Lors de leur dernière récurrence, les glaces n'ont déposé aucune moraine de fond importante mais, par contre, ont formé un vallum morainique latéral (moraine de Rossens).

¹ Les analyses ont été faites à l'Institut de Physique de l'Université de Berne, par Mme T.RIESEN à qui nous adressons ici nos grands remerciements.

Deux remarques sont à faire au sujet de ces datations:

a) Les niveaux de tourbe, matériel extrêmement fragile, ne sont certainement pas des niveaux remaniés, provenant de matériel organique ancien, dépourvu ou presque de ^{14}C , car leur texture n'aurait jamais été préservée.

b) Par contamination, un échantillon daté au ^{14}C ne peut, en général, fournir qu'un âge plus récent que son âge réel, étant donné que la matière organique contaminante contient des teneurs récentes en ^{14}C .

- Le creusement du canyon de la Sarine peut avoir débuté avant la fin du dernier stade d'avance des glaces.

d) Propriétés aquifères

Dans la région d'étude, ces formations assurent les rôles de réceptacle des eaux d'infiltration car elles ont une large répartition en surface du terrain, une forte perméabilité à l'infiltration, et une faible couverture (moraine terminale ou sol), rarement peu perméable.

Au nord de la rivière Longive, ces formations ne contiennent pas de nappe phréatique et rares sont les sources auxquelles elles donnent naissance (cf. fig. 2.3). Malgré la présence d'épaisses couches de moraine principale, l'eau de ces formations est drainée vers le bas par les graviers de la Tuffière. Les nombreuses dépressions sèches, présentes dans ces formations attestent de leur rôle de vecteur d'infiltration.

Au pied nord du Gibloux, par contre, les formations de retrait, déposées en terrasses de kame sur le substratum molassique ou la moraine principale, constituent des aquifères importants, exploités par puits en 3 endroits:

- Kaisa, d'Avau, 1 km au sud de Farvagny-le-Grand, quatre puits filtrants, débit total de l'ordre de 1'500 l/min (cf fig. 2.3 et analyses XX46, XX47, WW46 et WW47, tabl. 8).

- Bois de Bouleire, (cf. fig. 2.3 et analyses MMV1 et THV1, tabl. 8), un puits à drains rayonnants, débit de l'ordre de 2500 l/min.

- Prouvio, un puits filtrant, débit 500 l/min (cf. fig. 2.3 et analyse XX45, tabl. 8).

3.1.7 Dépôts de la dernière récurrence glaciaire

Nous attribuons à ces dépôts, la moraine latérale de Rossens. A l'exception de cette moraine, ces dépôts sont extrêmement rares et peu épais. Dans la région de la gravière du Chaney, par exemple, ils forment un sol pierreux informe de l'ordre de 0.5 à 2 m d'épaisseur.

3.1.8 Les formations post-glaciaires

Il s'agit des diverses formations suivantes, déposées après le retrait des glaces:

- alluvions fluviales et limniques dans la dépression de la Longive,
- terrasses graveleuses actuelles de la Sarine et de la Glâne,
- dépôts colluvionnaires de peu d'importance, tapissant le fond des vallons secs de la région entre Glâne et Sarine,
- dépôts de tuf dans la région des grandes sources.

La rivière Longive coule sur des sédiments peu perméables (moraine principale et sédiments fins post-glaciaires) qui favorisent le drainage de sub-surface des eaux vers ce cours d'eau et empêchent, dans la région située entre Rossens et Farvagny, leur infiltration vers le bas, dans les graviers de la Tuffière.

Dans le grand méandre de la Sarine à Posieux, les alluvions graveleuses des terrasses actuelles, gorgées d'eau, masquent la décharge des eaux souterraines provenant des graviers interglaciaires (cf § 3.1.3 et 4.5.3).

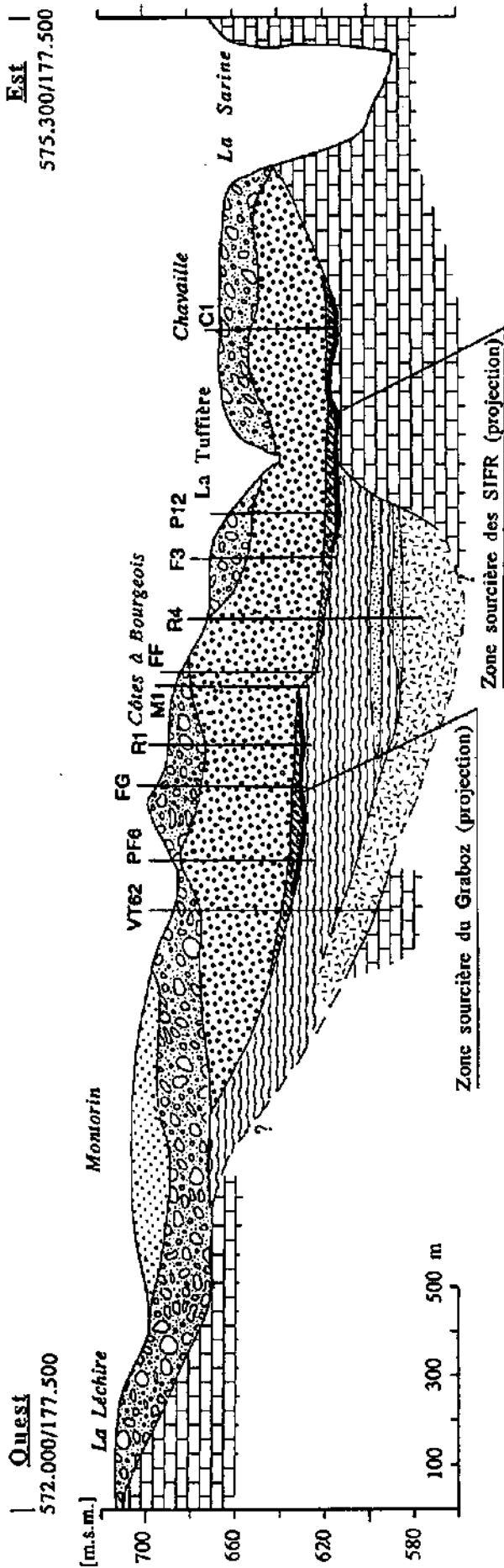


Fig. 2.5: Coupe géologique d'interprétation au travers de l'aquifère de la Tuffière entre La Léchère et Chavaille, à l'amont de la zone sourcière des SIFR. (localisation en fig. 2.3). Lithologies: cf. fig. 2.7.

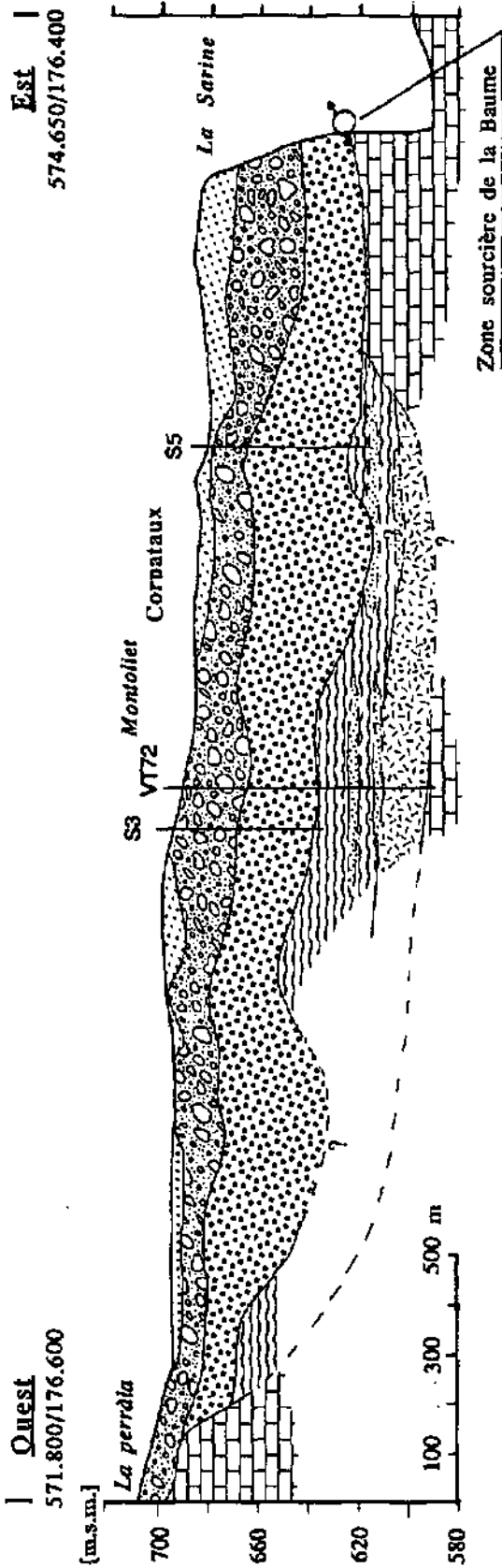


Fig. 2.9: Coupe géologique d'interprétation au travers de l'aquifère de la Tuiffière entre La Perrâla et la Baume, à la hauteur de la zone sourcière de la Baume. (localisation en fig. 2.2 et 2.4). Lithologies: cf. fig. 2.7.

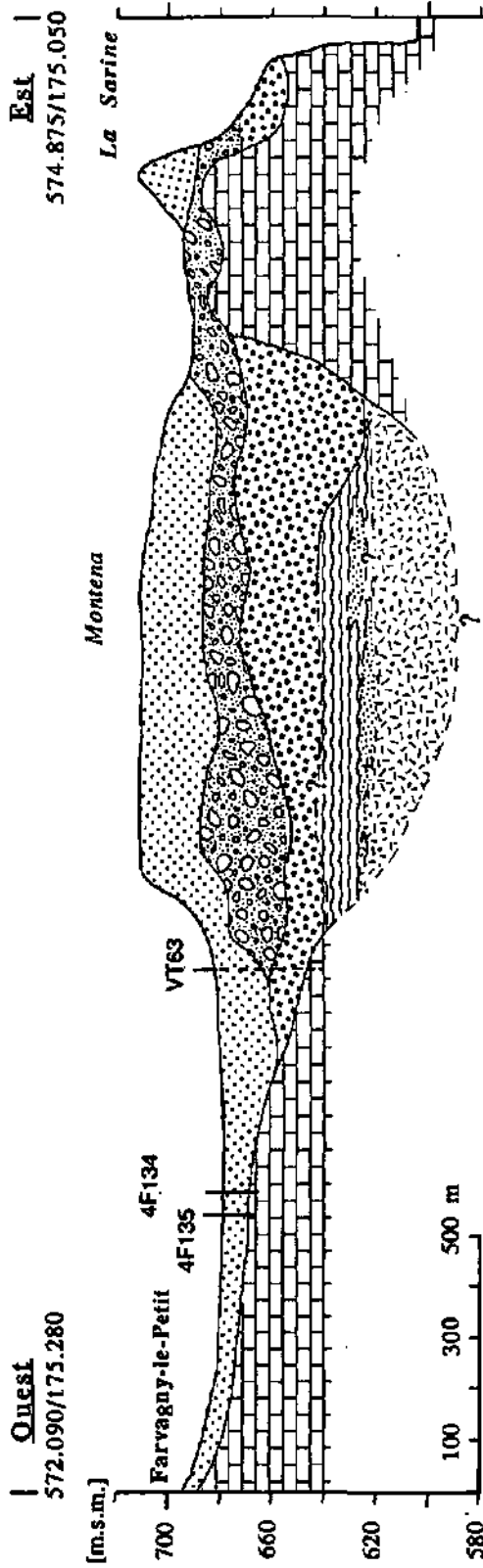


Fig. 2.10: Coupe géologique d'interprétation au travers de l'aquifère de la Tuffière entre Farvagny-le-Petit et le Montet. (localisation en fig. 2.2 et 2.4). Lithologies: cf. fig. 2.7.

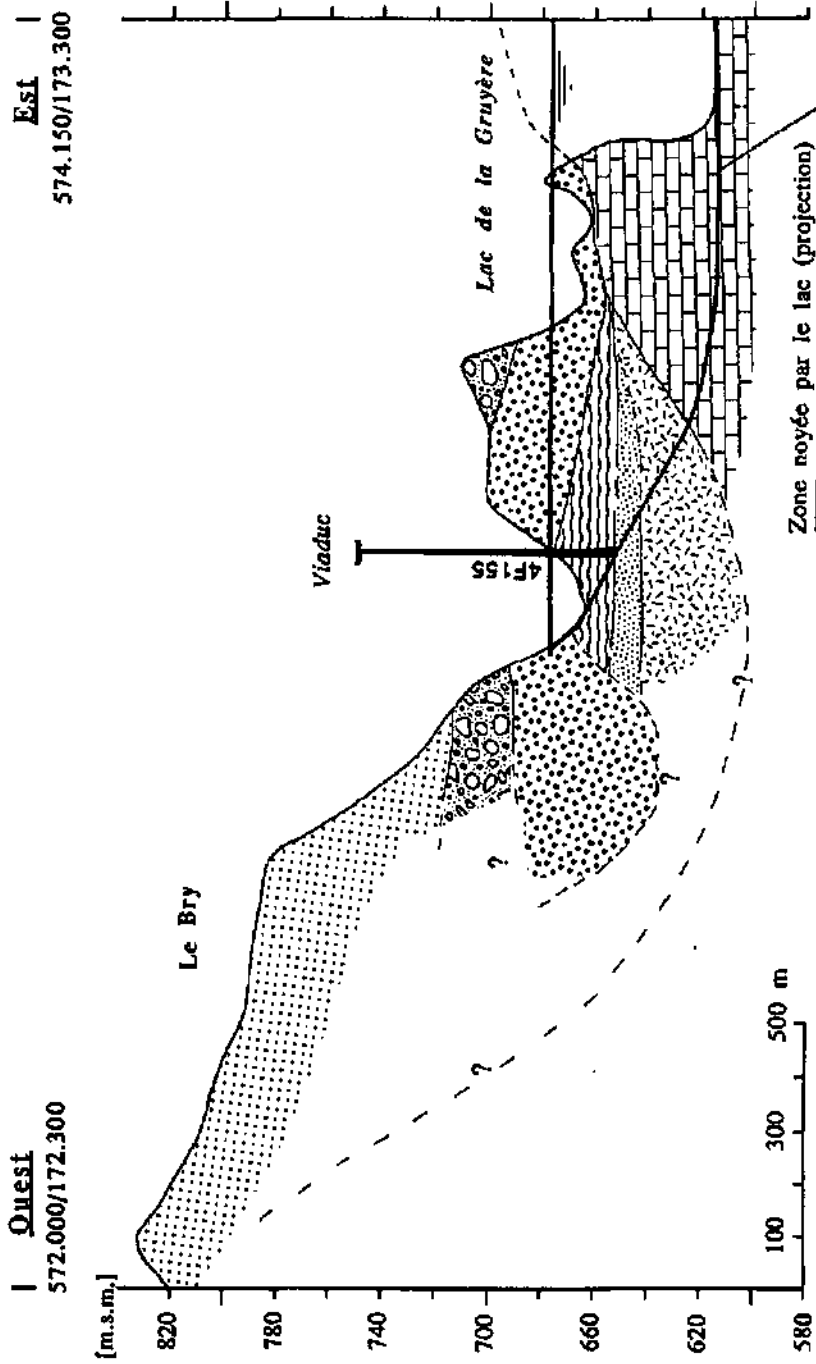


Fig. 2.11: Coupe géologique d'interprétation au travers de la zone d'alimentation de l'aquifère de la Tuffière par le lac de la Gruyère au Trembley. (localisation en fig. 2.2 et 2.4). Lithologies: cf. fig. 2.7.

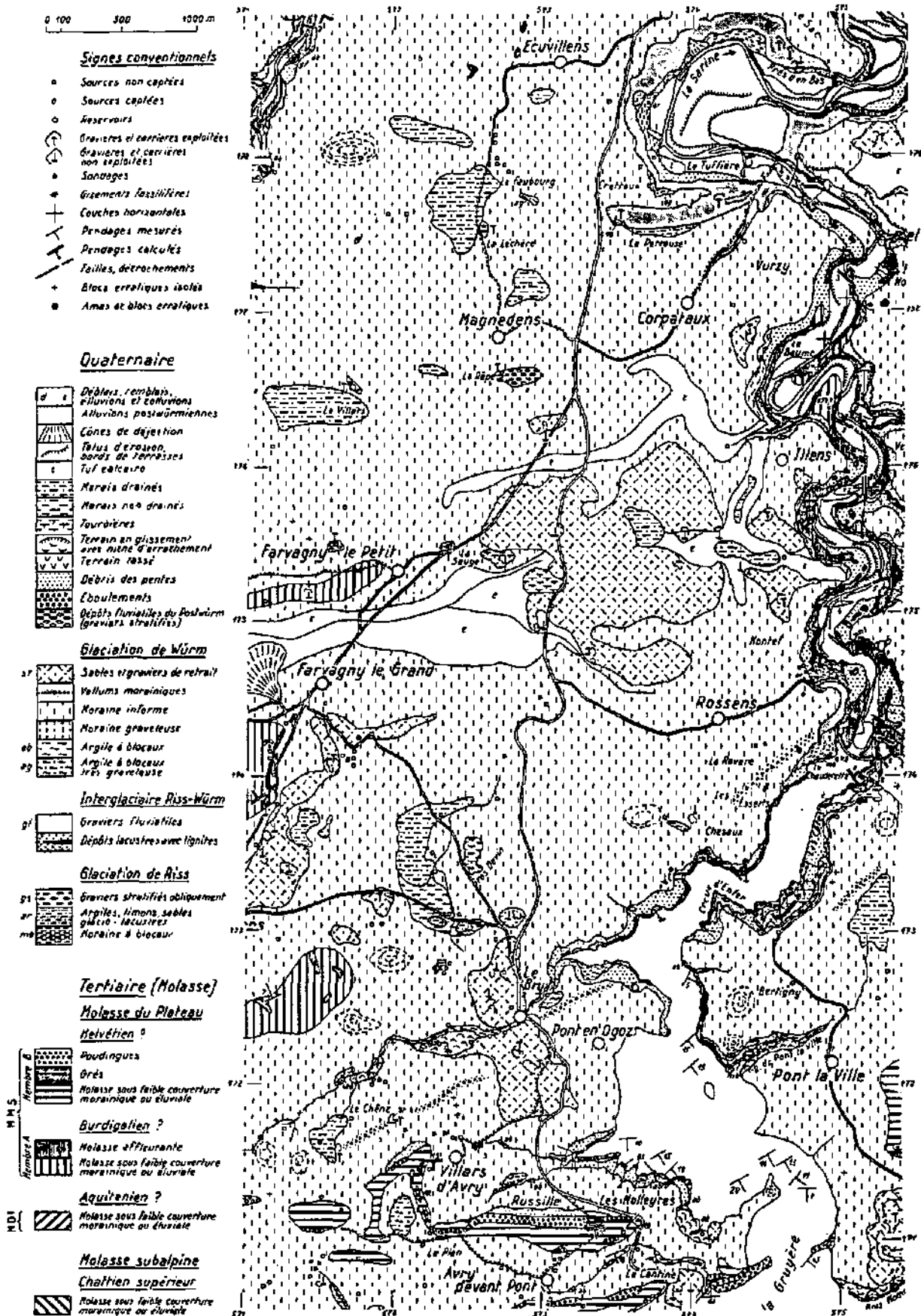


Fig. 2.12: Carte géologique de la région de la Tuffière, détail extrait de DORTHE (1962)

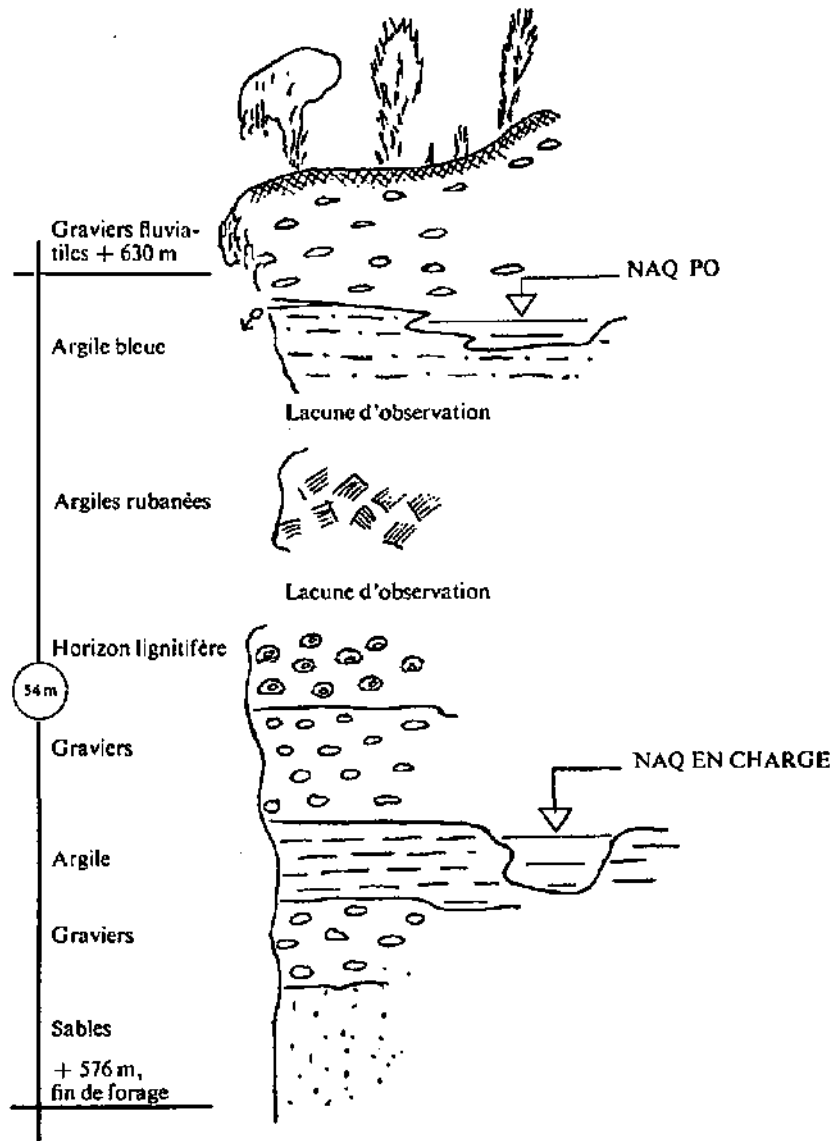


Fig. 2.13 tirée de SIEBER(1974): Esquisse stratigraphique des niveaux interglaciaires, avec mise en évidence des niveaux graveleux et lignitifères de l'interglaciaire.

3.2 Géométrie du système

Outre l'étude géologique, celle des forages et l'application de diverses méthodes géophysiques ont permis de mieux décrire la géométrie des terrains. Nous avons particulièrement poussé les investigations au moyen de la méthode électromagnétique VLF-R multifréquences, dont les résultats sont présentés au § 3.3.

3.2.1 Forages

Dans la région étudiée, on recense plus de 250 forages et sondages, exécutés pour les raisons suivantes:

- prospection hydrogéologique,
- forages VT pour sismique pétrole,
- études géotechniques (pour la RN 12, principalement),
- prospections de graviers,
- captage d'eau souterraine.

Les principaux forages, d'importance primordiale pour la connaissance des structures profondes ainsi que la mesure des niveaux piézométriques, figurent au tableau 3 (localisation en fig. 2.3).

3.2.2 Etudes géoélectriques

La carte géoélectrique AB-200 m (fig. 2.6), compilée sur la base d'un document de MEYER de STADELHOFEN (1977), donne un bon aperçu de l'importance des graviers de la Tuffière. Ce document était primordial pour délimiter l'extension latérale de ces graviers (fig. 2.3). Les plages de hautes résistivités ($>250 \Omega \cdot m$) sont générées en général par les graviers de la Tuffière mais aussi par les graviers de retrait (régions de Le Montet et le Chaney) et par la molasse burdigalienne sub-affleurante (région située entre Rossens et Illens). A certains endroits, les résultats du traîné AB-200 m ne permettent pas de détecter les graviers de la Tuffière, car ils se trouvent sous des paquets épais de sédiments conducteurs (moraine principale et sédiments glacio-lacustres tardi-glaciaires). Il s'agit principalement des régions du village de Corpataux, et de In Riaux, entre Rossens et Farvagny-le-Petit.

En général, les sondages électriques sont difficilement interprétables à cause de la structure lenticulaire des terrains et des empiétements latéraux sur des formations de résistivité différente. Les sondages interprétables (AB 360 m) que nous avons effectué particulièrement le long du profil VLF 1 (cf. § 3.3.6, a) et dans la région du forage S4 donnent des résultats en accord avec ceux des sondages VLF-R.

3.2.3 Prospection gravimétrique

POLLAK (1979) a effectué deux profils gravimétriques au travers des terrains étudiés, entre Ecuwillens et Illens, respectivement entre Farvagny-le-Grand et Illens. Ils ont permis de mieux définir l'allure de la dépression creusée dans le substratum molassique.

3.3 L'étude géophysique VLF-R 12-240 KHz

L'application de cette méthode a abouti aux résultats suivants:

- contribution à l'élaboration de diverses coupes géologiques d'interprétation (fig. 2.7 à 2.11) au travers des terrains aquifères, en déterminant à de maints endroits, le long de profils de mesures, la cote de la base des graviers de la Tuffière, la nature et l'épaisseur de leur couverture, la nature de leur substratum ainsi que leur extension.

- étude de l'anisotropie directionnelle des divers terrains,
- détection de chenaux résistants étroits et profonds,
- étude de la nature du remplissage d'"anciennes vallées".

La région de la Tuffière se prête bien à l'application de cette méthode d'investigation à cause des aspects suivants suivants:

- terrains très lenticulaires et hétérogènes en sub-surface
- profondeurs d'investigation nécessaire jusqu'à 80 m
- forts contrastes de résistivité entre les graviers de la Tuffière et les autres terrains.

Pour une présentation de cette méthode, et un test des techniques d'interprétations, référence est faite à l'Annexe A.

3.3.1 Mise en oeuvre de la méthode VLF-R

En chaque point de mesure, on établit les valeurs de la résistivité apparente et du décalage de phase relatifs à 3, parfois 4 ou 5 fréquences différentes, réparties entre 12 et 240 kHz. Les fréquences aisément utilisables étaient les suivantes:

- direction N-S: 234, 183, 112.7, 81.0, 60.0, 23.4, 19.6, 19.05, 16.4, 12.1
- direction E-W: 162, 111.9, 75.0, 50.0, 28.5, 15.1

En trainé multifréquences, nous avons procédé le plus souvent possible à des mesures en direction N-S, utilisant les fréquences suivantes:

canal 1	canal 2	canal 3	canal 4
183 KHz	81 ou 60 KHz	19.05 ou 19.6 KHz	12.1 KHz

L'avantage de cette association de fréquences est de pouvoir utiliser l'émetteur à 12.1 KHz, fréquence d'émission la plus basse qu'il est possible de capter et pour laquelle la profondeur d'investigation (P) est par conséquent la plus grande:

$$(P = 4.6 \cdot \sqrt{Ra [\Omega \cdot m]}).$$

L'interprétation des mesures s'est faite au moyen des méthodes Fit, Minim et Graphique décrites en Annexe A.

En mesures pluridirectionnelles, nous avons habituellement choisi les émetteurs de basses fréquences suivants:

Canal:	1	2	3
Azimat:	N-30°	N-90°	N-150°
Fréquence:	17.1 KHz	15.1 KHz	19.05 KHz

A la station de mesure, on déplace le dispositif autour d'un point central pour opérer les mesures relatives à chaque fréquence dans la direction correspondante.

3.3.2 Résistivités des terrains

Les résistivités moyennes des principales formations sont les suivantes:

- Formation des sables et graviers de retrait glaciaire: habituellement 200 à 350 $\Omega \cdot m$, avec valeurs extrêmes passant de 80 à 850 $\Omega \cdot m$, grande anisotropie directionnelle des résistivités: $1.2 < R_{max}/R_{min} < 4.1$.
- Moraine principale: 75 - 140 $\Omega \cdot m$, faible anisotropie directionnelle des résistivités: $1.05 < R_{max}/R_{min} < 1.55$.
- Graviers de la Tuffière (non saturés): 500 - 1200 $\Omega \cdot m$, anisotropie directionnelle des résistivités: $1.3 < R_{max}/R_{min} < 2.1$ (valeurs approximatives).
- Graviers de la Tuffière saturés: 150 - 250 $\Omega \cdot m$.
- Argiles et limons interglaciaires et sédiments du complexe rissien: 30-60 $\Omega \cdot m$, sables interglaciaires jusqu'à 90 $\Omega \cdot m$.
- Molasse burdigalienne: 110 - 190 $\Omega \cdot m$ avec valeurs extrêmes passant de 95 à 450 $\Omega \cdot m$, anisotropie directionnelle des résistivités: $1.1 < R_{max}/R_{min} < 1.6$.

3.3.3 Base des graviers de la Tuffière (substratum)

La base des graviers de la Tuffière se situe souvent à une profondeur comprise entre 30 et 70 m. Sa cote n'a pu être déterminée en sondages de fréquences VLF-R que lorsque les deux conditions suivantes étaient réalisées:

- couverture des graviers relativement homogène et suffisamment "perméable" à la méthode VLF,
- présence, sous les graviers de sédiments fins, électriquement très conducteurs.

Il existe toujours, sur les graviers de la Tuffière une couverture électriquement conductrice fine (sol, alluvions) ou épaisse (moraine). Cette succession C/R¹ fait que la présence des graviers se marque par des phases inférieures à 45° dans le sondage VLF-R (cf. fig. A.4 - A5). Pour que l'on puisse déterminer la cote de la base des graviers, il faut que l'épaisseur de cette couche conductrice ne dépasse pas 50 % de la profondeur d'investigation du sondage². En outre, aux endroits où la couverture des graviers est constituée de 2 couches à résistivité très différentes (graviers de retrait sur moraine principale) et dont les épaisseurs respectives dépassent 10 m, il était rare de pouvoir déterminer la cote de la base des graviers de la Tuffière avec précision.

La présence des graviers de retrait en épaisseur significative (>10 m) cause souvent des problèmes pour les sondages de fréquence à cause de leur anisotropie directionnelle prononcée.

Une couche électriquement très conductrice sous les graviers de la Tuffière (en l'occurrence les limons et argiles interglaciaires ainsi que les sédiments du complexe rissien) provoque, dans le sondage de fréquence VLF, une forte augmentation de la phase relative aux canaux de très basse fréquence (12 - 20 KHz).

C'est grâce à cette augmentation de phase, jusqu'à des valeurs proches ou dépassant 45°, que l'on peut déterminer la cote de la base des graviers, alors que la résistivité relative aux mêmes fréquences de mesures n'a parfois pas encore réagi à la baisse (cf. fig. A.4 et fig. 2.14).

Lorsque les graviers de la Tuffière reposent directement sur la molasse burdigalienne (frange est de l'aquifère), le contraste de résistivité, trop faible, n'influence pas assez les phases et résistivités relatives aux canaux de basse fréquence. Dans ce cas, il n'est pas possible de calculer la cote de la base des graviers.

3.3.4 Couverture des graviers de la Tuffière: Nature et importance

La couverture des graviers se compose généralement de moraine (moraine principale: 75 - 140 $\Omega \cdot m$), surmontée de limons et d'alluvions (60 - 100 $\Omega \cdot m$) ou de sables et graviers de retrait (80 à 850 $\Omega \cdot m$). Les terrains qui surmontent la moraine principale possèdent des caractéristiques très défavorables pour l'application des méthodes géophysiques:

- structure lenticulaire,
- anisotropie directionnelle des résistivités électriques,
- passages latéraux brusques à des propriétés très différentes,
- épaisseurs très variables des formations (0-30 m).

Lorsque l'épaisseur des terrains faiblement conducteurs augmente (exemple de la moraine principale dans la région de Corpataux, aux stations 1-5 en fig. 2.15), les résistivités apparentes mesurées en trainé VLF-R, comme celles des trainés géoélectriques classiques chutent, laissant supposer que les graviers sous-jacents ont disparu. Cependant, une chute de la phase VLF aux canaux de basse fréquence permet de déterminer si, dans la profondeur d'investigation de la mesure, les graviers existent encore et, le cas échéant, d'en calculer la cote du toit.

¹ C/R = Terrain électriquement conducteur sur un résistif.

² La profondeur d'investigation du sondage dépend de la plus basse fréquence de mesure et de la résistivité apparente γ relative, (cf. Annexe A).

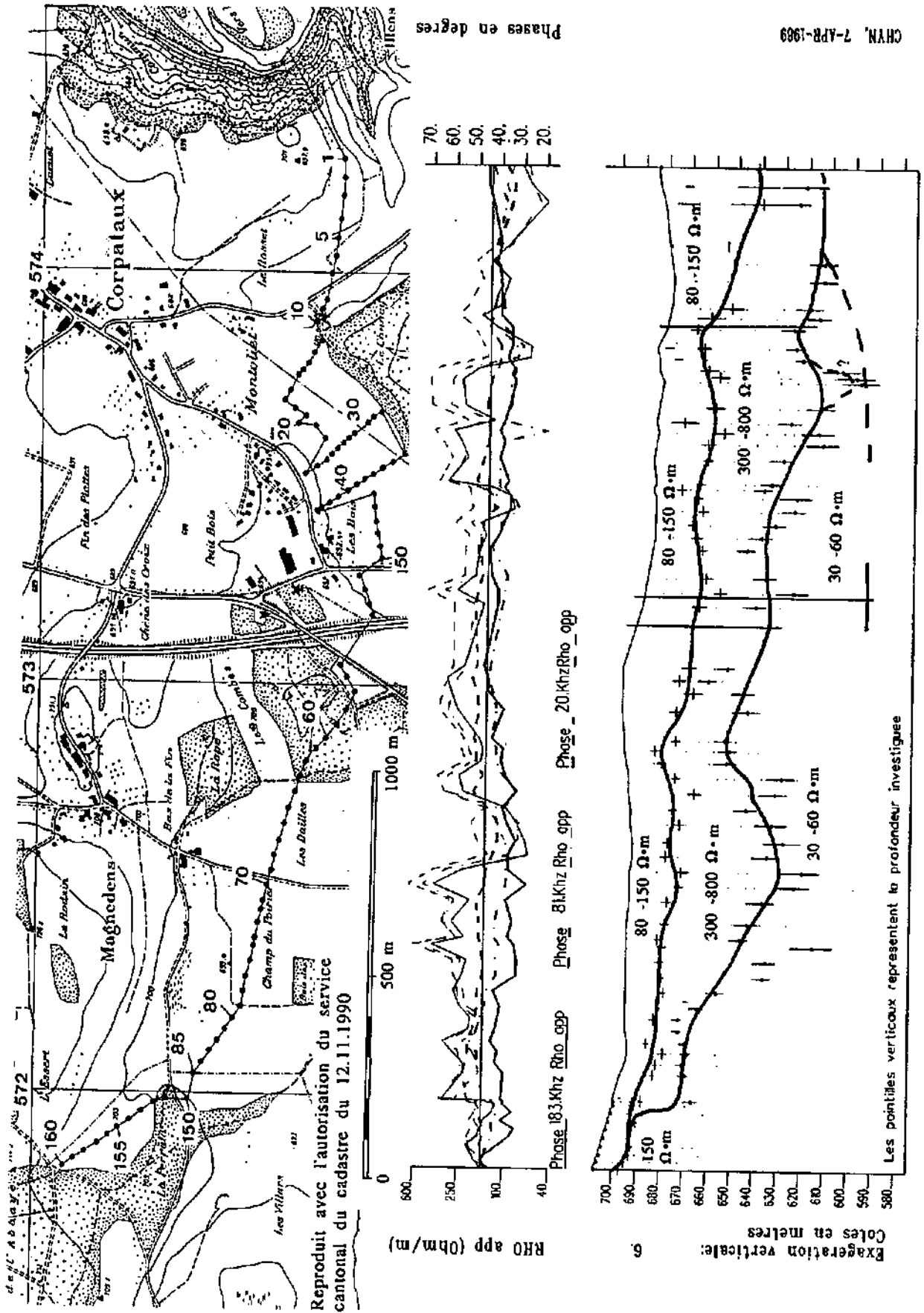


Fig. 2.14 a): Profil VLF 1 entre Le Rosset et la Pérrâla.

3.3.5 Détermination de l'extension des graviers de la Tuffière

Elle s'est faite sur la base des profils de mesure VLF (fig. 2.14 - 2.17) et, par extrapolation, grâce à la carte des résistivité apparentes AB-200 m (fig. 2.6).

3.3.6 Les profils de mesures

La prospection a consisté en 4 profils de sondages de fréquences (3 - 5 fréquences) au travers des différents terrains. Les profils 1 et 2 ont contribué à l'établissement de deux coupes géologiques d'interprétation (fig. 2.9 et 2.10).

a) Profil 1 entre Le Rosset - La Perrâla (fig. 2.14)

Grâce surtout à l'absence de formation de sub-surface résistante et hétérogène et à la présence d'un substratum très conducteur, la cote de la base des graviers de la Tuffière a pu être déterminée de manière optimale, sur la presque totalité du profil. Les forages S5, VT72 et S3 (cf. tabl. 3) ont permis de caler les mesures.

Entre les stations 8 et 78, on remarque que les résistivités relatives au premier canal (183 KHz) sont plus basses que les valeurs mesurées au troisième canal (situation C/R) et que, dans le même temps, les phases passent de valeurs inférieures à 45° (situation C/R) à des valeurs supérieures à 45° (situation R/C).

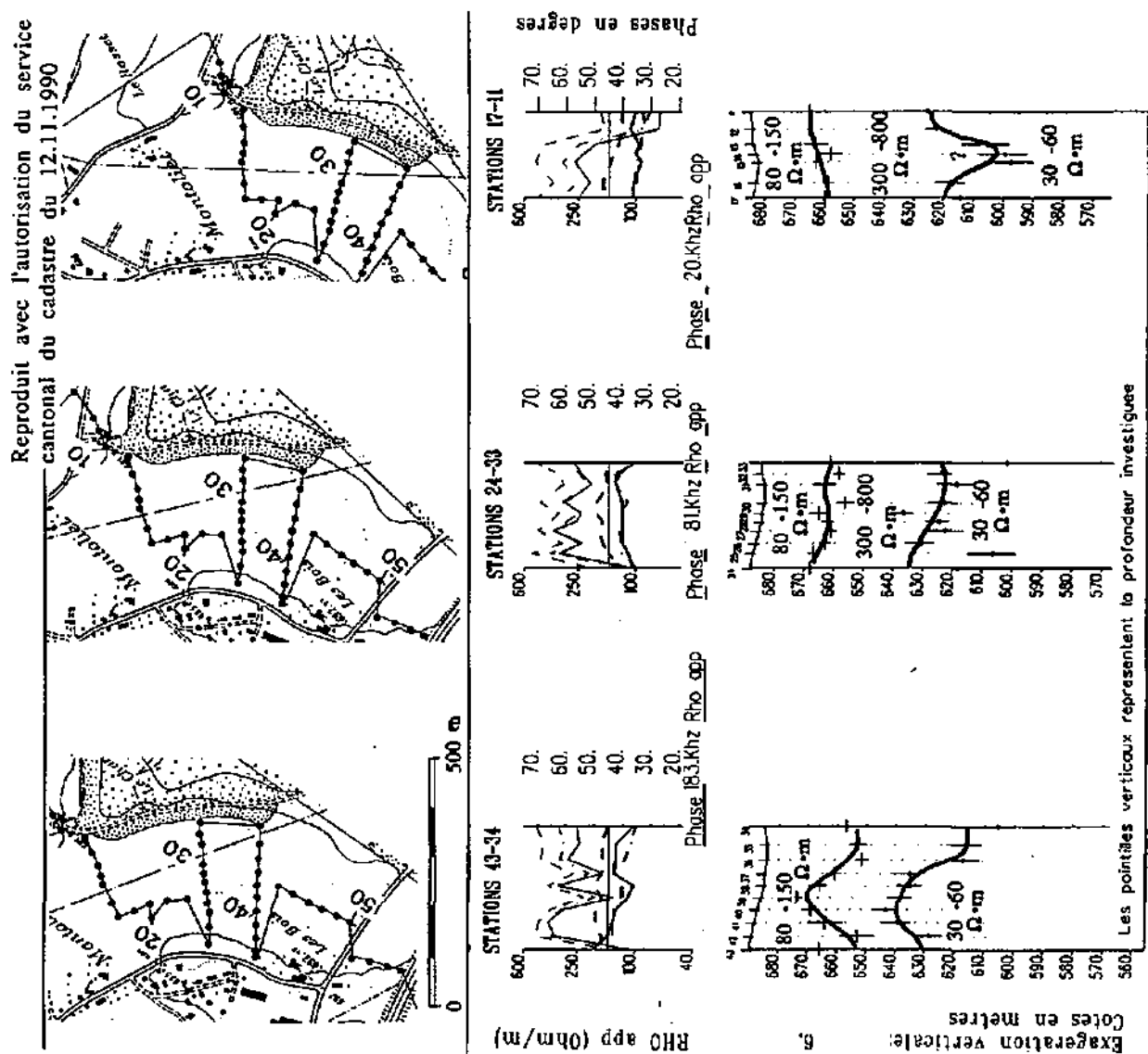


Fig. 2.14 b): Profil VLF 1 entre Le Rosset et la Pérrâla, détails au travers du sillon supposé de Montoliet.

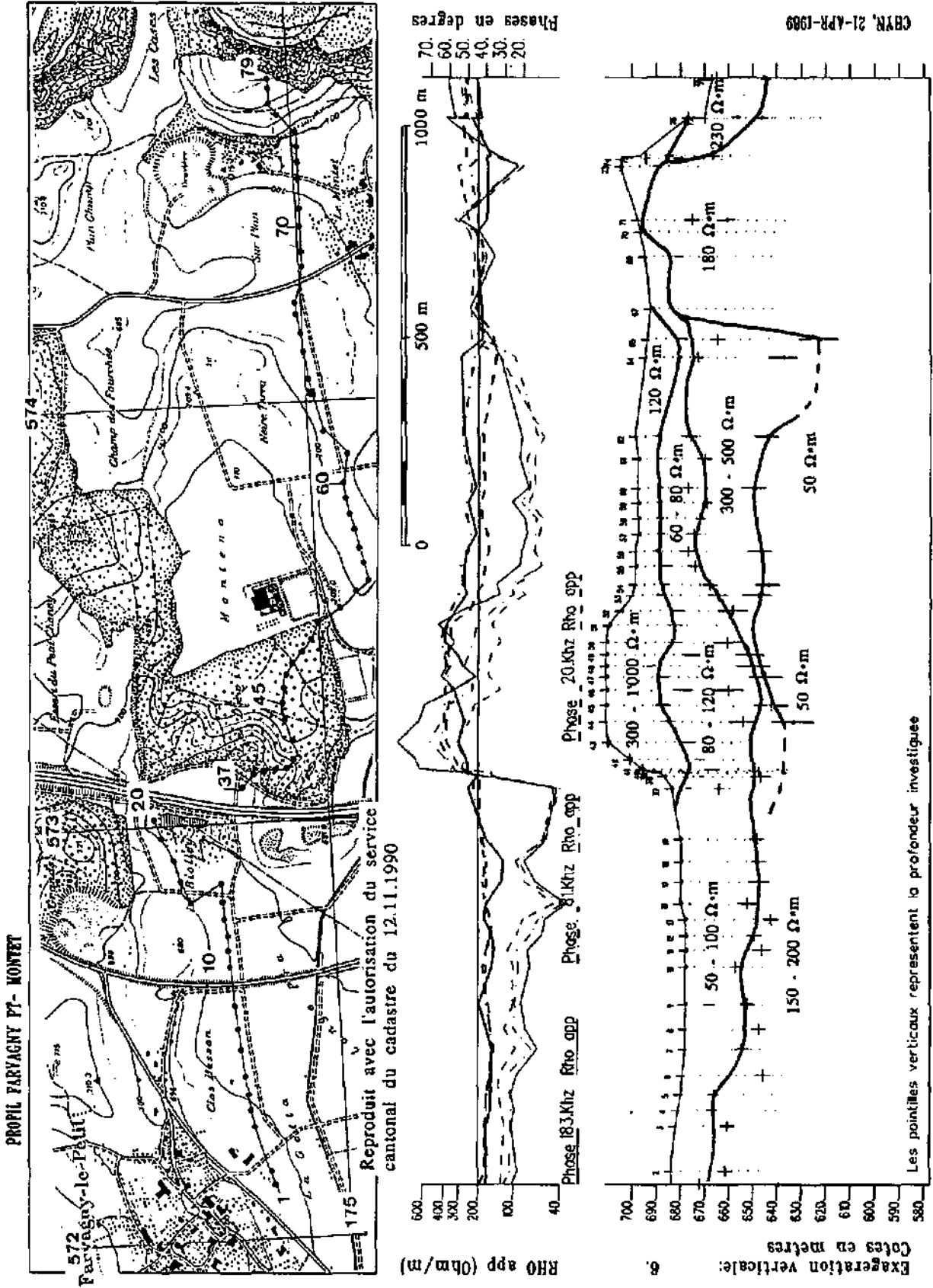


Fig. 2.15: Profil VLF 2 entre Farvagny-le-Petit et le Montet.

Entre les mesures 1 et 5, l'épaisseur des sédiments conducteurs ($50 - 80 \Omega \cdot m$) recouvrant les graviers est supérieure à 30 m. Seules les valeurs relatives au canal de basse fréquence permet de se rendre compte de la présence des graviers sous-jacents (augmentation de R_a et baisse de Φ). La profondeur d'investigation des sondages n'est pas suffisante pour atteindre la base du chenal graveleux.

A la base des graviers se profilent 2 sillons importants, l'un dans la région de Champ du Poirier (stations 66 - 74) et l'autre dans la région de Montoliet; le sillon d'Illens n'est pas mis en évidence sur ce profil pour la raison citée ci-dessus.

En fig. 2.14 b, 3 petits profils transversaux détaillent l'allure possible du sillon de Montoliet. Nous notons au passage que la ligne électrique qui traverse la petite plaine de Montoliet (fig. 2.9) n'a pas perturbé les mesures car elle était hors-service pour cause de remplacement au moment des mesures.

b) Le profil 2 entre Farvagny-le-Petit et Le Montet (fig. 2.15)

Ce profil se situe sur un secteur relativement étroit de l'aquifère.

De la mesure 1 à la mesure 19, un terrain électriquement conducteur surmonte la molasse marine supérieure, détectée dans les forages 4F134 et 4F135 (cf. tabl. 3).

Entre les mesures 38 et 52, le profil passe sur la colline graveleuse du Devin (graviers et sables de retrait), plaquée sur un terrain électriquement conducteur. En dessous, on détecte un corps résistant grâce surtout aux mesures effectuées sur la fréquence 12 KHz. Entre les mesures 53 et 65, environ 10 à 15 m de terrain à $120 \Omega \cdot m$ surmontent une couche conductrice de 10 à 15 m d'épaisseur, à $80 \Omega \cdot m$ (probablement moraine principale), plaquée sur les graviers résistants (phase $< 45^\circ$ au canal de 19.6 KHz). La base de ces graviers a pu être suivie aux stations 53, 54, 56, 60, 62, 64 et 65 grâce aux mesures à 12 KHz.

Plus à l'est, la structure du milieu change totalement. Les terrains mesurés entre les stations 67 et 71 sont isotropes avec des résistivités électriques proches de $200 \Omega \cdot m$ et une phase oscillant entre 44 et 46° à tous les canaux. Nous interprétons ces mesures comme une brusque remontée du substratum molassique.

Tout à l'est, on retrouve un petit sillon graveleux ($300 \Omega \cdot m$) évasé, reposant sur la molasse et visible à l'affleurement, dans la pente à l'est de la mesure 79.

c) Profil 3 entre Rossens et Farvagny-le-Grand (fig. 2.16)

Dans la partie centrale de ce profil, on ne détermine que l'épaisseur des formations qui recouvrent les graviers de la Tuffière, mis en évidence entre les stations 1 et 47. La cote de la base de ceux-ci n'a pu être calculée qu'entre les stations 1 et 12. Ailleurs, la profondeur d'investigation de la méthode n'est pas suffisante.

Entre les stations 47 et 69, des niveaux électriquement conducteurs ($80 - 100 \Omega \cdot m$) surmontent un résistant (probablement molasse).

Les stations 70 et 71 se situent à proximité du puits de Kaisa d'Avau (cf. § 1.2 et 3.1.6), implanté dans les formations de retrait glaciaire.

d) Profil 4 entre Farvagny-le-Petit et La Perrâla (Bois de l'Abbaye) (fig. 2.17)

Sur la partie sud de ce profil (stations 122 à 144), on retrouve des graviers surmontés de terrains conducteurs peu épais et reposant sur un corps électriquement très conducteur. La base de ces graviers forme un petit sillon qui est probablement le début, au SE, du sillon de Champ du Poirier (profil 1).

Il ne nous est pas possible de déterminer la nature du corps conducteur ($60 - 80 \Omega \cdot m$), situé sous ces graviers. Il pourrait s'agir de sédiments apparentés à l'interglaciaire ou au complexe rissien.

Au nord du profil, un terrain de 120 à $150 \Omega \cdot m$ (10 à 15 m d'épaisseur) surmonte un résistant $180 - 200 \Omega \cdot m$, probablement la molasse.

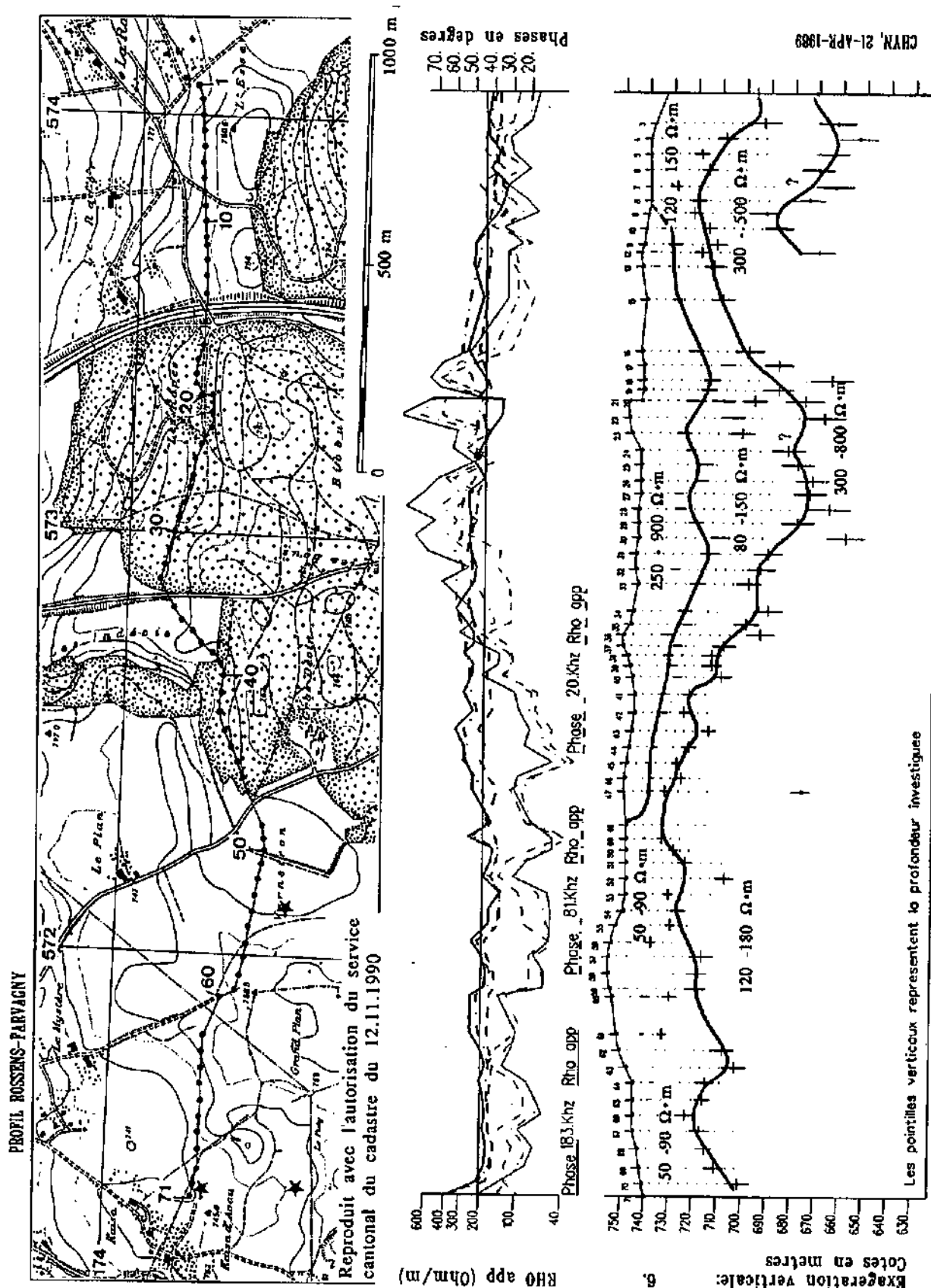


Fig. 2.16: Profil VLF 3 entre Rossens et Farvagny-le-Grand.

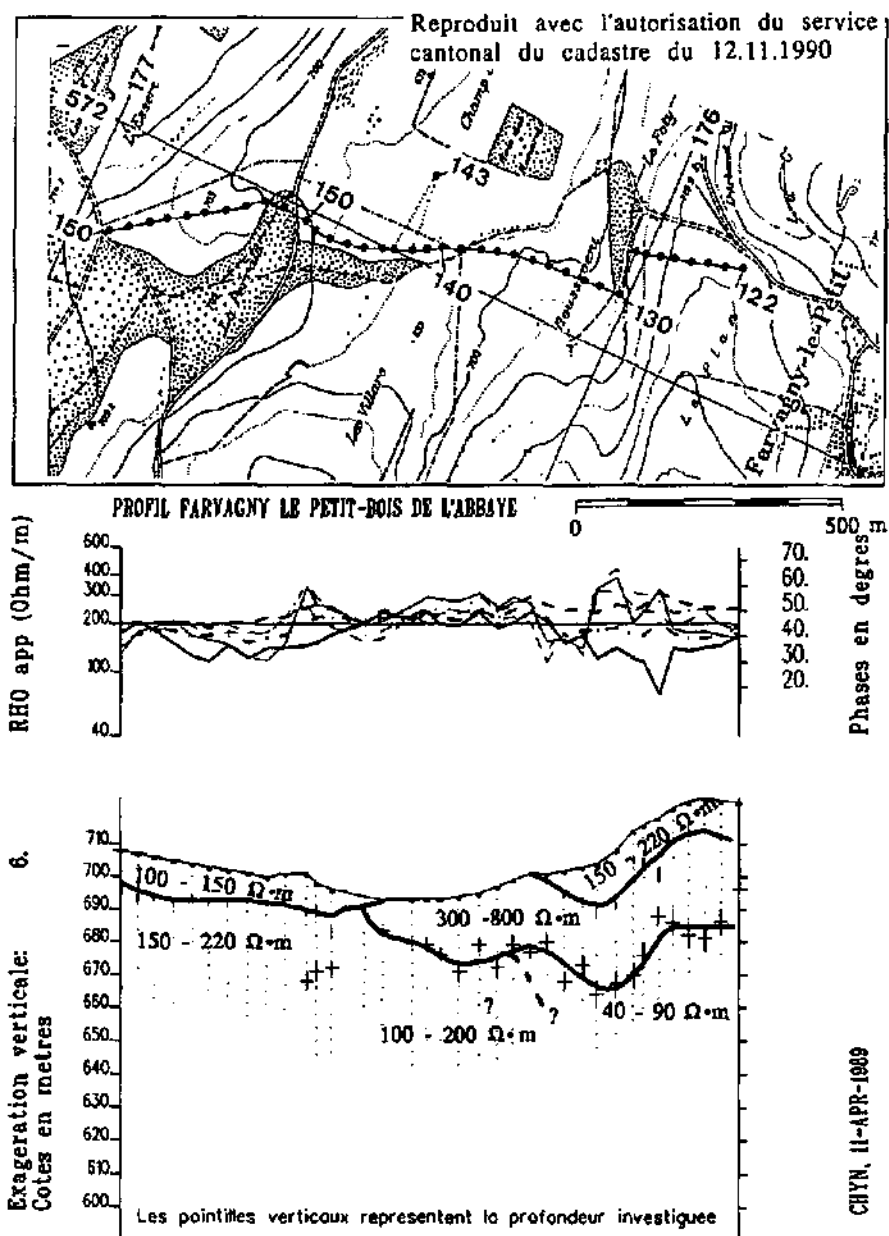


Fig. 2.17: Profil VLF 4 entre Farvagny-le-Petit et la Perrâla.

3.3.7 Les anciennes vallées

Dans la région de la Tuffière se trouvent des affleurements qui prouvent la présence de longues dépressions, comblées de sédiments quaternaires, interprétées comme vallées "pré-rissiennes" (cf. § 3.1.2).

Au moyen de quatre profils VLF-R, nous avons tenté, sans succès, de déterminer si deux de ces "anciennes vallées" renferment des horizons gravilleux aquifères détectables. Il s'agit des régions suivantes (cf. fig. 2.1):

- vallée de la Glâne dans la région du Moulin d'Autigny,
- vallon de la Longive, entre Farvagny-le-Grand et Grenilles,
- vallée de la Sarine au droit de la zone source du Grabe.

A ces endroits, les résistivités apparentes moyennes des terrains varient entre 40 et 70 $\Omega \cdot m$ et, par conséquent, la profondeur d'investigation de la méthode reste très

réduite (< 30 m). Ainsi, nous ne reconnaissons qu'une faible tranche de sédiments électriquement conducteurs (absence quasi-totale de graviers) et ne touchons pas partout, dans la profondeur d'investigation le substratum molassique.

Dans ces terrains, nous n'avons pas détecté de couche résistante susceptible d'être un horizon graveleux aquifère. Ceci n'en exclut pas l'existence. Si cet horizon est peu épais, il ne génère pas un contraste électrique suffisant pour être mis en évidence.

3.3.8 Les sillons profonds

Au cours de la prospection VLF nous avons trouvé deux zones étroites, électriquement résistantes (fig. 2.3). Leur largeur va de quelques mètres jusqu'à 40 m et se suivent sur 350, respectivement 500 m. On suppose qu'il s'agit de canyons étroits et profonds, remplis de matériel résistant. De tels canyons sont connus dans le Quaternaire. Grâce à la prospection VLF, très sélective verticalement, il est possible de les mettre en évidence. Dans la région de la Tuffière, si ces zones entaillent l'encaissant peu perméable, elles devraient jouer un rôle non négligeable au niveau de l'organisation des écoulements souterrains. Elles pourraient constituer des réservoirs locaux très intéressants.

3.3.9 Conclusion

La prospection électromagnétique VLF-R multifréquence a apporté un grand lot de connaissances nouvelles concernant la structure des divers terrains et en particulier sur la géométrie des graviers aquifères. Cette méthode s'est montrée efficace pour la reconnaissance des contacts entre terrains électriquement très contrastés, jusqu'à des profondeurs d'investigation maximales variant entre 25 et 70 m. La précision des résultats est entachée d'une erreur moyenne de 10 %.

Cette prospection a aussi permis de développer et appliquer des techniques d'interprétation des mesures sur un terrain varié et très contrasté du Quaternaire.

Dans le type de terrains rencontré à la Tuffière, le sondage de fréquences optimal devrait se faire sur 5 ou 6 fréquences réparties comme suit dans le spectre actuellement exploitable: 234, 112.7, 60, 23.4, (16.4), 12.1 KHz (fréquences relatives à la direction N-S).

Afin d'améliorer les résultats obtenus, une prospection par sismique de réflexion permettrait de mieux définir la base des graviers de la Tuffière et la structure générale de l'ancienne dépression.

4 Ecoulements souterrains

A cause de sa structure et de sa situation hydrogéologique, l'aquifère de la Tuffière possède des modes particuliers d'alimentation, de stockage et de transfert des eaux souterraines.

Les zones sourcières des SIFR et de la Baume se prêtent à l'étude des écoulements souterrains provenant de l'alimentation de l'aquifère par le lac de la Gruyère. La zone sourcière du Grabe, non influencée par le lac, permet l'étude de l'alimentation par les infiltrations efficaces sur le bassin versant hydrogéologique.

Peu d'informations directes permettent de quantifier le rôle joué par les terrains peu perméables constituant l'encaissant des graviers de la Tuffière.

4.1 Piézométrie

La fig. 2.18 représente la piézométrie en basses eaux (31.12.1985) et les directions d'écoulement déduites des traçages artificiels et naturels. Concernant la piézométrie, on fait les observations suivantes:

- L'aquifère étant pelliculaire à la base d'une série homogène de graviers dénoyés, le niveau de la nappe dépend principalement de la morphologie du mur de ces graviers.

- L'aquifère n'est bien équipé en sondages d'observation que dans la région de la zone sourcière du Grabe, jusqu'à 700 m à l'amont des exutoires. Les forages d'eau situés en dehors de cette zone sont trop espacés pour permettre une juste représentation de la piézométrie et de la géométrie de l'aquifère.

- Au sein des sillons surcreusés, la direction des écoulements va du S-SW vers le N-NE. Dans les formations de l'encaissant peu perméable, par contre, elle va d'ouest en est vers le centre des sillons graveleux et le canyon de la Sarine, point bas du système hydrogéologique (cf. § 4.5.3).

- Les gradients les plus faibles (0.25 - 0.5 %) s'observent au centre des sillons (cf. fig. 2.3). Sur les flancs de ceux-ci, les isopièzes suivent le contact basal des graviers avec le substratum peu perméable puis passent à l'intérieur de celui-ci. Les gradients deviennent alors très importants, dépassant parfois 10 %. C'est à ces endroits qu'a lieu l'alimentation des sillons par le milieu peu perméable (cf. fig. 2.28).

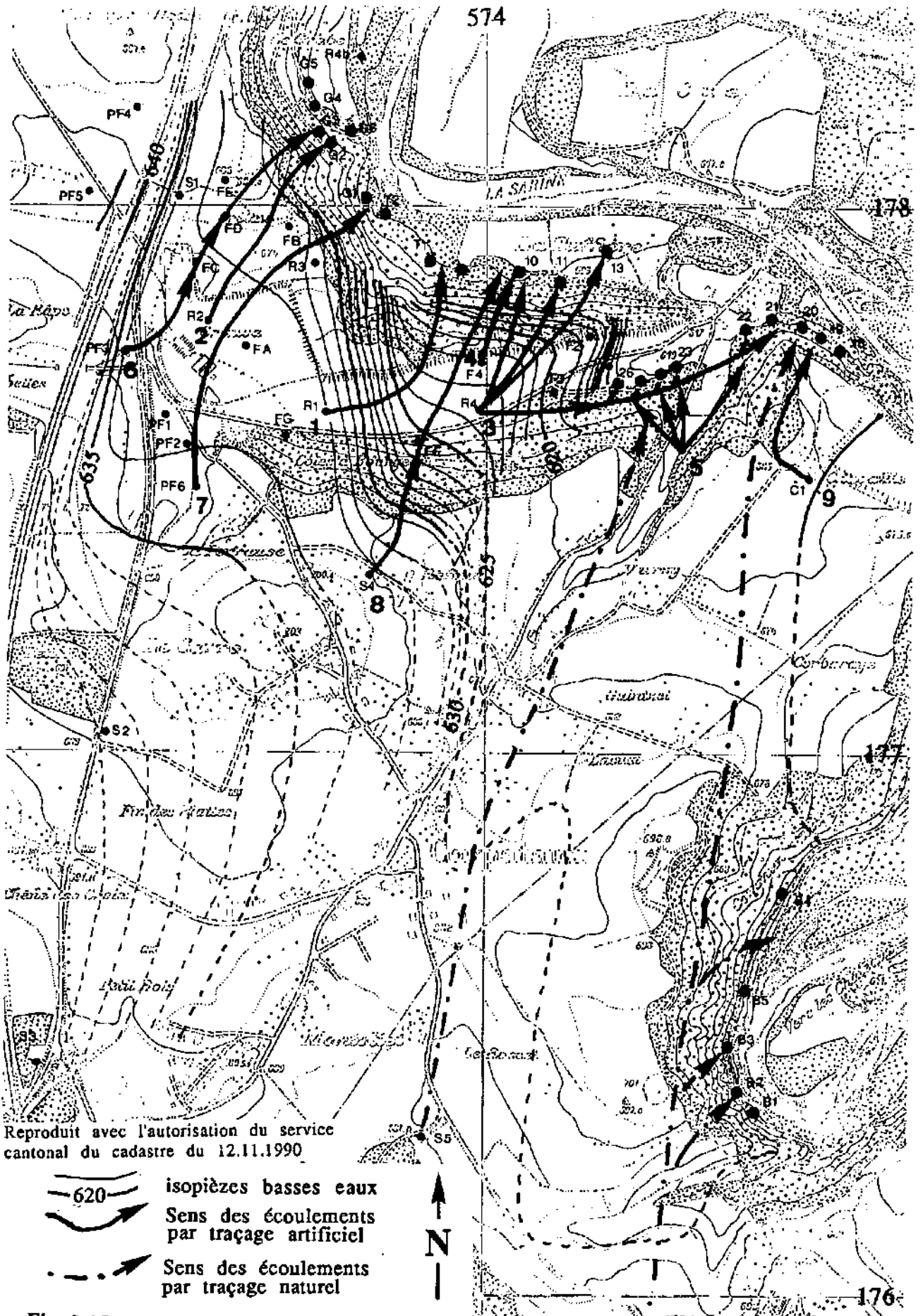
Dans le sillon de Crausa, les fluctuations piézométriques saisonnières sont généralement de l'ordre métrique et plus ou moins synchrones (cf. fig.2.23, § 4.4.1).

4.2 Paramètres de l'aquifère

Vu la relative homogénéité des graviers de la Tuffière, la perméabilité en pleine nappe reste voisine de $1.5 \cdot 10^{-3}$ m/s. Les essais de pompage en divers puits et piézomètres (CSD, 1983, 1985, 1987) ont permis de déterminer les valeurs suivantes:

Point d'eau:	PF1	PF2	PF3	PF4	PF5	PF6	FA	FG
K: [10^{-3} m/s]	0.8	1.5	0.5	0.02	0.06	1.0	1.5	2.7

Nous avons calculé, au moyen de l'équation de Darcy et sur la base des traçages à la fluorescéine (cf. tabl. 4), les valeurs de perméabilité suivantes:



Reproduit avec l'autorisation du service cantonal du cadastre du 12.11.1990

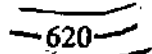


-  620 isopièzes basses eaux
-  Sens des écoulements par traçage artificiel
-  Sens des écoulements par traçage naturel

Fig 2.18

Essai	Point	Source	Gra-	Vitesse	Porosité	K moy.
No	injection	colorée	dient	modale	efficace	[10 ⁻³ m/s]
				[m/h]		estimée
2	R1	T1	0.043	0.51	0.17	0.53
3	BR4	10	0.02	0.4	0.17	0.94
7	PF6	G1	0.005	0.22	0.17	2.06
9	C1	19	0.023	3.2	0.17	6.56

Au moyen du traçage naturel depuis le lac de la Gruyère jusqu'aux sources SIFR (cf. § 5.5.4), on obtient les valeurs suivantes:

-	Lac	SIFR	0.011	0.83	0.17	3.57
---	-----	------	-------	------	------	------

4.3 Débits aux zones sourcières de la Baume et des SIFR

4.3.1 Evolution des débits

Depuis la mise en eau du lac de la Gruyère, le débit aux sources SIFR a presque doublé et une nouvelle zone sourcière est apparue à la Baume où seuls quelques petites sources et suintements sourdaient jusqu'à cette époque.

A ces deux zones sourcières, les variations de débits dépendent principalement des fluctuations du niveau du lac. On constate que les débits maxima aux sources SIFR arrivent durant l'été ou le début de l'automne (fig. 2.19), alors que ceux d'une source tributaire des infiltrations locales ont toujours lieu au printemps (fig. 2.24).

A la fin de l'hiver et au début du printemps, le niveau du lac est abaissé pour qu'il puisse éponger ou "amortir" les crues de la Sarine, dues aux fontes des neiges. Celles-ci surviennent habituellement entre avril et mai. Le lac se remplit alors, et est maintenu à une cote proche du maximum jusqu'en août. Durant la fin de l'été, l'automne et le début de l'hiver, l'évolution de ce niveau est plus aléatoire.

Nous constatons qu'après une rapide remontée du niveau du lac au printemps, l'augmentation de débit aux sources des SIFR s'effectue avec un retard moyen d'environ 70 jours. De même, l'amorce d'une diminution de débit aux sources a lieu en moyenne 50 jours après une baisse importante du niveau du lac. Ces temps de réponse correspondent à la transmission de l'onde de potentiels jusqu'aux sources.

4.3.2 Relation des débits avec le niveau du lac de la Gruyère

Si l'on filtre les variations de niveau du lac, la relation entre ceux-ci et le débit aux sources SIFR devient frappante. En fig. 2.19, la trace des niveaux filtrés a été obtenue par moyenne mobile sur 107 jours. Ce filtre donne les meilleurs coefficients de corrélation linéaires (0.96 pour 560 valeurs) entre les niveaux et les débits.

Un autre type de relation entre les niveaux du lac et les débits aux sources SIFR est obtenu à partir de l'étude des périodes à écoulements pseudo-permanents, c.a.d. aux périodes durant lesquelles le niveau du lac, resté à une cote relativement constante, a provoqué une stabilisation des débits aux sources SIFR. La fig. 2.20 présente cette relation. Le débit aux sources croît de manière exponentielle, plus le niveau du lac est haut. Nous nous référons au § 4.5.1 pour de plus amples informations sur le mécanisme d'alimentation de l'aquifère par le lac.

Fig. 2.18: Aquifère de la Tuffière: Carte piézométrique de la région des zones sourcières (basses eaux du 31.12.85 et valeurs extrapolées aux points-d'eau qui ne sont plus accessibles). Indication des directions d'écoulement souterrain présumées, définies par les principaux essais de traçage et le traçage naturel.

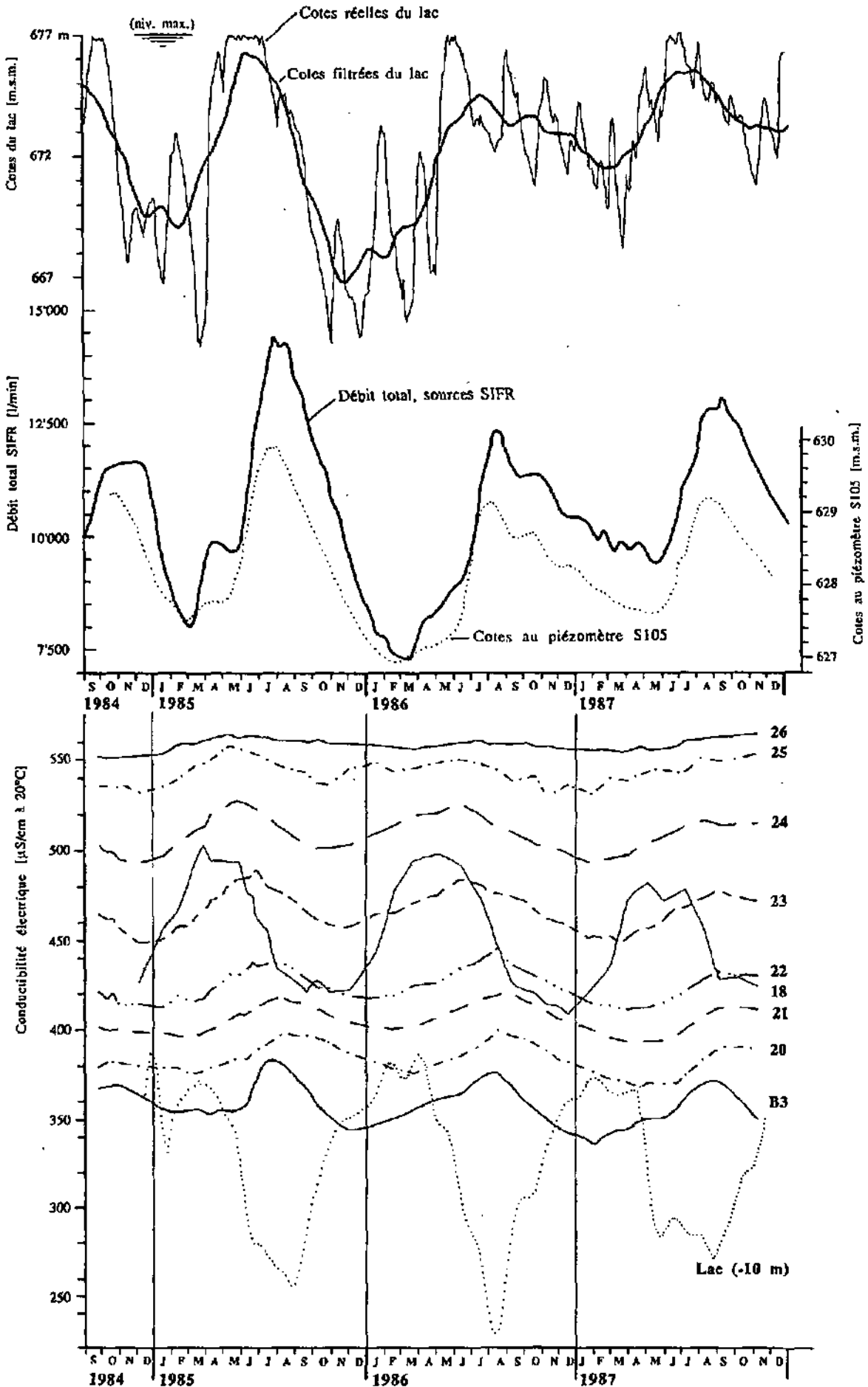


Fig 2.19

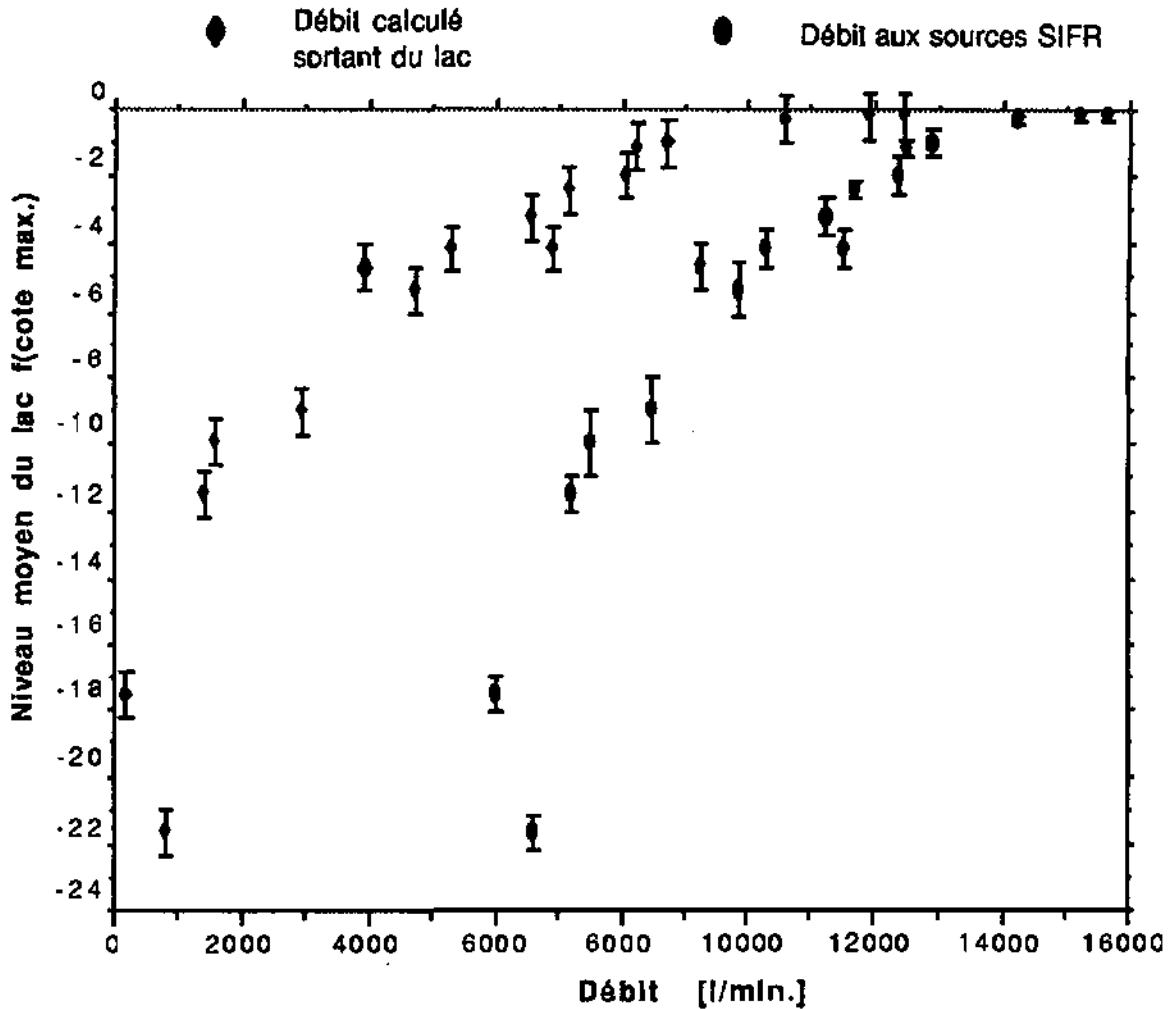


Fig. 2.20: Etats hydrodynamiques pseudo-stationnaires entre le lac et les sources: Relation entre les niveaux du lac et les débits totaux aux sources SIFR, d'une part et, d'autre part, les débits d'alimentation de l'aquifère par le lac.

4.3.3 Relation entre les débits aux sources StFR et Baume

La fig. 2.21 présente la relation entre le débit cumulé de six sources de la Baume et celui des sources SIFR. A ces six sources s'écoulent environ $68 \pm 4 \%$ du débit total de la zone sourcière de la Baume. Sachant que le débit moyen aux SIFR est de $11 \text{ m}^3/\text{min}$, nous déduisons celui des six sources mentionnées à $1.9 \pm 0.2 \text{ m}^3/\text{min}$ et le débit moyen de la zone sourcière de la Baume à $2.7 \pm 0.4 \text{ m}^3/\text{min}$. La relation déduite est la suivante:

$$Q_{\text{Baume tot.}} = \frac{0.33 \cdot Q_{\text{SIFR}} - 1730}{0.68} \quad [\text{l/min}]$$

Fig. 2.19: Zone sourcière des SIFR:

- Evolution des débits aux exutoires SIFR et des niveaux au piézomètre S5 dans le sillon d'Illens, en fonction du niveau du lac de la Gruyère. Les niveaux filtrés sont calculés par moyenne mobile sur 107 valeurs journalières.

- Evolution de la conductibilité électrique aux principales sources des SIFR (20-26), à la source B3 de la Baume et dans le lac, pour la cote 667 m. Localisation des points d'eau en fig. 2.3 et 2.18.

4.3.4 Distribution des débits aux sources SIFR et Baume

La fig. 2.22 représente les courbes de débits classés aux sources SIFR pour les périodes de 1977 à 1987, respectivement d'octobre 1984 à septembre 1987, l'histogramme de répartition des débits totaux aux sources SIFR (de 1977 à 1987) et l'histogramme correspondant des niveaux du lac de la Gruyère.

Les débits fluctuent dans une fourchette relativement étroite ($Q_{347}/Q_{18} > 0.55$)¹, autour d'une moyenne de 10.5 - 11.0 m³/min.

La répartition des débits montre deux modes principaux avec maxima autour de 9.75, respectivement 11.6 m³/min, qui correspondent aux périodes de stagnation des niveaux du lac à -3.5 et -2.0 m.

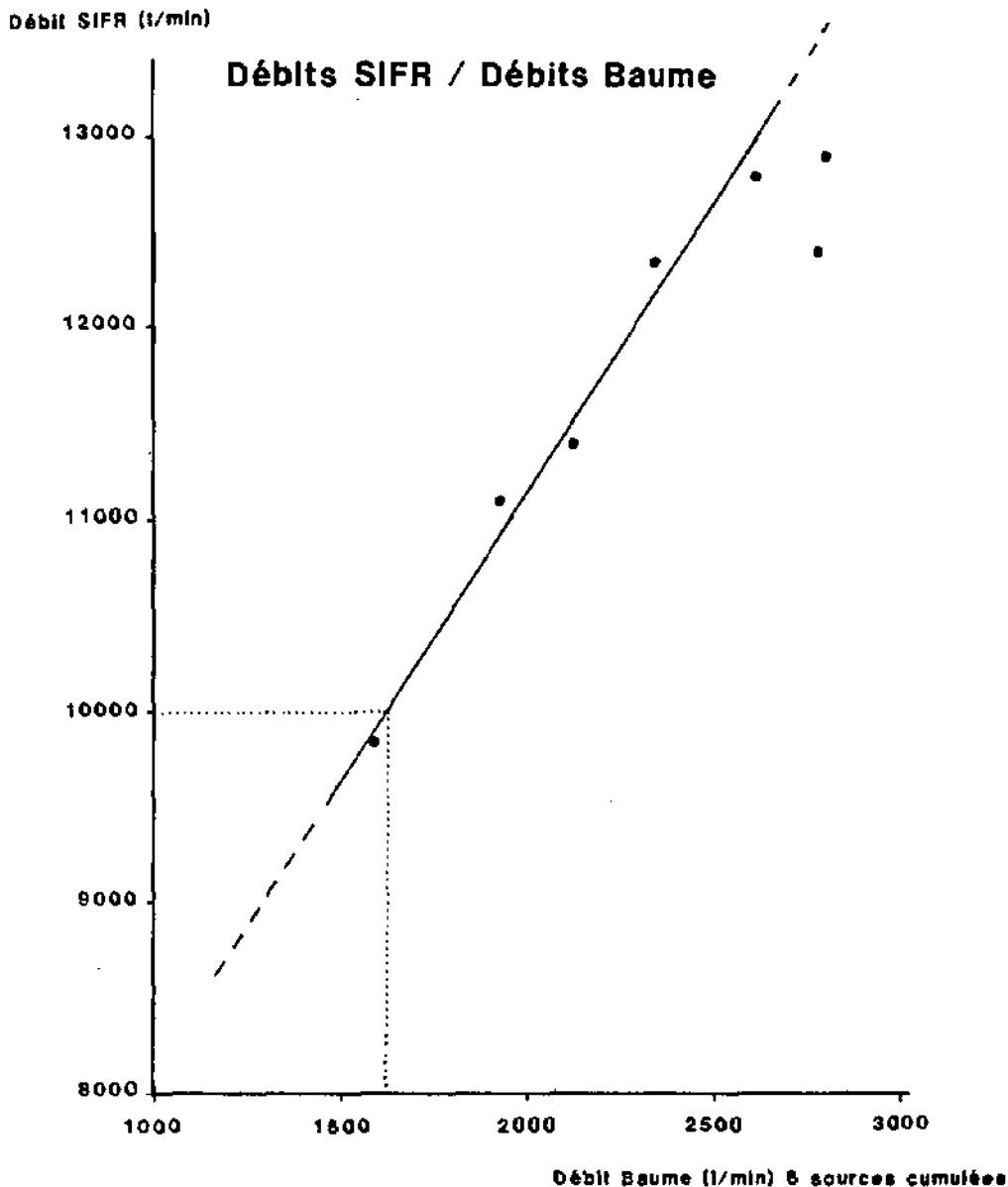


Fig. 2.21: Corrélation entre le débit cumulé de six sources de la Baume et le débit total des sources SIFR.

¹ Q_{18} et Q_{347} = Débit dépassé durant 18, respectivement 347 jours par an

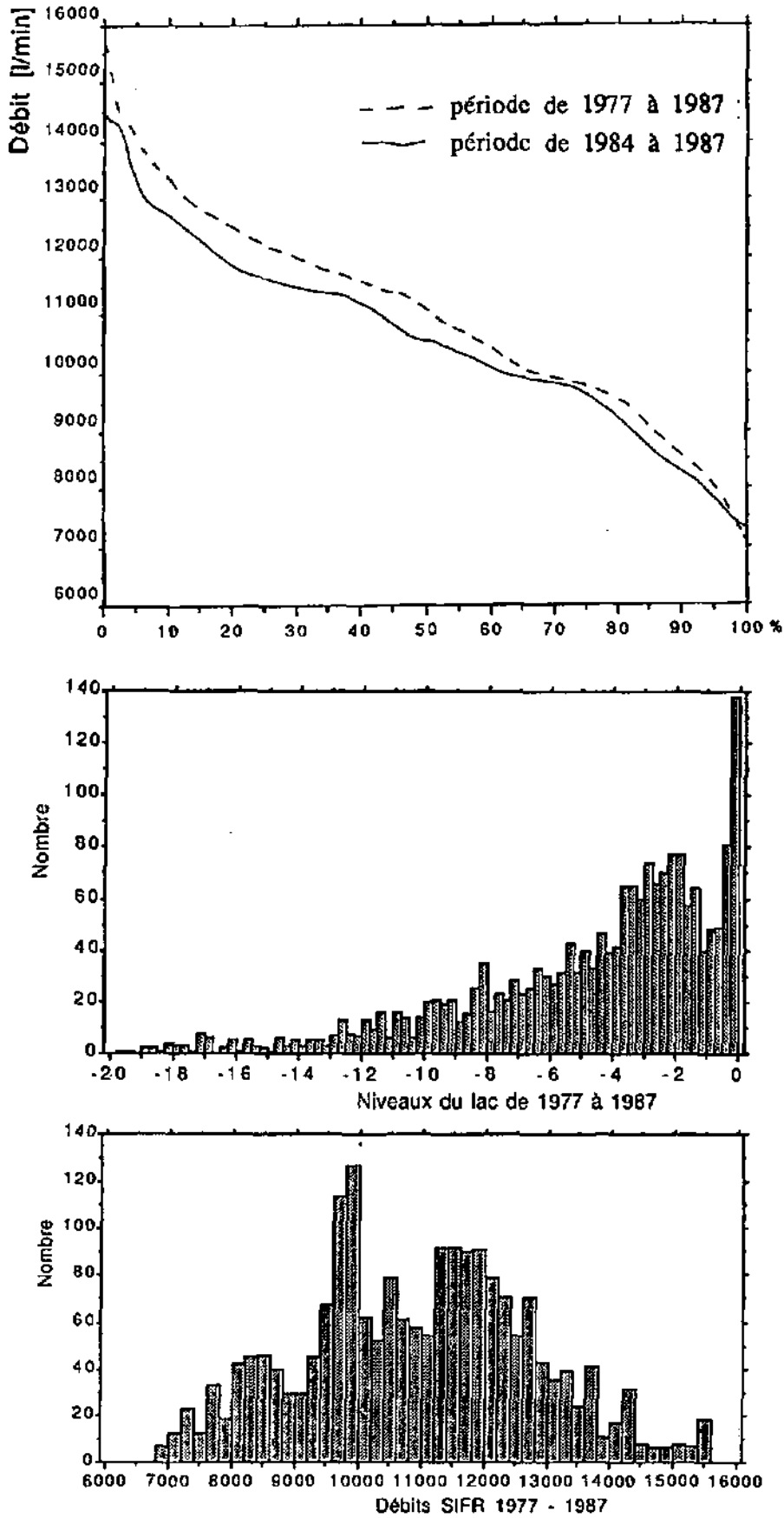


Fig. 2.22:

- Débits classés aux sources SIFR.
- Histogramme de répartition des débits aux sources SIFR.
- Histogramme de répartition des niveaux au lac de la Gruyère.

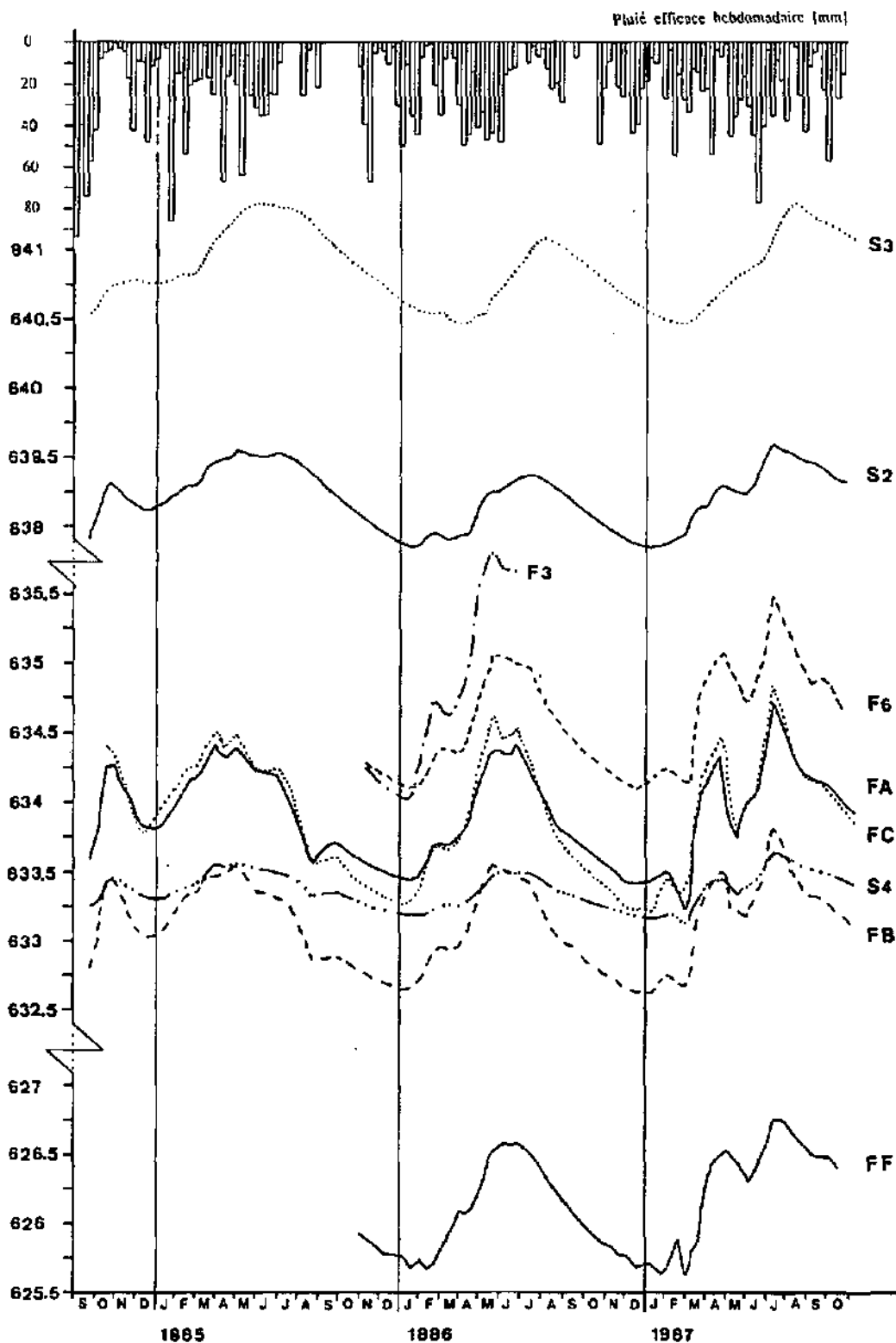


Fig. 2.23: Evolution temporelle des niveaux piézométriques à l'amont de la zone source du Grabe. (Localisation des points d'eau en fig. 2.18).

4.4 Débits à la zone sourcière du Grabe

A la zone sourcière du Grabe, le débit total moyen des sources se compose de la manière suivante:

Sources du Graboz (G2-G5)	840 l/min
Sources SGT (T1 et T2) + G1	480 l/min
Sources non captées	450 l/min
Total:	1770 l/min

4.4.1 Evolution des débits et de la piézométrie

Les débits aux différentes sources jaugables de la zone sourcière du Grabe évoluent à la manière d'une sinusoïde saisonnière, avec des maxima entre avril et juillet et des minima entre décembre et février.

Sur la fig. 2.23 et 2.24, on remarque que cette évolution est synchrone à celle des niveaux piézométriques en amont des sources. Les amplitudes de variation paraissent plus grandes sur le bord nord du chenal Crausa (source G5 et piézomètres FC et PF3); elles sont plus faibles sur le rebord sud de ce même sillon (piézomètre S4) à cause du "déversement" vers le sillon de Montoliet.

Les niveaux aux piézomètres S2 et S3, situés à 1.1, respectivement 1.7 km à l'amont de la zone sourcière évoluent avec un retard plus grand sur les pluies efficaces (60-65 jours) que dans la région des exutoires (45-50 jours).

Durant plusieurs périodes, les débits et les niveaux piézométriques ont été perturbés par divers essais de pompage aux puits PF1, PF2, PF6 et FG.

Débit sources Graboz 2,3,4,5 depuis le 1.1.1986.

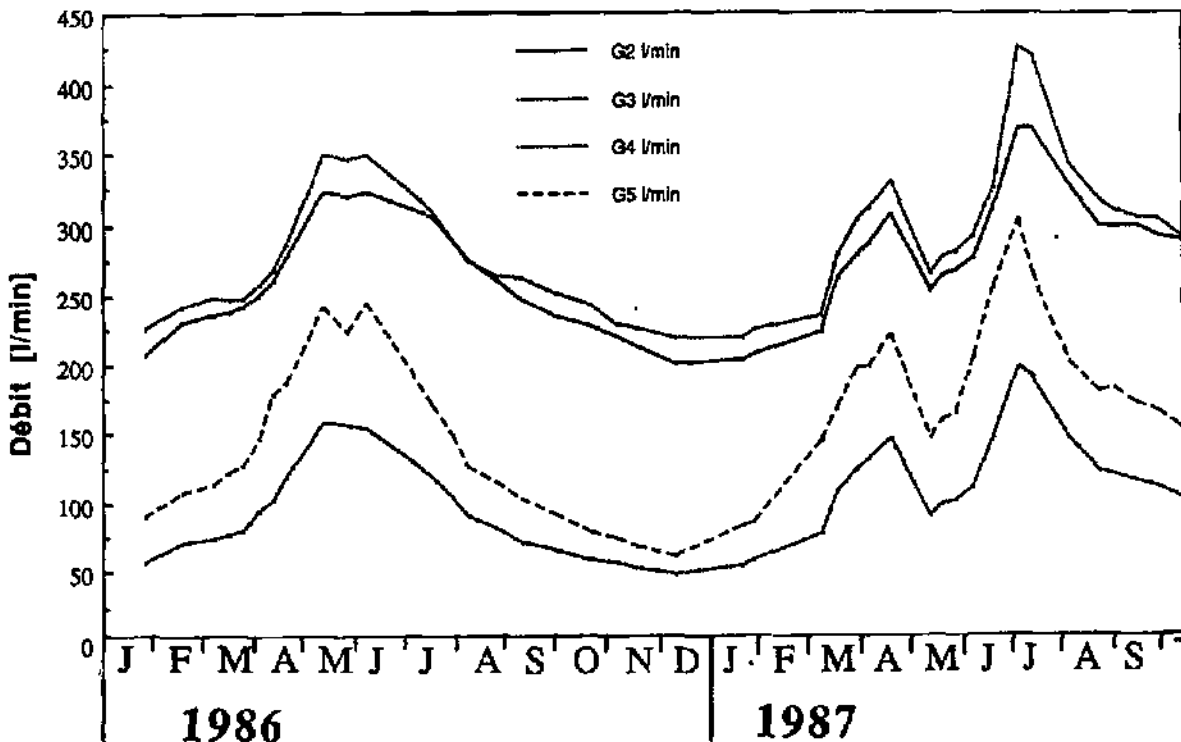


Fig. 2.24: Evolution temporelle des débits à diverses sources de la zone sourcière du Grabe. (Localisation des points d'eau en fig. 2.18).

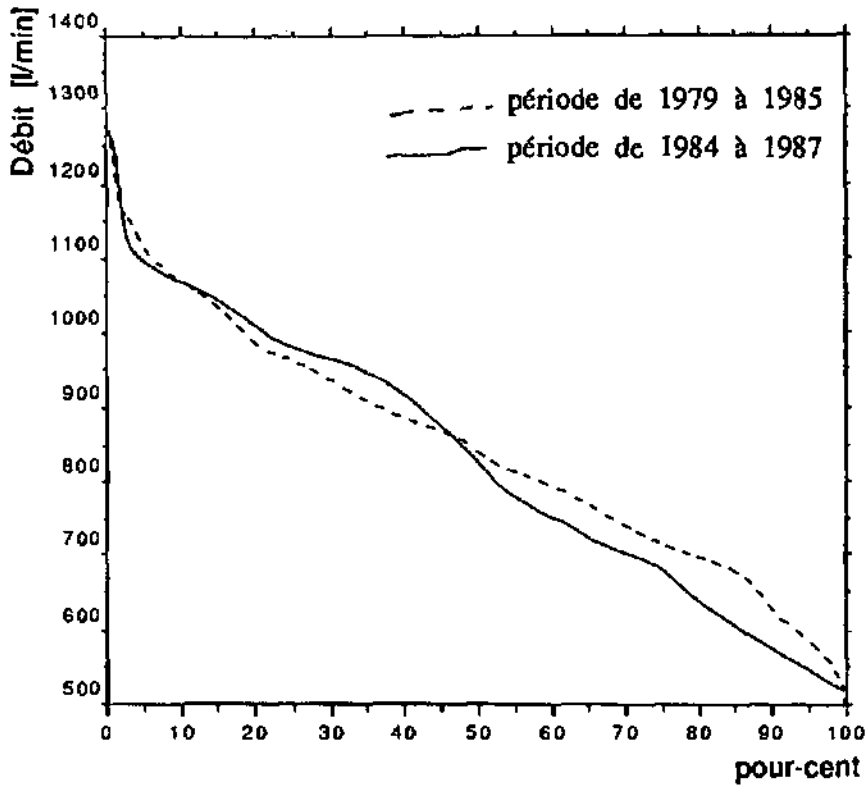


Fig. 2.25: Débits classés aux sources du Graboz.

4.4.2 Distribution des débits

Les débits aux sources du Graboz (G2-G5) oscillent entre 520 et 1250 l/min. De l'histogramme des débits cumulés (fig. 2.25), on déduit les informations suivantes:

	Période 1979-85	Période 1984-87
Débit moyen	840 l/min	830 l/min
Q ₃₄₇	580 l/min	540 l/min
Q ₁₈	1125 l/min	1100 l/min

4.4.3 Relation pluie - débits

La relation entre pluies et débits peut être figurée par analyse corrélatrice (MANGIN, 1984), par étude de crue ou par décomposition de l'hydrogramme au moyen d'une technique de déconvolution.

Le corrélogramme croisé entre pluies et débits (fig. 2.26) montre que les impulsions d'entrée des pluies sont fortement amorties et restituées avec plusieurs semaines de retard aux exutoires:

Les courbes 1 et 2 sont construites sur la base des pluies journalières, respectivement des pluies efficaces journalières. Les coefficients de corrélation optimaux ne dépassent pas 0.12 et le décalage entre les épisodes pluvieux et les maxima de débits sont de l'ordre de 45 à 50 jours. Ces deux courbes représentent l'allure générale que devrait avoir l'hydrogramme unitaire de ce groupe de sources.

Les courbes 3 et 4 sont obtenues de la même manière mais en filtrant préalablement la chronique des pluies efficaces par moyenne mobile sur 59, respectivement 179 jours. Le filtre de 59 jours est le plus large et celui qui donne la meilleure corrélation entre les deux chroniques, avant que la forme générale de la courbe de corrélation ne soit déformée par distorsion comme à la courbe 4.

Les courbes 5 et 6 sont obtenues sur les chroniques hebdomadaires et mensuelles de pluies efficaces et de débits.

Dans l'ensemble, la forme de la relation entre les pluies et les débits reste la même, que l'on travaille au pas de temps journalier, hebdomadaire ou mensuel.

En fig. 3.42, la source G3 est comparée au moyen de cette méthode à d'autres types de sources.

Une étude de crue proprement dite est difficilement applicable à ce type de source puisque la réponse impulsionnelle s'étend sur plusieurs mois. Il est nécessaire d'utiliser, pour ce faire, un pas de temps unitaire de l'ordre de la semaine ou plus grand encore.

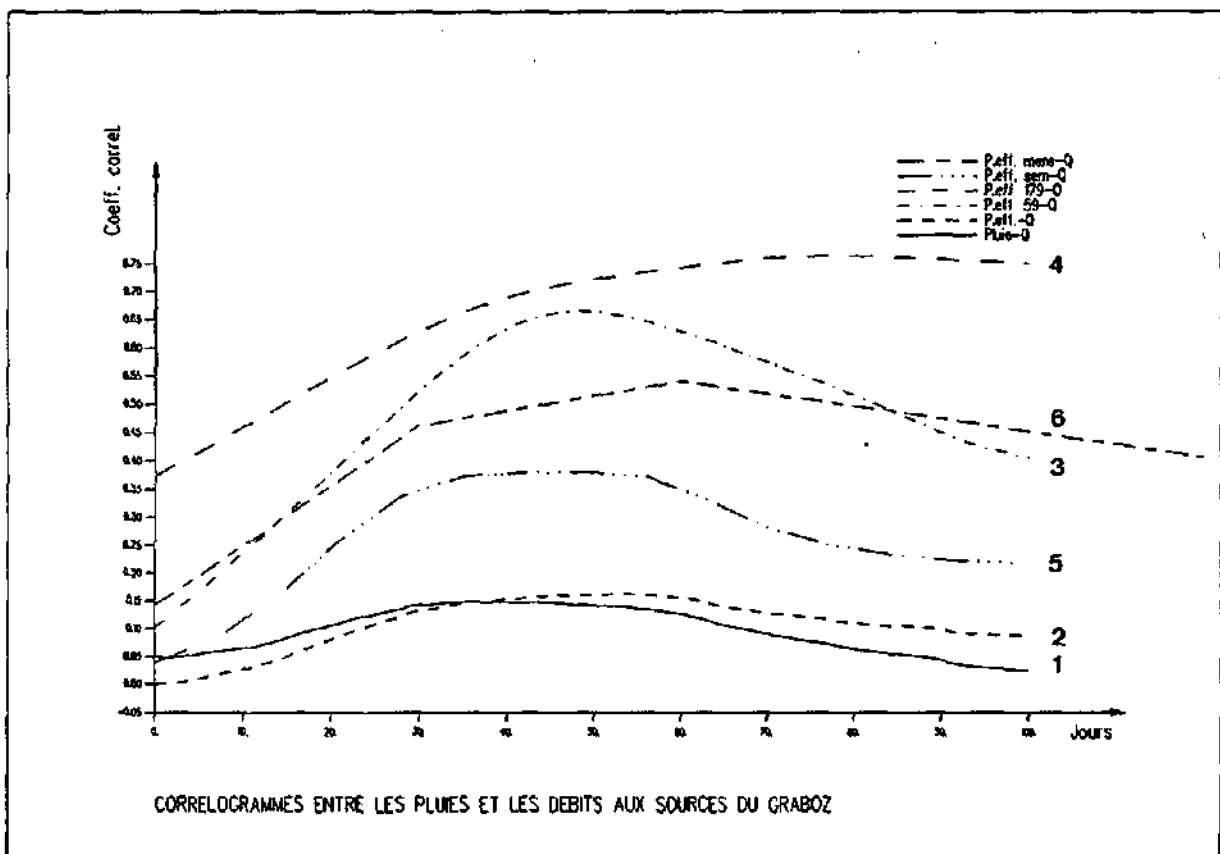


Fig. 2.26: Corrélogrammes croisés entre la pluie (= P) et le débit (Q) à la zone sourcière du Grabe, pour les données relatives à la période du 1.10.84 au 30.9.87:

- 1: P journalières - Q totaux journaliers.
- 2: P efficaces journalières - Q totaux journaliers.
- 3: P effic. journ. filtrées par moyenne mobile sur 59 jours - Q tot. journ.
- 4: P effic. journ. filtrées par moyenne mobile sur 179 jours - Q tot. journ.
- 5: P efficaces hebdomadaires - Q totaux hebdomadaires.
- 6: P efficaces mensuelles - Q totaux mensuels.

4.5 Alimentation

4.5.1 Alimentation par le lac de la Gruyère

Le lac de la Gruyère alimente l'aquifère de la Tuffière en deux endroits dans la région du Bry et de Pont-en-Ogoz où le cours épigénique de la Sarine a recoupé la trace de l'ancien sillon (cf. fig. 2.11).

L'étude physico-chimique (§ 5.5.3) a permis de quantifier les proportions moyennes d'eau provenant du lac aux zones sourcières des SIFR (46%) et de la Baume (68%). Sur cette base, on détermine un débit moyen non tributaire du lac à ces zones sourcières de 5800, respectivement 900 l/min.

Ces données et l'étude des états pseudo-stationnaires (niveaux du lac et débits aux sources plus ou moins constants sur au moins deux mois) permettent de quantifier l'alimentation de l'aquifère par le lac.

La fig. 2.20 montre la relation en états pseudo-stationnaires entre le niveau du lac et le débit aux sources SIFR, d'une part et, d'autre part le volume total d'eau exfiltré du lac par unité de temps. Cette dernière valeur est calculée sur la base des débits aux sources SIFR et Baume. Pour ce calcul, nous avons admis les deux approximations suivantes:

- la totalité de l'eau qui sort du lac réapparaît aux sources SIFR et de la Baume,
- le débit non tributaire du lac aux deux zones sourcières est constant.

On observe que le lac commence à alimenter l'aquifère de manière significative à partir de 12 m en dessous de sa cote maximale. Lorsque le lac est plein, le débit d'exfiltration est supérieur à 12 m³/min, ce qui correspond à un cinquième du débit minimal de restitution du barrage de Rossens. Le débit aux sources SIFR peut dépasser alors 15 m³/min.

Sur la fig. 2.19, on remarque que la réaction d'augmentation du débit aux sources SIFR est plus lente (70 jours) que la réaction de baisse de débit (50 jours) lorsque le niveau du lac chute. Ce phénomène peut être expliqué par le fait que lorsque le niveau du lac monte, la vidange de l'aquifère n'a lieu que dans la direction des zones sourcières alors que lorsque le niveau du lac descend, cette vidange est plus rapide, car elle a aussi lieu dans le lac par inversion locale et temporaire des gradients. Pour expliquer plus précisément ce phénomène, il faudrait disposer de points d'observations (piézomètres) et de données plus complètes sur la géométrie de l'aquifère dans la moitié sud du terrain, particulièrement sur la trace du sillon d'Illens le long duquel a lieu l'écoulement préférentiel des eaux provenant du lac.

4.5.2 Alimentation par les précipitations efficaces

a) Types d'alimentation

On distingue deux types d'alimentation par les pluies efficaces, l'alimentation "rapide" et l'alimentation "retardée".

L'alimentation "rapide" consiste en la part d'eau d'infiltration rapidement acquise à la nappe. Elle a essentiellement lieu aux endroits où se trouvent, en subsurface du bassin versant, des graviers qui assurent un bon transfert de l'eau vers l'aquifère de la Tuffière. La surface de ces terrains a été délimitée sur la base des données géologiques et géophysiques. Elle correspond à 4.11 km².

A ces endroits très perméables, on estime que la totalité des pluies efficaces s'infiltrent, soit une valeur de l'ordre de 540 mm/an (cf. § 4.8).

C'est cette part d'alimentation rapide qui induit les fluctuations piézométriques et de débits (cf. § 4.4.3). Sur la frange ouest du chenal Crausa, ce type d'alimentation provoque des remontées piézométriques plus importantes lors des périodes de réalimentation (piézomètres FC, PF3, S1, source G5: cf. fig. 2.23 et 2.24) à cause de la concentration des apports latéraux.

L'eau de ce type d'alimentation ne se différencie pas de celle de la moraine principale et des graviers supérieurs. Par contre, elle se différencie chimiquement de l'eau d'alimentation "retardée" par les formations peu perméables qui se trouvent en dessous des graviers de la Tuffière. La quantification des proportions de chaque composantes reste difficile et approximative (cf. § 5.5.3).

L'eau d'alimentation "retardée" transite par les formations peu perméables de la molasse, du complexe rissien et de l'interglaciaire et percole dans les graviers de la Tuffière (cf. fig. 2.28). C'est grâce au traçage chimique naturel qu'il est possible de préciser ce fait (cf. § 5.3)

Dans les graviers de la Tuffière et dans les milieux peu perméables, on observe de faibles variations de potentiels (variations annuelles de l'ordre du mètre, respectivement inférieures à 20 cm). De ce fait, on peut admettre que les écoulements dans les formations peu perméables sont permanents et les débits d'alimentation provenant de celles-ci aussi.

b) Surface du bassin versant

Nous avons déterminé la surface du bassin versant hydrogéologique de l'aquifère sur la base des données géologiques et morphologiques. Une partie du bassin de la Longive est incluse dans le bassin hydrogéologique de l'aquifère de la Tuffière car cette rivière, entre Rossens et Farvagny, coule dans un milieu peu perméable plaqué sur les graviers aquifères. De même, dans la région de Champ-du-Poirier à Magnedens, un embranchement de graviers semble prolonger vers l'ouest la zone d'alimentation de l'aquifère. La surface totale du bassin versant hydrogéologique ainsi définie atteint 13.5 km² (fig. 2.3). Sur la plus grande partie de ce bassin versant, la totalité des pluies efficaces contribue à l'alimentation de l'aquifère. En effet, au nord de la Longive, aucun cours d'eau n'assure le drainage de surface.

Ainsi, sur la base de la nature des terrains de sub-surface, nous avons subdivisé le bassin versant en 3 zones d'alimentation:

- Zone 1 à alimentation très faible ou nulle (2.96 km²) formée par les régions drainées artificiellement, une partie des zones construites (routes et villages), une partie du bassin de la Longive entre Rossens et Farvagny-le-Grand, bassins versants de sources superficielles, etc...

Pour les calculs de bilan, nous estimons l'apport à la nappe, provenant de cette zone égal à 20 % des pluies efficaces.

- Zone 2 à alimentation lente (6.44 km²), terrains dont la perméabilité à l'infiltration est moyenne à faible (moraine, sables, limons, molasse...)

- Zone 3 à alimentation optimale (4.14 km²), régions graveleuses sur lesquelles l'infiltration est rapide.

La grandeur relative du bassin d'alimentation est la somme des contributions de chaque zone entachée d'une erreur estimée à ±10%:

Zone 1:	0.2 • 2.96 km ²
Zone 2:	6.44 km ²
Zone 3:	4.14 km ²
Total:	11.17 ± 1.1 km ²

c) Pluies efficaces

Pour le calcul des pluies efficaces qui ont eu lieu au cours de la période d'observation, nous nous sommes basés sur les données de la station fédérale de Grangeneuve, représentative du terrain étudié (cf. §1.1.3):

Période d'observation:	octobre 1984 - septembre 1987
Pluie moyenne:	1210 mm
Température moyenne:	8.18°C

Le calcul de l'évapotranspiration fournit les valeurs suivantes:

- ETP par la méthode de Thornthwaite: 587 mm/an
- ETR par la méthode de Turc: 489 mm/an

Pour comparaison, PARRIAUX (1981) obtient une valeur d'évapotranspiration réelle de l'ordre de 480 mm/an dans le bassin versant de la Broye.

Pour le calcul du bilan (cf. § 4.8), nous avons retenu une valeur moyenne de 540 mm/an avec une erreur de ± 50 mm/an, ce qui implique une pluie efficace de 670 ± 50 mm/an.

4.5.3 Rôle de l'encaissant des graviers dans leur alimentation

L'encaissant peu perméable de l'aquifère de la Tuffière assure une alimentation lente et constante de celui-ci. En région d'exutoire et sur la frange est de l'aquifère (le long du canyon de la Sarine), par contre, il fait office de drain.

Nous ne possédons pas assez de données concernant la structure du milieu, les perméabilités des formations et les potentiels en fonction de la profondeur pour quantifier ces phénomènes de manière globale.

Cependant, sur la coupe du Graboz, transversale à l'aquifère, (fig. 2.7), nous tentons de représenter schématiquement ces relations hydrauliques, au moyen d'un modèle mathématique conceptuel.

a) Choix de la coupe

Nous avons choisi cette coupe, tout au nord de l'aquifère, pour les raisons suivantes:

- C'est la seule coupe pour laquelle nous possédons des données de potentiels dans la zone d'alimentation (piézomètre PF5 et région de l'aérodrome d'Ecuvillens), dans l'aquifère des graviers de la Tuffière (piézom. S1, FC, FD, FB, source G1) et dans la zone d'exutoire de l'encaissant peu perméable (forage BR4" [niveau de la nappe = 591 m] et divers petits sondages improvisés). A part la valeur approximative du potentiel au forage BR4", nous ne connaissons en aucun point, la distribution des potentiels au sein du substratum des graviers.

- La structure des terrains est relativement bien connue.

Cette coupe est représentative de la zone sourcière du Graboz. Le long d'une grande partie de cette coupe (tronçon 4 et 5), l'encaissant peu perméable draine une part non négligeable de l'eau contenue dans les graviers de la Tuffière.

Plus en amont, au sud de la zone sourcière des SIFR, le rôle principal de l'encaissant peu perméable des graviers est, par contre, d'alimenter les graviers de la Tuffière. Cependant, sur la frange est de l'aquifère, les écoulements souterrains à l'intérieur du substratum peu perméable (molasse) s'orientent en direction de la Sarine, point bas du système, de la même manière sur le modèle en coupe décrit ci-dessous.

b) Buts du modèle

Par ce modèle, nous proposons une réflexion sur les questions suivantes:

- De quelle manière l'encaissant peu perméable alimente-t-il les graviers de la Tuffière?

- Quel rôle jouent les graviers interglaciaires dans la distribution des potentiels en zone d'exutoire? Ont-ils un impact quantitatif sur les débits aux sources? Constituent-ils une décharge importante du système hydrogéologique dans le lit de la Sarine?

c) Réseau et conditions aux limites

Le réseau à éléments finis¹ (fig. 2.27 a) schématise en coupe les différentes couches géologiques décrites en fig. 2.7. La densité des éléments est choisie en fonction du nombre d'informations à disposition.

Le modèle ne permet de simuler que la zone noyée de l'aquifère, si bien que les graviers de la Tuffière ne représentent qu'une faible part des terrains pris en compte.

La limite inférieure du modèle à flux nul a été arrêtée à 450 m d'altitude au sein de la molasse marine supérieure (Burdigalien).

La limite ouest du modèle est la limite du bassin versant (cf fig. 2.3), imposée comme limite à flux nul.

La limite est du modèle se situe à la hauteur de la Sarine. Point bas du système, elle est définie comme limite à flux nul.

Sur la limite supérieure du modèle nous avons imposé en chaque noeud la valeur des niveaux piézométriques observés ou extrapolés.

On n'a imposé aucune alimentation distribuée.

Il n'est pas possible de caler ce modèle car deux paramètres restent inconnus, les perméabilités et les débits. Il faut retrouver par calcul non seulement les potentiels mais aussi les débits observés. Or, nous ne possédons aucune mesure de débit relative aux sorties diffuses le long de la Sarine. D'autre part, les débits observés à la zone sourcière du Grabe (exutoire des graviers de la Tuffière) dépendent d'écoulements dont le sens est perpendiculaire à la coupe du modèle (fig. 2.18).

Le modèle conceptuel permet cependant de reconstituer l'allure de l'organisation des écoulements au sein de la coupe choisie, entre les graviers et leur encaissant peu perméable. Il permet aussi de donner une évaluation qualitative des flux en fonction des champs de perméabilité choisis.

d) Scénarios de calcul

Nous avons choisi les trois scénarios de calculs suivants:

1.- Encaissant des graviers homogène avec une perméabilité uniforme de $1 \cdot 10^{-6}$ m/s, graviers de la Tuffière différenciés avec une perméabilité de $1.5 \cdot 10^{-3}$ m/s (fig. 2.28 a)

2.- Encaissant différencié des graviers de la Tuffière avec les perméabilités énumérées ci-dessous, sans graviers interglaciaires, assimilés aux limons et argiles interglaciaires (fig. 2.28 b):

¹ Le programme FEN1, développé par KIRALY au Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel a servi aux calculs de modélisation.

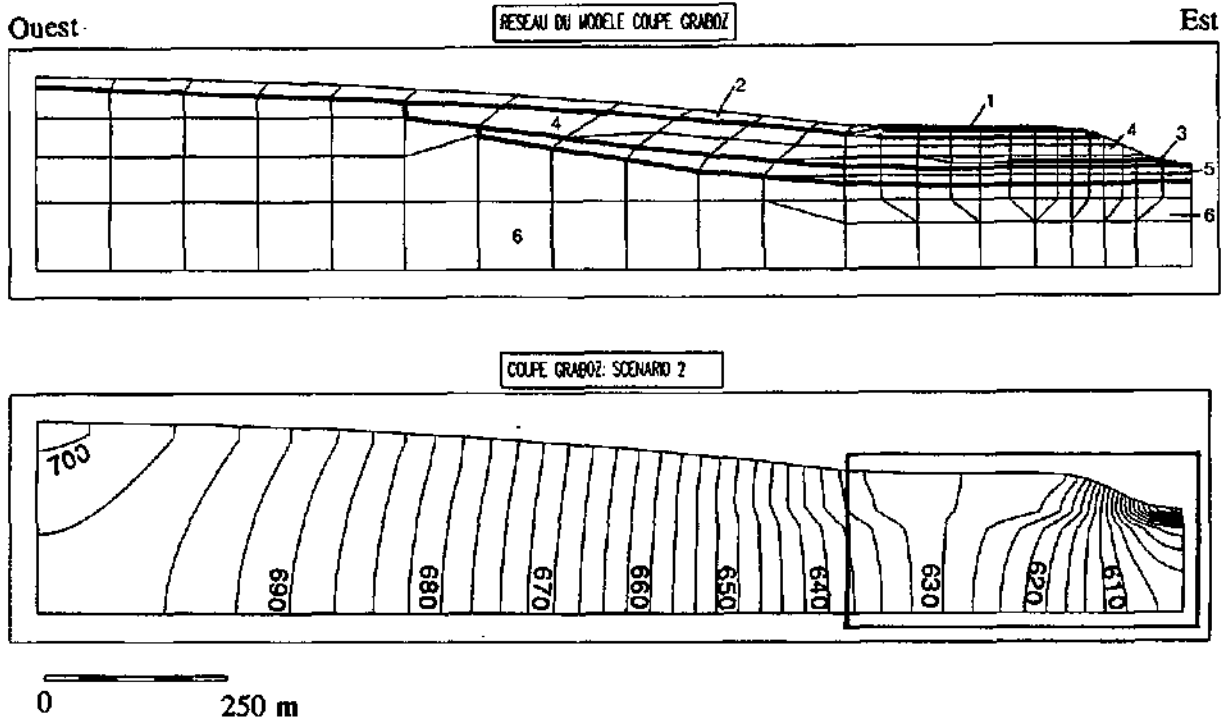


Fig. 2.27: Modèle en coupe W-E, à la hauteur des sources du Graboz, entre les points de coordonnées 572.265/177.980 à l'ouest et 573.800/178.070 à l'est, sur le même tracé que la fig. 2.7, à l'ouest de la Sarine.

a): Réseau complet d'éléments finis avec indication des classes de perméabilité correspondant aux terrains suivants:

- 1: Gravieres de la Tuffière.
- 2: Sables et limons finissant l'interglaciaire et sol morainique.
- 3: Gravieres interglaciaires présumés.
- 4: Limons et argiles interglaciaires.
- 5: Complexe rissien.
- 6: Molasse burdigalienne.

b): Potentiels calculés pour les données du scénario 2, § 4.5.3.

gravieres de la Tuffière (valeur observée)	$1.5 \cdot 10^{-3}$ m/s
sables et limons finissant l'interglaciaire (estimée)	$1 \cdot 10^{-5}$ m/s
limons et argiles interglaciaires (déduite d'essais)	$1 \cdot 10^{-6}$ m/s
complexe rissien (estimée)	$8 \cdot 10^{-8}$ m/s
molasse burdigalienne (déduite d'essais, cf. Partie.1)	$3 \cdot 10^{-7}$ m/s

3.- Idem 2, mais avec les gravieres interglaciaires de perméabilité estimée à $5 \cdot 10^{-5}$ m/s (cf. fig. 2.28 c).

Les divers scénarios de calcul montrent l'organisation des potentiels et des directions d'écoulement calculées. On observe que les points bas, le sillon de Crausa et la vallée de la Sarine drainent les écoulements qui ont lieu dans les formations peu perméables.

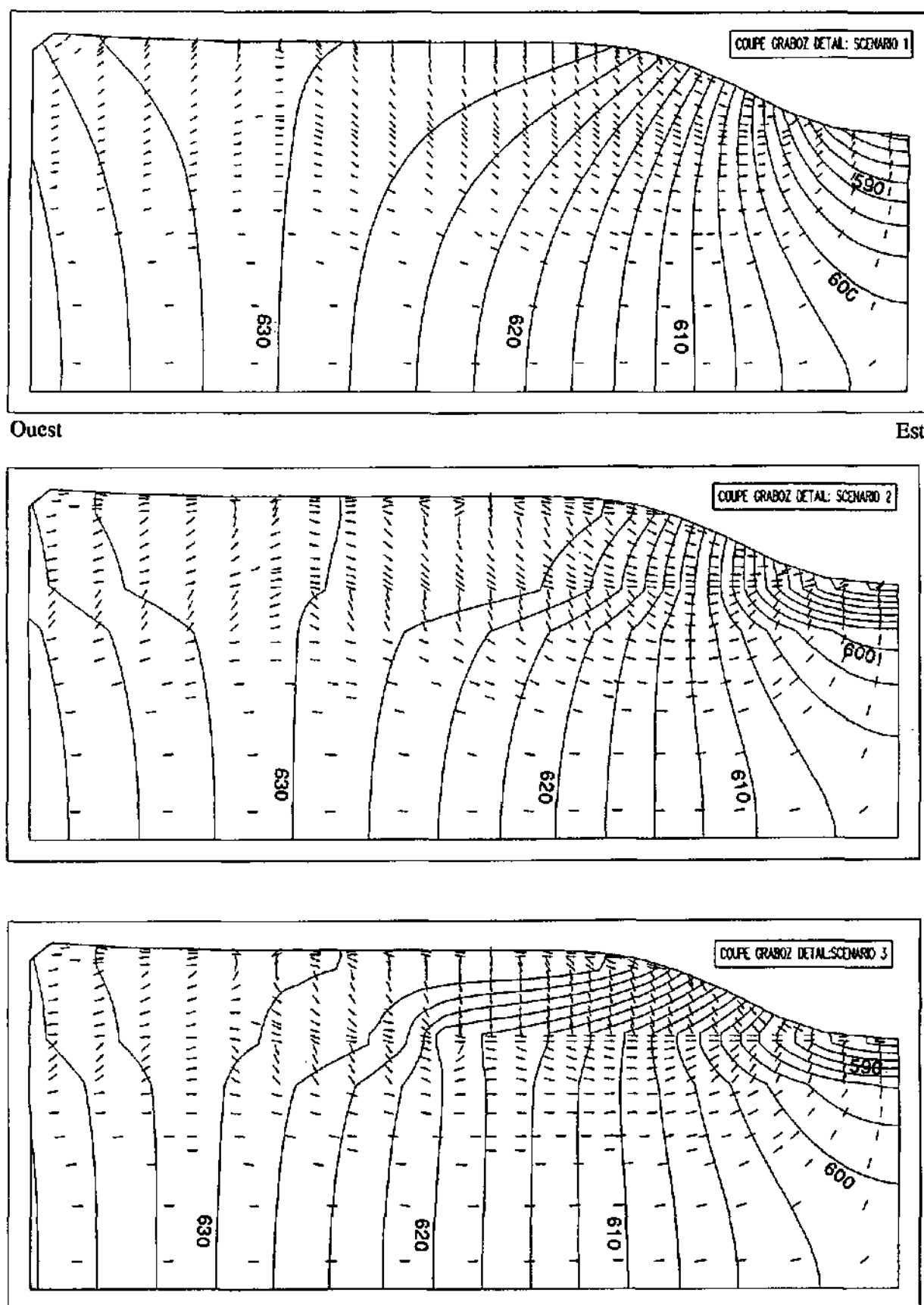


Fig. 2.28: Modèle en coupe E-W, à la hauteur des sources du Graboz, détail de la zone d'exutoire: Potentiels et directions d'écoulement calculées. Situation en fig. 2.27.

a): scénario 1. b): scénario 2. c): scénario 3.

e) Résultats

En résumé, le modèle a permis de tirer les conclusions suivantes:

- Dans la région d'exutoire, au niveau de la zone sourcière du Grabe, la nappe des graviers de la Tuffière est probablement une nappe partiellement perchée car, pour les trois scénarios, on constate une forte drainance vers le bas (tronçon 4). Les graviers de la Tuffière alimentent leur encaissant peu perméable

- Pour les scénarios 1 et 2 (absence de graviers interglaciaires), le débit sortant des formations peu perméables à la hauteur de la Sarine (tronçon 7) se monte à 0.97, respectivement 0.48 l/min par mètre. La zone sourcière du Grabe ayant 700 m de long, le débit total des exutoires diffus à la hauteur de la Sarine atteindrait 680, respectivement 330 l/min, ce qui représente 38, respectivement 19 % du débit moyen observé à l'exutoire des graviers de la Tuffière, le long de cette zone.

- Pour le scénario 3 (présence de graviers interglaciaires drainant l'encaissant peu perméable des graviers de la Tuffière, le débit sortant des formations peu perméables à la hauteur de la Sarine (tronçon 7) se monte à une valeur de 4.3 à 5 l/min par mètre, suivant que ces graviers sont en charge comme le décrit SIEBER (1974) ou non. Si on suppose que ces graviers sont en contact avec le lit de la Sarine sur une distance de 150 m, leur débit à l'intérieur du lit de la Sarine serait de 645 à 750 l/min, ce qui représenterait déjà 36 à 42 % du débit moyen observé à l'exutoire des graviers de la Tuffière, le long de toute la zone du Grabe.

Etant donné que le modèle n'est pas calé, il faut admettre que les quantités calculées ne sont qu'un ordre de grandeur des flux qui transitent au travers de l'encaissant peu perméable.

4.6 Stockage et réserves

Le stock d'eau souterraine qui alimente les exutoires naturels de l'aquifère de la Tuffière doit être considérable car la réaction dynamique du système hydrogéologique est très amortie par rapport aux impulsions d'entrée (des pluies) et les débits sont relativement importants (15.3 m³/min en moyenne). On distingue les types de réserve suivants:

- Volumes d'eau contenus dans les diverses formations,
- Réserves écoulables déduites de l'étude du tarissement,
- Réserves totales estimées à partir du temps de séjour souterrain.

4.6.1 Les réserves d'eau contenues dans les diverses formations

A partir de l'étude structurale de l'aquifère et des terrains encaissants, on peut calculer approximativement le volume des terrains perméables et peu perméables saturés ou non. En estimant une porosité totale et une porosité efficace moyennes, on calcule les volumes globaux et écoulables d'eau qu'elles contiennent. Les résultats de ce calcul sont compilés au tableau 5.

Les chiffres obtenus donnent un ordre de grandeur indicatif puisque nous ne maîtrisons pas exactement ni la structure des terrains, ni leurs propriétés aquifères.

Les réserves en eau contenues dans les graviers ne constituent, cependant, qu'une faible part (20 - 25%) des réserves totales que recèlent les terrains saturés, liés à l'aquifère. Par comparaison, il ressort de ce calcul que les sables et limons terminant l'interglaciaire et directement sous-jacents aux graviers contiennent plus d'eau mobilisable que ceux-ci.

En l'état actuel de nos connaissances, il nous est impossible de quantifier les réserves contenues dans les terrains non saturés. Ces stocks s'écoulent en grande partie vers les graviers de la Tuffière, mais aussi en partie vers des sources locales ou des cours d'eau.

4.6.2 Les réserves écoulables déduites de l'étude du tarissement

a) Réserves écoulables provenant des infiltrations efficaces

Aux sources du G1 à G5 seulement, nous possédons des chroniques suffisamment précises pour cette étude. De l'étiage d'automne 1985 (du 20.10.85 au 10.1.86) nous déduisons le coefficient $\alpha = 0.0016$.

Sur la base de cette valeur, les réserves écoulables moyennes (R_{moy}) relatives à ces sources se calculent de la manière suivante (cf. Annexe C):

$$Q_{\text{moy}} = 1209.6 \text{ m}^3/\text{j} \quad \alpha = 0.0016$$

$$R_{\text{moy Graboz}} = \frac{1210}{0.0016} = 756'000 \text{ m}^3$$

et les réserves écoulables moyennes relatives à l'ensemble de la zone sourcière du Grabe:

$$Q_{\text{moy}} = 2550 \text{ m}^3/\text{j} \quad \alpha = 0.0016$$

$$R_{\text{moy Grabe}} = \frac{2550}{0.0016} = 1'593'700 \text{ m}^3$$

Afin d'obtenir un ordre de grandeur des réserves écoulables de l'ensemble de l'aquifère, nous avons extrapolé cette valeur du coefficient α à tout l'aquifère, calculant un volume moyen total suivant:

$$Q_{\text{moy}} = 12'197 \text{ m}^3/\text{j} \quad \alpha = 0.0016$$

$$R_{\text{moy total}} = \frac{12'197}{0.0016} = 7'623'000 \text{ m}^3$$

Ce volume de réserve écoulable correspond approximativement au stock total contenu dans les graviers de la Tuffière et les sables et limons terminant l'interglaciaire (tabl. 5). La valeur calculée est probablement une quantité minimale car les sillons d'Illens et de Montoliet d'où provient l'eau des sources SIFR se situe en position morphologique basse par rapport à celui de Crausa, dans lequel se concentrent les eaux qui sourdent aux sources du Graboz (cf. fig. 2.8). De ce fait, le coefficient α qui caractérise la vidange de l'aquifère en période non influencée par le lac de la Gruyère, aux sources SIFR devrait être plus petit que 0.0016.

b) Les réserves provenant du lac de la Gruyère

La méthode de MAILLET permet de calculer le volume moyen d'eau provenant du lac de la Gruyère, à l'intérieur du sillon d'Illens, en utilisant les coefficients de décrue α' des eaux du lac. Pour déterminer ceux-ci, il faut préalablement soustraire le débit de base à la chronique des débits totaux.

On constate que les coefficients de décrue calculés évoluent en fonction de l'état hydraulique du système (décrue après une longue période d'alimentation ou décrue subite après une forte remontée des eaux du lac...).

Pour deux épisodes de décrues, survenus au cours de la période d'observation, les coefficients α' suivants ont été calculés:

Période	α'
1.1.85 - 25.2.85	0.0130
15.9.85 - 20.2.86	0.0095

Utilisant un coefficient $\alpha' = 0.01$, nous déduisons un volume moyen des réserves provenant du lac, à l'intérieur de l'aquifère de la manière suivante:

$$Q_{\text{moy}} = 7120 \text{ m}^3/\text{j} \quad \alpha = 0.01$$

$$R_{\text{moy lac}} = \frac{7120}{0.01} = 712'000 \text{ m}^3$$

4.6.3 Les réserves totales estimées à partir du temps de séjour souterrain

Pour les eaux d'infiltration locale "directe", le temps de séjour moyen déterminé à l'aide du Tritium est voisin de 6.5 ans (valeur relative à la source G3) et pour les eaux d'infiltration locale "retardée", il est de l'ordre de 15 ans (§ 5.2.4). Compte tenu des proportions de chaque composante d'eau dans l'aquifère, ce temps de séjour moyen souterrain peut être estimé à 10 ans. En multipliant ce temps par le débit moyen du système (8440 l/min, tributaires uniquement des pluies efficaces), on obtient un volume d'eau (44.4 ± 6.7 mio m^3) dont la signification reste relative et indicative, tout comme le temps de séjour moyen calculé.

Néanmoins, toute relative que soit cette valeur, on constate qu'elle se situe entre le volume total d'eau que renferme le système (63 mio m^3) et le volume d'eau gravitaire d'eau contenu dans les formations saturées (16 mio m^3). Cette observation semble démontrer qu'il y a échange entre l'eau de rétention et l'eau gravitaire dans le milieu aquifère. De ce fait, la multiplication du temps de séjour moyen (Tritium) par le débit global du système (tributaires uniquement des pluies efficaces) donne un volume qui n'a aucun sens en ce qui concerne la gestion quantitative des eaux souterraines. Il donne plutôt une indication sur le volume total d'eau (gravitaire et de rétention) que contient le système, sur le rôle de filtre naturel que joue celui-ci et les modalités de renouvellement des réserves.

4.7 Bilan

L'établissement d'un bilan hydrologique se fait dans le but de tester si il y a concordance entre les entrées calculées et les sorties observées.

a) Données de base:

Concernant la surface du bassin versant et les pluies efficaces, nous référons le lecteur au paragraphe 4.5.2.

b) Les débits

A la zone sourcière du Grabe, le débit total moyen des sources se compose de la manière suivante:

Sources du Graboz (G2-G5)	840 l/min
Sources SGT (G1 + T1 et T2)	480 l/min
Sources non captées	450 l/min
Total:	1770 l/min

Les débits moyens tributaires des pluies efficaces aux zones sourcières des SIFR et de la Baume sont calculés à partir des débits totaux auxquels on retranche la proportion d'eau provenant du lac de la Gruyère.

Zone sourcière	% eau du lac	Q moy. total [l/min]	Q infiltr. efficaces [l/min]
SIFR	46%	10'750	5800
Baume	68%	2'710	870
Grabe	0%	1'770	1'770
Total	44.5%	15'230	8'440

Ce débit total de 8'440 l/min équivaut à $4.436 \cdot 10^6$ m^3 /an

c) *Calcul du bilan*

Pluie efficace annuelle:	540 ± 50 mm
Surface totale	11.17 ± 1.1 km ²
Volume d'alimentation annuelle	6.03 ± 1.2 · 10 ⁶ m ³
Volume annuel des sorties:	4.44 · 10 ⁶ m ³
Différence	1.59 ± 1.2 · 10 ⁶ m ³

Cette différence équivaut à 3'000 ± 2'280 l/min!

d) *Commentaires*

Le calcul du bilan hydrologique de l'aquifère de la Tuffière reste difficile car, si l'on peut quantifier les paramètres pluies efficaces, surface d'alimentation et débits aux exutoires, les incertitudes restent grandes.

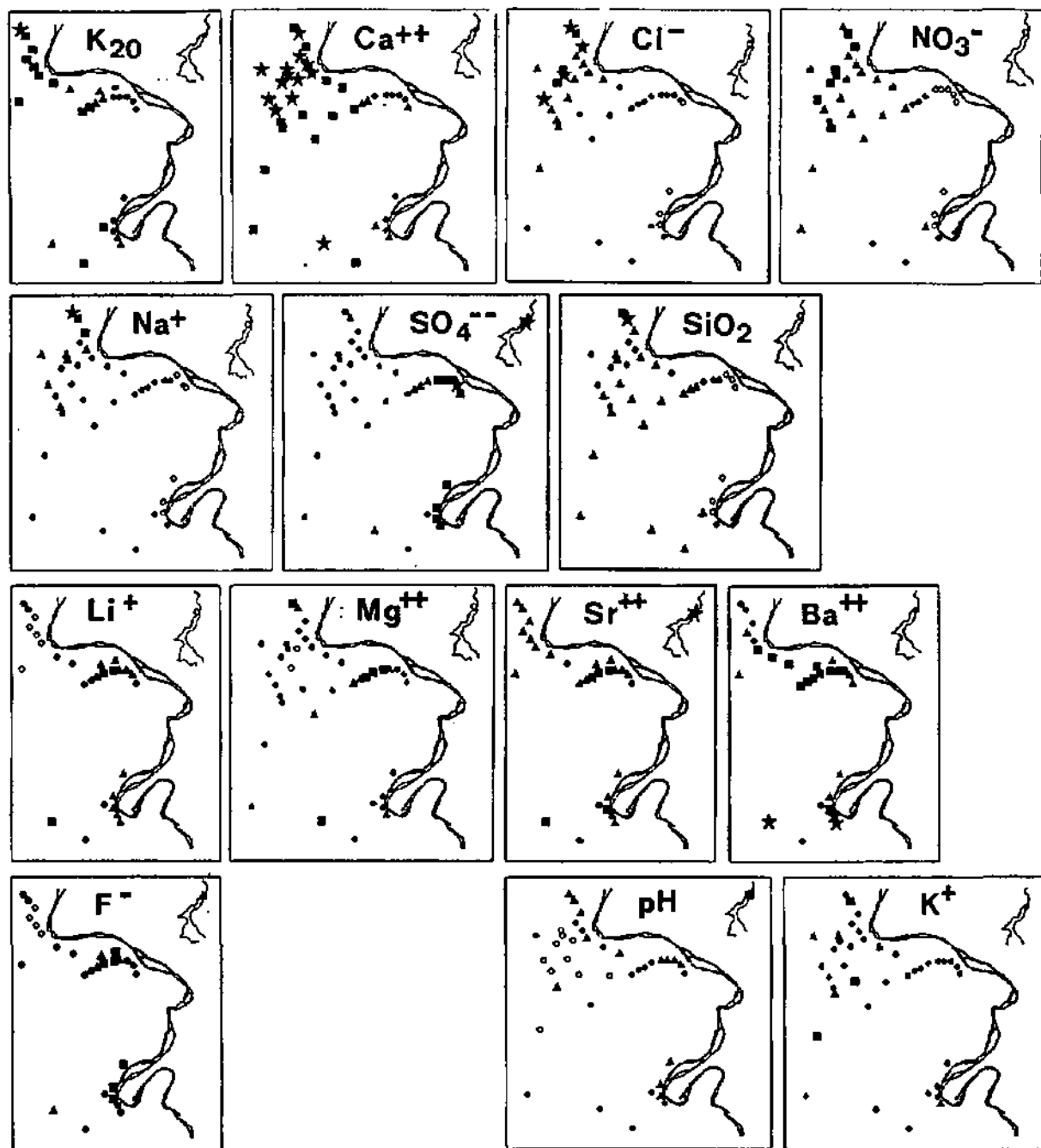
La différence calculée de 3'000 l/min entre les entrées et les sorties est un ordre de grandeur réaliste de ce qui s'écoule de manière diffuse dans le lit de la Sarine. Sur la distance séparant le barrage de Rossens et l'extrémité nord de la zone sourcière du Grabe, cette valeur correspond à 0.7 l/min et par mètre, valeur très proche de ce que l'on calcule sur le modèle en coupe (0.5 - 1 litre/min. par mètre, cf. §4.5.3).

4.8 Conclusion

Le système hydrogéologique de la Tuffière est complexe.

L'alimentation naturelle se répartit entre l'infiltration des précipitations efficaces et les apports provenant du lac de la Gruyère. L'aquifère (graviers de la Tuffière) sert principalement de lieu de transfert et secondairement de lieu de stockage de l'eau souterraine. Ces graviers ne contiennent qu'environ la moitié des réserves écoulables et le quart des réserves totales calculées.

La partie méridionale de cet aquifère reste presque méconnue. C'est probablement là que le stockage d'eau au sein des graviers de la Tuffière et des sédiments sous-jacents est le plus important (cf. § 6).



	K ₂ O	Ca ⁺⁺	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	Na ⁺	SO ₄ ⁻⁻	SiO ₂	Li ⁺	Mg ⁺⁺	Sr ⁺⁺	Ba ⁺⁺	F ⁻	pH	K ⁺
★	μS/cm	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	μg/l	mg/l	μg/l	μg/l	μg/l		mg/l
■	650	120	35	40	12	35	13	100	25	700	160	105	8.0	6.0
▲	550	100	25	30	9	25	11	75	20	550	120	85	7.75	3.0
●	450	80	15	20	6	15	9	50	15	400	80	65	7.50	1.5
○	350	60	5	10	3		7	25	10	250	40	45	7.25	0.5

Fig. 2.29: Répartition géographique des valeurs relatives à 14 paramètres physico-chimiques mesurés dans les eaux de l'aquifère de la Tuffière (localisation des points en fig. 2.4 et 2.18).

5 Etude physico-chimique et isotopique des eaux

L'étude physico-chimique et isotopique des eaux de la Tuffière a porté sur les paramètres suivants:

Conductibilité électrique (K20), Température

- Dureté totale (D_{to}), Dureté carbonatée (TAC) de laquelle on déduit HCO₃⁻
- pH, Li⁺, Na⁺, K⁺, Mg⁺⁺, Ca⁺⁺, Sr⁺⁺, Ba⁺⁺, F⁻, Cl⁻, NO₃⁻, SO₄⁻⁻
- SiO₂, O₂ (diss.).
- Isotopes: Oxygène-18 ($\delta^{18}\text{O}$) et Tritium (^3H)

Cette étude fournit de nombreux renseignements concernant le fonctionnement du système hydrogéologique (renouvellement des réserves, vitesses d'écoulement, origine de l'eau, ...). D'autre part, elle permet de déduire des informations généralisables relatives à l'origine et à la signification des traceurs naturels mesurés.

5.1 Types d'eau et mélanges

La fig. 2.29 montre la répartition géographique des concentrations relatives à 14 paramètres physico-chimiques mesurés dans l'eau des sources, de l'aquifère et du lac de la Gruyère. On remarque que, pour la plupart des paramètres, les différences d'un point à l'autre de l'aquifère sont significatives. Elles font apparaître les trois zones hydrogéochimiques suivantes:

- a) Zone 1 correspondant à toute la zone sourcière du Grabe (minéralisation totale et teneurs en Ca⁺⁺, Cl⁻ et NO₃⁻ relativement élevées, faibles valeurs de Li⁺, Mg⁺⁺, F⁻ et SO₄⁻⁻).
- b) Zone 2 correspondant aux sources 21 à 25 du drain ouest des sources SIFR et aux forages S4 et S5 (minéralisation moyenne, fortes teneurs relatives en Li⁺, Mg⁺⁺, Sr⁺⁺, Ba⁺⁺ et F⁻).
- c) Zone 3 correspondant au drain est des sources SIFR et aux sources de la Baume (faibles valeurs de minéralisation totale, Na⁺, Mg⁺⁺, Ca⁺⁺, Cl⁻, NO₃⁻, SiO₂, fortes teneurs relatives en SO₄⁻⁻).

A chacune de ces zones hydrogéochimiques, apparaît, de manière privilégiée, une des trois composantes d'eau suivantes, à savoir respectivement:

- a) l'eau d'infiltration locale "directe"
- b) l'eau d'infiltration "retardée"
- c) l'eau du lac de la Gruyère

En analyse factorielle (fig. 2.30, basée sur les données du tableau 6), les pôles relatifs de ces trois composantes s'individualisent bien. Les diverses sources des SIFR et de la Baume possèdent des caractéristiques propres et évoluent de manière ordonnées entre les pôles de ces trois composantes. Les facteurs principaux provoquant cette évolution sont l'apport chimique différencié des eaux de l'infiltration locale et la dilution de celles-ci par les eaux provenant du lac. La matrice des coefficients de corrélation (tabl. 7) met en évidence les couples de paramètres bien corrélés grâce à ces phénomènes de dilution et de mélange. Il s'agit des groupes de paramètres suivants:

- K20 - Tac - D_{to} - Ca⁺⁺ - Na⁺ - NO₃⁻ - Cl⁻ (traceurs de l'infiltration "directe")
- Mg⁺⁺ - Li⁺ - SiO₂ - Sr⁺⁺ - (Ba⁺⁺ - F⁻) (traceurs de l'infiltration "retardée")

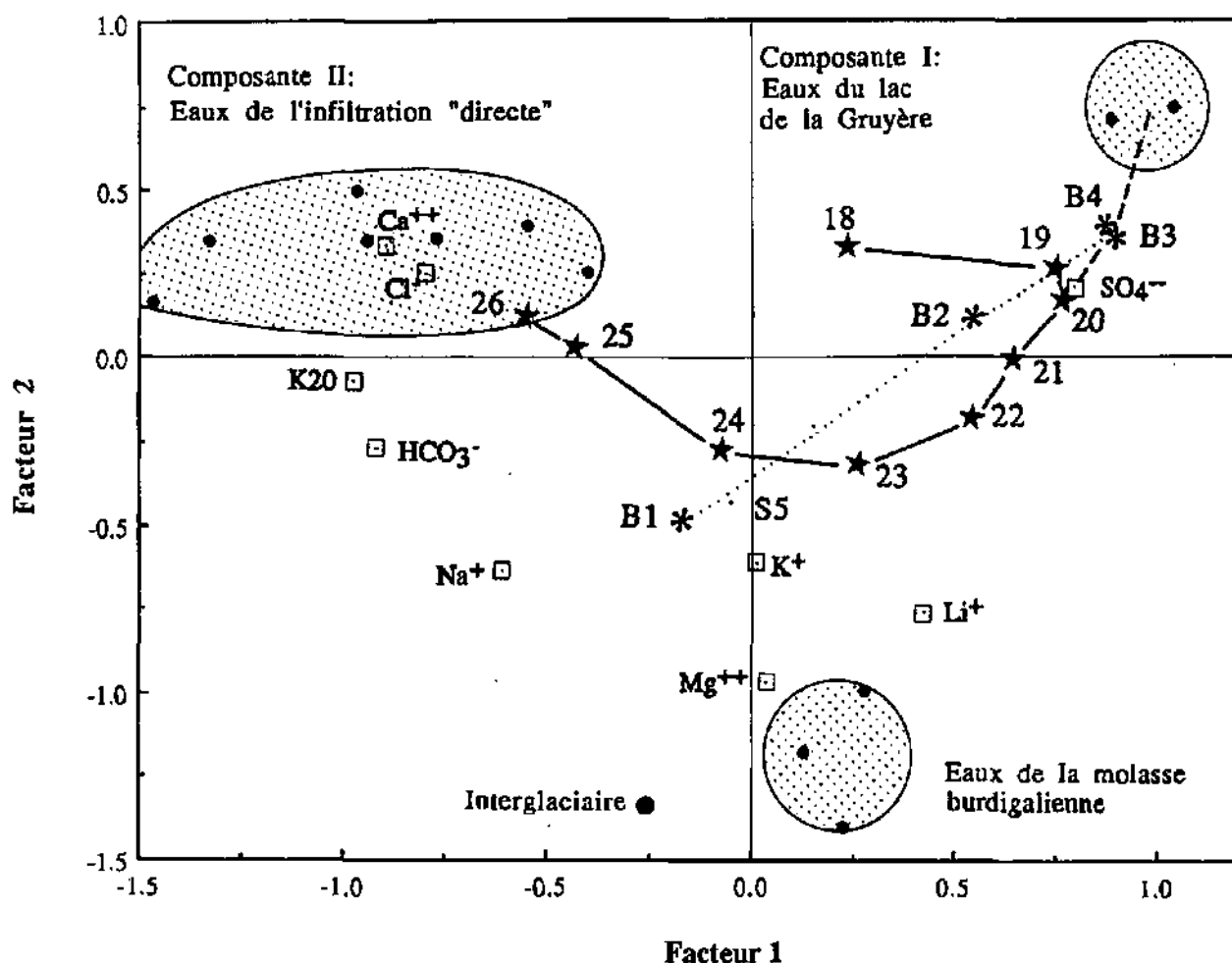


Fig. 2.30: Analyse factorielle en composantes principales des eaux liées à l'aquifère de la Tuffière, basée sur les valeurs moyennes des paramètres. Les eaux des sources SIFR évoluent entre les pôles "lac de la Gruyère", "infiltration directe" et "molasse burdigalienne" ou "infiltration retardée".

5.2 L'eau d'infiltration locale "directe"

Cette composante d'eau est qualifiée de "directe" pour les raisons suivantes:

- Sa composition s'associe à celle des sources locales de la moraine principale et des graviers supérieurs. Elle est typique des eaux du Quaternaire de la région (cf. Partie 3, § 2).
- Elle circule au sein de systèmes d'écoulement qui, dans leur grande partie, ne traversent pas de milieu réducteur à faible perméabilité où ont probablement lieu les échanges ioniques libérant des cations marqueurs tels que Li^+ , Mg^{++} , Sr^{++} et Ba^{++} (cf. § 5.3).

5.2.1 Caractéristiques principales

Ce type d'eau présente les principales caractéristiques suivantes:

- Minéralisation totale relativement élevée:
 - = Conductibilité électrique entre 550 et 700 μS
 - = Dureté totale entre 330 et 390 mg/l CaCO_3
 - = Dureté carbonatée entre 300 et 335 mg/l CaCO_3
 - = Ca^{++} entre 120 et 135 mg/l

- Faible rapport $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$: entre 5 et 9
- Teneurs en NO_3^- variables et souvent élevées (15 - 40 mg/l)
- Teneurs variables en Cl^- et Na^+ (5 - 50, resp. 4 - 20 mg/l)
- Faibles teneurs en Li^+ (< 40 $\mu\text{g/l}$) et F^- (< 65 $\mu\text{g/l}$)
- $\delta^{18}\text{O}$ local (-10.0 à -10.6)
- Temps de séjour souterrain moyen (^3H) de l'ordre de 5 - 10 ans

Cette eau de type Ca- HCO_3 provient de l'infiltration des précipitations sur le bassin versant hydrogéologique cooconstitué en grande partie de terres agricoles. Elle se retrouve aux sources de la zone du Grabe, aux sources de la moraine principale et à celles des graviers supérieurs. D'une source à l'autre, la composition de cette eau montre une certaine hétérogénéité due principalement aux différences relatives à l'utilisation du sol dans les bassins versants respectifs, influençant les principaux ions tributaires des activités humaines (Na^+ , K^+ , Ca^{++} , Cl^- , NO_3^- , HCO_3^-). En effet, l'eau prélevée dans les premiers mètres de sol possède déjà, pour ces ions, des teneurs égales ou supérieures à celles des sources. Le temps de séjour souterrain moyen de cette eau (cf. § 5.2.4), est suffisamment long pour amortir presque totalement les variations physico-chimiques saisonnières. Les caractéristiques principales de cette eau ne présentent pas de particularité qui permettent de déduire des informations plus précises sur son origine et son trajet souterrain.

5.2.2 Evolution temporelle de la minéralisation

Pour l'étude de l'évolution temporelle de la minéralisation de l'eau souterraine tributaire des infiltrations locales, nous avons choisi la source G3 (zone d'exutoire du Grabe). L'évolution temporelle de ses caractéristiques fait l'objet d'une description en Partie 3, § 5.4.

5.2.3 Particularités aux sources de la zone du Grabe

Deux particularités intéressantes s'observent à certaines sources de la zone du Grabe. Il s'agit de l'effet de l'exploitation des graviers (gravière Crausa) sur la qualité des eaux souterraines, d'une part, et, d'autre part, l'effet à moyen terme des essais de colorations au NaCl.

La gravière Crausa constitue un impluvium nu de l'ordre de 80'000 m^2 où les infiltrations efficaces ont lieu sans transiter par un sol, ce qui implique un faible acquis en minéralisation. Les sources T1 et T2 dont le bassin versant aval se situe dans la région de la gravière voient, par conséquent, leur minéralisation diminuer (30 $\mu\text{S/cm}$) par rapport aux autres sources (G1 à G5).

D'autre part, l'eau des sources T1, T2 et G1 a servi, durant la période d'observation, au lavage des graviers. Les boues résultant du lavage sont acheminés dans plusieurs bassins de décantation situés à l'est de la gravière (coord:574.000/176.700), à partir desquels l'eau de lavage percole dans les graviers sous-jacents et alimente plusieurs petites sources à l'extrémité SE de la zone sourcière du Grabe. La source 11 est presque totalement tributaire de ce mécanisme d'alimentation. Elle montre les particularités suivantes:

- Température moyenne de 8.5 °C, voisine de la température moyenne de l'air (8.13°C).

- Dureté totale de 280 mg/l de CaCO_3 , de l'ordre de 40 mg/l de CaCO_3 inférieure aux eaux originales (sources T1, T2 et G1), mais par contre, teneurs en Na^+ , Mg^{++} , NO_3^- , Cl^- et SO_4^{--} inchangées (cf. fig. 2.31).

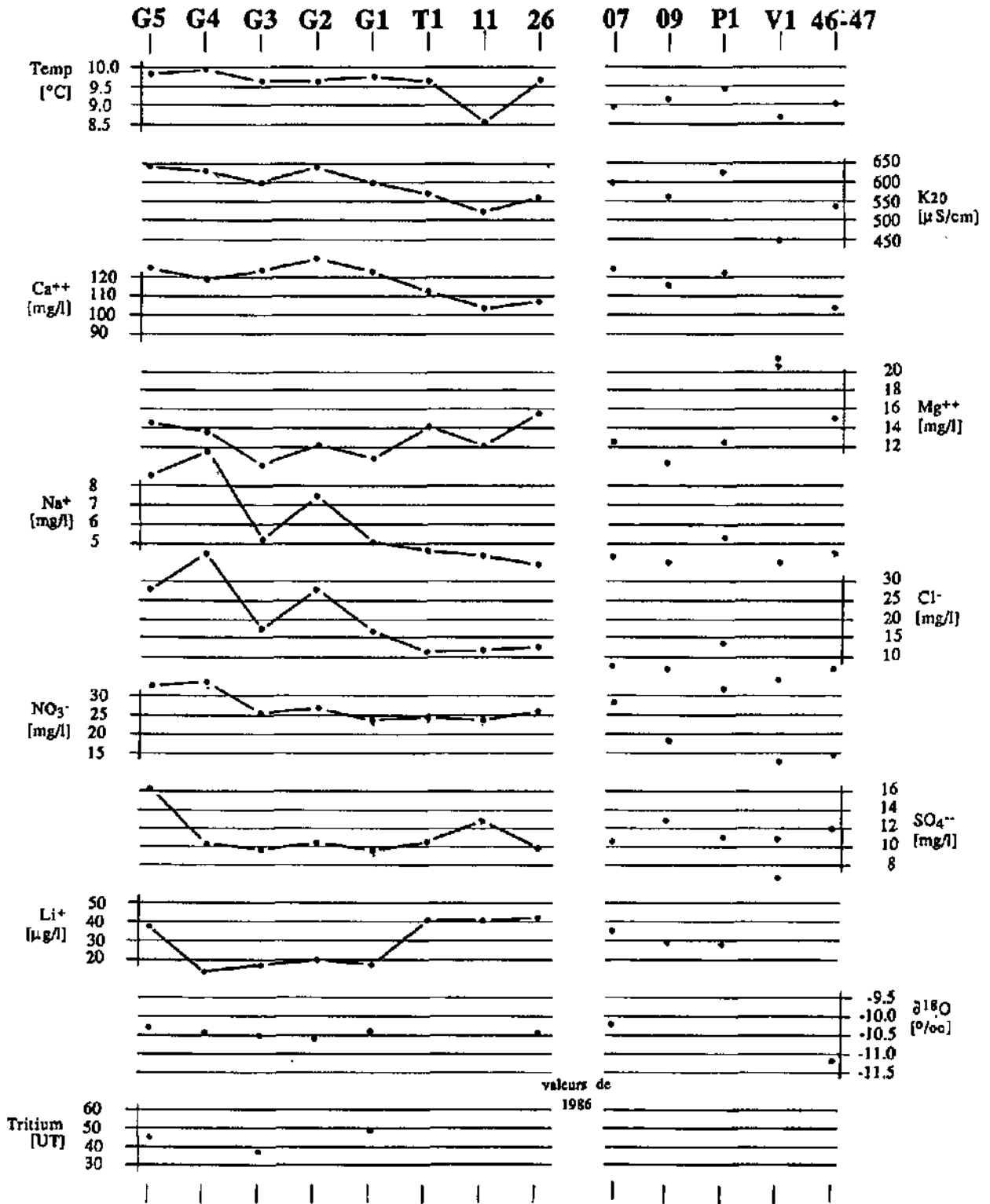


Fig. 2.31: Valeurs moyennes relatives à 9 paramètres physico-chimiques et données isotopiques ¹⁸O et ³H aux sources de la zone du Grabe (G1 - G5, T1, 11 et, à titre comparatif la source 26 SIFR) et à d'autres sources locales (07, 09, P1 de Posat, V1 et 46-47). Localisation en fig. 2.3 et 2.18.

Dans la région des exutoires, les essais de traçage au NaCl provoquent quelques perturbations dans le fait que l'ion Na^+ subit une rétention dans le terrain et ne se libère que lentement. Il se peut qu'il soit entraîné vers le bas, dans les formations peu perméables et ressorte lentement au niveau de la Sarine. La mesure "Iglac" du tableau 6 semble mettre ce fait en évidence. Elle provient d'un prélèvement dans un sondage de fortune à la carrière dans les limons et argiles interglaciaires, près de la source G1 au point de coordonnées 573.775/178.050. L'eau que l'on y a trouvé contient 17 mg/l de Na^+ , c'est à dire 3 à 4 fois plus que dans les eaux des sources voisines. Ce Na^+ , pourrait provenir d'anciens essais de traçage au NaCl effectués entre 1970 et 1974 dans la région de la gravière Crausa. Il se peut aussi qu'il s'agisse d'un enrichissement naturel en Na^+ au sein des formations limono-argileuses de l'interglaciaire. Cette eau contient d'ailleurs des teneurs importantes en Mg^{++} (31.8 mg/l).

5.2.4 Caractéristiques isotopiques de l'infiltration locale "directe"

a) Le Tritium:

Les temps de séjour moyen optimaux, calculés au moyen du modèle exponentiel, sur la base des mesures de Tritium aux sources du Graboz (G1, G3 et G5) sont en moyenne de 6.5 ans¹. Les eaux d'infiltration locale "directe" de la zone sourcière du Grabe ne contiennent pas de composante dépourvue de Tritium car leurs teneurs sont encore largement supérieures à celles des pluies et ne montrent pas de fluctuation importante liée au débit (fig. 4.42). Au § 4.6.3, ce temps de séjour souterrain est comparé aux volumes des réserves de l'aquifère.

b) L'Oxygène-18

Les sources de l'aquifère de la Tuffière, tributaires de l'infiltration locale constituent un bon point d'ancrage pour l'étude de la dépendance de l' $\delta^{18}\text{O}$ dans les eaux, en fonction de l'altitude. A ce sujet, bien que la plupart des sources de la zone du Grabe, celles des graviers supérieurs et celles de la moraine principale, au nord de la Longive, aient leur bassin versant situé à environ 710 m d'altitude, on remarque quelques petites différences, parfois non négligeables entre les valeurs moyenne du $\delta^{18}\text{O}$ à ces points d'eau:

Source	$\delta^{18}\text{O}$ moyen
G3	-10.49
Grabe autres	-10.42
S3 (forage)	-10.48
26	-10.39
07 (moraine principale.)	-10.21

Une étude des causes affectant les résultats d' $\delta^{18}\text{O}$ est présentée en Partie 3, § 4.

Au paragraphe 5.2.2, on discute l'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ dans la source G3, prise comme référence des sources du Grabe.

¹ Cet ordre de grandeur du temps de séjour souterrain se retrouve dans beaucoup d'aquifère du Quaternaire du Plateau fribourgeois (cf. chap. 4, § *).

5.3 L'eau d'infiltration locale "retardée"

Nous qualifions ce type d'eau d'infiltration locale "retardée" car il provient du drainage des formations peu perméables de l'interglaciaire, du "complexe rissien" et de la molasse burdigalienne.

On retrouve ce type d'eau en diverses proportions de mélange avec les autres types d'eau aux sources SIFR 21 à 25 et dans les forages S4 et S5 principalement.

Ce type d'eau est dérivé du type infiltration locale "directe" par transformation de son chimisme, principalement par échange ionique et dissolution lente à l'intérieur des formations peu perméables.

Dans la région de la Tuffière, aucun point d'eau ne fournit ce type d'eau uniquement. Un seul petit sondage à la tarière dans les limons interglaciaires a permis de le retrouver sans qu'il y ait mélange important avec un autre type (cf. analyse "Iglac", tabl. 6). En deux autres endroits, en dehors de la région de la Tuffière, on a retrouvé une eau dont les caractéristiques se rapprochent de l'eau en question (analyses P.M. et TT1, tabl. 6). A chacun de ces endroits, l'eau provient de milieux réducteurs à faible perméabilité. Il s'agit des endroits suivants:

- molasse burdigalienne à Matran (P.M.),
- graviers à la base d'une épaisse moraine de fond à Matran (TT1).

L'étude de ce type d'eau doit permettre de mieux connaître son origine et de quantifier son importance dans l'alimentation diffuse de l'aquifère de la Tuffière. En effet, cette eau trace l'encaissant peu perméable des graviers, qui, d'une part a un volume important (cf. fig. 2.7 à 2.11) et, d'autre part, pourrait faire l'objet, en certains endroits, au sud de l'aquifère d'exploitation par puits de captage.

5.3.1 Caractéristiques principales

Cette eau est de type Ca-Mg-HCO_3 . Sa composition chimique moyenne a été reconstituée par approximation sur la base des analyses des sources 21 à 25 et des eaux "Iglac.", P.M. et TT1 (cf. tab. 6). Elle se rapproche beaucoup de la composition des eaux de la molasse burdigalienne (cf. Partie 1, § 2.1.1). Elle devrait posséder les caractéristiques suivantes:

- Conductibilité électrique entre 540 et 600 $\mu\text{S/cm}$
- Dureté totale entre 280 et 320 mg/l CaCO_3
- Concentration en Ca^{++} entre 70 et 90 mg/l
- Concentrations en Mg^{++} entre 30 et 35 mg/l
- $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$ [meq/l] entre 1.2 et 1.8
- Hautes teneurs relatives en cations bivalents en Li^+ et en F^-
- Faibles teneurs relatives en NO_2^- (réduction) et Cl^-

Comme dans le cas de l'eau magnésienne de la molasse burdigalienne, on interprète l'augmentation en Mg^{++} , Sr^{++} et Ba^{++} par échange cationique au dépend de Ca^{++} , sur le milieu solide (probablement sur les smectites), (cf. Partie 1, § 2.2). Le Li^+ et le F^- devraient provenir des minéraux argileux.

5.3.2 Ions traceurs de ces terrains

Mg^{++} , Sr^{++} , Ba^{++} , Li^+ et F^- , en particulier marquent l'eau de l'encaissant peu perméable. L'intérêt de l'étude de leur comportement dans le système de la Tuffière

est de parvenir à quantifier les apports à la nappe provenant du drainage de l'encaissant peu perméable (cf. § 5.5.3).

Malheureusement, à l'exception de F^- , il s'agit de cations sensibles aux changements de milieux. Ils ne représentent pas toujours, dans leurs proportions, l'état réel du mélange de deux ou plusieurs composantes d'eau au sein d'un système.

Le cation Mg^{++} se prête le mieux au calcul des proportions du mélange entre les composantes d'eau d'infiltration locale "directe" et "retardée" pour les raisons suivantes:

- Dans chaque composante, ce cation possède les concentrations les moins disparates (8 à 13, respectivement 30 à 35 mg/l). Le contraste de concentration entre chaque composante est relativement grand.

- Dans l'eau d'infiltration locale "retardée", les concentrations en Mg^{++} ne dépassent pas une certaine limite située à environ 36 mg/l, ce qui facilite les calculs de proportion. Cette valeur correspond, selon nos observations, à une limite maximale de saturation en Mg^{++} , dans des eaux bicarbonatées à faibles teneurs en sulfate (cf. Partie 3, § 3.3).

- Les eaux du lac, tout comme celles de l'infiltration "directe" contiennent peu de Mg^{++} (3 à 7 mg/l). De ce fait, elles ne masquent pas la contribution de l'infiltration "retardée".

Dans le cas présent, la minéralisation en Mg^{++} trace, par échange ionique, un milieu à faible perméabilité, pauvre en oxygène. Il ne s'agit pas d'un fait unique, particulier à l'aquifère de la Tuffière: On peut observer des phénomènes semblables, mais souvent moins spectaculaires, dans d'autres aquifères du Plateau (Partie 3, § 2).

Les traceurs Sr^{++} et Ba^{++} ne sont pas adaptés au calcul quantitatif des proportions entre les différentes composantes d'eau d'infiltration locale. En effet, si l'eau dont ils sont les traceurs change de milieu, ils peuvent être rapidement soumis à des phénomènes d'adsorption. En outre, nous n'avons pas remarqué que ces traceurs atteignent une limite maximale de concentration comme l'ion Mg^{++} , permettant de ne pas trop se tromper sur la valeur de leur concentration dans l'eau d'infiltration locale "retardée".

Le Li^+ et le F^- devraient bien convenir à un tel calcul pour autant que les concentrations de départ dans chaque composante d'eau soient connues et relativement homogènes au sein d'un groupe de points d'eau de même origine. Il semble que ces deux éléments ne sont pas toujours des traceurs de l'ensemble de l'encaissant des graviers mais proviennent plutôt de strates particulières.

5.3.3 Caractéristiques isotopiques de l'infiltration locale "retardée"

a) Le Tritium

Dans les sources SIFR marquées par l'eau d'infiltration retardée (sources 21 à 25), l'évolution du Tritium dépend des proportions à chaque source d'eau du lac et d'eau d'infiltration locale "rapide" et "retardée". Cependant, cette dernière composante peut aussi posséder une part d'eau pauvre en Tritium, provenant des couches quaternaires profondes ou de la molasse, dont le temps de séjour souterrain moyen dépasse 40 ans.

En effet, pour la période de août 1985 à juillet 1986 (5 observations synchrones), la moyenne des écarts de Tritium entre les sources 20 et 23 correspond à 38.5% de la moyenne des écarts de Tritium entre les sources 20 et 26, alors que cette valeur est de 55% en ce qui concerne l'Oxygène-18.

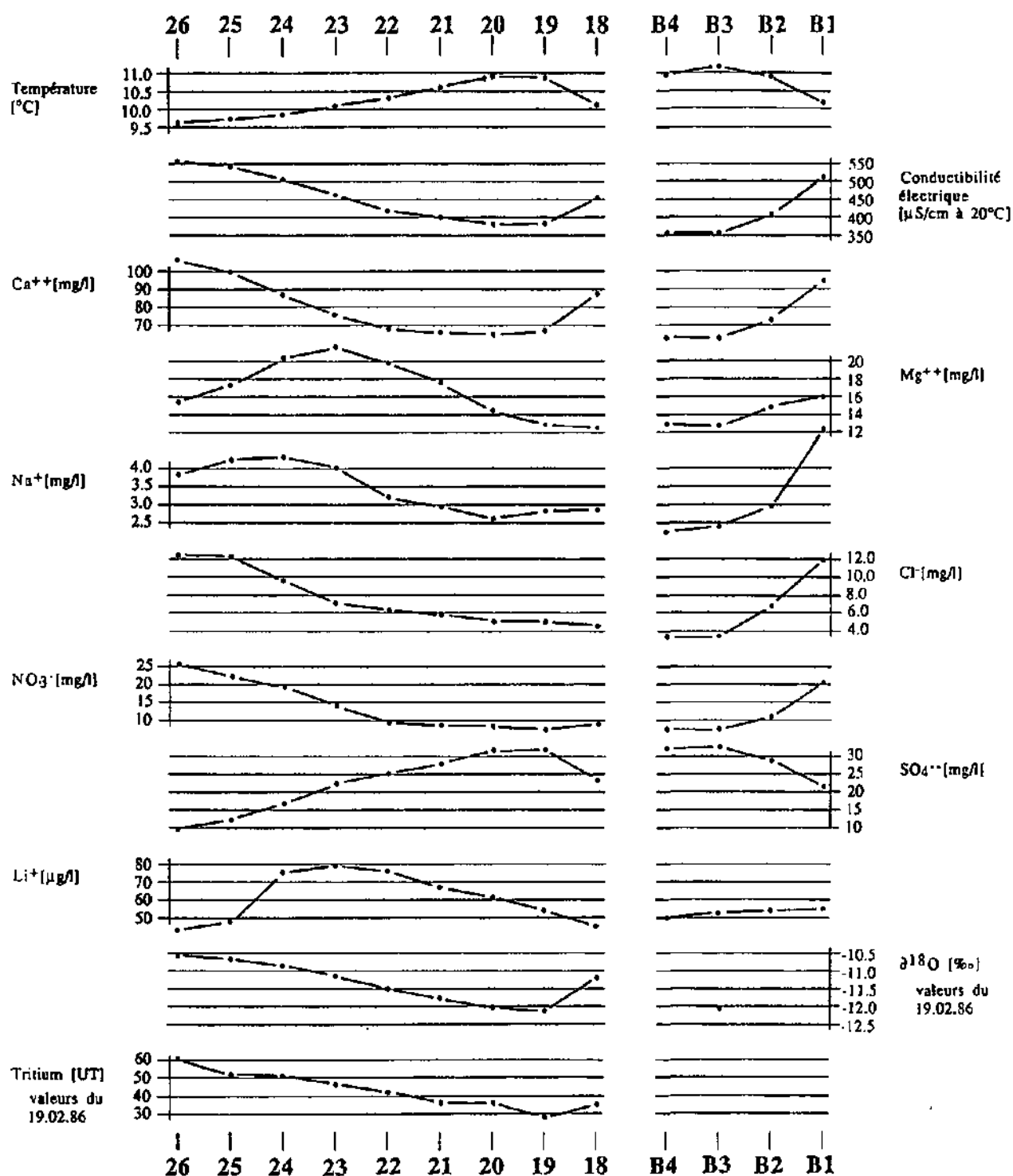


Fig. 2.32: Valeurs moyennes relatives à 11 paramètres physico-chimiques et isotopiques aux sources SIFR (18-26) et de la Baume (B1 à B4). Localisation en fig. 2.18.

En l'absence de point d'eau fournissant la composante locale "retardée", nous n'avons pas conçu de modèle permettant de différencier ces quatre composantes au moyen des valeurs de Tritium.

C'est pourquoi, nous admettons, pour les eaux de l'infiltration locale "retardée", le temps de séjour souterrain moyen, calculé au moyen du modèle exponentiel pour la source 26, qui est de l'ordre de 15 ans.

b) Oxygène-18

A l'étude de la dilution des eaux locales par celles du lac de la Gruyère, il s'avère que les eaux d'infiltration "retardée" ont un $\delta^{18}\text{O}$ moyen presque identique à celui des eaux d'infiltration locale "directe". La figure 2.40 montre que la dilution chimique (conductivité électrique) et isotopique (Oxygène-18) des eaux du lac s'opère entre deux pôles (infiltration locale s. l. et lac), de manière linéaire et sans intervention d'une troisième composante. Cette observation n'est pas étonnante puisque les deux types d'eau d'infiltration locale ont la même origine. Cependant, ce fait signifie que l'eau d'infiltration locale "retardée" ne provient pas du Gibloux, mais du plateau de 700 m. d'altitude, délimité en fig. 2.3. En effet, les grandes sources du pied nord du Gibloux (Kaisa d'Avau, cf fig. 2.3) ont un $\delta^{18}\text{O}$ moyen de -11.15 (altitude de 960 ± 40 m, cf fig. 3.42) qui se distingue bien du $\delta^{18}\text{O}$ (-10.4) des sources locales de la Tuffière, correspondant à l'altitude de 710 m.

5.4 L'eau du lac de la Gruyère

Les eaux du lac de la Gruyère proviennent à plus de 90% des Préalpes (bassins versants de la Sarine et de la Jogne) et possèdent des caractéristiques physicochimiques particulières qui les différencient bien des eaux d'infiltration locale. Elles sont la troisième composante participant aux mélanges observés dans les sources de la Tuffière. La fig. 2.32 met en évidence l'effet de dilution ou d'enrichissement des eaux de l'aquifère par celles du lac: Aux diverses sources de la Baume et des SIFR, la composante "lac" apparaît à des proportions variant entre 5 et plus de 80%. L'étude physico-chimique des eaux du bas-lac (région d'alimentation de l'aquifère) a permis de quantifier ces proportions et de décrire les mécanismes d'alimentation de l'aquifère par le lac.

5.4.1 Caractéristiques physicochimiques

Les principales caractéristiques des eaux du lac sont les suivantes:

- variations saisonnières importantes de la qualité physico-chimique de l'ordre de 30% des valeurs moyennes,

- minéralisation moyenne sensiblement inférieure à celle des eaux de l'infiltration locale avec:

= K20 entre	290 et 330 μS
= Dto entre	170 et 190 mg/l CaCO_3
= TAC entre	135 et 145 mg/l CaCO_3
= Ca^{++} entre	60 et 70 mg/l

- hautes teneurs relatives en SO_4^{--} (30 à 40 mg/l) et Sr^{++} (>0.7 mg/l). Ces deux ions proviennent principalement des gisements sulfatés des Préalpes.

- pH élevé (7.7 à 8.4)

- faibles teneurs, typiques des eaux karstiques des Préalpes, en Li^+ : (20 - 30 $\mu\text{g/l}$), Na^+ : (2 - 3 mg/l), Mg^{++} : (5 - 6 mg/l), Ba^{++} : (30 - 60 $\mu\text{g/l}$), F^- : (50 - 70 $\mu\text{g/l}$), Cl^- : (3 - 5 mg/l), NO_3^- : (2 - 5 mg/l), SiO_2 : (1 - 3 mg/l),

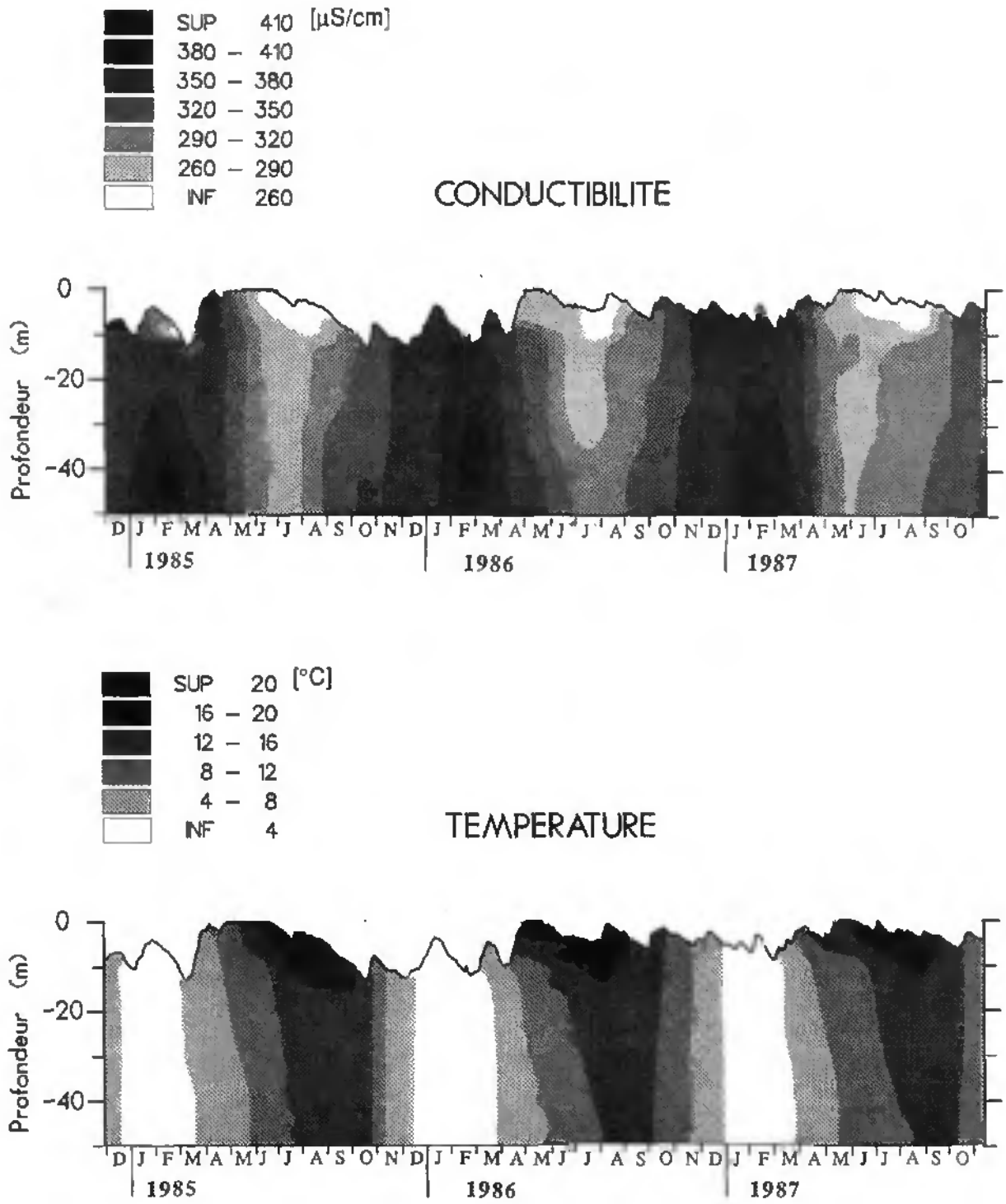


Fig. 2.33: Evolution de la conductibilité électrique et de la température des eaux du lac de la Gruyère, en fonction de la profondeur et du temps, au barrage de Rossens.

5.4.2 Evolution spatio-temporelle des caractéristiques

Si le niveau du lac fluctue dans le temps (fig. 2.19), son chimisme varie dans le temps, selon la profondeur et, dans une moindre mesure, dans l'espace¹. L'évolution spatio-temporelle de la conductibilité électrique et de la température (fig. 2.33) paraît assez éloquente:

A la fin de l'automne et en hiver, le lac est généralement bien mélangé. La conductibilité électrique de ses eaux est constante sur le profil et relativement élevée (340 à 400 μS). La fonte de la calotte de glace en hiver provoque temporairement une petite stratification en surface (profil de février, fig. 2.35). A la fin du printemps, la fonte des neiges dans les Préalpes apporte une eau peu minéralisée (270 - 300 μS). De mai à septembre, on assiste à une stratification des températures et de la minéralisation du lac (profils de juin et de septembre, fig. 2.35). Dès le mois de septembre, la minéralisation augmente à nouveau dans le lac, les eaux véhiculées par les rivières étant plus chargées en éléments minéraux et l'activité biologique au sein du lac plus faible.

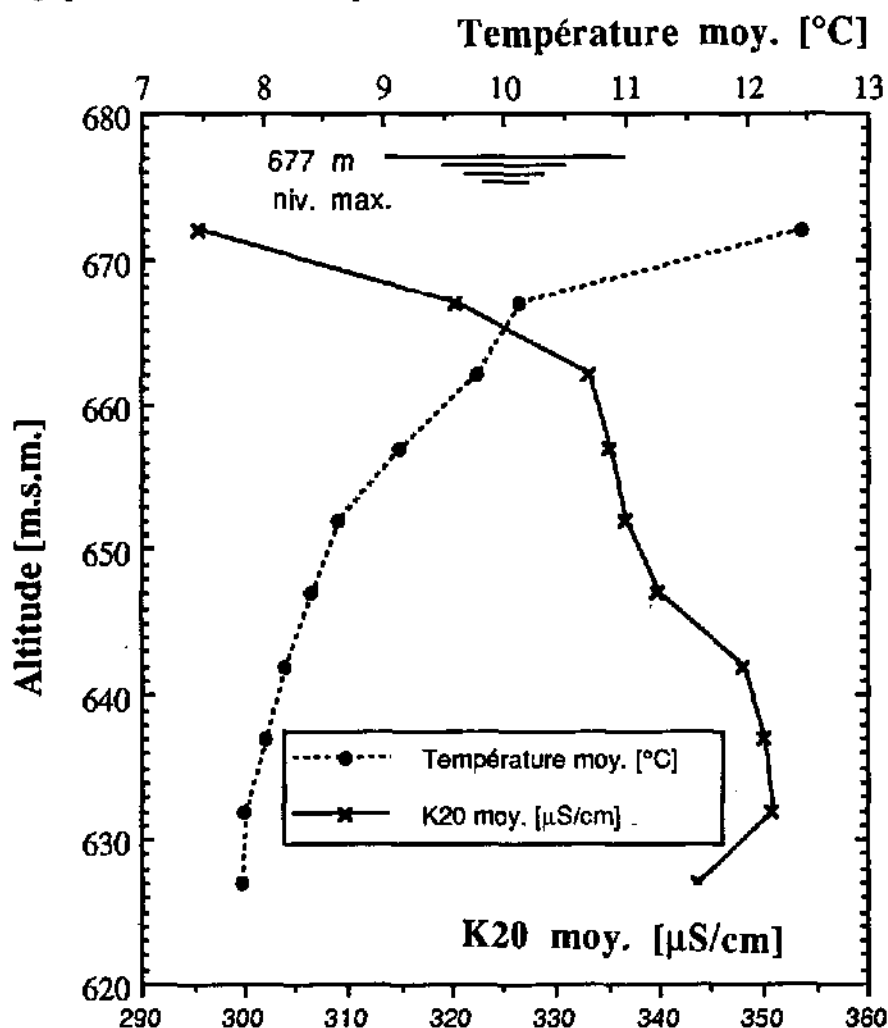


Fig. 2.34: Température et conductibilité électrique moyennes en fonction de la cote du lac de la Gruyère. Valeurs déduites des données de la fig. 2.33.

¹ Six profils de mesures (échantillons prélevés en surface, à -5, -10 et -20 m) répétés à deux reprises en été, à divers endroits du lac ont permis de mettre en évidence que les mesures faites au barrage de Rossens sont représentatives de toute la région du bas lac située à l'aval de Pont-en-Ogoz. Par contre, les valeurs observées à l'amont de Gumefens diffèrent sensiblement de celles recueillies au barrage.

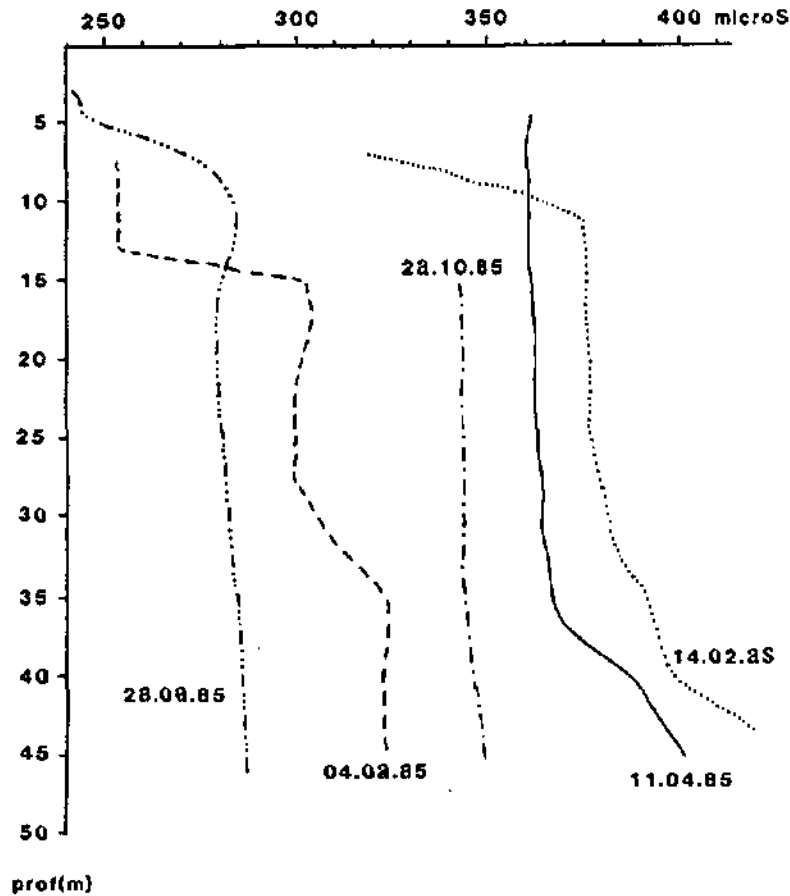


Fig. 2.35: Cinq profils de conductibilité électrique des eaux du lac de la Gruyère au barrage de Rossens, durant l'année 1985.

Les composants chimiques principaux (Ca^{++} , Mg^{++} et HCO_3^-) évoluent de la même manière que la conductibilité électrique. A cause du salage des routes en hiver, le maximum de concentration de Na^+ et Cl^- arrive durant l'hiver et au début du printemps (fig. 2.36). La dilution de l'ion SO_4^{--} atteint son maximum 1 à 2 mois avant celle de la conductibilité électrique. En effet, au printemps et en été, deux phénomènes principaux provoquent la diminution de minéralisation des eaux du lac: Il s'agit d'une part de l'effet de dilution provoqué par les eaux de fonte des neiges au printemps et, d'autre part, de la perte de carbonates due à l'activité biologique dans la tranche superficielle du lac, en été. Or, ce dernier phénomène n'affecte pas les concentrations en SO_4^{--} car, au cours de l'été, sur un même profil, au demeurant fortement stratifié en ce qui concerne la température et la conductibilité électrique, les concentrations en SO_4^{--} restent relativement stables:

profondeur	K20 [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	Temp. [$^{\circ}\text{C}$]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	Ca [mg/l]	Mg [mg/l]	SO_4^{--} [mg/l]
surface	224	21.6	-11.29	40.0	5.16	30.5
-5 m	251	19.4	-11.83	47.5	4.96	30.3
-10 m	276	16.8		54.0	4.82	29.9
-20 m	286	14.1	-12.46	56.5	4.74	29.4

Données physico-chimiques et isotopiques des eaux du lac de la Gruyère, sur un profil en amont du barrage de Rossens, le 16. 08. 1985, période durant laquelle le lac est fortement stratifié.

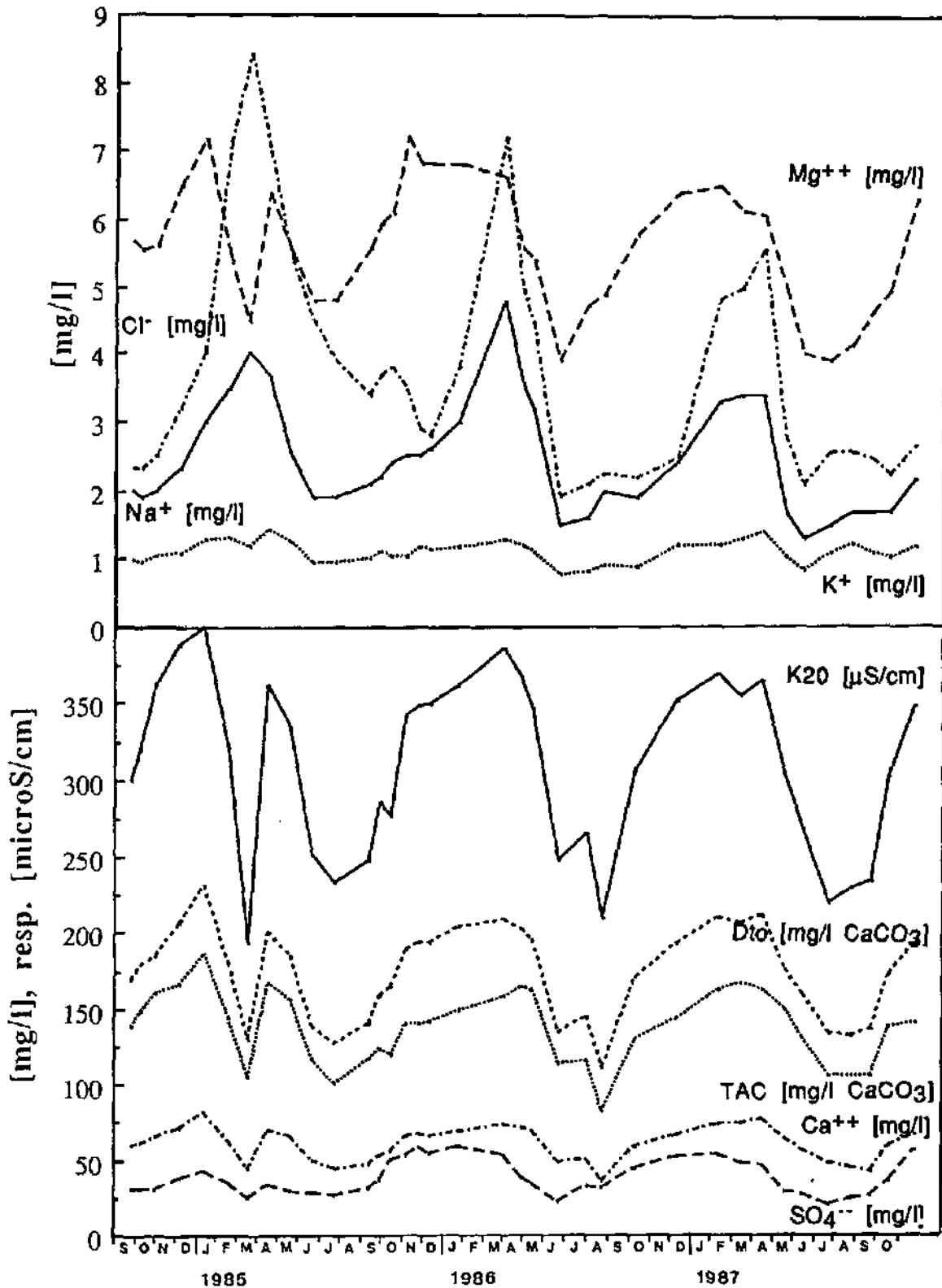


Fig. 2.36: Evolution temporelle des paramètres physico-chimiques des eaux en surface du lac de la Gruyère, pour la période de septembre 1984 à décembre 1987 (prélèvements au barrage de Rossens).

5.4.3 Evolution spatio-temporelle des paramètres isotopiques

L'étude de ce phénomène nécessiterait un nombre impressionnant de mesures d'Oxygène-18, de Deutérium et de Tritium, et permettrait de bien comprendre la dynamique du lac. Afin de mieux connaître la composante "lac" des eaux de l'aquifère de la Tuffière, nous nous sommes limités à tirer les grandes lignes de l'évolution spatio-temporelle de l'Oxygène-18 dans le lac.

En été, particulièrement, ce paramètre montre une très forte stratification par fractionnement isotopique dû à l'évaporation puisqu'en surface, la température s'élève à plus de 20°C (cf. § 5.4.2 et fig. 2.33).

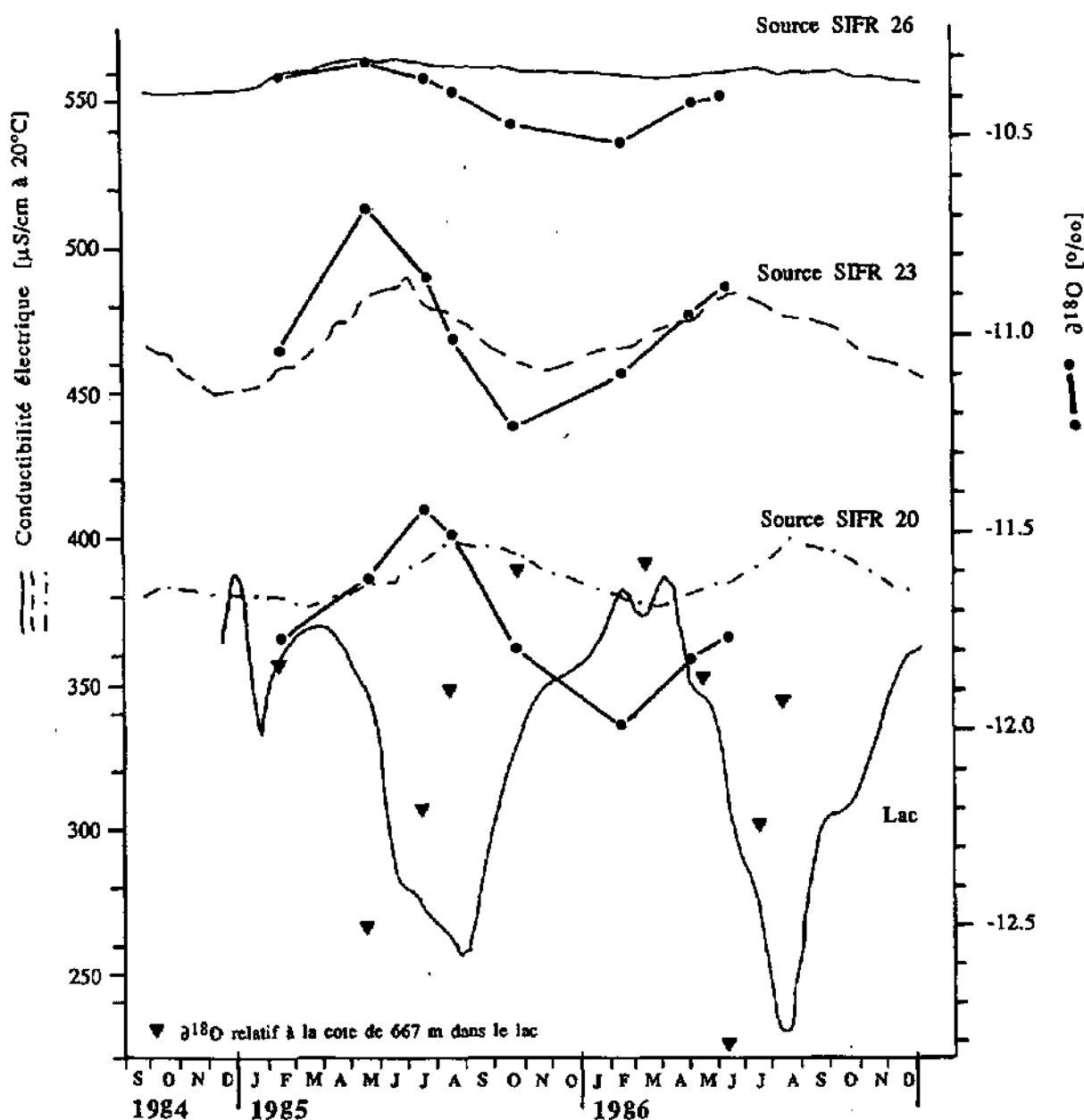


Fig. 2.37: Evolution temporelle de la conductibilité électrique et du $\delta^{18}\text{O}$ aux sources SIFR 20, 23 et 26 ainsi que pour le lac de la Gruyère (valeurs reportées à la cote 667 m = cote maximale - 10 m).

En fig. 2.37, nous avons représenté, en parallèle à la conductibilité électrique, l'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ relatif à la cote 667 m dans le lac (cote maximale - 10 m). On constate qu'entre les mois d'avril et de juin, le $\delta^{18}\text{O}$ chute considérablement ($\delta^{18}\text{O} < -12.5$ ‰) à cause de l'arrivée d'eau de fonte des neiges. Dès le mois de juin, le $\delta^{18}\text{O}$ remonte jusqu'à des valeurs situées entre -11.5 et -12.0 ‰ (effet de stratification et arrivée dans le lac d'eau moins pauvre en ^{18}O des pluies d'été). On constate aussi que l' ^{18}O évolue de manière semblable à la conductibilité électrique mais avec deux mois d'avance. Ce décalage est probablement dû au fait qu'après l'arrivée des crues de fonte des neiges, la minéralisation en surface du lac reste basse à cause de l'activité biologique et que l' ^{18}O augmente pour les raisons citées ci-dessus.

Il existe une relation presque linéaire entre les $\delta^{18}\text{O}$ et les conductibilités des eaux aux diverses sources des zones sourcières SIFR et Baume. Sur la base de cette relation, nous déduisons que pour la période d'observation, la composition moyenne des eaux qui s'exfiltrent du lac (composante "lac") est la suivante:

Conductibilité électrique:	310 \pm 20 $\mu\text{S}/\text{cm}$
$\delta^{18}\text{O}$	-12.3 \pm 0.2 ‰

Nous constatons enfin que les eaux peu minéralisées et riches en ^{18}O de la strate superficielle d'été n'apparaissent pas dans la composante "lac" des eaux aux sources (fig. 2.40).

5.5 Les eaux d'origine mixtes aux sources SIFR et Baume

Les sources SIFR et Baume constituent un bel exemple de mélange où les trois composantes décrites ci-dessus apparaissent en proportions diverses, bien identifiables.

5.5.1 Caractéristiques physicochimiques

Les figures 2.29 et 2.32 montrent la distribution spatiale des paramètres physico-chimiques aux sources SIFR (d'ouest en est, sources 26 à 18) et Baume (du nord au sud, sources B4 à B1). Les sources 19, 20, B3 et B4 sont les plus influencées par le lac.

Cette influence du lac se montre par une augmentation de la Température et de l'ion SO_4^{--} , une dilution de la minéralisation (K20, Dto, TAC, Ca^{++} , Na^+ , Cl^- , NO_3^- ...) et une diminution des valeurs isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et Tritium.

Les ions Mg^{++} , Sr^{++} , Ba^{++} , Li^+ et F^- se voient influencés par la composante d'infiltration retardée avec des teneurs maximales aux sources SIFR 22, 23 et 24.

a) *La température* est un marqueur des eaux du lac. Aux sources uniquement influencées par l'eau d'infiltration locale, la température se situe entre 9.5 et 9.6°C. Dans les sources influencées à plus de 70% par le lac, la température augmente à une valeur située entre 10.8 et 11.3°C. Les variations saisonnières de température du lac (2 à 24°C en surface) sont totalement amorties dans l'aquifère. Aux sources de la Tuffière, la fourchette de variation ne dépasse pas 0.1 à 0.3°C.

b) *La conductibilité électrique*. Ce paramètre représente le comportement de la minéralisation et de la dureté totale. Il est, à cause de la dilution des eaux de l'aquifère par celles du lac, un excellent traceur des eaux d'infiltration locale. En effet, les conductibilités varient dans le lac entre 220 et 400 μS , alors que dans les eaux d'infiltration "directe" ou "retardée", elles se situent entre 560 et 630 μS . Dans l'eau des sources les plus influencées par le lac, la conductibilité descend jusqu'à des valeurs inférieures à 350 μS . A part quelques phénomènes minimes d'échange non quantifiables avec le milieu, les eaux du lac étant équilibrées ($\text{SI} = 0.2$) ne subissent pas d'altération notable de leur minéralisation au cours de leur transit à

l'intérieur de l'aquifère. De ce fait, la conductibilité électrique, comme l' ^{18}O et l'ion SO_4^{--} se prête bien aux calculs de mélange (cf. § 5.5.3).

L'étude des variations temporelles de conductibilité aux sources permet de déduire, en outre, les vitesses d'écoulement entre le lac et les sources (cf. § 5.5.4):

La fig. 2.19 résume l'évolution temporelle des conductibilités électriques dans les sources 20 à 26 et B3. Cette figure est construite sur la base de 80 mesures bimestrielles à chaque point d'eau:

A l'instar du débit, les conductibilités électriques fluctuent de manière saisonnière. D'éventuelles variations dues à des événements pluvieux exceptionnels, de courte durée, sont totalement amorties.

La source 26, tributaire à $89 \pm 5\%$ des eaux d'infiltration locale, montre de faibles fluctuations de conductibilité.

Lors des trois "crues" de 1985, 86 et 87, toutes les sources montrent un maximum de conductibilité. On remarque que ces maxima sont progressivement décalés (100 jours entre les sources 25 et 20). Nous expliquons ce phénomène de décalage des maxima par la superposition de deux processus:

- Processus 1: L'eau du lac, s'écoulant au centre du sillon d'Illens envahit, lors d'une crue, l'ensemble du sillon: Lorsque le niveau piézométrique s'élève dans l'aquifère, le débit aux sources augmente. Parallèlement, une source faiblement ou moyennement tributaire des eaux du lac reçoit alors l'eau moins minéralisée qui s'écoulait précédemment à la source voisine, plus fortement tributaire du lac. Inversement lors de la décrue, les conductibilités augmentent dans les sources faiblement tributaires du lac. Ce premier processus s'observe bien aux sources 18, 24 et 25.

- Processus 2: Des vagues d'eau plus ou moins minéralisées s'écoulent dans le sillon d'Illens: Durant les mois d'hiver, le lac n'alimente que faiblement l'aquifère. Les eaux d'infiltration locale, par contre, continuent à l'approvisionner, provoquant une augmentation de la minéralisation moyenne de ses eaux. Au début de l'été suivant, ces eaux sont poussées vers les exutoires par la nouvelle crue. Aux sources fortement tributaires du lac, elles provoquent une augmentation des conductibilités synchrones à la crue, par effet piston. Ce pic de conductibilité est alors suivi par une baisse due à l'arrivée de l'eau fraîchement exfiltrée du lac. Ce deuxième processus s'observe aux sources 19, 20 et B3. Les variations temporelles de la qualité des eaux du lac jouent aussi un rôle important dans ce processus et compliquent ce modèle.

c) *Le Lithium*: Le Li^+ semble être fortement influencé par les eaux d'infiltration "retardée". Il évolue de manière semblable au Mg^{++} et est bien corrélé à ce paramètre, lorsque les concentrations en Li^+ dépassent $55 \mu\text{g/l}$. Cependant, au contraire du Mg^{++} , sa concentration dans les eaux de la zone sourcière du Grabe est très hétérogène et oscille entre 15 et $45 \mu\text{g/l}$.

d) *Le Sodium*: Le Na^+ montre une évolution spatiale particulière, difficile à interpréter, étant donné que ce paramètre peut avoir plusieurs origines distinctes (échange ionique sur les minéraux argileux, dissolution, salaison des routes, engrais, essais de traçage au NaCl ...). Les teneurs de Na^+ dans les eaux du lac oscillent entre 1.5 et 4 mg/l et entre 4 et 8 mg/l dans les eaux d'infiltration locale directe. Dans l'état actuel de nos connaissances, aucun argument ne permet d'attribuer les teneurs en Na^+ , supérieures à 4 mg/l des sources 23 à 25 à l'eau d'infiltration locale "retardée".

e) *Le Potassium*: Les teneurs en K^+ se situent, comme dans la plupart des eaux du quaternaire, entre 0.7 et 2.0 mg/l . C'est un des seuls traceurs qui ne présente pas de contraste évident entre les eaux du lac et celles de l'infiltration locale.

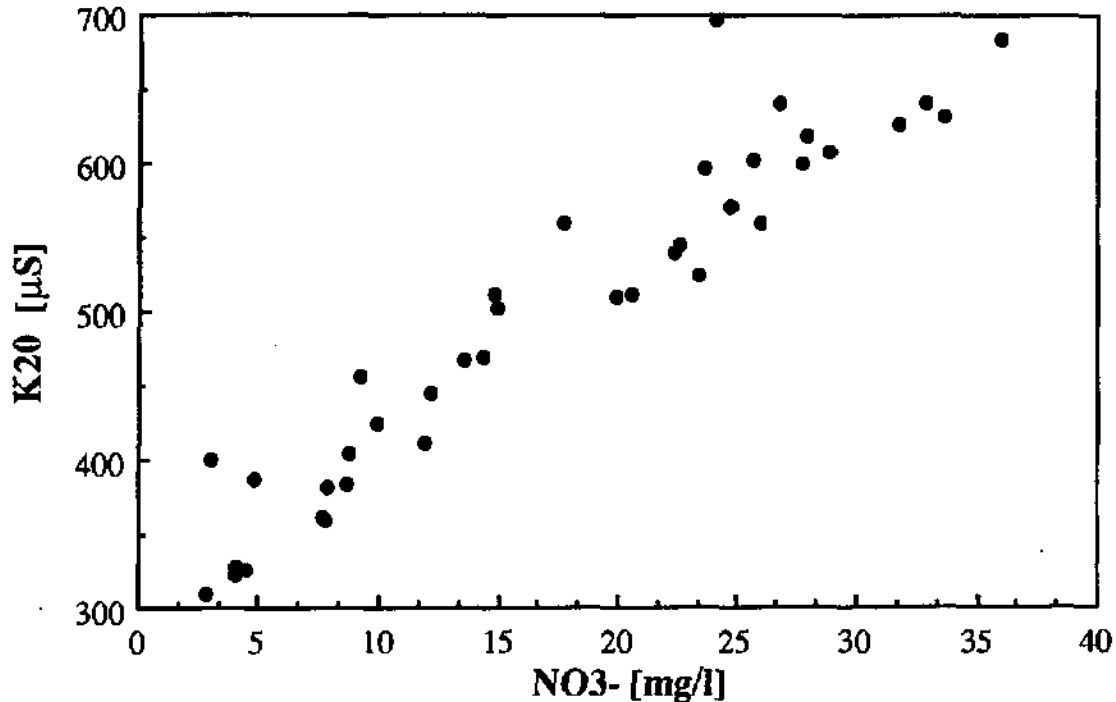


Fig. 2.38: Eaux de l'aquifère de la Tuffière: Relation entre la conductibilité électrique et l'ion NO_3^- (valeurs moyennes). Cet ion, presque absent des eaux du lac de la Gruyère se voit dilué par celles-ci au sein de l'aquifère.

f) *Calcium et Magnésium*: En fig. 2.32, on remarque que d'une source à l'autre, les concentrations en Ca^{++} évoluent de la même manière que la conductibilité électrique. Cependant, aux sources 21 à 24, la diminution est plus forte car le Ca^{++} des eaux d'infiltration locale "directe" n'est pas seulement dilué par les eaux du lac mais est dilué aussi par la composante d'infiltration locale "retardée" qui possède un rapport $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$ relativement très faible pour une même minéralisation totale. Ce fait se traduit par une augmentation du Mg^{++} aux sources 21 à 24 où apparaît, de manière privilégiée, la composante d'infiltration locale "retardée".

g) *Le Strontium*: Le Sr^{++} réagit d'une manière tout à fait particulière: Son évolution dans les sources est semblable à celle du Mg^{++} et du Li^+ et marque les eaux d'infiltration locale "retardée". Cet élément dont les teneurs mesurées dans le lac dépassent $700 \mu\text{g/l}$, semble être fortement adsorbé (30 à 40%) dans le milieu aquifère puisque les concentrations moyennes aux sources les plus influencées par le lac oscillent entre 460 et $510 \mu\text{g/l}$. Cependant, nos valeurs relatives à l'eau du lac se basent sur 12 prélèvements principalement automnaux, non significatifs des concentrations moyennes lors des hautes eaux de printemps. C'est pourquoi, nous ne savons pas pourquoi on retrouve des concentrations relativement basses en Sr^{++} dans les sources fortement tributaires des eaux du lac. Cette diminution peut être due soit à de très faibles teneurs dans les eaux du lac au printemps, durant la période de forte alimentation de l'aquifère, soit aux phénomènes d'adsorption cités.

h) *Le Baryum*: Le Ba^{++} ne montre pas de comportement géochimique type et reste très difficile à interpréter. Il semble être lié aux eaux qui proviennent de l'encaissant peu perméable des graviers de la Tuffière, sans toutefois que l'on puisse corrélérer systématiquement ses concentrations à celles d'autres traceurs particuliers.

i) *Les fluorures*: Les teneurs en F^- montrent, dans les sources SIFR, une évolution semblable à celles de Mg^{++} . Cependant, aux sources de la Baume, leur comportement est inverse, plus riches ($\approx 100 \mu g/l$) dans les eaux fortement tributaires du lac et plus pauvres dans celles de l'infiltration locale. Toutes les eaux de l'aquifère de la Tuffière possèdent d'ailleurs de très faibles teneurs en F^- , proches de la limite de détection de la méthode ($\approx 50 \mu g/l$, cf. Annexe C).

j) *Chlorures et nitrates*: L'évolution spatiale des ions Cl^- et NO_3^- est très semblable à celle du Ca^{++} . Fortement dilués par les eaux du lac (fig. 2.38), ils subissent aussi, aux sources 21 à 24, une dilution supplémentaire de la part de l'eau d'infiltration locale "retardée".

k) *Les sulfates*: La répartition des concentrations moyennes en SO_4^{--} va de manière inverse à la conductibilité électrique et à l'Oxygène-18 (cf. § 5.5.3 et fig. 2.32 et 2.39). Il s'agit d'un très bon traceur des eaux du lac mais difficile à doser de manière précise.

l) *Silice dissoute*: Les teneurs en SiO_2 suivent celles de la conductibilité électrique (fig. 2.29). Elles sont toutefois proches de la saturation du quartz (11 mg/l, cf. Partie 3, § 2.10) relative à ce type d'eau.

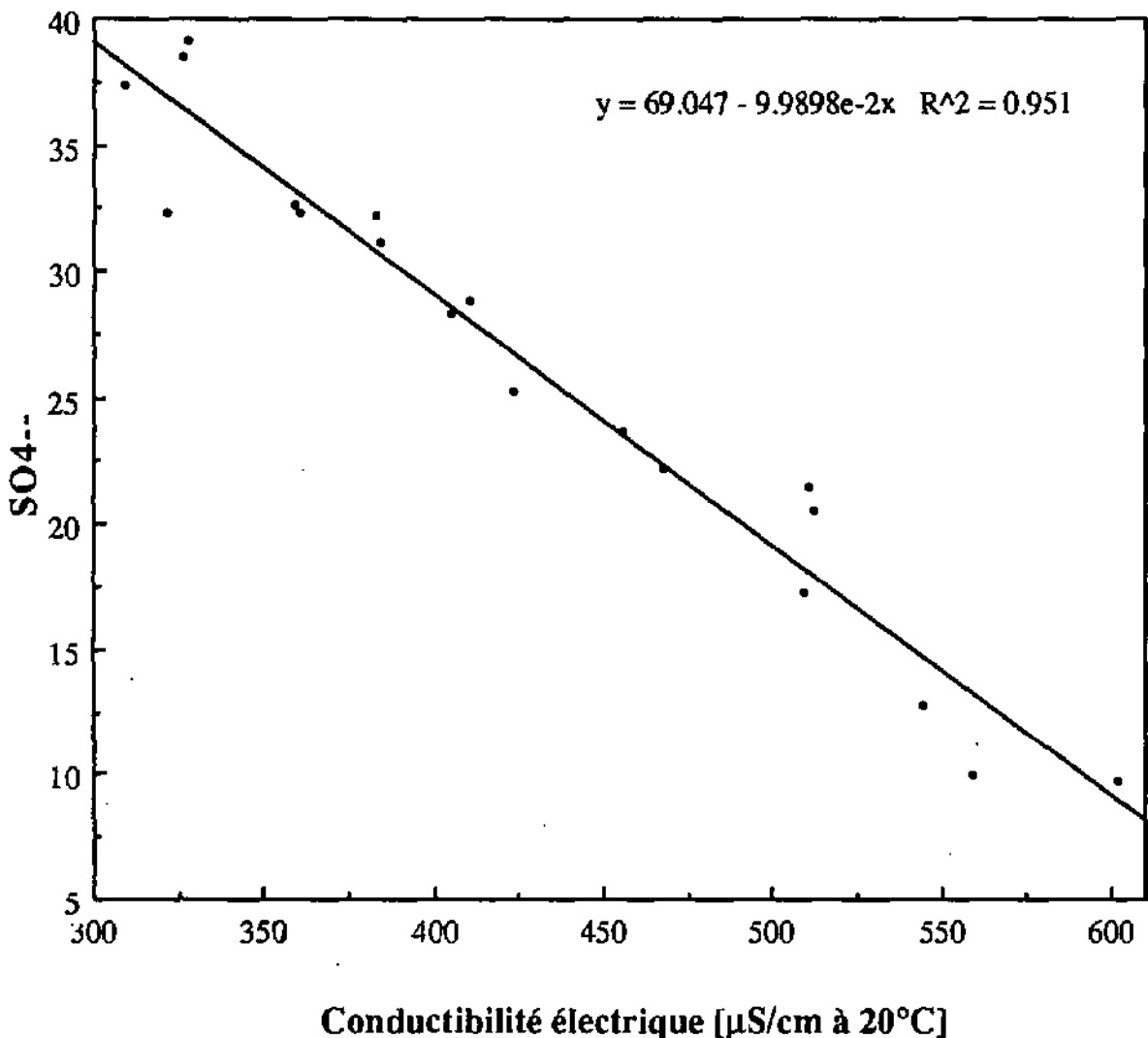


Fig. 2.39: Corrélation entre la conductibilité électrique et l'ion SO_4^{--} (valeurs moyennes) aux différents exutoires de l'aquifère de la Tuffière et au lac de la Gruyère.

5.5.2 Caractéristiques isotopiques

a) Tritium

A l'instar des paramètres physico-chimiques principaux et de l' ^{18}O , le Tritium montre aussi une diminution d'une source à l'autre, proportionnelle à l'augmentation de la composante "lac" aux points d'eau étudiés. Concernant ces phénomènes de dilution, les quelques mesures faites aux sources concordent avec celles d' ^{18}O .

Nous référons le lecteur aux § 5.3.3 et en Partie 3, § 6.4 concernant la détermination de temps de séjour souterrains par la méthode du Tritium.

b) Oxygène-18

D'une source à l'autre, les valeurs moyennes d' ^{18}O se corrélaient très bien avec celles de la conductibilité électrique: Plus la part de la composante "lac" croît, plus le $\delta^{18}\text{O}$ diminue (cf. fig. 2.32).

Ce paramètre montre une évolution temporelle en forme de sinusoïde à période d'un an (fig. 2.37), similaire à celle de la conductibilité électrique mais avec une amplitude relative plus grande (dispersion plus grande de la minéralisation que de l' ^{18}O). Comme dans les eaux du lac, les variations d' ^{18}O précèdent celles de la conductibilité électrique d'environ 2 mois.

Contrairement à la conductibilité électrique, la source 26 montre une fluctuation évidente avec maxima en avril-mai et minima en décembre-janvier.

Comme pour la conductibilité, les maxima et minima d' ^{18}O dans la source 23 précèdent ceux de la source 20 d'environ 2 mois.

Nous expliquons l'évolution de l' ^{18}O aux sources 20 et 23 de la même manière que pour la conductibilité électrique (cf. § 5.5.1):

- effet piston depuis le lac
- migration latérale des eaux en fonction de l'état hydrodynamique.

A ces deux effets s'ajoute une évolution temporelle de la composante d'eau d'infiltration locale. En effet, la fluctuation d' ^{18}O à la source 26 est probablement liée à l'évolution temporelle de la qualité isotopique des eaux d'infiltration locale, les valeurs minimales de décembre et janvier provenant de l'infiltration des pluies pauvres en ^{18}O du printemps précédent (cf Partie 3, § 5.4, source G3).

5.5.3 Quantification des mélanges aux sources

Aux divers exutoires de l'aquifère de la Tuffière, sourd une eau qui résulte du mélange, en différentes proportions, des composantes suivantes:

- eau d'infiltration locale "directe"
- eau d'infiltration locale "retardée"
- eau du lac de la Gruyère.

Durant cette section, nous proposons d'utiliser les traceurs physico-chimiques et isotopiques les plus adéquats pour quantifier ces mélanges.

La conductibilité électrique, l'ion SO_4^{--} , l'Oxygène-18 et le Tritium permettent de différencier quantitativement l'eau provenant du lac de l'eau d'infiltration locale dans son ensemble.

Le Mg^{++} et, dans une moindre mesure, le Li^+ permettent de différencier quantitativement l'eau d'infiltration locale "retardée" des autres composantes.

Les autres traceurs typiques de l'une des trois composantes permettent de déduire des informations qualitatives sur ces mélanges.

a) Proportions d'eau du lac dans l'aquifère.

Des relations entre la conductibilité électrique, l'ion SO_4^{--} et le $\delta^{18}O$ mesuré dans les sources (fig. 2.39 et 2.40), nous déduisons la composition moyenne des eaux s'exfiltrant du lac comme suit:

- Conductibilité électrique:	$310 \pm 20 \mu S$
- $\delta^{18}O$:	$-12.3 \pm 0.2 \text{ ‰}$
- SO_4^{--} :	$37.5 \pm 2 \text{ mg/l}$

Les valeurs de K20 correspondent aux valeurs moyennes relatives à une cote de $669 \pm 3 \text{ m}$ dans le lac (fig. 2.34).

Dans les eaux d'infiltration locale, les valeurs moyennes de ces trois paramètres sont les suivantes:

- Conductibilité électrique:	$590 \pm 20 \mu S$
- $\delta^{18}O$:	$-10.3 \pm 0.2 \text{ ‰}$
- SO_4^{--} :	$10.0 \pm 2 \text{ mg/l}$

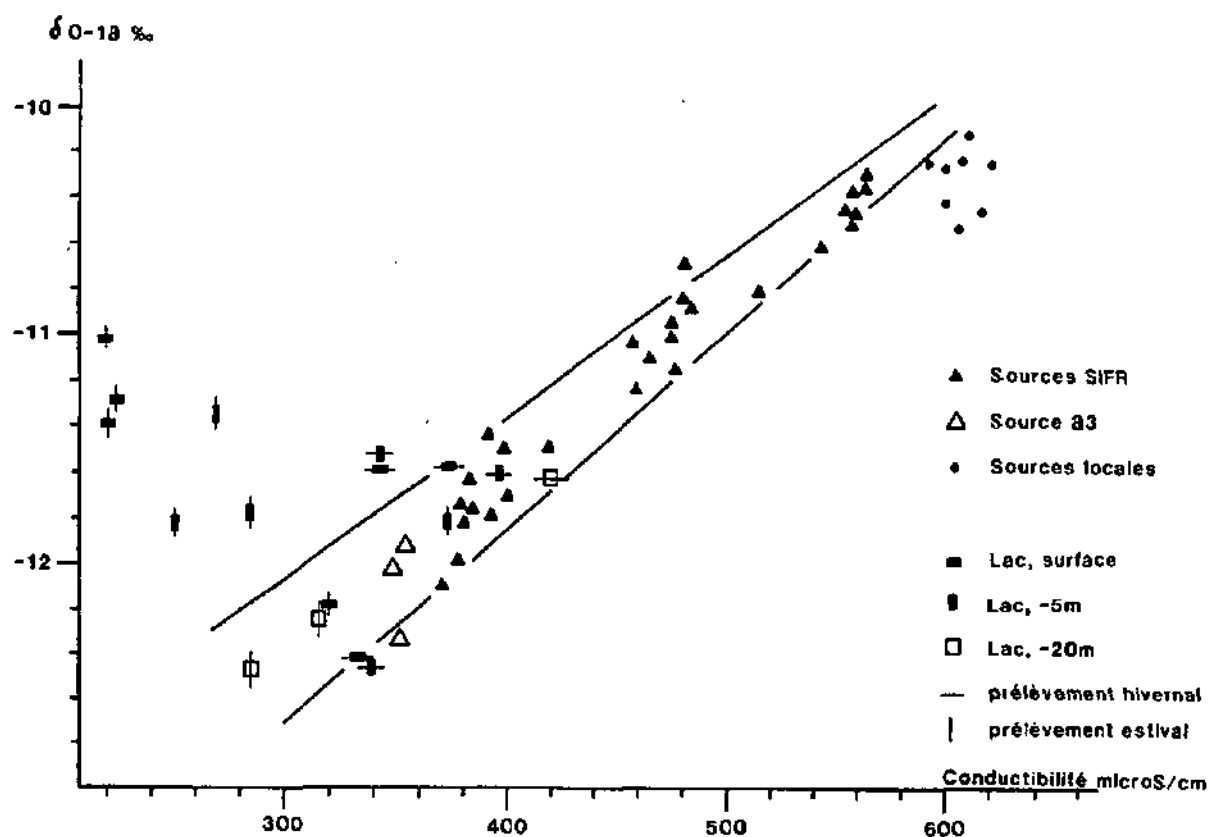


Fig. 2.40: Corrélation entre $\delta^{18}O$ et conductibilité électrique des eaux aux sources SIFR, à une source de la Baume (B3), aux sources tributaires de l'infiltration locale (G2, G3, 07, S3) et les eaux du lac de la Gruyère, à diverses époques de l'année et diverses profondeurs

Sur cette base, nous pouvons calculer, par simple règle de trois au moyen des figures 2.39 et 2.40, les proportions d'eau du lac s'écoulant à chaque source ou zone sourcière. Les valeurs listées ci-dessous résultent de la quantification de la composante "lac" dans les sources ainsi obtenues.

Source, zone sourcière	% eau du lac
Total des exutoires de l'aquifère:	45 ± 8%
Zone sourcière 1 Grabe total:	0 %
Zone sourcière 2 SIFR total:	46 ± 7%
Source 20, SIFR:	73 ± 7%
Source 23, SIFR:	42 ± 11%
Source 26, SIFR:	11 ± 5%
Zone sourcière 3 Baume total:	68 ± 10%
Source B1, Baume:	30 ± 11%
Source B3, Baume:	82 ± 9%

b) Proportions d'eau provenant de l'encaissant peu perméable.

Aux sources SIFR, il y a présence des trois composantes d'eau décrites plus haut. On peut calculer les proportions d'eau provenant de l'encaissant peu perméable sur la base de la fig. 2.41. Cette figure montre la répartition des divers points dans le champ Ca^{++}/Mg^{++} . Les trois composantes d'eau s'individualisent bien et les mélanges s'ordonnent entre ces trois pôles:

- eau d'infiltration locale "directe": Ca^{++} : 117.5 ± 5 mg/l Mg^{++} : 13 ± 2 mg/l
- eau d'infiltration locale "retardée" Ca^{++} : 60 ± 10 mg/l Mg^{++} : 33 ± 2 mg/l
- eau du lac de la Gruyère. Ca^{++} : 65 ± 5 mg/l Mg^{++} : 6 ± 1 mg/l

Gardons en tête qu'un tel calcul donne un ordre de grandeur indicatif et que la distribution des points eux-mêmes dans le diagramme est tributaire du comportement géochimique des traceurs.

Source, zone sourcière	% eau du lac	% infiltrat. locale "directe"	% infiltrat. locale "retardée"
Total des zones sourcières:	38	38	24
Zone sourcière 1 Grabe total:	0	100	0
Zone sourcière 2 SIFR total:	38	35	27
Source 20, SIFR:	65	3	32
Source 23, SIFR:	25	25	50
Source 26, SIFR:	5	82	13
Zone sourcière 3 Baume total:	64	11	25
Source B1, Baume:	22	56	22
Source B3, Baume:	70	4	26

Les proportions d'eau du lac diffèrent beaucoup, comparativement aux résultats présentés plus haut. La cause pourrait être une modification du rapport Ca^{++}/Mg^{++} des eaux du lac durant leur trajet souterrain. En effet, si l'on modifie les valeurs

relatives au pôle "lac" en diminuant la concentration de Ca^{++} et en augmentant proportionnellement celle du Mg^{++} , on obtient, par calcul, des valeurs plus proches de celles obtenues avec les paires $^{18}\text{O} - \text{K}20$, $^{18}\text{O} - \text{SO}_4^{--}$ et $\text{K}20 - \text{SO}_4^{--}$.

Ce calcul sur la base des ions Mg^{++} et Ca^{++} , destiné à déterminer les proportions d'eau provenant de l'infiltration directe et du drainage de l'encaissant peu perméable devrait être applicable de manière semi-quantitative à d'autres systèmes hydrogéologiques dans la région du plateau fribourgeois (cf. Partie 1, § 3.3).

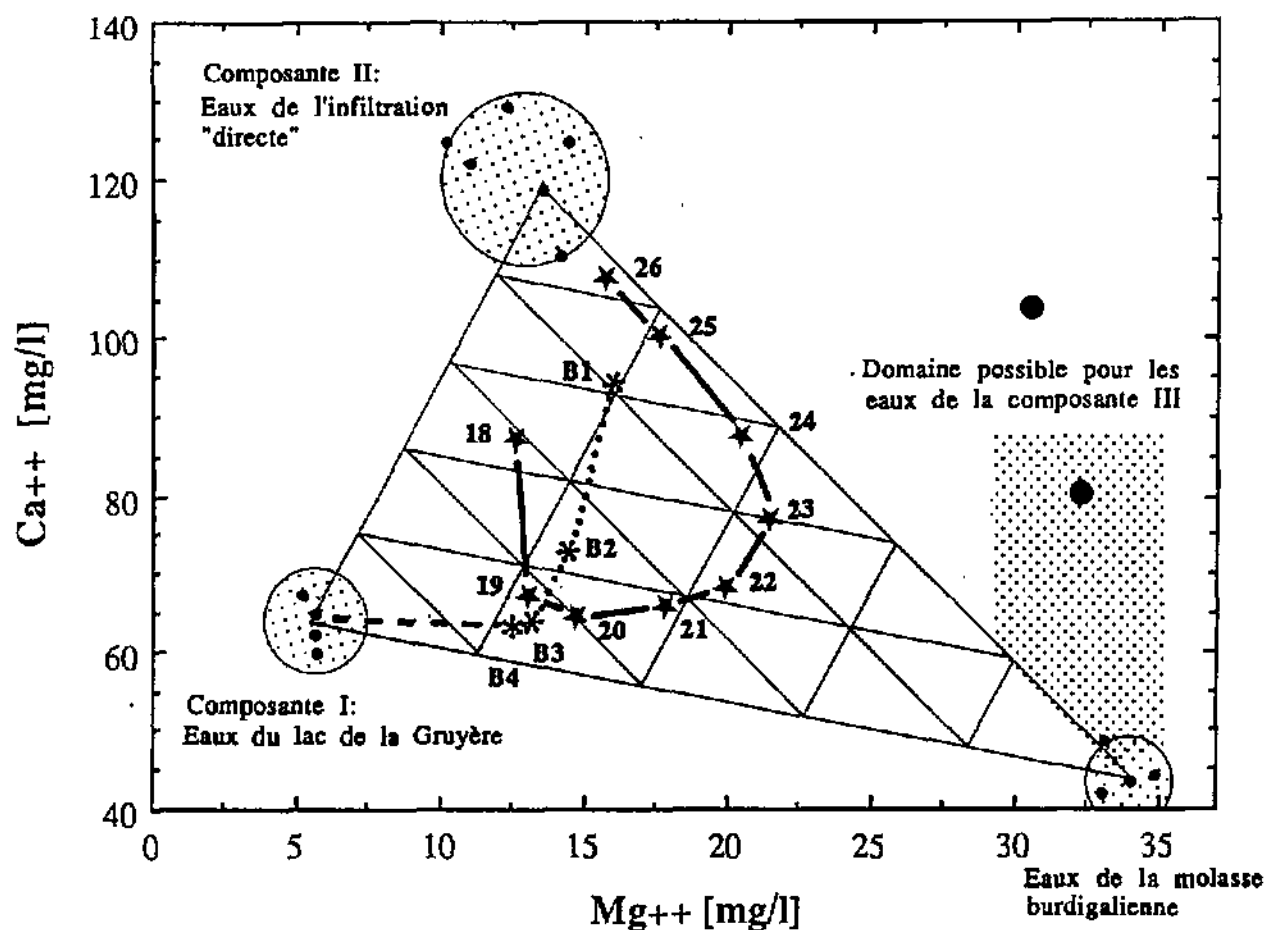


Fig. 2.41: Diagramme $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$ relatif aux eaux de l'aquifère de la Tuffière. Dans les sources SIFR et de la Baume, la qualité des eaux est influencée par les composantes "lac", "infiltration directe" et "infiltration retardée", proche du type "molasse" (cf. fig. 2.30). Sur la base de cette figure, en négligeant les phénomènes d'échange survenant lors des mélanges, on peut donner une appréciation quantitative des proportions des trois composantes dans chaque source. Le pôle de la composante d'infiltration retardée (composante III) reste mal défini.

5.5.4 Vitesses de circulation entre le lac et les sources

Les fluctuations du niveau du lac de la Gruyère provoquent une alimentation de l'aquifère par vagues successives d'eau peu minéralisée, riche en sulfates et pauvre en Oxygène- 18 . Depuis le lac jusqu'aux zones sourcières, cette eau transite à la base des graviers de la Tuffière, dans le sillon d'Illens. L'écoulement y est du type "piston-flow".

A la zone sourcière SIFR, une période de très forte alimentation par le lac se traduit, avec environ deux mois de retard, par une augmentation de débit. A celle-ci

fait suite, 6 à 8 mois plus tard, une diminution de la minéralisation des eaux, respectivement une augmentation des teneurs en sulfates. Ce phénomène se reproduit chaque année systématiquement (fig. 2.19).

Lors de la crue de 1985, le transit de l'onde faiblement minéralisée du lac, jusqu'à la source 20, dure de juin 85 à mi-mars 1986 et celui de l'onde d'eau pauvre en ^{18}O a lieu de mai 85 à février 86. Le trajet parcouru étant de 5 km, ces temps de transit correspondent à des vitesses de déplacement de l'eau de l'ordre de 15 à 20 m par jour (0.62-0.83 m/h). Suivant le même principe, on trouve des valeurs identiques de transfert pour la source B3 de la zone de la Baume, située 1.5 km à l'amont de la source 20. Cette observation prouve que les fluctuations physico-chimiques temporelles observées ne sont pas décalées d'un cycle supplémentaire. Les vitesses de transfert de l'onde de potentiel et de déplacement de l'eau diffèrent de ce fait de l'ordre de 1 à 5.

Aux sources fortement tributaires du lac (20 et B3), les valeurs de Tritium diffèrent très peu de celles du lac au printemps. Elles témoignent ainsi de la rapidité des transferts et concordent avec les résultats obtenus à l'aide des traceurs $\text{K}20$ et ^{18}O .

Les vitesses calculées coïncident parfaitement avec les vitesses déterminées lors des essais de traçage (tabl. 4). Sur la base de ces vitesses de transfert réelles et en estimant une porosité efficace de l'ordre de 0.17, on peut calculer, à l'aide de l'équation de Darcy, la perméabilité moyenne des graviers dans le sillon d'Illens:

Distance parcourue:	5'000m
Q moyen sortant du lac	6.85 m ³ /min = 0.1142 m ³ /s
Gradient moyen:	0.01 (cote au lac: 670, cote aux sources: 620 m)
Vitesse de déplacement:	0.0002025 m/s
Porosité efficace:	0.17
Vitesse de Darcy (V):	$3.4425 \cdot 10^{-5}$ m/s
Perméabilité calculée:	$3.4 \cdot 10^{-3}$ m/s
Section mouillée = Q/V:	3317 m ² (à l'amont des sources de la Baume)

5.6 Apport du traçage physico-chimique et isotopique des eaux à la connaissance du système de la Tuffière

L'étude physico-chimique et isotopique des eaux a permis de différencier qualitativement et quantitativement trois types d'eau (§ 5.2, 5.3 et 5.4) liés aux origines suivantes:

- lac de la Gruyère (42 ± 8%),
- infiltration "directe" des précipitations locales (36 ± 6%),
- infiltration "retardée" des précipitations locales, par transit au sein de l'encaissant peu perméable (22 ± 4%),

L'eau du lac de la Gruyère se caractérise par de faibles conductibilités relatives (310 $\mu\text{S}/\text{cm}$), des $\delta^{18}\text{O}$ bas (-12.3 ‰) et des teneurs en SO_4^{--} élevées (37.5 mg/l). Le temps de séjour de cette eau s'élève à 2 ans en moyenne. Entre le lac et les sources des SIFR et de la Baume, la vitesse de déplacement de l'eau est de l'ordre de 15 à 20 m par jour.

Sur la base des proportions d'eau déduites de l'étude physico-chimique, on a pu quantifier le débit d'alimentation de l'aquifère par le lac en fonction du niveau de celui-ci (valeur inférieure à 0.5 m³/min pour une cote de 665 m et plus de 12 m³/min à la cote maximale).

La composante d'infiltration locale "directe" s'identifie par une minéralisation relativement élevée (590 $\mu\text{S/cm}$), des teneurs élevées en Ca^{++} , NO_3^- et Cl^- et un temps de séjour souterrain moyen de l'ordre de 5 à 8 ans.

La composante d'infiltration locale "retardée" contient des valeurs de Mg^{++} (33 mg/l) et Li^+ relativement élevées. Le temps de séjour souterrain moyen de cette eau est de l'ordre de 15 ans.

Le bassin d'alimentation des deux composantes locales est le plateau situé entre le Bry, Corpataux, Magnedens et Farvagny, situé à une altitude moyenne de 710 m. Sur la base des mesures d' ^{18}O , on démontre qu'il n'y a pas de proportion significative d'eau provenant du Gibloux.

Depuis la surface du bassin, jusqu'à la source G3 du Graboz, le temps de transit moyen ou modal de l'onde d'infiltration "rapide" s'échelonne entre 350 et 550 jours, en fonction de l'état hydraulique du système.

6 Considérations concernant la gestion du système

En 1990, l'aquifère est exploité de la manière suivante:

- Les sources du Graboz (G1 à G6, propriété du consortium des eaux du Graboz) sont abandonnées et remplacées, depuis septembre 1988 par une batterie de puits de pompage (F1, F2, F6, F7, F8, cf. fig. 2.18), en amont hydrogéologique de la gravière de Crausa. Le débit total moyen atteint 1200 l/min). L'eau des sources du Graboz, dont le débit a diminué depuis la mise en fonction des puits, s'écoule à la Sarine.

L'eau des sources T1, et T2 (zone du Grabe), exploitée par l'entreprise SGT, sert au lavage des graviers.

- Le captage SIFR, au sud du hameau de la Tuffière existe depuis 1959 (9 sources pour un débit total de 10.5 à 11 m^3/min , propriété de la ville de Fribourg). Les volumes nécessaires à la consommation sont refoulés dans le réservoir d'Arconciel, le reste (10-30 %) s'en va à la Sarine.

- Les sources de la Baume (2.7 m^3/min) sont encore inexploitées. La commune de Corpataux projette d'en capter une partie par forage, dans la zone d'exutoire.

Aux zones sourcières des SIFR et de la Baume, la courbe d'évolution des débits suit celle de la demande avec des maxima en juillet - août et des minima au printemps. Cependant, elle dépend fortement des variations de niveau du lac de la Gruyère. Les Q_{34g} sont de 7.5, respectivement de 1.1 m^3/min .

Afin d'augmenter le rendement des sources ou d'exploiter une plus grande quantité d'eau souterraine, plusieurs scénarios de gestion sont envisageables. Nous discuterons ci-dessous, les possibilités suivantes:

- alimentation artificielle,
- amélioration des conditions d'alimentation de l'aquifère par le lac,
- captage des sources de la Baume,
- captage des eaux de l'interglaciaire,
- captage des eaux du sillon d'Illens.

6.1 Alimentation artificielle

Une alimentation artificielle aurait pour but de gonfler le débit des sources SIFR en fonction des besoins.

L'eau utilisée pour la réalimentation serait celle de la Sarine ou du lac de la Gruyère. Il faudrait choisir un endroit d'injection approprié, de telle manière que le séjour souterrain de l'eau permette une autoépuration suffisante. Les vitesses moyennes réelles sont de l'ordre de 10 à 20 m/jour dans l'aquifère et de 50 à 100 m/jour, dans les zones d'exutoire.

Une telle alimentation artificielle induirait une augmentation des débits aux sources et une diminution de la minéralisation moyenne de l'eau.

Cette solution est cependant difficilement envisageable pour les raisons suivantes:

- Le stockage d'eau au sein des graviers de la Tuffière est relativement faible par rapport aux réserves totales car il n'y a pas de réservoir proprement dit. Le front de l'aquifère étant recoupé par l'érosion, la nappe s'écoule à la base de ce massif graveleux.

- Un gonflement trop important de la nappe engendrerait un débordement dans la zone sourcière de la Baume (cote moyenne de la base des graviers: 615 m dans la zone sourcière SIFR et 621 m à la Baume.

- Le dimensionnement des captages SIFR ne permet pas un rendement supérieur à 17 - 18 m³/min

- Le coût d'une telle opération serait élevé.

6.2 Amélioration des conditions d'alimentation de l'aquifère par le lac

En fig 2.20, on remarque que l'aquifère n'est presque plus alimenté par le lac en dessous de la cote 665 m. Cependant, d'après les données des forages (tabl. 3), ces graviers semblent former un sillon qui longe la rive occidentale du lac (fig. 2.10 coupe). Leur base se situe à une cote de 640 m. De ce fait, ils devraient être alimentés encore fortement lorsque la cote du lac descend à 665 m, ce qui n'est pas le cas. On envisager de "curer" les berges du lac au lieu-dit Le Trembley, afin d'améliorer l'alimentation de l'aquifère en basses eaux. Cette solution nécessiterait une étude préalable, visant à déterminer, dans cette région, la géométrie de la base des graviers de la Tuffière et les relations entre les niveaux du lac et de la nappe phréatique.

6.3 Captage des sources de la Baume

Le débit des sources de la Baume, sources de débordement de l'aquifère de la Tuffière (cf. fig. 2.9), dépend étroitement des fluctuations du niveau du lac de la Gruyère (fig. 2.19). En basses eaux du lac, la plupart des sources tarissent. Ces sources peuvent apporter un plus considérable en hautes eaux, mais la ressource n'est pas fiable ($Q_{18}/Q_{348} = 3.6$).

6.4 Captage des eaux de l'interglaciaire

Dans la région des exutoires du Grabe, nous avons mis en évidence que la présence de graviers à l'intérieur des formations interglaciaires n'est pas exclue. Le débit de décharge de ces eaux pourrait être de 1'000 - 3'000 l/min.

Ces graviers ont été recoupés en forage au sud de Corpataux (fig. 2.9 coupe s105). Il serait nécessaire de procéder à une prospection hydrogéologique de ces formations afin de résoudre les questions suivantes:

- Ces graviers existent-ils?
- Quelles sont leurs caractéristiques hydrogéologiques?
- Quelle est la qualité de leurs eaux?

Selon le concept génétique que nous avons de ces graviers (alluvions fluviales ou deltaïques), il est certain que leur importance est plus grande dans la partie centrale et sud du terrain (région de Rossens - Pont-en-Ogoz), à l'aval du goulet d'étranglement que constituait la traversée de la barre de poudingues de Pont-la-Ville.

6.5 Captage des eaux du sillon d'Illens

Le sillon d'Illens parcourt la base des graviers de la Tuffière depuis Pont-en-Ogoz, jusqu'au hameau de la Tuffière (fig. 2.3). C'est par ce sillon que le lac de la Gruyère alimente l'aquifère. Le captage des eaux de ce sillon devrait avoir lieu dans la région de Rossens, à environ 2 km à l'aval du lac: A cet endroit, la tranche saturée des graviers est probablement plus grande (8 - 15 m) que dans la région des exutoires (0 - 8 m). Un tel captage aurait les avantages suivants:

- Augmentation importante des débits de pointe,
- Exploitation des réserves de l'aquifère,
- Captage indirect des sources de la Baume par baisse du niveau hydrostatique à l'aval du lieu de captage,
- Augmentation de l'alimentation par le lac à cause de l'accroissement des gradients...

Ce captage devrait être conçu pour extraire un débit de l'ordre de 5 à 10 m³/min. Il pourrait être combiné au captage des eaux de l'interglaciaire, décrit plus haut. Il constituerait, à nos yeux, une très bonne solution visant à augmenter la productivité de l'aquifère de la Tuffière.

6.6 Conclusion

L'aquifère de la Tuffière est actuellement exploité "au fil de l'eau" Le gestionnaire ne peut compter que sur les débits minimaux. Plusieurs solutions permettraient d'augmenter la productivité hydraulique. Parmi celles-ci, la solution la plus attrayante consiste à capter par un ou plusieurs puits, les eaux des graviers de la Tuffière ainsi que celle des graviers interglaciaires sous-jacents (si leur présence est confirmée) à l'ouest ou au SW du village de Rossens. La moitié sud de l'aquifère nécessite une prospection hydrogéologique par forage.

7 Conclusion

La présente étude a contribué à préciser la structure de l'aquifère, la stratigraphie des terrains ainsi que les modalités d'alimentation, de stockage et de transfert des eaux. Elle a permis de proposer quelques scénarios de gestion de l'aquifère. En outre, l'étude physico-chimique et isotopique des eaux apporte des informations sur le comportement et la signification des traceurs naturels observés.

Grâce à l'étude géologique et géophysique (VLF-R et géoélectrique), nous avons pu mettre en évidence l'extension des graviers aquifères et déterminer, dans une certaine mesure, la structure de la base de ceux-ci, parcourue de larges sillons de quelques mètres de profondeur. Au sein de ces sillons a lieu le transfert des eaux souterraines vers les zones d'exutoire naturel. En dessous des graviers de la Tuffière, des sédiments fins (d'origine glaciaire, glacio-lacustre et lacustre) remplissent une ancienne dépression en forme d'auge. Leur épaisseur maximale dépasse 60 m. Leur extension latérale peut être bien délimitée à l'aide des mesures VLF-R à cause de leur faible résistivité (30 - 60 $\Omega \cdot m$) qui contraste avec celles des graviers de la Tuffière (500 - 1200 $\Omega \cdot m$) et de la molasse burdigalienne (110 - 190 $\Omega \cdot m$). Ces formations peu perméables jouent un rôle important de réservoir à faible perméabilité pour l'alimentation des graviers aquifères. Elles contiennent probablement, dans la partie sud du terrain étudié, des strates graveleuses saturées d'eau, dont il faudrait préciser l'importance par forage. Le cas échéant, le captage de ces eaux par puits filtrant permettrait d'augmenter les ressources en eau et d'améliorer la gestion des réserves.

D'autre part, la région de la Tuffière a été un bon terrain de test de la méthode VLF-R multifréquence.

Grâce à l'étude physico-chimique et isotopique des eaux nous avons pu mettre en évidence 3 types d'alimentation provenant d'une part du lac de la Gruyère et, d'autre part des infiltrations sur le bassin versant (infiltrations directement acquises à la nappe et infiltration retardées par l'encaissant peu perméable). Les traceurs suivants permettent de différencier ces composantes:

Eaux du lac de la Gruyère: K₂₀ (rel. faible), $\delta^{18}O$ (bas), SO_4^{--} (élevé)

Infiltration locale "directe": K₂₀, Ca⁺⁺, NO₃⁻ et Cl⁻, $\delta^{18}O$ (rel. élevés)

Infiltration locale "retardée": Mg⁺⁺ et Li⁺ (rel. élevés), Ca⁺⁺/Mg⁺⁺ (bas)

L'étude hydrodynamique couplée à celle des traceurs physico-chimiques naturels a abouti à la détermination des vitesses de transfert entre le lac et les sources et à la quantification des volumes d'eau sortant du lac en fonction de sa cote.

Pour une surface de bassin versant de 11.17 km², on observe aux zones sourcières un débit moyen total de 15'230 l/min dont 6'790 l/min proviennent du lac de la Gruyère. Le bilan montre un excès d'infiltration de l'ordre de 3'000 l/min par rapport aux débits observés aux zones d'exutoire, tributaires des infiltrations efficaces (8'440 l/min). Ces "pertes" ont probablement lieu de manière diffuse dans le lit de la Sarine, qui longe l'aquifère sur une distance de 4.3 km.

TROISIEME PARTIE

**LES EAUX SOUTERRAINES DE LA
REGION SITUEE ENTRE LES
PREALPES FRIBOURGEOISES ET
LE LAC DE NEUCHATEL**

TROISIEME PARTIE

Eaux souterraines de la région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel

Résumé

Cette partie traite des eaux souterraines froides (faible profondeur) de la région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel.

Elle contient une description de leurs caractéristiques physico-chimiques et isotopiques relative à 19 paramètres. A partir de ces données, nous tentons de dégager des enseignements pratiques concernant le comportement, la signification et l'origine des traceurs naturels décrits.

Les principaux traceurs naturels des formations étudiées sont les suivants:

PLATEAU	
- Quaternaire:	Ca ⁺⁺ , (Mg ⁺⁺) et HCO ₃ ⁻ .
- Grès du Burdigalien:	Mg ⁺⁺ , Sr ⁺⁺ , Ca ⁺⁺ /Mg ⁺⁺ .
- Base du Burdigalien:	Na ⁺ , F ⁻ .
- Molasse de l'Aquitainien:	Li ⁺ , Na ⁺ , SO ₄ ⁻⁻ .
- Molasse du Chattien:	Li ⁺ , Na ⁺ , SO ₄ ⁻⁻ , Cl ⁻ , F ⁻ .
PREALPES	
- Flyschs:	Faibles minéralisations (peu d'informations).
- Karst du Malm:	(Ca ⁺⁺ /Mg ⁺⁺), faibles minéralisations
- Lias et Dogger (karst):	Ca ⁺⁺ /Mg ⁺⁺
- Trias et Lias marneux:	Ca ⁺⁺ , Mg ⁺⁺ , Sr ⁺⁺ , SO ₄ ⁻⁻ .

Les concentrations de ces traceurs naturels des milieux sont conditionnées par divers facteurs d'influence, entre autres, les échanges ioniques, les effets des activités humaines, les échanges entre aquifères et avec les eaux de surface et le temps de séjour souterrain de l'eau.

Au sein des eaux tributaires de certains systèmes, on observe qu'il y a eu ses échanges ioniques suivants modifiant leur faciès:

- Na⁺ au détriment de Ca⁺⁺ et Mg⁺⁺ à la base de la molasse burdigalienne, et dans les molasses aquitainienne et chattienne.
- Mg⁺⁺ au détriment de Ca⁺⁺ dans la molasse du Burdigalien et dans certains aquifères du Quaternaire.
- Na⁺ et H₃O⁺ au détriment de K⁺, répandu sous forme d'engrais sur les champs.

Les activités anthropiques ont, par places, une influence non négligeable sur la qualité physico-chimique des eaux souterraines. On observe les trois types principaux d'influence:

- Agriculture: apports directs de K⁺, Ca⁺⁺, NO₃⁻, SO₄⁻⁻, Cl⁻ et indirects de Na⁺ et Ca⁺⁺.
- Salage des routes: Na⁺, Cl⁻ et parfois Ca⁺⁺.
- Pollutions ponctuelles par les eaux usées: Na⁺, K⁺, NO₃⁻ et Cl⁻.

Les infiltrations d'eaux de surface se font principalement sentir sur les paramètres suivants: Température, pH, ^{18}O , ^3H et autres traceurs particuliers, dilution de la minéralisation.

Le temps de séjour souterrain peut être défini dans beaucoup de cas à l'aide du Tritium. On peut en déduire des informations sur le fonctionnement des systèmes, telles que la présence de deux ou plusieurs composantes d'eau, l'origine de l'eau et la vitesse globale des écoulements.

Les paramètres Mg^{++} , Li^+ , le rapport $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$ et, dans une moindre mesure, SiO_2 et F^- , sont bien corrélés avec le temps de séjour souterrain moyen de l'eau, déterminé sur la base des mesures de Tritium.

Une possibilité s'offre concernant la détermination d'un temps de séjour moyen souterrain de l'eau au moyen de l'étude des variations saisonnières du $\delta^{18}\text{O}$.

L'évolution temporelle des paramètres physico-chimiques se trouve très amortie à l'exutoire des systèmes à porosité d'interstices (Quaternaire, frange épidermique de la molasse) et du karst peu perméable. Souvent, seuls, les paramètres ^{18}O , ^3H , conductibilité électrique et température, mesurés régulièrement en fonction de la variabilité du débit, apportent des informations interprétables et pratiques dans les domaines suivants:

- temps de séjour souterrain de l'eau,
- présence et quantification des proportions de plusieurs composantes d'eau,
- présence de by-pass, etc.
- relations avec les eaux de surface,
- relations entre aquifères,
- temps de transit des ondes d'infiltration,

1 Introduction

L'étude se base principalement sur les informations résultant de deux campagnes d'échantillonnage de 170 points d'eau, répartis sur le terrain d'investigation (tabl. 8 et 9). Elle englobe aussi les résultats concernant le suivi de l'évolution temporelle des paramètres physico-chimiques et isotopiques relatifs à 9 sources choisies. Elle intègre enfin les informations les plus importantes recueillies au cours de l'étude des eaux de la molasse (Partie 1) et de celles de l'aquifère de la Tuffière (Partie 2).

Les objectifs de cette étude sont de deux ordres. Il s'agit d'une part de décrire la qualité physico-chimique et isotopique des eaux de la région étudiée et, d'autre part, de dégager des enseignements sur le fonctionnement des systèmes hydrogéologiques à partir des données physico-chimiques et isotopiques de l'eau.

1.1 Principales caractéristiques des eaux

La plupart des eaux rencontrées ont un faciès bicarbonaté calcique avec parfois des teneurs plus ou moins importantes en Mg^{++} , Na^+ , NO_3^- , SO_4^{--} ou Cl^- . Ces eaux sont de loin les plus répandues sur le Plateau suisse, dans les Préalpes ainsi que dans le Jura. Leur minéralisation se situe entre 200 et plus de 800 $\mu\text{S}/\text{cm}$. A l'exutoire, elles sont presque toutes sursaturées vis-à-vis de la calcite (§ 2.3).

Plus rarement, on trouve des eaux bicarbonatées sodiques, bicarbonatées magnésiennes ou sulfatées calciques et magnésiennes.

1.2 Bibliographie

Pour l'interprétation des mesures et observations, nous nous sommes inspirés principalement des références suivantes:

- Eaux minérales, thermales et profondes de Suisse: HÖGL (1980), LEMKE et al. (1968), SCHMASSMANN et al. (1984), SCHMASSMANN (1987), VUATAZ (1982), WEXSTEEN (1988)
- Etudes hydrogéochimiques générales: BAKALOWICZ (1979), BURGER (1959, 1975), LAVANCHY (1991), LAVANCHY et al. (1987, 1988), MATTOUSEK (1985), MISEREZ (1973), MUDRY (1987), MUDRY et al. (1979), MÜLLER et al. (1982, 1983), MÜLLER et ZOETL (1980), OBERMANN (1982), PARRIAUX (1981), PASQUIER (1987), PETCH (1970), WILDBERGER (1979, 1981)
- Etudes concernant les eaux souterraines de la région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel: KUNZ (1985), LAELTIN et THIERRIN (1984, 1984), MÜLLER (1975, 1976, 1981), MÜLLER et PLANCHEREL (1982), PARRIAUX (1978, 1981), SCHNEUWLY (1988), SCHOUWEY (1989, 1990), THIERRIN (1989), THIERRIN et SCHOTTERER (1990), ZWAHLEN et al (1990).
- Ouvrages sur les techniques isotopiques ^{18}O et ^3H : BALDERER (1984, 1986), BLAVOUX (1978), FRITZ et FONTES (1980 et 1986), MOSER (1989), MOSER et RAUERT (1980)
- Etudes isotopiques régionales: BALDERER et al. (1987), BLAVOUX (1978), BLAVOUX et al. (1979), BURGER (1972), BURGER et al. (1971), SCHOTTERER et MÜLLER (1982, 1986), SCHOTTERER et al. (1987), SCHMASSMANN et al. (1984), SIEGENTHALER (1972), SIEGENTHALER et SCHOTTERER (1977), SIEGENTHALER et OESCHGER (1980), SIEGENTHALER et al. (1983, 1984), WILDBERGER (1981), ZWAHLEN et al (1990)
- Etudes concernant les influences anthropogènes sur la qualité de l'eau: BOSSET (1980), FURRER et STAUFFER (1986), MOINET (1990), OBERMANN (1982), STAUFFER et FURRER (1984) et de nombreuses autres références.
- Thermodynamique et équilibres chimiques: BURGER (1972), DREVER (1982), MICHARD (1989), MISEREZ (1973), SCHÖLLER (1962, 1969, 1980), SONTHEIMER et al. (1980), STUMM (1970), STUMM et MORGAN (1981), STUYFZAND (1989), TILLMANN (1932), TROMBE (1952), ...

1.3 Réseaux d'échantillonnage

Outre les études spécifiques des eaux de la molasse et de la région de la Tuffière, deux réseaux d'échantillonnage ont permis d'acquérir des données sur la variabilité spatiale et l'évolution temporelle de la qualité des eaux souterraines de la région.

Un réseau large de 170 points d'eau répartis entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel, échantillonné en automne 1985 et en automne 1987. Les points d'eau de ce réseau correspondent aux milieux suivants:

- Sédiments quaternaires du Plateau (116 points) et des Préalpes (8 points)
- Karst et flysch des Préalpes (8 points)
- Zone pelliculaire de la molasse du Plateau (20 points)
- Zone profonde de la molasse du Plateau (11 points)
- Eaux de surfaces (rivières et lacs, 15 points)

Un réseau de 15 points d'eau choisis, suivis à un rythme bimensuel ou mensuel sur plus d'un cycle et demi a permis d'obtenir des informations sur l'évolution temporelle des caractéristiques physico-chimiques et isotopiques des eaux de la région (cf. § 5).

1.4 Zonation géologique et hydrogéochimique du terrain.

Concernant la géologie des terrains, nous nous référons à l'introduction générale, § 5. Du SE vers le NW, le terrain se subdivise en 4 zones géologiques.(fig. 0.2 et 0.11)

- Au SE, les Préalpes s.s., constituées par les nappes des Préalpes Médiannes plastiques (calcaires et marnes) et rigides (principalement des calcaires), ainsi que de nombreuses nappes et écaillés de flyschs gréseux et calcaires.

- L'Ultra-Helvétique (calcaire) et les flyschs nord-helvétiques forment une frange de 1 à 5 km que chevauchent les nappes des Préalpes médianes¹.

- Cette zone d'Ultra-helvétique et de flyschs chevauche à son tour la molasse subalpine qui forme une frange large de 2 à 4 km en moyenne.

Au NW du front de la molasse subalpine, la molasse du Plateau s'étend jusqu'aux contreforts du Jura. On y distingue la molasse gréseuse du Burdigalien (qui constitue tous les reliefs du Plateau en dessus de 550 m) et la molasse marneuse de l'Aquitainien, présente principalement dans la dépression de la Broye.

La présente étude a permis de distinguer 4 zones hydrogéochimiques dont le découpage suit presque celui de la géologie:

Zone hydrogéochimique 1: Les Préalpes s.l.: Elle inclut toute la partie sud du terrain, jusqu'à la limite NW du flysch nord-helvétique. Dans les formations calcaires, on trouve des eaux de type Ca-HCO_3 (K20 entre 150 et 450 $\mu\text{S/cm}$) mais aussi toutes les eaux de transition jusqu'au type $\text{Ca-(Mg)-SO}_4\text{-HCO}_3$ (K20 > 1'000 $\mu\text{S/cm}$), issu des formations marneuses et évaporitiques. Les flyschs fournissent habituellement une eau peu minéralisée (K20 entre 150 et 350 $\mu\text{S/cm}$), de type Ca-HCO_3 .

Zone hydrogéochimique 2: Région des collines qui inclut tous les terrains des molasses du Plateau et subalpine dont l'altitude dépasse 800 m. La ligne Romont-Schwarzenburg limite approximativement cette zone au N et NW. Dans cette région, les eaux, de types Ca-HCO_3 et Ca-(Mg)-HCO_3 , présentent une minéralisation relative moyenne (K20 entre 350 et 550 $\mu\text{S/cm}$), peu influencée par les activités humaines.

Zone hydrogéochimique 3: Le Plateau: Cette zone comprend tous les terrains du Plateau, au NW de la ligne Romont-Schwarzenburg, dont les grès du Burdigalien constituent le substratum. Elle inclut aussi les régions de basse altitude (< 800 m) situés en terrains molassiques au SE de la ligne Romont-Schwarzenburg (vallée de la Sarine en particulier).

Zone hydrogéochimique 4: Région du lac de Neuchâtel et des plaines de la Broye et du Grand-Marais, caractérisées par leur substratum marneux de l'Aquitainien et de la base du Burdigalien.

Dans les zones 3 et 4 prévalent des eaux de type $\text{Ca-(Mg)-HCO}_3\text{-(Cl)-(NO}_3)$ à haute minéralisation relative (K20 entre 500 et 800 $\mu\text{S/cm}$), souvent très influencées par les activités humaines, particulièrement l'agriculture intensive. La zone 4 se différencie de la zone 3 par une minéralisation moyenne des eaux légèrement supérieure, mais surtout par des teneurs plus élevées en Li^+ , F^- et parfois SO_4^{--} , traceurs des formations de la molasse d'eau douce inférieure et de la base du Burdigalien.

¹Au cours de ce texte, nous incluons sous le terme de Préalpes (s.l.) les nappes des Préalpes médianes, les nappes supérieures, l'Ultra-helvétique du front des Préalpes et les flyschs nord-helvétiques (voir à ce sujet MÜLLER & PLANCHEREL, 1982 et BASABE, 1991). Bien que les eaux de tous ces terrains montrent de grandes différences de caractéristiques, nous les rassemblons en une seule zone hydrogéochimique (zone 1). Nous n'avons en effet observé, dans cette région, que quelques points d'eau importants.

1.5 Caractéristiques hydrodynamiques

La figure 3.1 illustre l'évolution depuis 1987 à 1990 du débit de 3 sources représentatives des réactions dynamiques des aquifères situés dans les divers milieux étudiés.

La source Stolzenmühle à Schwarzenburg constitue l'exutoire naturel de la terrasse graveleuse de Schwarzenburg (FRASSON, 1947). Il s'agit d'un aquifère important situé à 800 m d'altitude, protégé par une couche superficielle de sédiments fins. La zone non saturée atteint une épaisseur de 10 à 25 m. Le temps de séjour souterrain moyen des eaux (Tritium) est de l'ordre de 10 ans (cf. § 6.5).

La source des Haches à Payerne provient d'un petit aquifère peu profond d'alluvions, plaqués sur la moraine de fond würmienne (altitude: 600 m, temps de séjour souterrain moyen des eaux de l'ordre de 8.5 ans).

La source de la Venoge est l'une des principale résurgences karstiques du pied du Jura vaudois¹. Elle sourd des calcaires du Malm (altitude du bassin versant comprise entre 700 et plus de 1400 m, temps de séjour souterrain des eaux inférieur à 2 ans). Faute d'enregistrement des fluctuations débitométriques d'une source karstique des Préalpes durant toute la période d'observation, nous proposons cette chronique à titre de comparaison. En hiver et au printemps, ses débits dépendent de la fusion du manteau neigeux recouvrant le bassin versant.

Les pluies hebdomadaires à Payerne sont représentées à titre indicatif.

Par cette figure, nous voulons montrer deux aspects de la réaction dynamique des systèmes étudiés, d'une part le style de comportement des diverses sources et d'autre part l'évolution interannuelle des débits.

Par rapport à la résurgence karstique représentée, les débits aux sources du Quaternaire paraissent très amortis. La source Stolzenmühle est représentative de beaucoup de sources issues d'aquifères de moyenne profondeur du Quaternaire, de la frange épidermique de la molasse et même du karst. Mis à part les réactions relativement rapides aux épisodes de recharge exceptionnelle, les débits de cette source réagissent très mollement et avec un retard de plus de 30 jours aux impulsions d'entrée. Les variations de débit ne se répercutent presque pas sur la qualité physico-chimique de l'eau.

La source de Payerne est représentative d'aquifères dans lesquels un régime de crues momentanées (décalage de la réponse impulsionnelle de l'ordre de cinq jours) surimpose un régime plus lent, du type décrit ci-dessus. Les fortes variations de débit se répercutent sur la qualité physico-chimique de l'eau.

Le régime de la source de la Venoge est représentatif de milieux à transferts rapides. Cette source constitue un cas extrême car il s'agit d'un exutoire de débordement qui tarit après environ 100 jours d'absence d'alimentation.

Sur la région d'étude, l'année 1989 est remarquable par son déficit pluviométrique de 37% par rapport aux années 1987 et 1988. Il en résulte un déficit d'écoulement de l'ordre de 83% à la source de la Venoge, 25% à la source de Payerne et 18% à celle de Schwarzenburg. Ces valeurs rendent compte de l'inertie des systèmes qui se traduit par leur régime. Elles mettent aussi en évidence qu'un faible déficit pluviométrique peut, à terme, provoquer une grande diminution des débits, le renouvellement des ressources en milieu peu perméable ayant lieu, comme leur drainage, avec une certaine inertie.

¹ Cette source fait partie du réseau étendu de mesure du projet "ISHYDRO". Elle est étudiée et décrite dans LAVANCHY (1991).

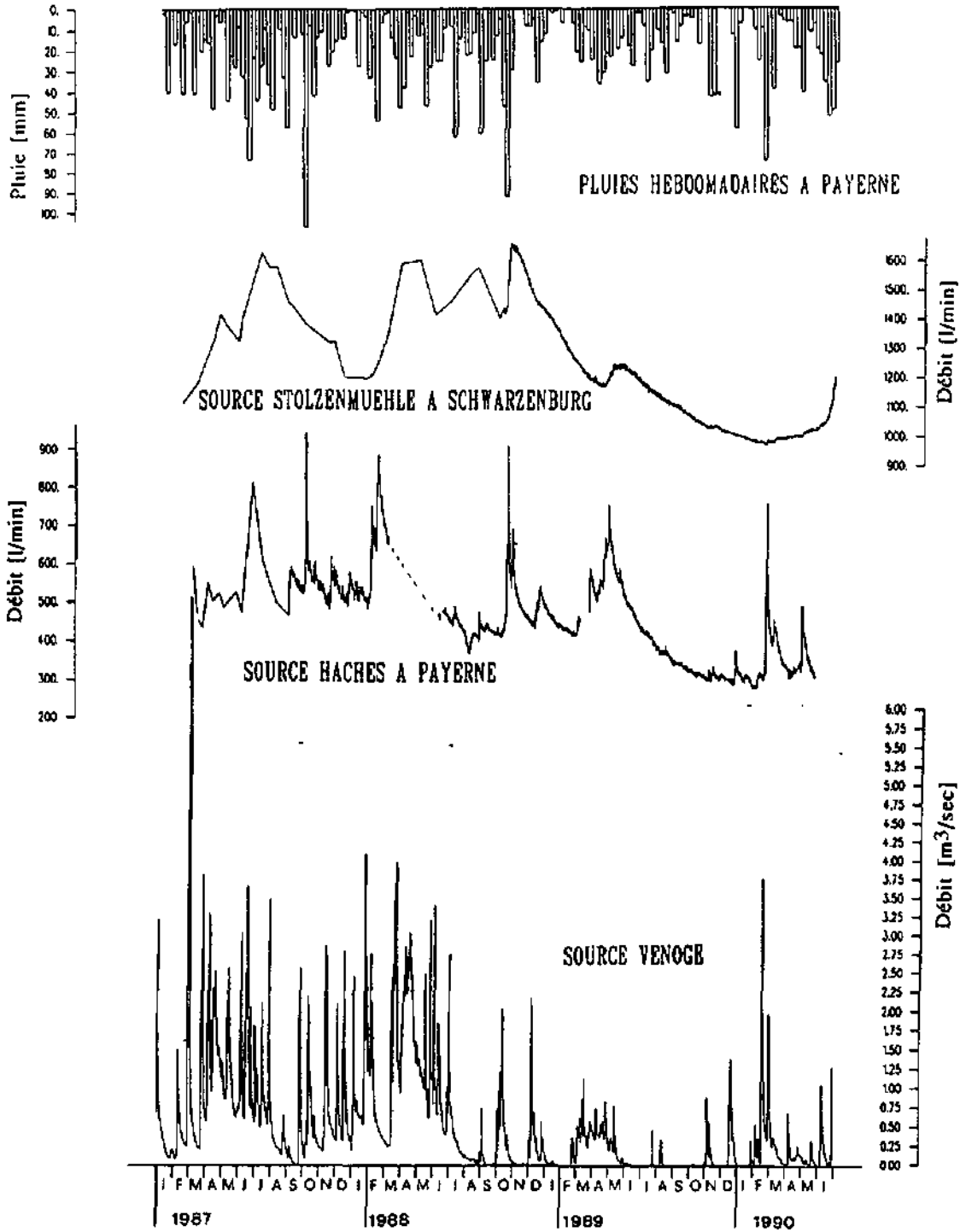


Fig. 3.1: Evolution des débits aux sources de Schwarzenburg, de Payerne et de la Venoge, de 1987 à 1989.

2. Description des observations physico-chimiques

L'étude a porté sur les paramètres suivants:

- Paramètres physiques:
 - Température (Temp.)
 - La conductibilité électrique corrigée à 20°C (K20)
- Paramètres chimiques:
 - Dureté totale (Dto), Titre alcalimétrique complet (TAC), pH
 - Li^+ , Na^+ , K^+ , Mg^{++} , Ca^{++} , Sr^{++} , Ba^{++}
 - NO_3^- , SO_4^{--} , F^- , Cl^-
 - SiO_2

Toutes les analyses chimiques ont été effectuées sur des eaux non filtrées (cf. Annexe C).

Durant ce chapitre, nous proposons une présentation générale des traceurs naturels étudiés ainsi que la description des teneurs observées sur le terrain durant les étiages d'automne 1985 et 1987.

La fig. 3.2 met en évidence la répartition de chaque élément mesuré, en fonction de la nature géologique de l'aquifère et du type d'occupation du sol.

2.1 La température

Concernant la température des eaux souterraines, nous n'avons pris en compte que les séries chronologiques de mesure et faisons référence au § 5 pour l'étude de ce paramètre.

2.2 La conductibilité électrique, la dureté totale et le TAC

La répartition des valeurs de conductibilité électrique des eaux souterraines est aussi représentative de la Dto, du TAC (et du Ca^{++} , cf. § 2.5) car ces paramètres montrent une bonne corrélation mutuelle (cf. § 3.1). C'est pourquoi, ils sont traités ensemble.

2.2.1 description générale des paramètres

a) La conductibilité électrique

Comme le montre la figure 3.3, la conductibilité électrique de l'eau (K20) est le reflet de la totalité des ions dissous. Dans une large plage de concentrations (<10'000 $\mu\text{S}/\text{cm}$), chaque sel dissous génère une conductibilité propre de la solution, proportionnelle à sa concentration. Dans les eaux de type Ca-HCO₃ et Ca-(Mg)-HCO₃ de la région d'étude, nous avons déduit empiriquement la relation suivante (fig. 3.4):

$$M_t = 0.025 \cdot K20 - 0.2$$

avec M_t = minéralisation totale en [meq/l]
 K20 = conductibilité électrique [$\mu\text{S}/\text{cm}$] corrigée à 20°C

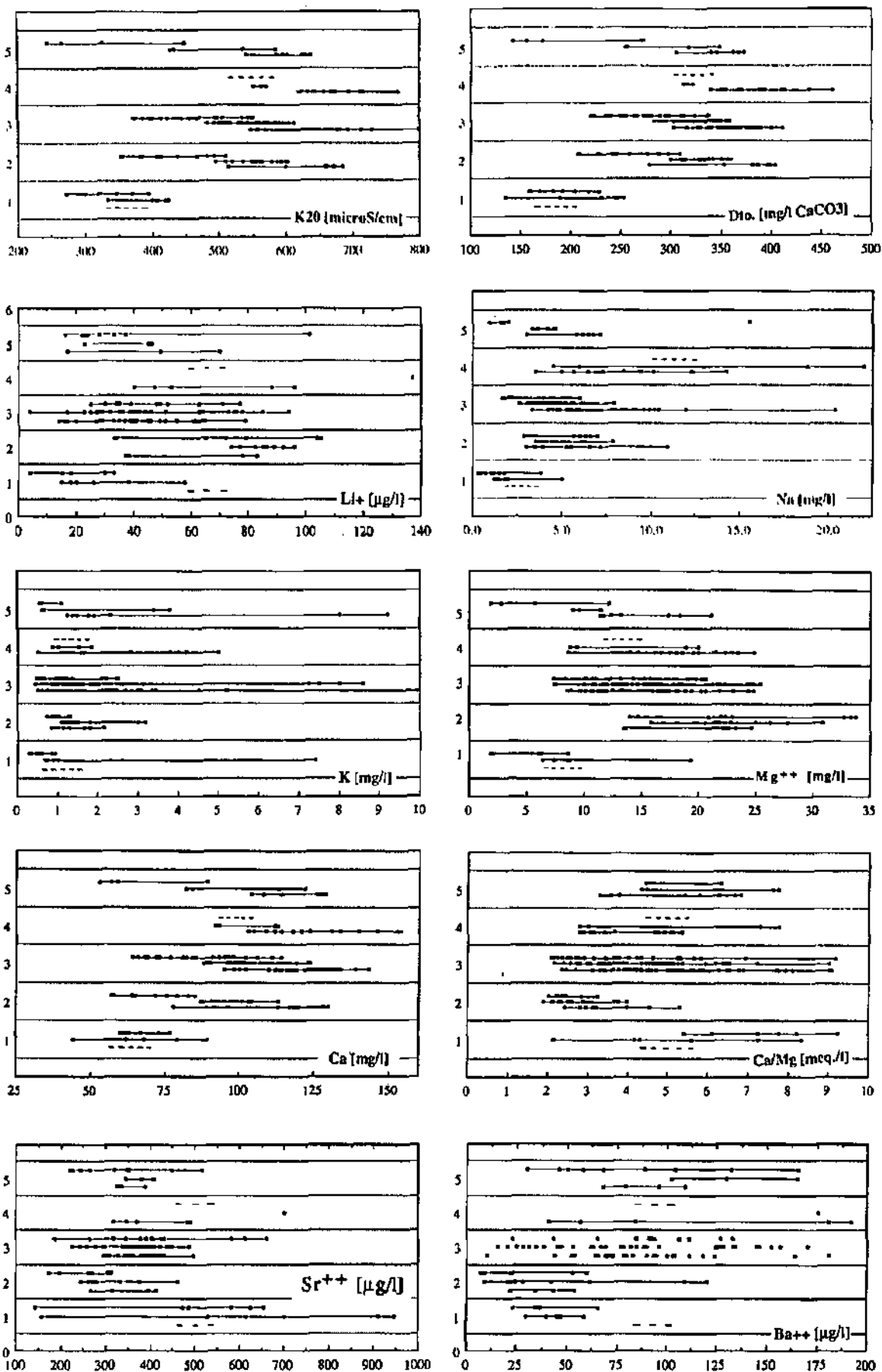


Fig 3.2 (1/2)

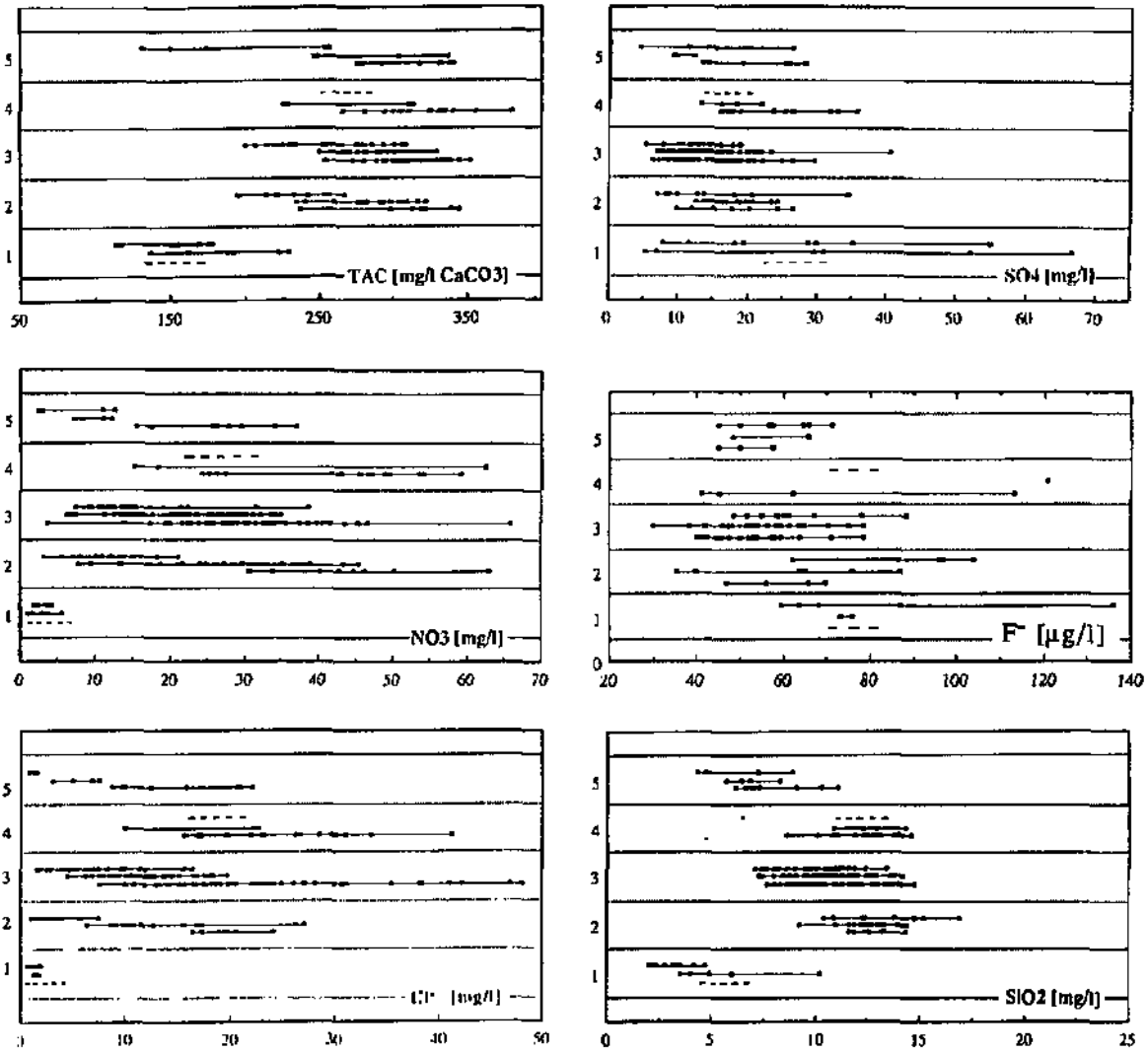


Fig 3.2 (2/2)

Fig. 3.2: Région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel: Répartition des valeurs relatives à 15 paramètres physico-chimiques mesurés et au rapport $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$, en fonction de la nature géologique de l'aquifère et du type d'occupation du sol. Les classes de points d'eau représentées par des chiffres en ordonnée sont définies de la manière suivants:

- 5: Eaux du Quaternaire dans un environnement de molasse subalpine.
- 4: Eaux du Quaternaire dans un environnement de molasse aquitaniennne.
- 3: Eaux du Quaternaire dans un environnement de molasse burdigalienne et helvétique.
- 2: Eaux d'aquifères pelliculaires de la molasse (Burdigalienne, principalement).
- 1: Eaux de sources des Préalpes.

Chaque classe est subdivisée en sous classes en fonction de l'utilisation du sol pour l'agriculture intensive et les zones construites dans les bassins-versant des sources:

- Sous classe inférieure: surface estimée plus petite que 25%.
- Sous classe moyenne: surface estimée de 25 à 75%.
- Sous classe supérieure: surface estimée plus grande que 75%.

La conductibilité électrique dépend de la température de la solution, c'est pourquoi, on l'exprime habituellement en fonction d'une température de référence de 18, 20 ou 25°C. La loi utilisée le plus fréquemment pour corriger ces valeurs de conductibilités à une température de référence de 20°C est la suivante:

$$K_{20} = K_{T_{mes}} \cdot \frac{1}{1 - 0.022 \cdot (20 - T_{mes})}$$

avec

T_{mes} = Température de mesure [°C]

K_{20} = conductibilité électrique [$\mu\text{S}/\text{cm}$] corrigée à 20°C

Toutes les mesures de conductibilité exprimées dans cette étude se réfèrent à une température de 20°C.

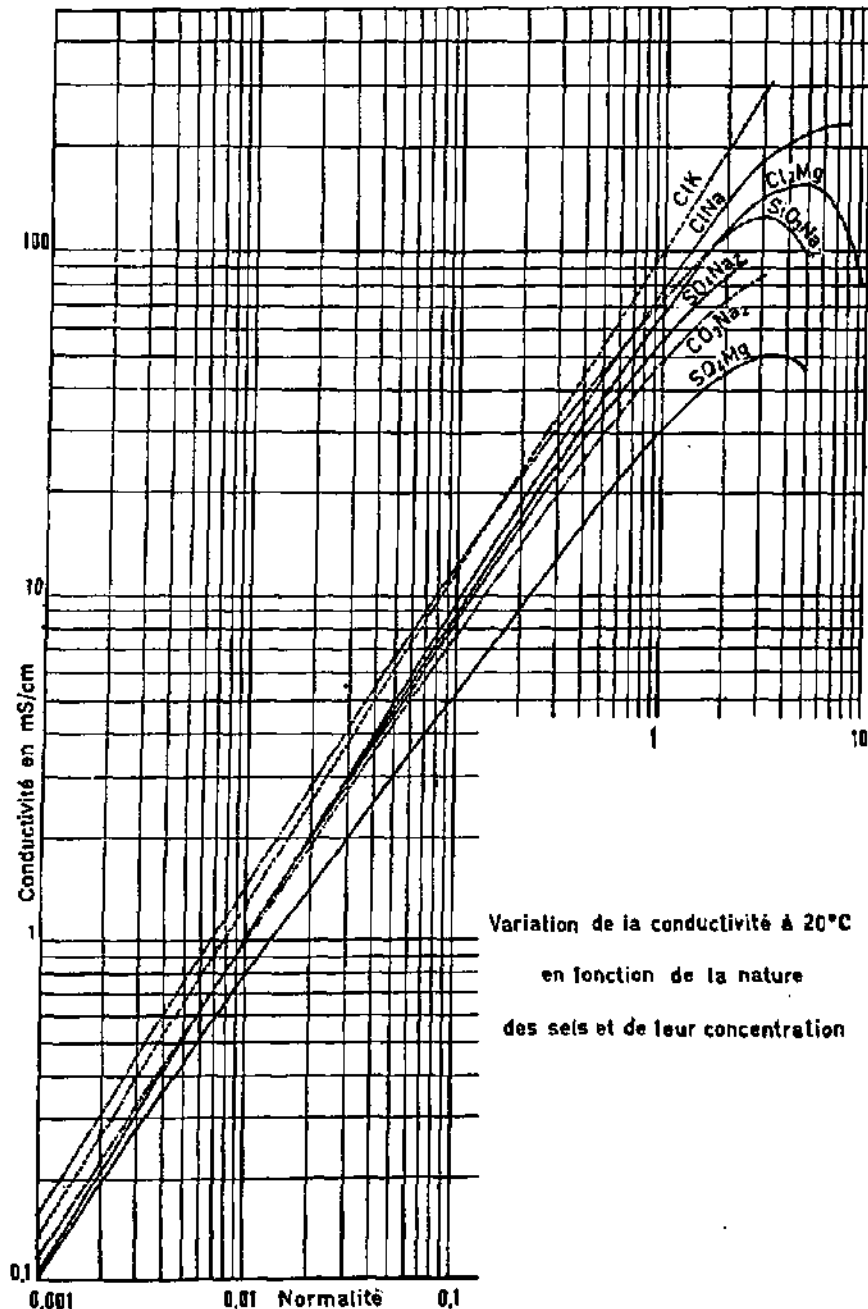


Fig. 3.3 tirée de RODIER (1978): Relation entre la concentration de certains sels et la conductibilité électrique de leur solution aqueuse.

b) La dureté totale

La dureté totale (Dto) est l'expression en [mg/l de CaCO₃] de l'ensemble des sels de cations bivalents. Les sels de Ca⁺⁺ et Mg⁺⁺ constituent la presque totalité de la minéralisation des eaux de la région d'étude, à l'exception des eaux sulfatées des Préalpes, de celles des molasses marneuses (Partie 1) et d'eaux très contaminées, riches en Na⁺ et K⁺.

Lorsque les cations bivalents autres que Ca⁺⁺ et Mg⁺⁺ sont présents à des concentrations inférieures à 0.02 mval/l, ils contribuent à la dureté totale pour une proportion négligeable, inférieure à 0.5%

Ainsi, dans ces conditions, on a la relation suivante (cf. § 3.1):

$$\text{Dto [mg/l CaCO}_3\text{]} = 2.497 \cdot \text{Ca}^{++} \text{ [mg/l]} + 4.117 \cdot \text{Mg}^{++} \text{ [mg/l]}$$

c) Le titre alcalimétrique complet

Le titre alcalimétrique complet (TAC) est l'expression de la teneur totale de l'eau en hydroxydes, carbonates et bicarbonates alcalins et alcalino-terreux. Entre les pH de 7.65 et 8.3, l'essentiel du TAC est constitué par les bicarbonates. La totalité des eaux étudiées ayant un pH compris dans cette fourchette, on peut admettre l'approximation suivante (MISEREZ, 1973):

$$\text{HCO}_3^- \text{ [mg/l]} = 1.22 \cdot \text{TAC [mg/l de CaCO}_3\text{]}$$

TILLMANN in TROMBE (1952) propose une méthode graphique, souvent utilisée, qui permet de définir l'état de saturation d'une eau vis à vis des carbonates à partir des mesures de TAC et de pH.

2.2.2 Distribution géographique

La fig. 3.6 représente la répartition statistique des conductibilités électriques dans les eaux souterraines investiguées.

Le terrain a été subdivisé en quatre zones, en fonction du degré de minéralisation moyen des eaux souterraines et de la géologie (cf. § 1.4, fig. 3.5).

Les valeurs moyennes de ces paramètres (et de Ca⁺⁺) dans chaque zone sont les suivantes:

Zone hydro-géochimique	K20 [μS/cm]	Dto [mg/l CaCO ₃]	TAC [mg/l CaCO ₃]	Ca ⁺⁺ [mg/l]
1	< 450	< 270	< 200	< 85
2	350-550	200-330	190-300	60-100
3 et 4	500-800	300-480	280-380	60-160

Dans les zones 3 et 4 (au NW de la ligne Romont-Schwarzenburg), on retrouve très peu de points d'eau à faible minéralisation relative (K20 < 450 μS/cm). Il s'agit essentiellement d'eaux liées à la molasse burdigalienne, provenant de réseaux d'écoulements profonds (cf. Partie I, § 2) ou d'eaux issues d'aquifères presque entièrement recouverts de forêts ou de pâturages (forêt du Grand Belmont au SW du lac de Morat et région de Moos, à 6 km à l'ouest de Schwarzenburg).

Les conductibilités supérieures à 650 μS/cm se retrouvent toutes dans les zones hydrogéochimiques 3 et 4. Elles sont liées à des bassins versants au sein desquels une très intense activité agricole a lieu, ou à des endroits soumis à une atteinte particulière (eaux usées, par exemple).

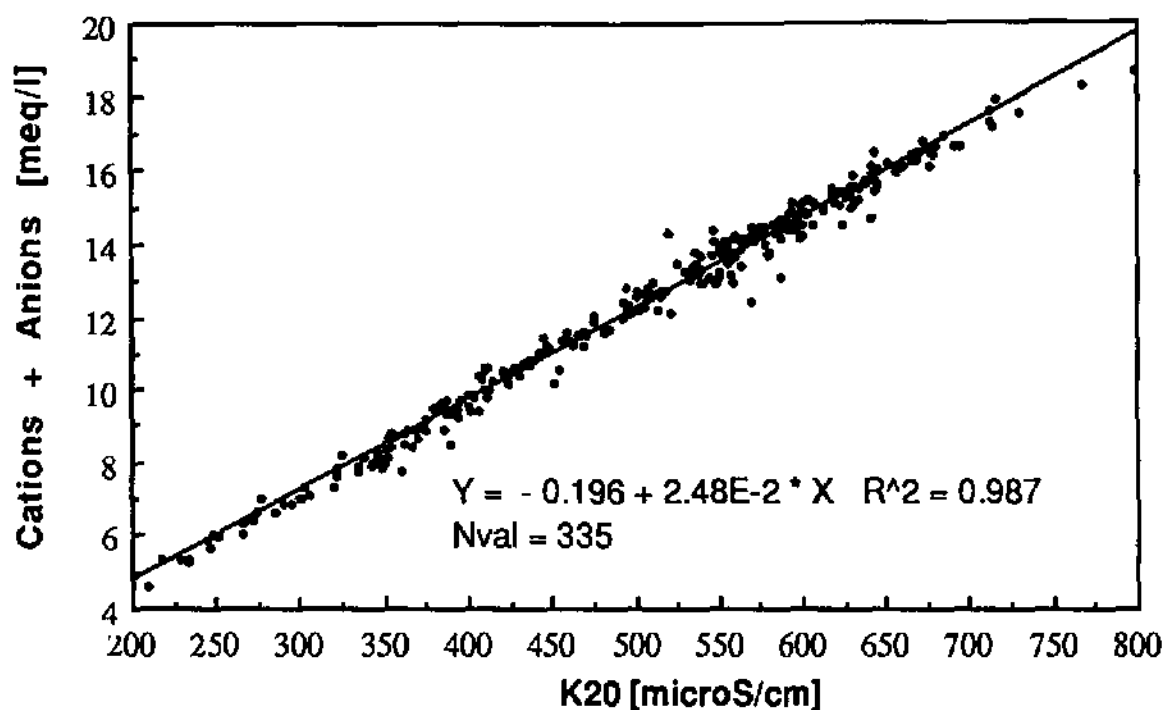


Fig. 3.4: Relation entre la conductibilité électrique et la somme des ions dissous pour 335 mesures faites en 170 points d'eau souterrain et de surface de la région située entre les Préalpes fribourgeoise et le lac de Neuchâtel.

2.2.3 Distribution en fonction de la géologie et de l'occupation du sol

La fig. 3.2 met en évidence la forte dépendance des paramètres par rapport au type d'occupation du sol: Les conductibilités supérieures à 620 $\mu\text{S}/\text{cm}$ correspondent toutes à des points d'eau dont les bassins versants supposés sont occupés à plus de 75% par des terres agricoles ou des régions construites. Une eau relativement moins minéralisée provient de bassins versants recouverts à plus de 75% par des prés, des pâturages ou des forêts.

Pour une altitude des sources comprise entre 550 et 750 m et en fonction du type de couverture végétale de leur bassins versants, on observe les valeurs de minéralisation suivantes:

Sources (cf. tab. 8) CaCO ₃	Couverture du b.v.	K20 [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	Dto [mg/l CaCO ₃]	TAC [mg/l]
03,31,32,33...	forêt feuillus	380 - 480	225 - 290	220 - 260
08,10,11...	pâturages, forêts	450 - 550	270 - 315	240 - 270
01,05,22,29...	forêts conifères	480 - 600	280 - 340	260 - 325
34,38,51,52...	Terres agricoles	550 - 800	340 - 400	300 - 340

On ne remarque pas de différence significative entre la minéralisation moyenne des eaux provenant des aquifères épidermiques de la molasse burdigatienne ou des aquifères du Quaternaire.

Dans la molasse subalpine et les flyschs subalpins, les minéralisations sont relativement faibles, à l'exception des eaux de la plaine de Marsens, plus proches, dans leurs caractéristiques des eaux du Plateau (attribution de cette région à la zone hydrochimique 3 car ce terrain fait l'objet de cultures agricoles intensives.

Les eaux karstiques des Préalpes se différencient très nettement de celles du Plateau par leur minéralisation basses. Elles s'individualisent mieux par le TAC que par les autres paramètres car ces eaux contiennent souvent des concentrations relativement élevées ($> 20 \text{ mg/l}$) en SO_4^{--} .

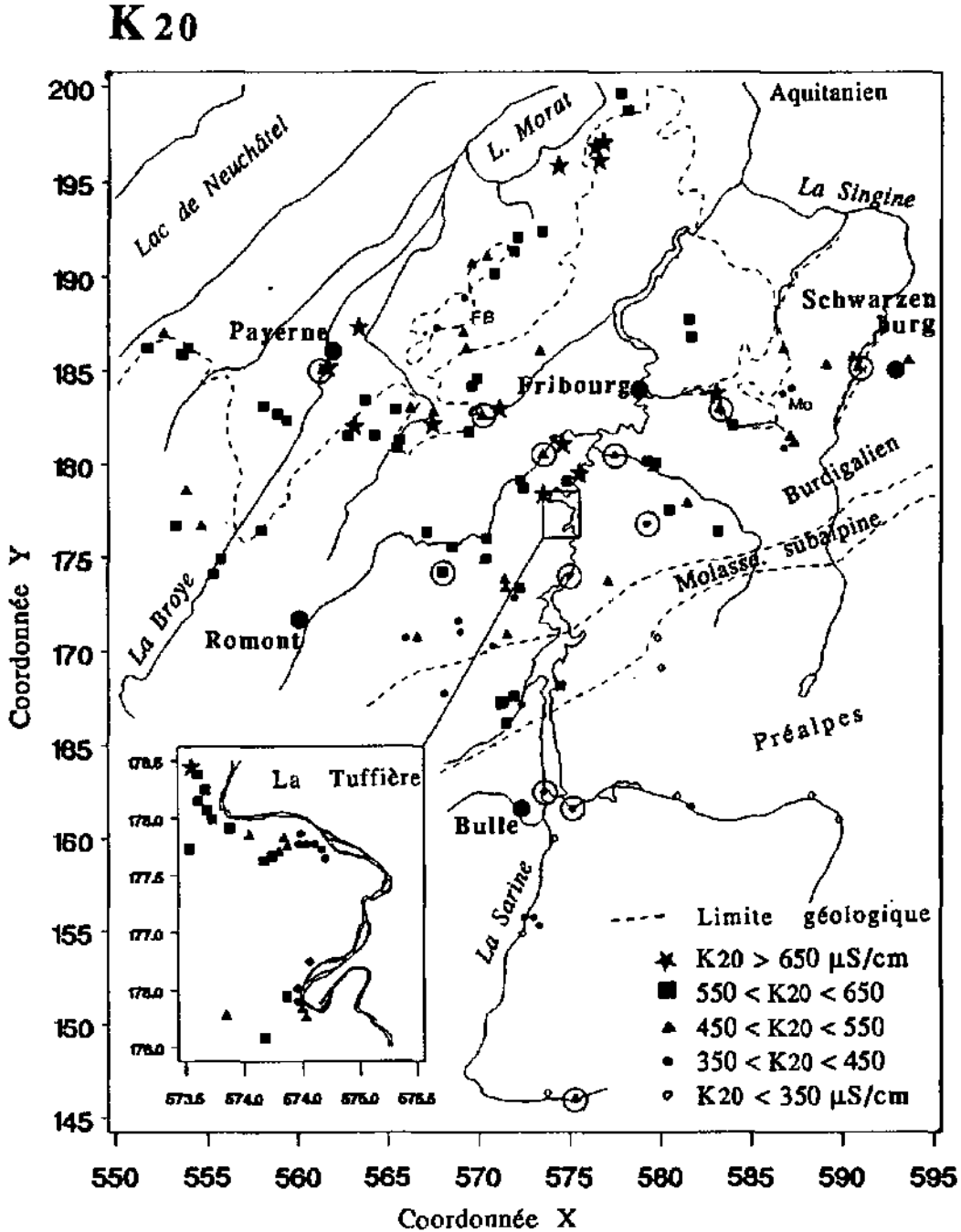


Fig. 3.5: Région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel: Répartition géographique des valeurs de conductibilité électrique [μS] dans les eaux souterraines et de surface (entourées d'un cercle). (FB) = forêt du Grand Belmont, (Mo) = région de Moos

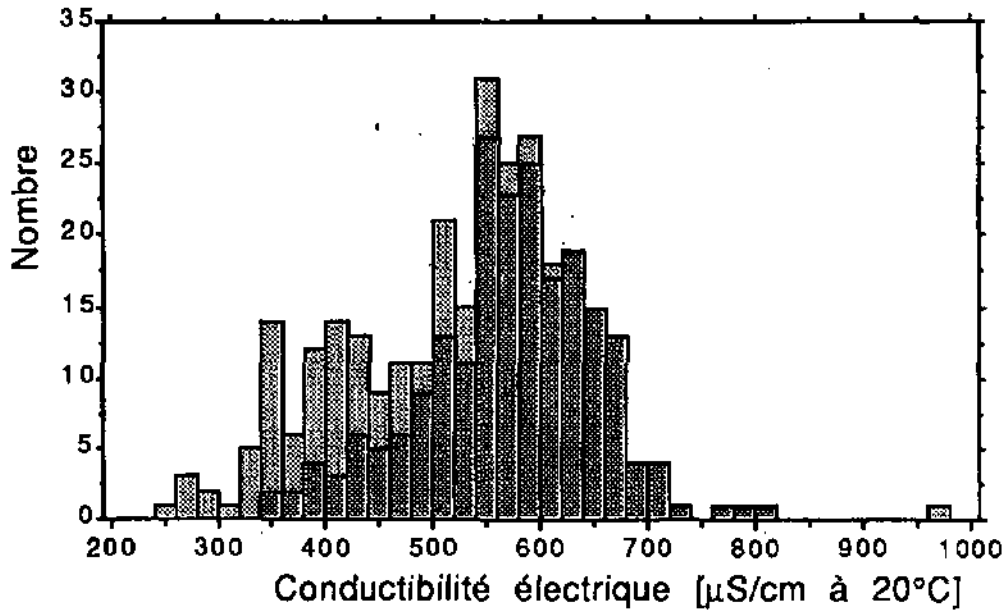


Fig. 3.6: Histogramme de répartition des conductibilités électriques des eaux souterraines, en foncé, les eaux du Quaternaire du Plateau, en clair, les eaux des Préalpes et de la molasse du Plateau.

2.3 pH et indice de saturation vis à vis de la calcite

La figure 3.7 montre que la plupart des eaux étudiées sont sursaturées vis-à-vis de la calcite. L'indice de saturation qui donne une valeur chiffrée de l'état d'agressivité ou d'incrustation de l'eau dépend étroitement du pH et, comme celui-ci, de la pression partielle de CO_2 .

2.3.1 description générale des paramètres

On peut calculer ou mesurer un indice de saturation de l'eau vis-à-vis de la calcite de plusieurs manières (cf. MISEREZ 1973). L'indice de Langelier, par exemple est la différence entre le pH mesuré et le pH de saturation déduit du diagramme de Tillmanns, pour une même valeur du TAC.

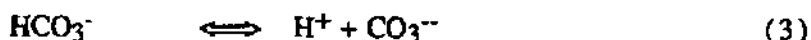
STUYFZAND (1989) décrit une méthode intéressante de calcul de l'indice de saturation (SI) de la calcite que nous avons appliqué dans cette étude:

$$SI = \log \left(\frac{[\text{Ca}^{++}] \cdot [\text{CO}_3^{--}]}{K_c} \right)$$

avec $[]$ = activité de l'ion libre
 K_c = constante de solubilité de la calcite.

Cette méthode rapide d'utilisation donne, selon son auteur, des résultats tout à fait comparables à ceux obtenus au moyen du programme WATEQF de PLUMMER et al. (1976).

L'équilibre entre la calcite et ses constituants dissociés Ca^{++} et CO_3^{--} dépend de la température et de la force ionique de ces constituants. La concentration de l'ion CO_3^{--} est étroitement liée aux équilibres prévalant au sein des réactions de dissociation (2 et 3) et d'hydratation du CO_2 (1):



Ainsi, à température constante, plus la pression partielle de CO_2 dans l'eau est haute, plus le produit de solubilité de la calcite est grand.

Au sein des systèmes hydrogéologiques étudiés, particulièrement les aquifères du Quaternaire où le temps de séjour souterrain de l'eau dépasse souvent 5 ans, on peut considérer que l'eau est en parfait équilibre avec son milieu. Elle devrait donc avoir un indice de saturation proche de zéro, ce qui n'est que rarement le cas. En effet, l'eau étudiée n'est pas mesurée aux conditions qui prévalent dans l'aquifère. Souvent, avant le lieu d'échantillonnage ou de mesure, elle a eu le temps de changer de température ou de modifier sa pression partielle de CO_2 . Une diminution de cette dernière par dégazage au contact de l'air a pour conséquence immédiate une augmentation du pH par déplacement rapide de l'équilibre des réactions (1), (2) et (3) vers la gauche, ce qui signifie, sur le diagramme de TILLMANN, la montée du point en direction du champ de sursaturation.

2.3.2 Relation entre pH d'équilibre et K20, TAC, Dto et Ca^{++}

On retrouve une très bonne relation entre les paramètres K20, TAC, Dto et Ca^{++} et le pH d'équilibre (pHéq) (fig. 3.8). Sur le graphique correspondant au rapport TAC - pHéq, sont représentées les courbes de Tillmanns (tirées de TILLMANN in TROMBE, 1952), relatives aux températures de 0, 10, 20 et 30°C. La température moyenne des eaux étudiées oscillant entre 7 et 11 °C, c'est la courbe de 20°C qui paraît la plus adéquate au modèle de Stuyfzand.

Ces mesures montrent que dans la plupart des eaux étudiées, il est possible de procéder à un suivi temporel de l'état d'agressivité de l'eau au moyen de mesures régulières de la conductibilité électrique et du pH (cf PASQUIER, 1982).

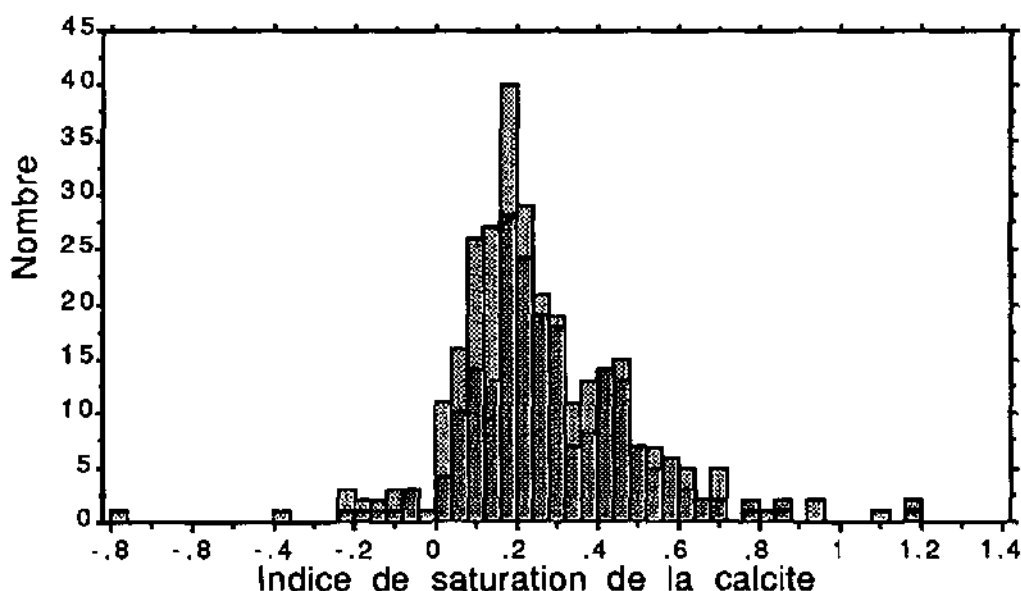


Fig. 3.7: Histogramme de répartition des indices de saturation des eaux souterraines vis à vis de la calcite, selon la méthode de STUYFZAND (1989); en foncé, les eaux du Quaternaire du Plateau, en clair, les eaux des Préalpes et de la molasse du Plateau.

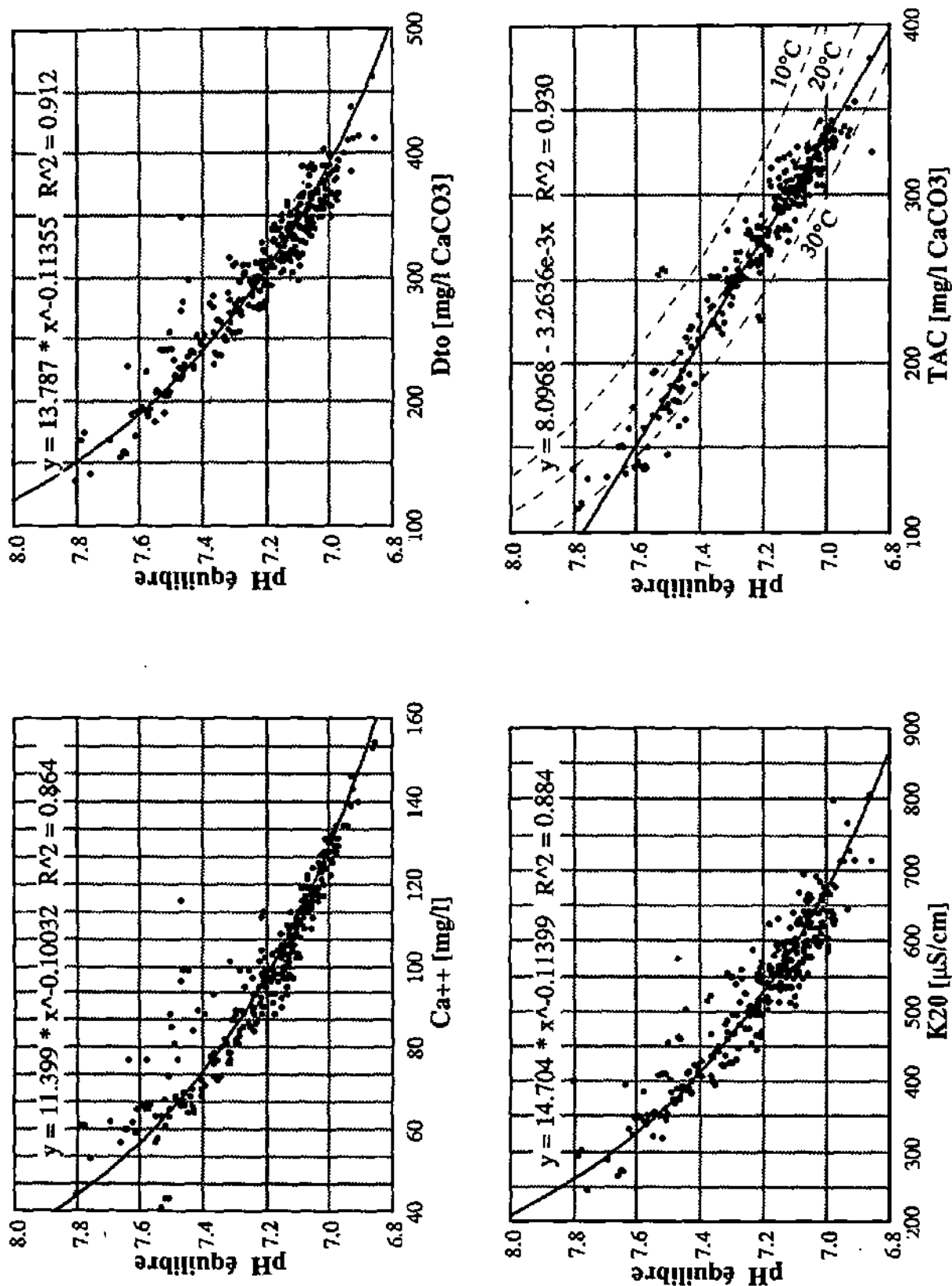


Fig. 3.8: Relation entre les paramètres de la minéralisation totale de l'eau (Ca⁺⁺, Dto, TAC et K20) et le pH d'équilibre calculé au moyen de la méthode de STUYFZAND (1989).

Sur le graphique correspondant au TAC sont indiquées les courbes de TILLMANN (1932) relatives aux températures de 10, 20 et 30°C

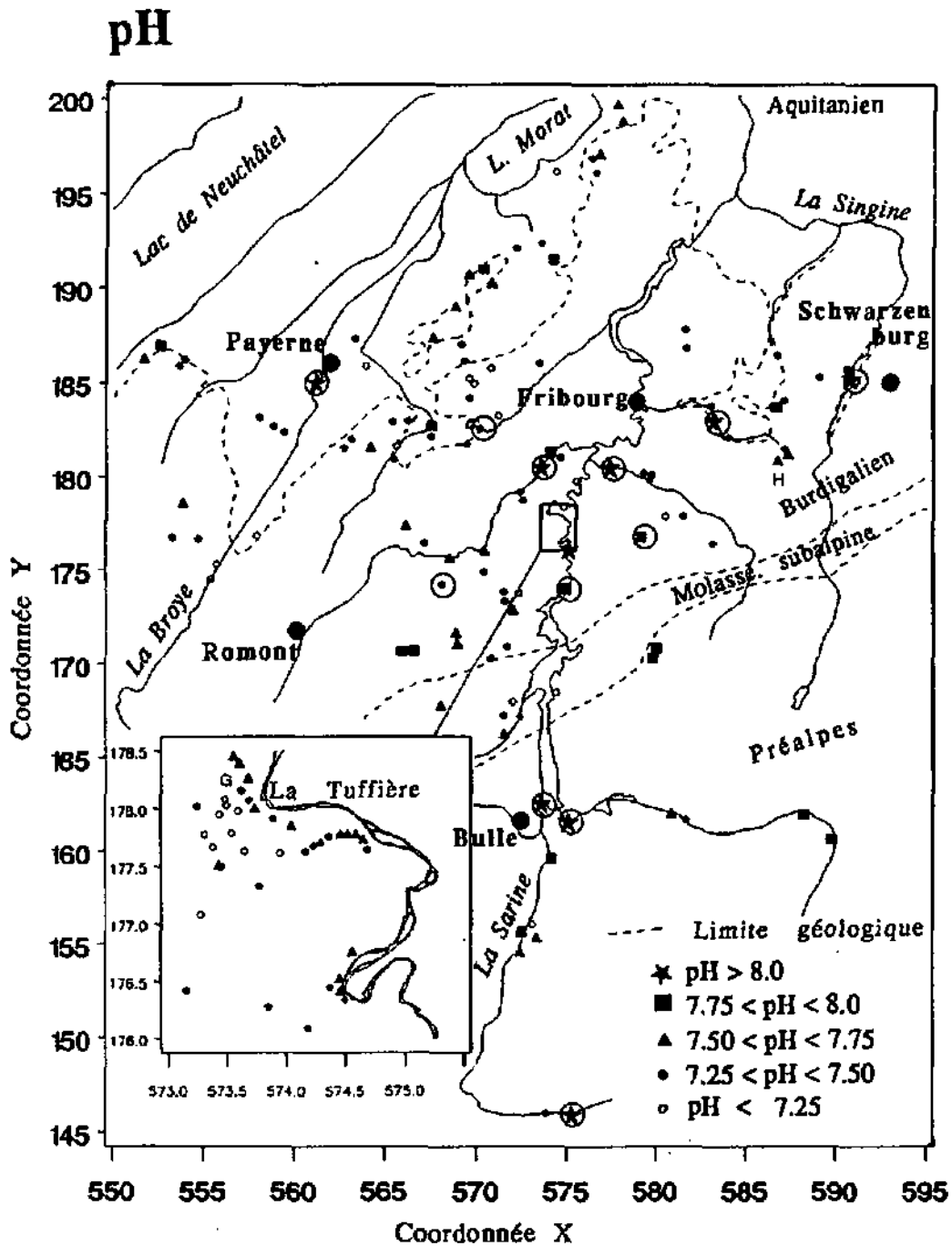


Fig. 3.9: Région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel: Répartition géographique des valeurs de pH dans les eaux souterraines et de surface (entourées d'un cercle). (H) = région de la Hofmatt (G) = zone du Grabe, exutoire de l'aquifère de la Tuffière.

2.3.3 Distribution géographique

La fig. 3.9 montre la répartition des valeurs de pH mesurées sur le terrain au cours de la campagne de prélèvements d'automne 1985. La moyenne des différences entre pH mesuré en laboratoire et pH mesuré sur le terrain est de l'ordre de +0.15.

On ne retrouve pas de zonation du paramètre mais plusieurs informations ressortent de cette représentation:

- Les eaux de surface ont toutes un pH moyen supérieur à 8. Les eaux souterraines fortement influencées par ces eaux de surface, possèdent un pH relativement élevé, supérieur à 7.5. Il s'agit, par exemple, de la partie orientale de l'aquifère de la Tuffière, alimentée par le lac de la Gruyère (cf. Partie 2). Les sources de la Hofmatt ("H" sur fig. 3.9), probablement influencées en partie par des venues d'eau de surface dans le bassin de la Singine (SCHNEUWLY, 1988), montrent des pH élevés (cf. § 5.2.2).

- Aux endroits où l'on prélève l'eau immédiatement à sa sortie de l'aquifère, sans qu'elle ait le temps de se dégazer, le pH mesuré est, pour des TAC > 250 mg/l CaCO₃, toujours inférieur à 7.5 et souvent compris entre 7.0 et 7.25.

- Aux points où l'eau dispose d'un certain temps pour perdre une part de CO₂ entre sa sortie de l'aquifère et le lieu de prélèvement, les pH sont de l'ordre de 7.5 à 8. Il s'agit le plus souvent de sources à très faible débit (< 50 l/min), de drains de rassemblement de plusieurs captages, d'endroits où l'eau a un écoulement turbulent avant le lieu de mesure etc. L'endroit le plus évocateur de ce phénomène est la partie occidentale de l'aquifère de la Tuffière (cf. fig. 2.18). L'eau de la plupart des piézomètres et puits à l'amont de la zone sourcière du Grabe (G) a un pH inférieur à 7.25. Les indices de saturation varient entre 0.05 et 0.25. Aux sources du Grabe, par contre, les pH observés de cette même eau et les indices de saturation y relatifs s'élèvent à des valeurs comprises entre 7.35 et 7.6, respectivement 0.35 et 0.55. Avant le point de mesure, l'eau a subi un dégazage de CO₂ partiel de deux manières, à cause de l'écoulement turbulent dans le captage et à cause d'un transit partiel (2 à 50 m suivant les cas) à l'intérieur d'éboulis, juste avant l'ouvrage de captage.

- Dans les sources karstiques étudiées, le pH d'étiage est le plus souvent compris entre 7.5 et 7.9, à cause des faibles minéralisations (TAC < 200 mg/l CaCO₃) et du type d'écoulements souterrain.

2.4 Les cations alcalins Li⁺, Na⁺ et K⁺

Li⁺, Na⁺ et K⁺ proviennent habituellement issus des minéraux argileux et des feldspaths. On trouve des concentrations élevées en Li⁺ dans les eaux issues de roches magmatiques. Le Na⁺ provient, en outre, dans certains cas, de roches évaporitiques (Na Cl). Na⁺ et K⁺ peuvent provenir des influences anthropogènes suivantes:

- salaison des routes (surtout Na⁺)
- engrais (surtout K⁺)
- eaux usées et déchets (Na⁺ et K⁺)

A partir du squelette minéral, la mise en solution de ces éléments a lieu par dissolution ou transformation des minéraux et par échange ionique (cf. § 3.2).

2.4.1. Le Li⁺

Mises à part quelques exceptions, les teneurs en Li⁺ (fig. 3.10) supérieures à 50 µg/l se trouvent dans la zone hydrogéochimique 4 (plaines du NW), liées principalement aux aquifères épidermiques de la base du Burdigalien et de l'Aquitainien où elles peuvent atteindre 1 mg/l, ainsi qu'à quelques aquifères du

Quaternaire. Dans la région de la plaine de la Broye, les eaux contenant moins que $50 \mu\text{g/l}$ de Li^+ sont principalement tributaires de systèmes d'écoulement locaux "perchés" ou peu alimentés par l'encaissant molassique. Dans la zone hydrogéochimique 3 (Plateau), les teneurs moyennes sont voisines de $25 \mu\text{g/l}$. Les valeurs supérieures à $50 \mu\text{g/l}$ proviennent, probablement, comme à la Tuffière (cf. Partie 2, § 5.3), du drainage partiel de formations peu perméables à dominance de limons et d'argiles. Il s'agit des sources de Marly (Y), Bois de Bouleyres (B), St Sylvester (S) et Hofmatt (H, cf. fig. 3.10). Les eaux de la molasse burdigalienne à Matran (M) contiennent des teneurs comprises entre 35 et $80 \mu\text{g/l}$, augmentant progressivement vers le bas des séries du Burdigalien. Une valeur isolée, relativement élevée a été observée dans les eaux du flysch du Gurnigel dans la région du Cousimbert.

La distribution de Li^+ ne montre pas d'influence d'origine anthropique (fig. 3.2).

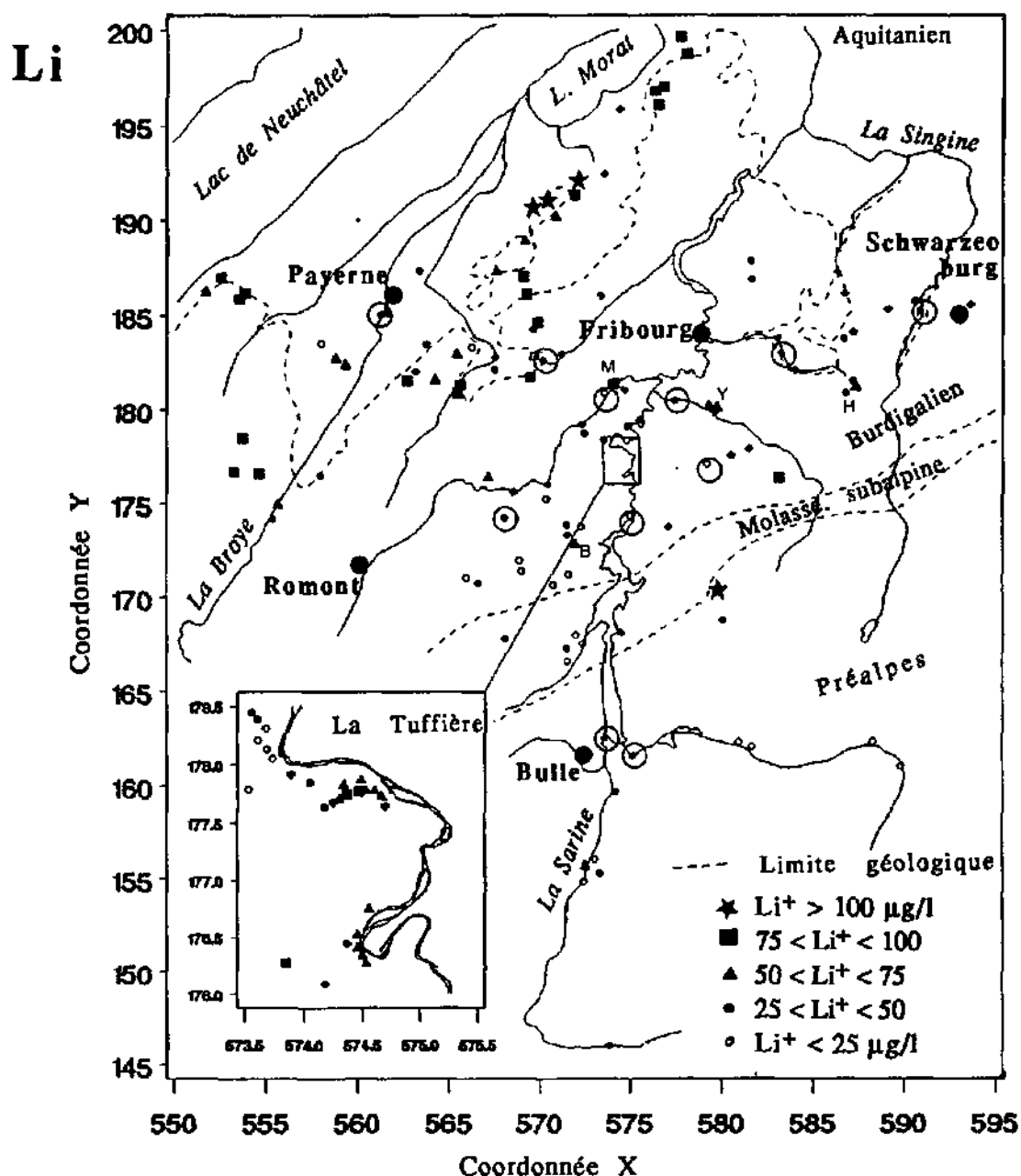


Fig. 3.10: Région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel: Répartition géographique des valeurs de Li^+ dans les eaux souterraines et de surface (entourées d'un cercle). (B) = Bois de Bouleyres (H) = région de la Hofmatt, (M) = Matran, (Y) = Marly

2.4.2 Le Na^+

Le Na^+ (fig. 3.11) suit bien la distribution de la conductibilité électrique, avec des valeurs faibles (<4 mg/l) dans la zone hydrogéochimique 1, faibles à moyennes (2-9 mg/l) dans la zone 2 et moyennes à élevées (4-20 mg/l) dans les zones 3 et 4.

Les cours d'eau contiennent des teneurs supérieures à celles des eaux souterraines.

Les teneurs en Na^+ (fig. 3.2) montrent une augmentation systématique dans les aquifères soumis aux influence anthropogènes.

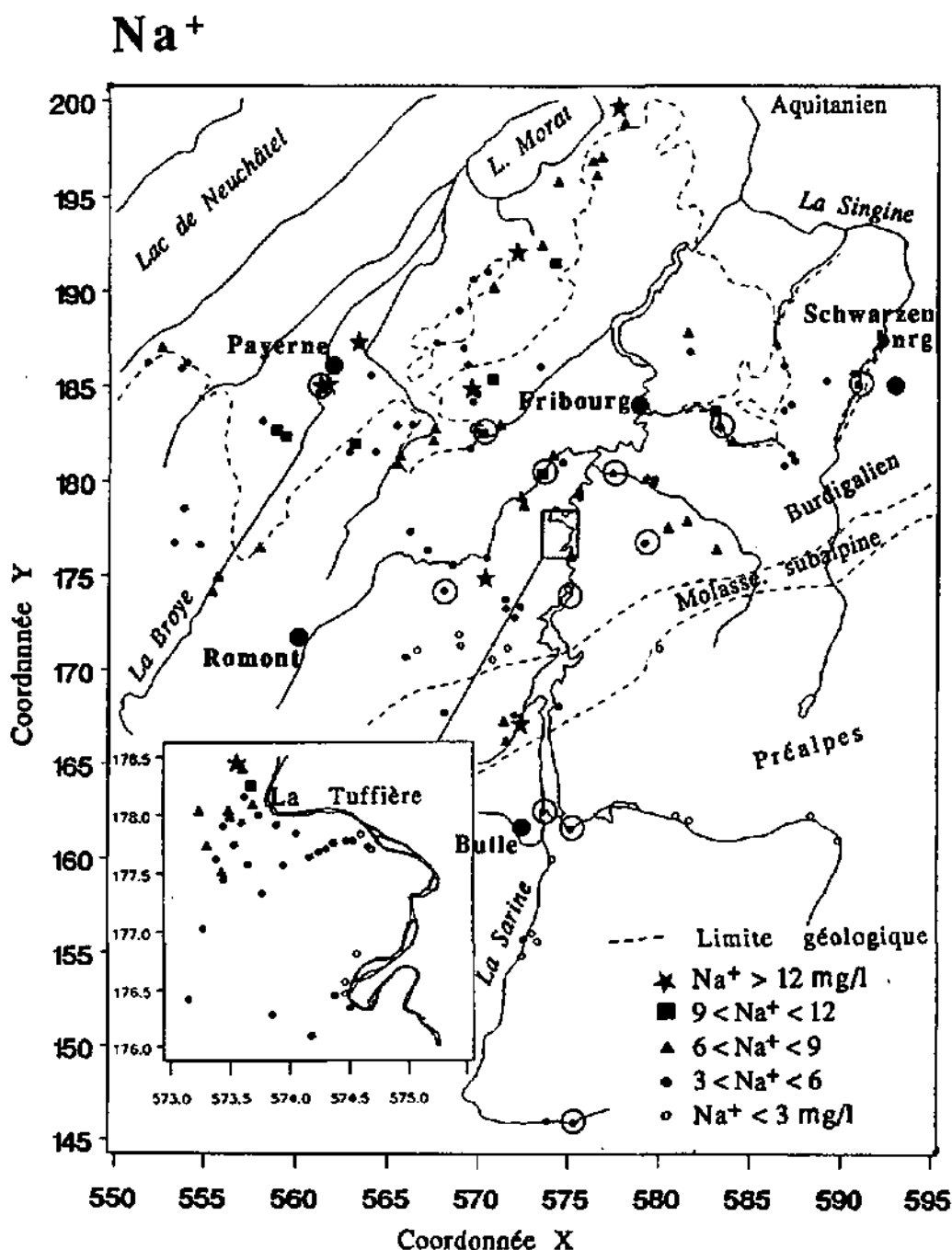


Fig. 3.11: Région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel: Répartition géographique des valeurs de Na^+ dans les eaux souterraines et de surface (entourées d'un cercle).

2.4.3 Le K^+

Le K^+ (fig. 3.12) ne suit aucune tendance géographique ou géologique. Les teneurs habituelles dans la plupart des points d'eau se situent entre 0.5 et 1.5 mg/l. On ne constate pas d'augmentation systématique des teneurs dans les aquifères soumis aux influences anthropogènes (fig. 3.2). Seules quelques eaux des sous-classes dont les bassins versants sont occupés à plus de 25% par des cultures ou des zones construites ont des concentrations plus élevées. Une bonne partie des points d'eau souterraine dont les teneurs en K^+ dépassent 3 mg/l souffrent de contamination en provenance d'un foyer de pollution ponctuel du type égouts ou endroit d'entreposage d'engrais naturel! Les eaux de surface du Plateau contiennent des teneurs supérieures à 3 mg/l.

K^+ n'est corrélé de manière significative avec aucun autre paramètre étudié.

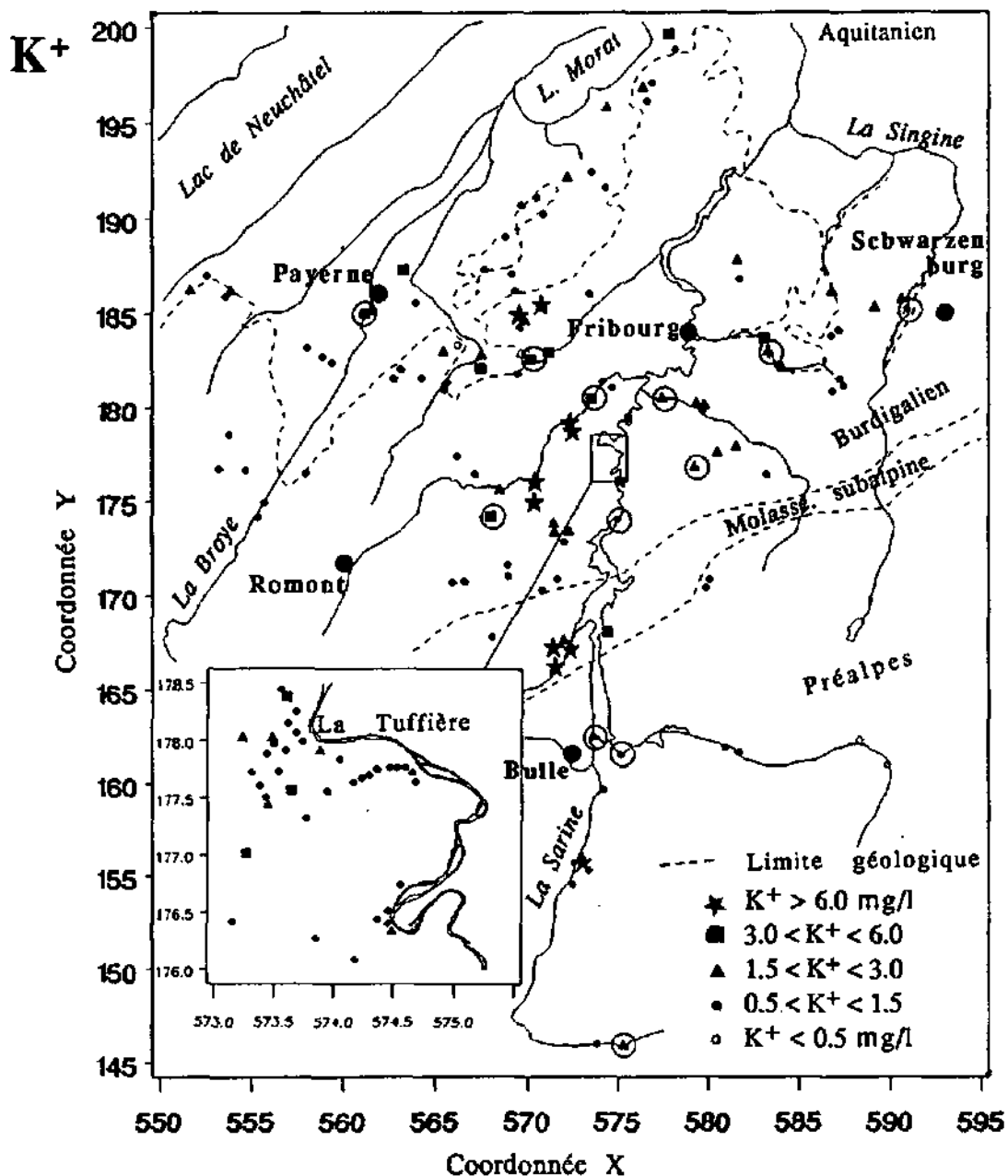


Fig. 3.12: Région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel: Répartition géographique des valeurs de K^+ dans les eaux souterraines et de surface (entourées d'un cercle).

2.5 Les cations alcalino-terreux Mg^{++} , Ca^{++} , Sr^{++} et Ba^{++}

Les cations alcalino-terreux Mg^{++} , Ca^{++} , Sr^{++} et Ba^{++} entrent dans la composition d'un large spectre de minéraux carbonatés, sulfatés et silicatés, en tant qu'éléments principaux ou secondaires. Ils forment souvent des cristaux mixtes. Ils peuvent occuper des places échangeables au sein des minéraux argileux.

2.5.1 Le Mg^{++}

Cet élément (fig. 3.13) se trouve principalement dans la dolomie: $Ca-Mg(CO_3)_2$ et la calcite magnésienne. Des hautes concentrations en Mg^{++} sont souvent liés aux sulfates car les gisements de gypse ou d'anhydrite contiennent des teneurs importantes en Mg^{++} . La figure 3.26 déduite des mesures présentées dans HÖGL (1980) fait apparaître qu'une relation existe entre les sulfates et le Mg^{++} dans les eaux minérales de Suisse (cf. § 3.3).

Sur le terrain, on observe une nette zonation géographique des teneurs en Mg^{++} , avec une augmentation progressive depuis les régions de montagnes au SE, vers les régions de plaine au NW. Dans la zone hydrogéochimique 4, les hautes teneurs en Mg^{++} se trouvent dans des aquifères épidermiques de la molasse ou des aquifères du Quaternaire, situés en position morphologique basse, drainant des milieux à faible perméabilité. Dans la zone hydrogéochimique 3, on trouve des hautes concentrations en Mg^{++} (> 20 mg/l), dans les mêmes aquifères qui contiennent des teneurs supérieures à $50 \mu\text{g/l}$ de Li^{++} : Marly (Y), St Sylvester (S), Bois de Bouleyres (B), La Tuffière et Matran (M).

Bien qu'il y ait présence de nombreuses formations dolomitiques dans les Préalpes, les teneurs des eaux souterraines issues de cette région sont relativement faibles (< 5 mg/l, cf. fig. 0.14), à l'exception de points d'eau particuliers provenant du Dogger inférieur et du Lias, ($S-10$ mg/l), décrits dans MÜLLER et PLANCHEREL (1982). Dans les eaux d'aquifères épidermiques de la molasse, on trouve des concentrations moyennes de 13 à 31 mg/l, quelque peu supérieures à celles du Quaternaire (7 - 25 mg/l). On ne remarque aucune influence de l'ion Mg^{++} liée à des zones construites ou à l'utilisation du sol à des fins agricoles (fig. 3.2).

2.5.2 Le Ca^{++}

L'ion Ca^{++} est issu essentiellement de la dissolution des minéraux carbonatés (calcite, dolomite ...) et du gypse. La mise en solution de cet élément peut aussi avoir lieu, comme celle du Mg^{++} , à partir des minéraux silicatés suivants:

Feldspaths, amphiboles, pyroxènes, micas et minéraux argileux.

Sur le terrain d'étude, cet élément est bien corrélé avec les paramètres de la minéralisation totale (fig. 3.14). Sa distribution géochimique est très analogue à celles de la conductibilité électrique et de la dureté totale (cf. § 2.2).

Le rapport Ca^{++}/Mg^{++} donne des informations intéressantes sur le temps de séjour souterrain de l'eau (cf. § 5.5).

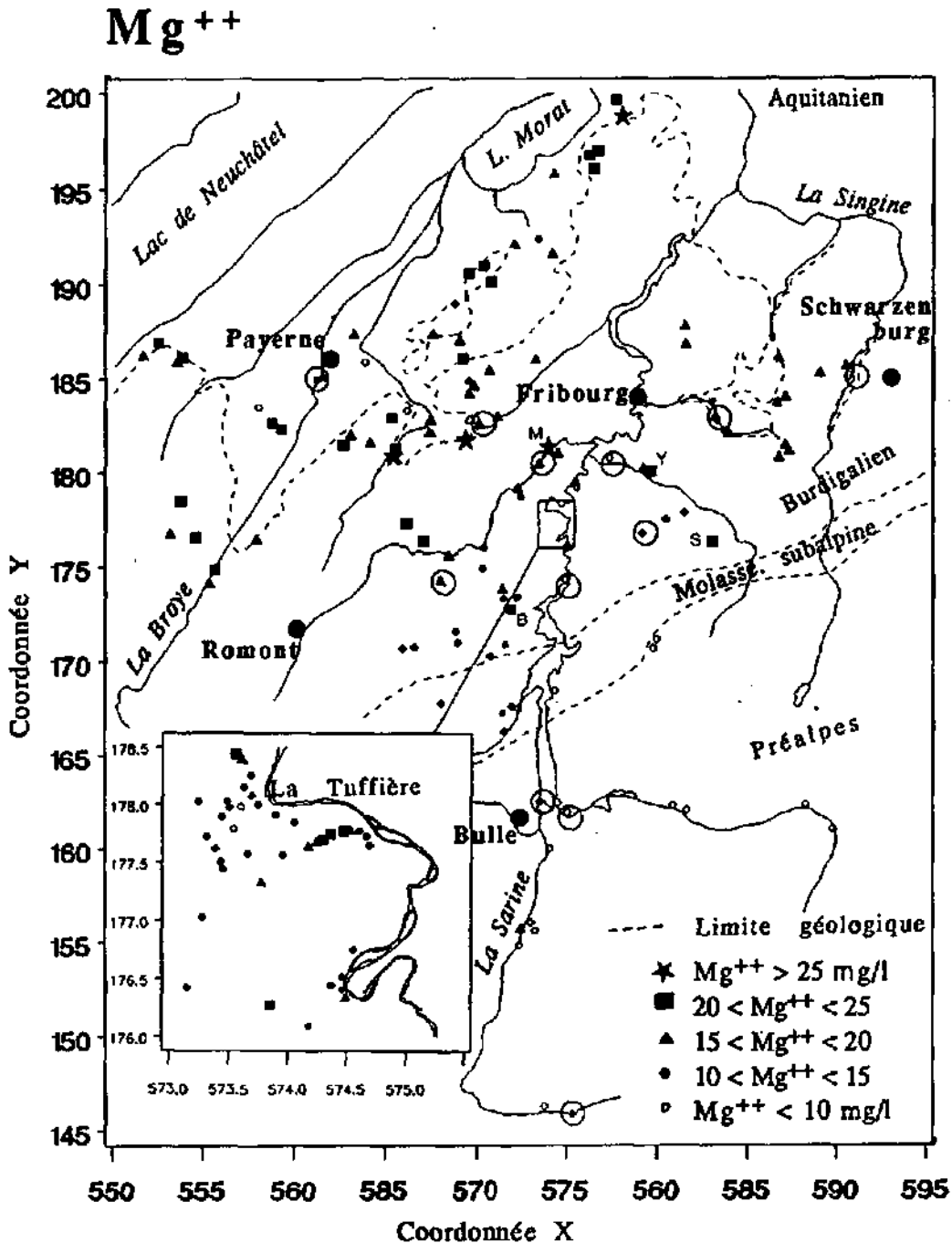


Fig. 3.13: Région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel: Répartition géographique des valeurs de Mg⁺⁺ dans les eaux souterraines et de surface (entourées d'un cercle). (B) = Bois de Bouleires (M) = Matran, (S) = St Sylvester, (Y) = Marly.

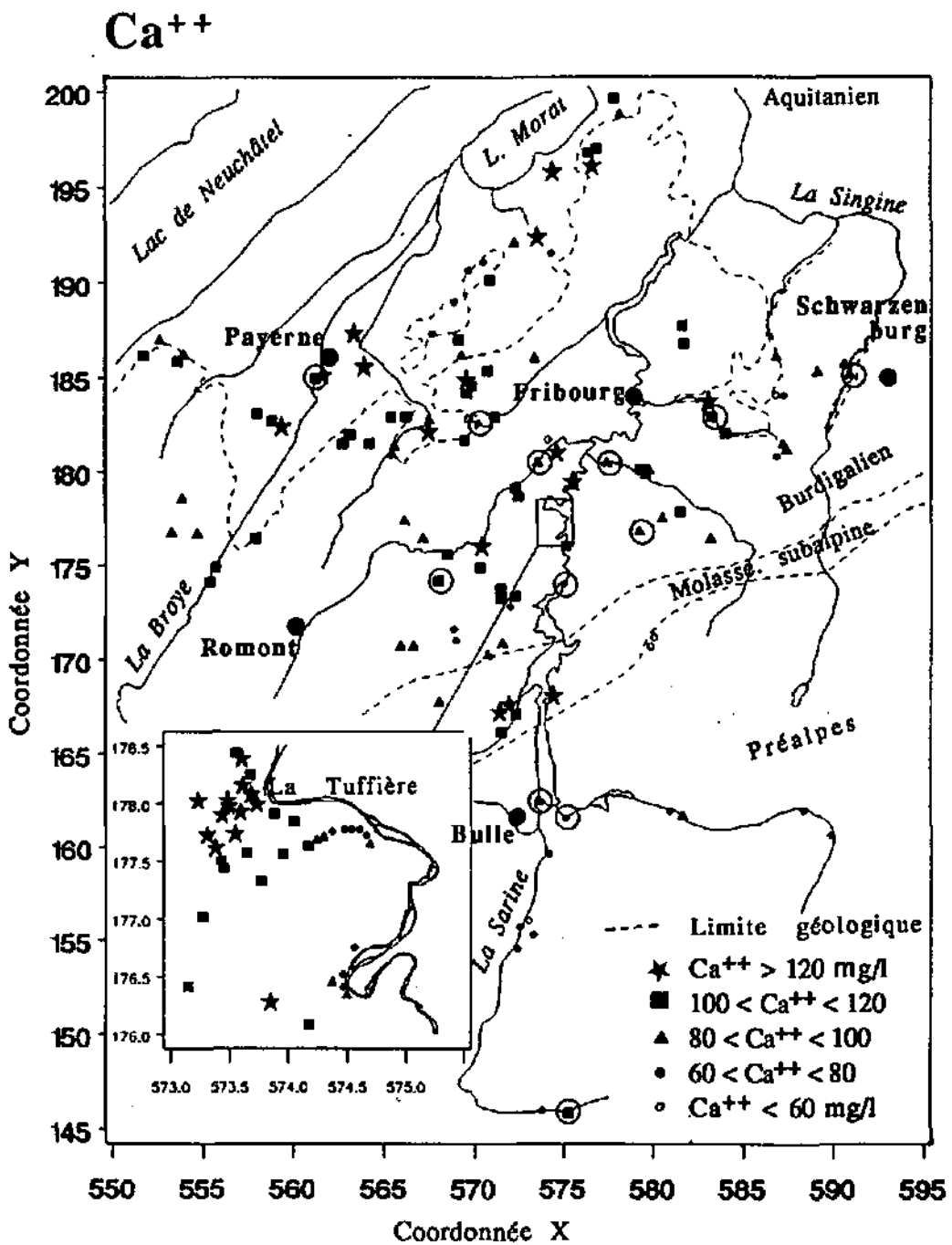


Fig. 3.14: Région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel: Répartition géographique des valeurs de Ca⁺⁺ dans les eaux souterraines et de surface (entourées d'un cercle).

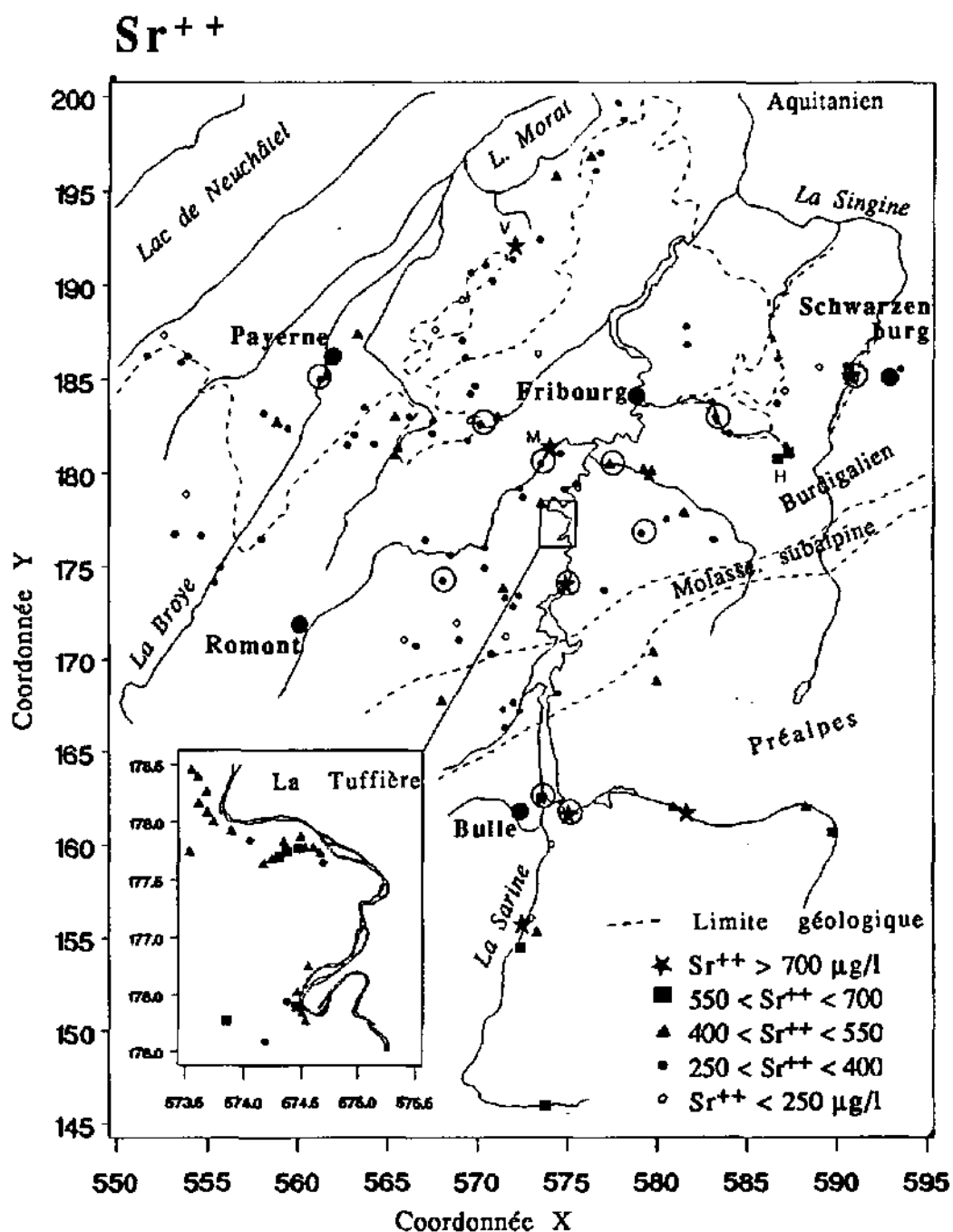


Fig. 3.15: Région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel: Répartition géographique des valeurs de Sr⁺⁺ dans les eaux souterraines et de surface (entourées d'un cercle). (H) = Hofmatt, (V) = Villarepos.

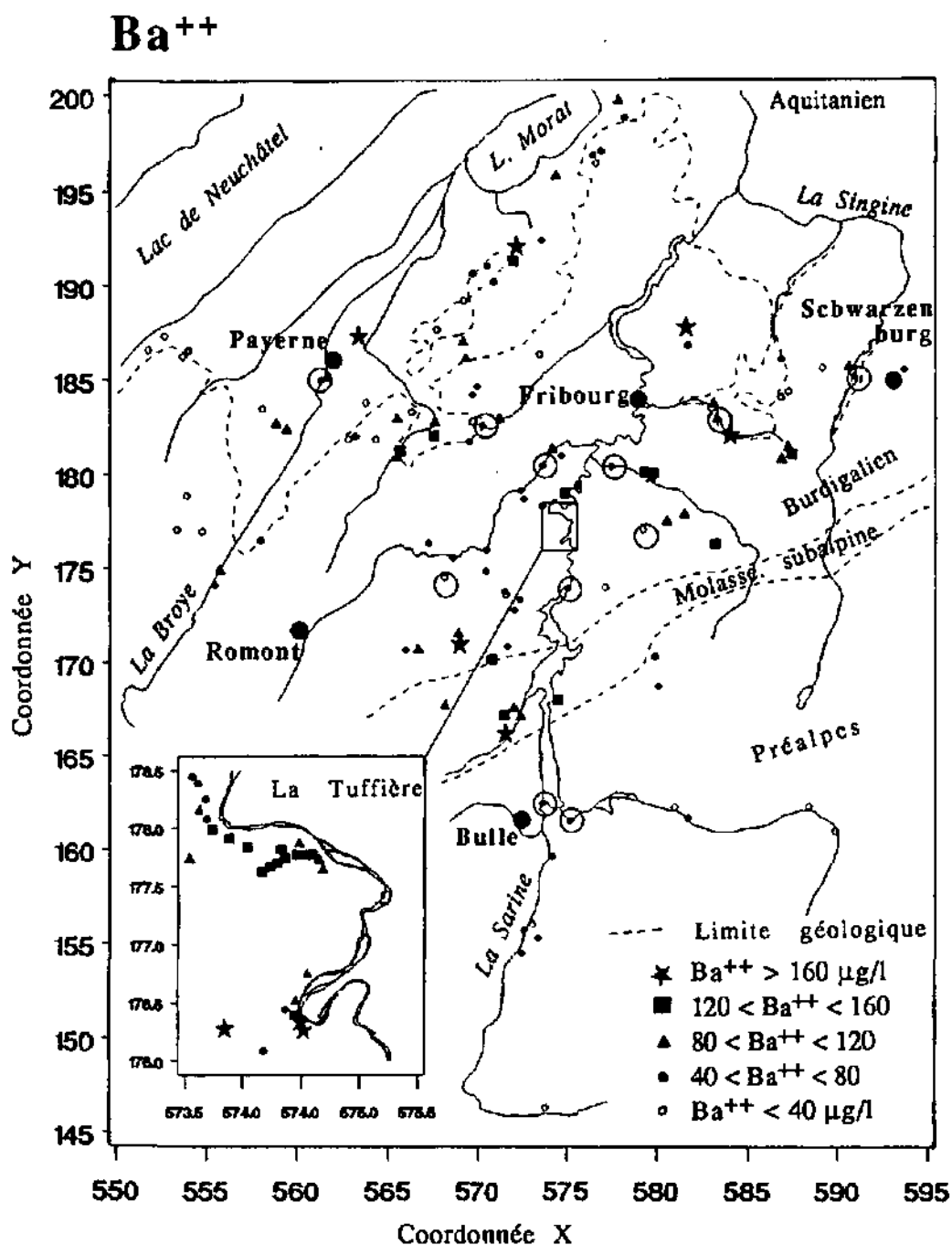


Fig. 3.16: Région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel: Répartition géographique des valeurs de Ba⁺⁺ dans les eaux souterraines et de surface (entourées d'un cercle).

2.5.3 Le Sr^{++}

Dans les milieux calcaires, le Sr^{++} (fig. 3.15) provient essentiellement des minéraux sulfatés tels que la célestine: SrSO_4 , ainsi que de cristaux mixtes entre célestine et barytine. De la dissolution du gypse proviennent habituellement les plus importantes concentrations en Sr^{++} . Il y entre soit comme élément de substitution du Calcium soit sous forme de fins cristaux de célestine. La strontianite est un minéral peu fréquent. Dans les eaux minérales, on remarque en effet une bonne corrélation partielle entre Sr^{++} et SO_4^{--} . Certaines eaux, riches en Mg^{++} mais peu sulfatées contiennent aussi des concentrations en Sr^{++} supérieures à 3 mg/l (cf. § 3.3).

Sur le terrain, le Sr^{++} apparaît en concentrations élevées (400-800 $\mu\text{g/l}$) dans la plupart des points d'eau des Préalpes, à l'exception des sources tributaires uniquement de l'aquifère du Malm. Dans cette zone, cet élément se corrèle bien avec l'ion SO_4^{--} (cf § 3.3).

Sur le Plateau, les concentrations moyennes sont comprises entre 200 et 450 $\mu\text{g/l}$. On observe des teneurs supérieures à 450 $\mu\text{g/l}$ dans les eaux de surface provenant des Préalpes (Sarine et Singine) et dans les eaux souterraines tributaires de ces cours d'eau, l'aquifère de la Tuffière principalement et celui de la Hofmatt (H). Un point d'eau isolé dans la zone 4, le puits de Villarepos (V), contient une valeurs élevée (701 $\mu\text{g/l}$). Les teneurs en Sr^{++} les plus élevées (1-3 mg/l) de la région d'étude proviennent des formations molassiques du Chattien et du Burdigalien (cf. Partie 1, § 2).

La fig. 3.2 montre la répartition des concentrations en Sr^{++} dans les différentes formations géologiques. A part les teneurs relativement élevées dans les eaux du karst (cf. § 2.5.2), on ne constate pas de différence significative entre les concentration des eaux tributaires des diverses formation du Quaternaire et de la molasse du Plateau. Les activités humaines au sein des bassins versants ne semblent pas modifier ces valeurs.

2.5.4 Le Ba^{++}

Le Ba^{++} provient essentiellement de la dissolution de barytine: BaSO_4 ou de sulfates mixtes de Ba et Sr. La limite de solubilité du BaSO_4 atteint 2.5 mg/l dans l'eau pure à 20°C.

Dans les eaux des Préalpes (fig. 3.16), les teneurs en Ba^{++} restent inférieures à 80 $\mu\text{g/l}$. Ailleurs, en milieu molassique (zones 2 à 4), on observe une distribution assez large des concentrations (10-175 $\mu\text{g/l}$), sans qu'une tendance régionale ne se dessine en fonction du type d'aquifère, de la géologie, de la morphologie ou de l'occupation du sol. On observe seulement que la totalité des points d'eau souterraine dont le débit dépasse 1000 l/min, ont des valeurs supérieures à 80 $\mu\text{g/l}$ et que ceux dont le débit est inférieur à 100 l/min, des valeurs inférieures à 80 $\mu\text{g/l}$. Nous n'avons pas pu donner d'explication à cette observation.

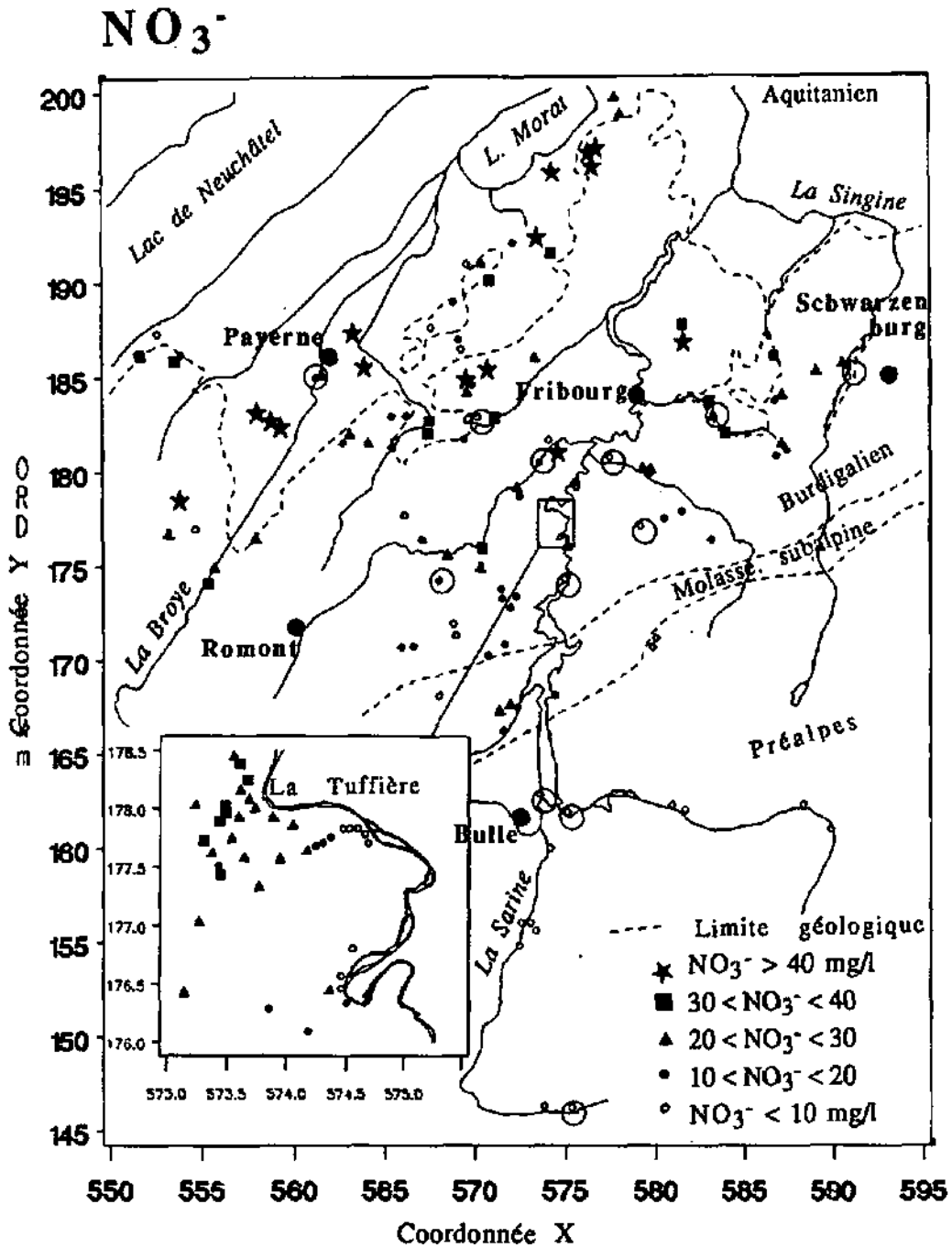


Fig. 3.17: Région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel: Répartition géographique des valeurs de NO₃⁻ dans les eaux souterraines et de surface (entourées d'un cercle).

2.6 L'ion NO_3^-

Dans les eaux souterraines, les nitrates (fig. 3.17) proviennent principalement de l'épandage d'engrais azotés, chimiques ou organiques. Les champs cultivés, non recouverts d'un tapis végétal dense, fournissent les meilleures conditions à l'infiltration des nitrates. Dans certains cas, des nitrates pourraient être induits à partir des pluies acides. Nous n'avons pas fait d'observations dans ce sens, particulièrement dans les Préalpes où les eaux subissent moins les effets des autres activités anthropiques. Une quantité non négligeable de NO_3^- provient aussi du cycle biologique naturel, soit par décomposition de la matière organique, soit par production active de la part de certaines plantes. En zone saturée comme en zone non saturée, une dénitrification naturelle de l'eau peut avoir lieu au cours de différentes réactions de réduction organique ou inorganique de l'ion NO_3^- .

Sur le terrain, on constate une nette différence de distribution des concentrations en fonction des zones hydrogéochimiques. Dans les Préalpes, les teneurs en NO_3^- sont faibles (< 7 mg/l). Dans la zone 2 (collines à herbages et forêts), elles ne dépassent qu'exceptionnellement 20 mg/l. Par contre, sur le Plateau et dans la région de la Broye (zones 3 et 4), elles peuvent passer de 2 à plus de 90 mg/l. Les eaux provenant de bassins versants situés entièrement en forêt ou en région de pâturages ont des teneurs inférieures à 12 mg/l et les eaux de surface, moins que 10 mg/l.

Les eaux souterraines à fortes concentrations en NO_3^- proviennent de bassins versants situés en région d'agriculture intensive ou en région habitées (fig. 3.2). Cependant, les eaux de certains de ces points présentent de faibles teneurs dues soit à des phénomènes de réduction au sein de l'aquifère, soit à une alimentation importante par des eaux de surface.

2.7 L'ion SO_4^{--}

L'ion SO_4^{--} (fig. 3.18) provient principalement de la mise en solution de gypse ou d'autres sulfates naturels. En agriculture, certains engrais complets ou "ternaires" sont des sulfates. D'après DUBREUCQ (1987) la présence de SO_4^{--} dans les eaux de percolation fait preuve d'une certaine indépendance vis à vis du type de sol ou de végétation. Certains accroissements de SO_4^{--} dans ces eaux en automne proviendraient de la décomposition de la matière organique au sein du sol.

En milieu confiné, l'ion SO_4^{--} peut subir une réduction, essentiellement par l'action de bactéries. Il y a alors production d' H_2S qui, à pH supérieur à 7 se transforme théoriquement en HS^- et peut réagir avec Fe^{++} pour produire la pyrite (FeS_2), (OBERMANN, 1982) et de l'Hydrogène gazeux.

Pour la région des Préalpes (zone 1), l'ion SO_4^{--} est, avec Sr^{++} , un excellent traceur des formations gypsifères, le Trias principalement et de plusieurs formations marneuses du Lias et du Dogger. Les points d'eau tributaires de l'aquifère du Malm, exclusivement contiennent peu de sulfates (< 20 mg/l). Dans cette région, les principaux cours d'eau (Sarine, Jogne et Singine) contiennent, en étiage d'automne, plus de 35 mg/l de SO_4^{--} . L'influence des sulfates provenant des Préalpes, via le lac de la Gruyère est nette dans les eaux de l'aquifère de la Tuffière (cf. Partie 2, § 5.4).

Dans la zone hydrochimique 2, les concentrations en SO_4^{--} dépassent rarement 15 mg/l. Sur le Plateau, (zone 3), elles oscillent entre 5 et 20 mg/l et dans la région de la Broye (zone 4), entre 15 et 25 mg/l

A l'étude de la répartition des concentrations dans les diverses formations géologiques du Plateau et des Préalpes, on constate que les aquifères du Quaternaire

situés en milieu de molasse aquitanienne ont des teneurs quelque peu supérieures aux valeurs moyennes. Il y a là un effet possible du drainage des eaux de l'Aquitaniens, mais aussi un effet dû aux pollutions. En effet, on ne constate pas d'augmentation systématique des teneurs en SO_4^{--} dans les eaux tributaires de bassins versants très influencés par les activités humaines (fig. 3.2), mais, dans les zones 3 et 4, c'est de tels terrains que sourdent la plupart des eaux contenant plus de 20 mg/l de SO_4^{--} .

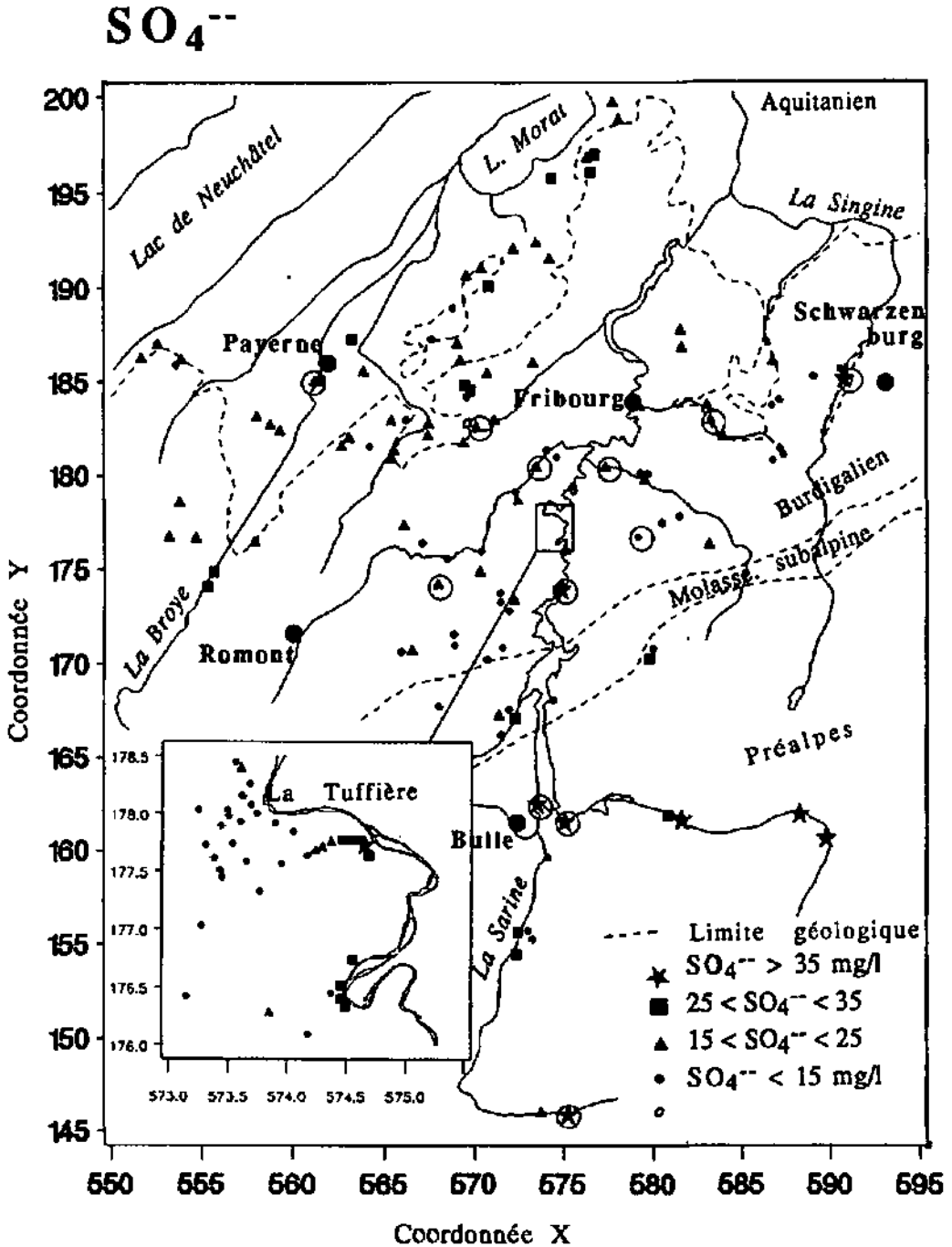


Fig. 3.18: Région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel: Répartition géographique des valeurs de SO_4^{--} dans les eaux souterraines et de surface (entourées d'un cercle).

2.8 Les anions F⁻ et Cl⁻

Ces deux halogénures sont particuliers car, dans les eaux naturelles étudiées, leurs concentrations ne dépendent pas d'une limite de solubilité ou de phénomènes de dégradation, d'échange ou de cristallisation. Pour ces raisons, il s'agit de bons traceurs chimiques conservateurs.

2.8.1 Le F⁻

L'ion F⁻ (fluorures, fig. 3.19): L'origine la plus connue de F⁻ dans l'eau est la dissolution de la fluorite (CaF₂), minéral essentiellement lié à des gisements hydrothermaux. La fluorine se trouve aussi en trace dans certains horizons dolomitiques du Jura et probablement aussi dans les différentes molasses marneuses du Plateau. Le Fluor apparaît aussi dans des minéraux à faible solubilité tels que l'apatite, la phosphorite (apatite cryptocristalline), les hydroxyapatites et la tourmaline. Enfin, des phyllosilicates tels que la muscovite et l'illite contiennent des traces de fluor qu'ils peuvent libérer lors d'échange ou de dégradation.

L'ion F⁻ apparaît en concentrations moyennes très basses (40-75 µg/l). Les valeurs les plus élevées se retrouvent dans la zone hydrochimique 4, au contact basal des grès du Burdigalien avec l'Aquitainien, particulièrement entre la forêt de Belmont (FB) et le Lövenberg (L). Nous n'avons pas pu déterminer pourquoi ces strates fournissent plus de F⁻ que le reste de la série des grès du Burdigalien.

Dans la zone 3, certaines eaux provenant de milieux à faible perméabilité, les régions de la Tuffière et du Bois de Bouleire (B) contiennent des teneurs comprises entre 85 et 105 µg/l.

Quelques valeurs relativement élevées apparaissent dans certaines sources karstiques, par exemple 136 µg/l à la source de la Chaudanne (C).

Les eaux de la molasse (Chattien, Aquitainien et base du Burdigalien), contiennent les teneurs en F⁻ les plus élevées des eaux étudiées (600-1300 µg/l, cf. Partie 1). Elles sont probablement à l'origine des teneurs relativement élevées décrites dans les aquifères épidermiques de la molasse et du Quaternaire situés dans la zone hydrochimique 4.

Aucune relation n'est mise en évidence entre le type d'occupation du sol et les teneurs en F⁻ (fig. 3.2).

2.8.2 Le Cl⁻

L'ion Cl⁻ (fig. 3.20) est, par excellence le traceur chimique conservateur. A toutes températures, la limite de solubilité du NaCl est voisine de 270 g/l. De manière naturelle, le Cl⁻ de l'eau souterraine trouve son origine dans la dissolution du NaCl des roches évaporitiques (et d'autres chlorures), l'intrusion d'eau de mer, le mélange avec une eau de mer fossile (dans les bassins sédimentaires) ou la dissolution de minéraux tels que les micas, l'amphibole et la plupart des minéraux argileux (groupes OH⁻ remplacés par Cl⁻), contenant le Cl en tant que constituant secondaire ou en trace

Dans les eaux étudiées, la plupart des Cl⁻ en solution trouvent leur origine dans les activités humaines suivantes:

- épandage d'engrais organiques et inorganiques (principalement les composés potassiques),
- le salage des routes en hiver au moyen de NaCl ou CaCl₂,
- les eaux usées, les déchets et les pollutions chimiques.

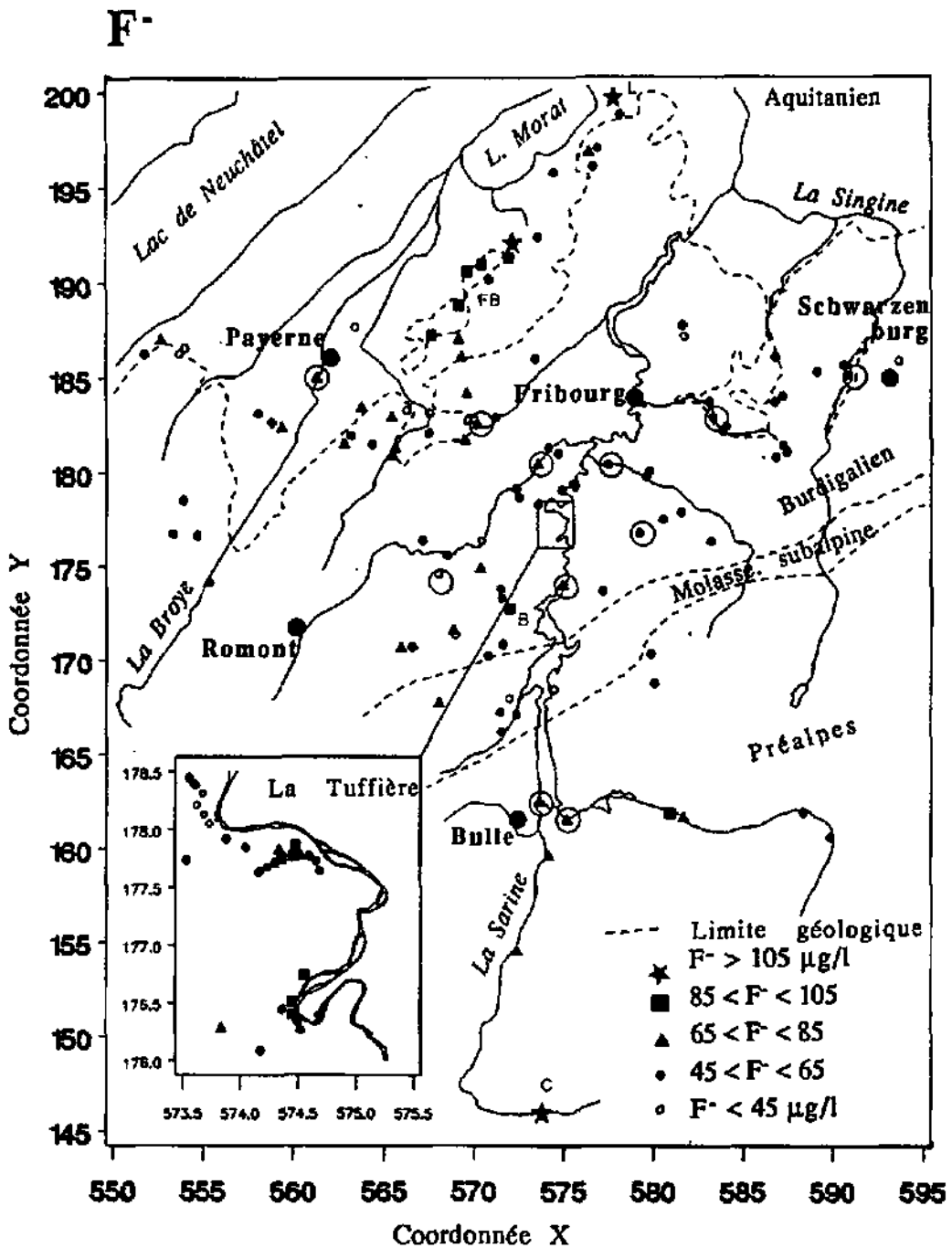


Fig. 3.19: Région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel: Répartition géographique des valeurs de F^- dans les eaux souterraines et de surface (entourées d'un cercle). (B) = bois de Bouleires, (C) = Chaudanne, (FB) = forêt du grand Belmont, (L) = Lövenberg.

La répartition géographique des concentrations en Cl^- (fig. 3.2) reflète la distribution des eaux souterraines plus ou moins fortement influencées par les activités humaines. Les concentrations en Cl^- dans les eaux souterraines se répartissent sur un large spectre de valeurs (1 à 50 mg/l) selon deux modes (fig. 3.2), centrés sur 2.5 mg/l (Préalpes) et 12 mg/l (régions molassiques). Les valeurs supérieures à 15 mg/l proviennent systématiquement d'aquifères situés en zone d'agriculture intensive ou en région construite.

Le Cl^- est bien corrélé avec les paramètres de la minéralisation totale (K^{20} , D_{to} et Ca^{++}), Na^+ et NO_3^- (cf. § 3.2).

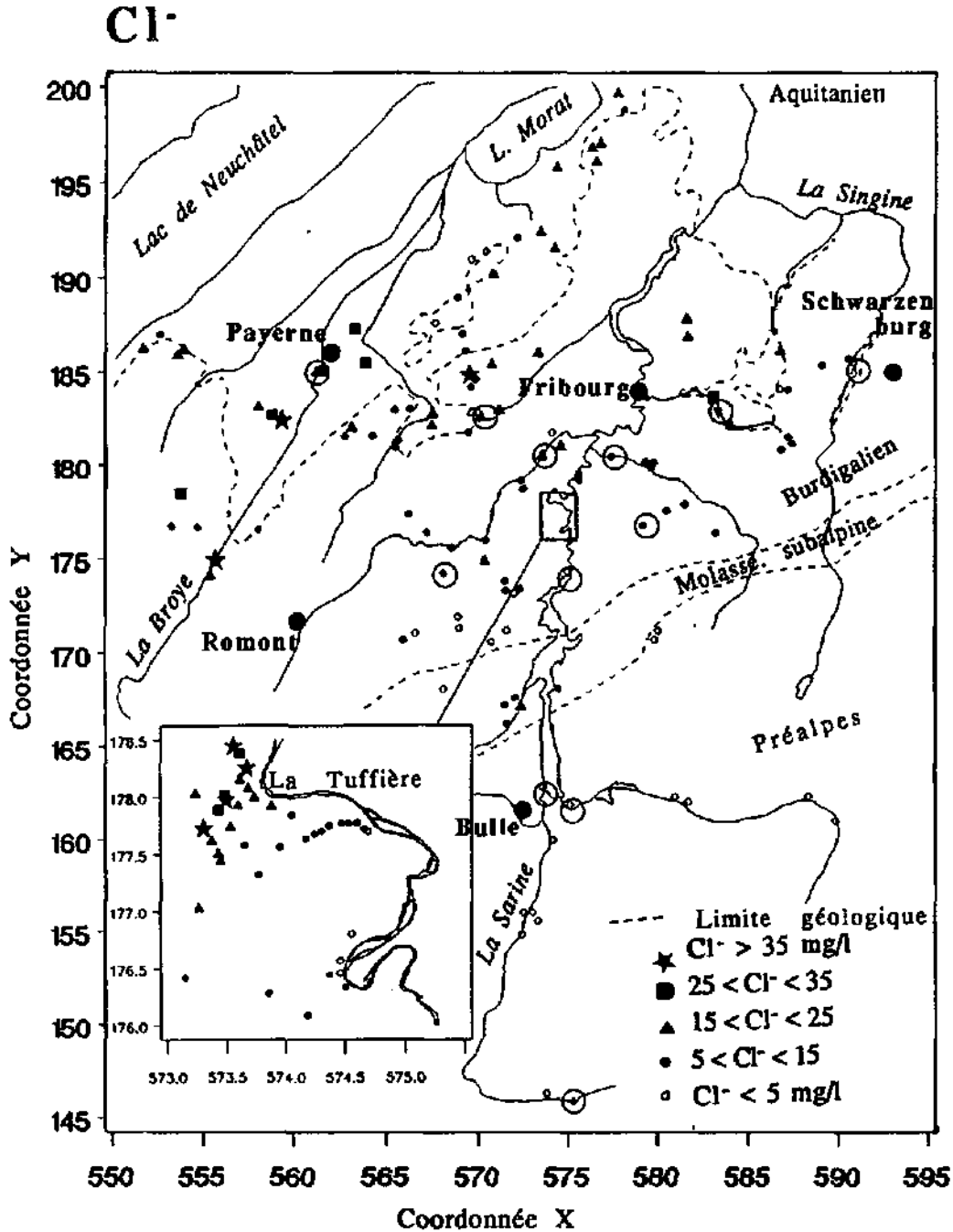


Fig. 3.20: Région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel: Répartition géographique des valeurs de Cl^- dans les eaux souterraines et de surface (entourées d'un cercle).

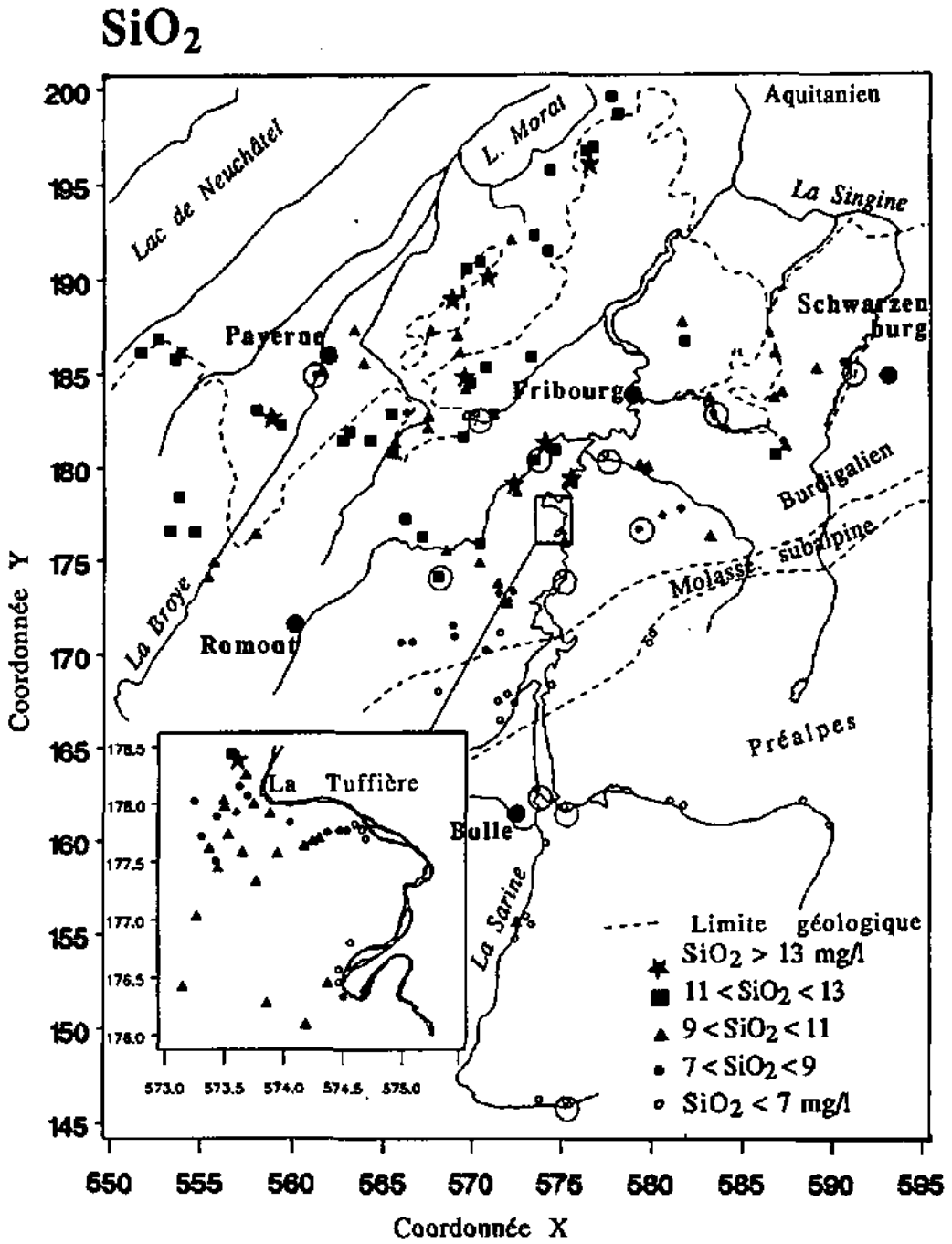


Fig. 3.21: Région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel: Répartition géographique des valeurs de SiO₂ dans les eaux souterraines et de surface (entourées d'un cercle).

2.9 La silice dissoute, SiO₂

La silice dissoute (fig. 3.21), exprimée en mg/l de SiO₂ est essentiellement mise en solution sous forme d'acide silicique H₄SiO₄. Dans les eaux froides de faible profondeur, les teneurs en SiO₂ proviennent en grande partie du sol où les phénomènes d'altération des argiles ont lieu. Dans les systèmes thermaux, la mise en solution de la silice dépend de la température et du type de minéral silicaté présent dans la roche-réservoir. Pour les eaux froides (6-12°C), les limites de solubilité de différents minéraux sont les suivantes (ECONOMIDES et UNGEMACH, 1987):

- Quartz 2 - 2.5 mg/l
- Calcédoine 9 - 12 mg/l
- Silice amorphe: 75- 90 mg/l

On n'observe pas de dépendance significative des teneurs en SiO₂ par rapport au type d'occupation du sol (fig. 3.2) cependant, la différence suivante en fonction de la géologie des réservoirs apparaît.

Karst:	2 - 6 mg/l
Zone épidermique de la molasse burdigalienne:	10 - 17 mg/l
Quaternaire sur molasse burdigalienne:	7 - 14 mg/l
Quaternaire sur molasse aquitanienne:	10 - 14 mg/l
Quaternaire sur molasse subalpine:	4 - 10 mg/l
Molasse burdigalienne:	20 - 25 mg/l
Molasse chattienne et aquitanienne:	9 - 11 mg/l

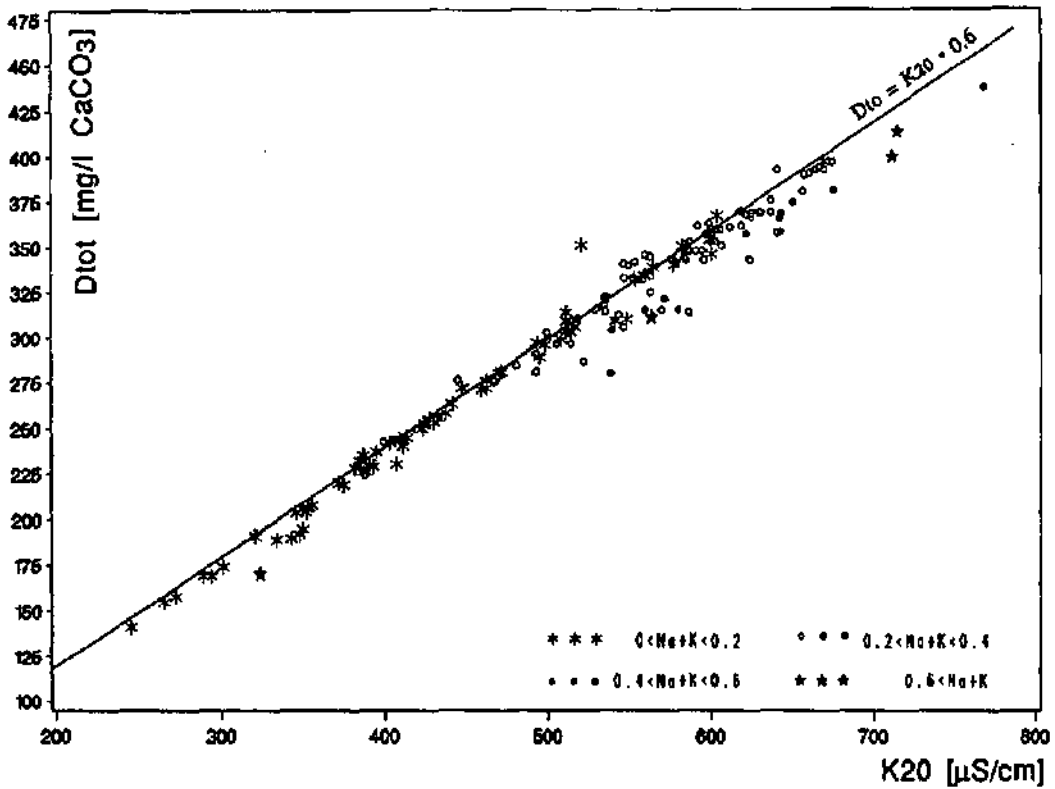
Cette distribution des teneurs dépendant de la géologie correspond aussi à une zonation selon la température moyenne de l'air ou de l'altitude, mais aussi, probablement en fonction du temps de résidence souterrain de l'eau (cf. § 3.5 et 5.5).

3 Corrélations entre paramètres physico-chimiques

Les matrices des coefficients de corrélation (tabl. 11 à 15) relatives aux mesures des points d'eau du réseau d'échantillonnage large laissent apparaître les principaux groupes de paramètres suivants, bien corrélés entre eux:

- dans les eaux du Plateau et des Préalpes (zones 1 à 4):
 - K20 - Dto - Ca⁺⁺ - TAC (cf. § 3.1),
 - Cl⁻ - NO₃⁻ (- K20 - Dto) (cf. § 3.2),
 - Cl⁻ - Na⁺ (cf. § 3.2),
- dans les eaux des Préalpes uniquement (zone 1):
 - Sr⁺⁺ - SO₄⁻⁻ (cf. § 3.3),
 - SO₄⁻⁻ - K20 - Dto (cf. § 3.3),
- dans les eaux du Plateau uniquement (zones 2 à 4):
 - Li⁺ - Mg⁺⁺ - SiO₂ (cf. § 3.4),
 - Li⁺ - SO₄⁻⁻ et Li⁺ - F⁻ (cf. § 3.5),

K20/Dto



K20/TAC

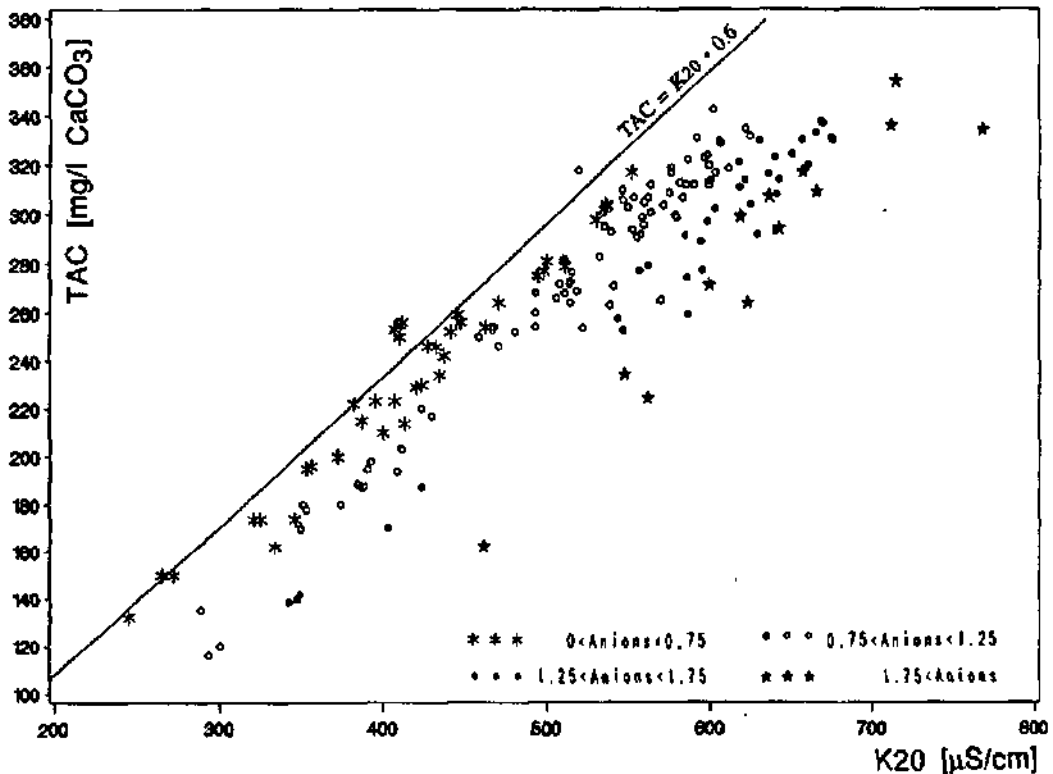


Fig. 3.22: Eaux souterraines de la région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel:

a): Relation entre la conductibilité électrique (K20) et la dureté totale (Dto), en fonction de la somme des ions Na⁺ et K⁺ (meq/l).

b): Relation entre la conductibilité électrique (K20) et la dureté temporaire (TAC), en fonction de la somme des anions (meq/l).

De telles relations peuvent exister pour les raisons suivantes:

- dépendance physique ou chimique d'un paramètre par rapport à un autre, par exemple entre la minéralisation totale et la conductibilité électrique (fig. 3.4) ou entre la dureté totale et la somme des concentrations des cations bivalents,...

- même origine pour les éléments corrélés, issus par exemple, d'un même type de minéral ($\text{Sr}^{++}\text{-SO}_4^{--}$), d'une même roche (K20-Dto- Ca^{++} -TAC) ou d'un même genre d'influence (Cl^- - NO_3^-).

- dépendance de lois thermodynamiques (Température- SiO_2) ou cinétiques (Temps de séjour souterrain - Mg^{++} - $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$ - Li^+ - SiO_2).

- concours de circonstances: Si par exemple, il y a une zonation des terrains en fonction de l'altitude, certains paramètres spécifiques seront bien corrélés, mais fortuitement, avec l'altitude.

3.1 Relations K20 - Dto - Ca^{++} et K20 - TAC

Pour les eaux dans lesquelles les sels de Ca^{++} et Mg^{++} constituent plus de 95 mval% de la minéralisation, on constate une excellente relation entre la conductibilité électrique et la dureté totale (fig. 3.22 a). Les points s'alignent sur une droite dont l'équation empirique est la suivante:

$$\text{Dto} = \text{K20} \cdot 0.6$$

Par rapport à cette droite, plusieurs eaux ont une conductibilité électrique plus élevée que la dureté totale. Elles contiennent une part de sels de cations alcalins plus importante que 5 mval%. Plus rarement, certaines eaux ont une dureté totale relative trop élevée par rapport à la droite définie. Il s'agit probablement de cas particuliers où des carbonates se trouvent sous forme colloïdale ou en fins cristaux dans l'eau. Ils ne contribuent pas à la conductibilité mais sont remis en solution lors de la mesure de la dureté.

Si la concentration des cations bivalents autres que Ca^{++} et Mg^{++} est négligeable, la dureté totale devient l'expression de la somme suivante:

$$\text{Dto} [\text{mg/l CaCO}_3] = 2.497 \cdot \text{Ca}^{++} [\text{mg/l}] + 4.117 \cdot \text{Mg}^{++} [\text{mg/l}]$$

De ce fait, dans ces mêmes eaux bicarbonatées calciques et magnésiennes, la relation entre K20 et Ca^{++} dépend de la concentration en Mg^{++} (fig.3.23).

De même, la relation entre le titre alcalimétrique complet et la conductibilité électrique ou la dureté totale dépend de la somme des ions Cl^- , NO_3^- et SO_4^- , principaux facteurs déterminant la dureté permanente (3.22,b).

K20/Ca

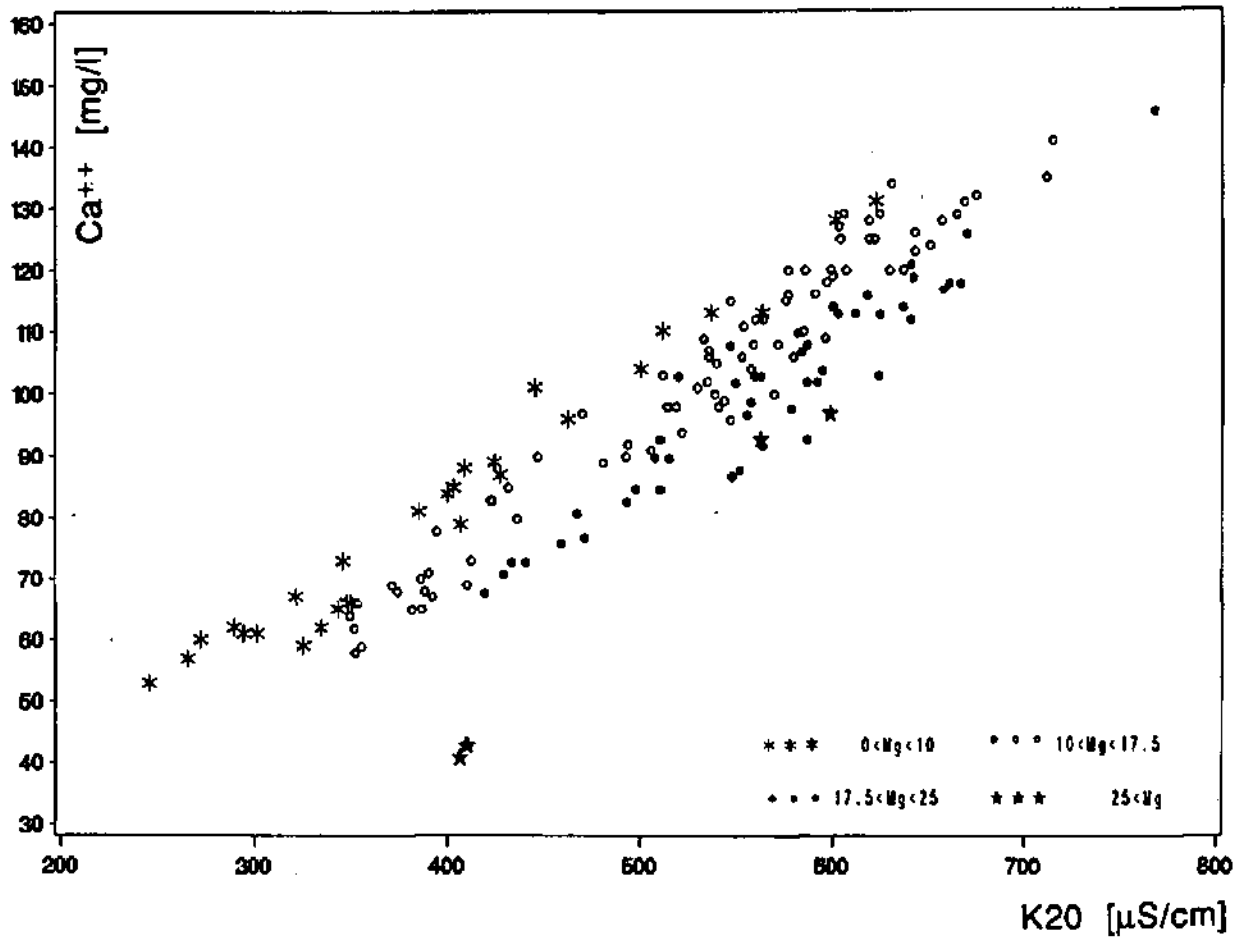


Fig. 3.23: Eaux souterraines de la région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel: Relation entre la conductibilité électrique (K20) et l'ion Ca⁺⁺, en fonction de l'ion Mg⁺⁺.

3.2 Relation NO_3^- - Cl^- - (- K20 - Dto)

Entre les teneurs de NO_3^- et Cl^- , indicateurs sûrs d'influences anthropogènes, existe une bonne corrélation. Habituellement, dans les eaux du Quaternaire et des aquifères épidermiques de la molasse, dont la conductibilité électrique est supérieure à $600 \mu\text{S}/\text{cm}$ (fig. 3.24) les concentrations de ces paramètres dépassent 30, respectivement 15 mg/l. Bien que les agriculteurs répandent surtout des sels de Potassium sur leurs champs, on observe, dans les bassins versants agricoles, des teneurs élevées en Na^+ et Ca^{++} , en parallèle à celles de NO_3^- et Cl^- . Il n'y a pas d'augmentation systématique de K^+ qui est probablement échangé, dans le sol argileux, au profit de Na^+ et H_3O^+ , ce dernier ion provoquant une dissolution supplémentaire de carbonate de calcium (cf. § 4.2).

$\text{Cl}^-/\text{NO}_3^-$

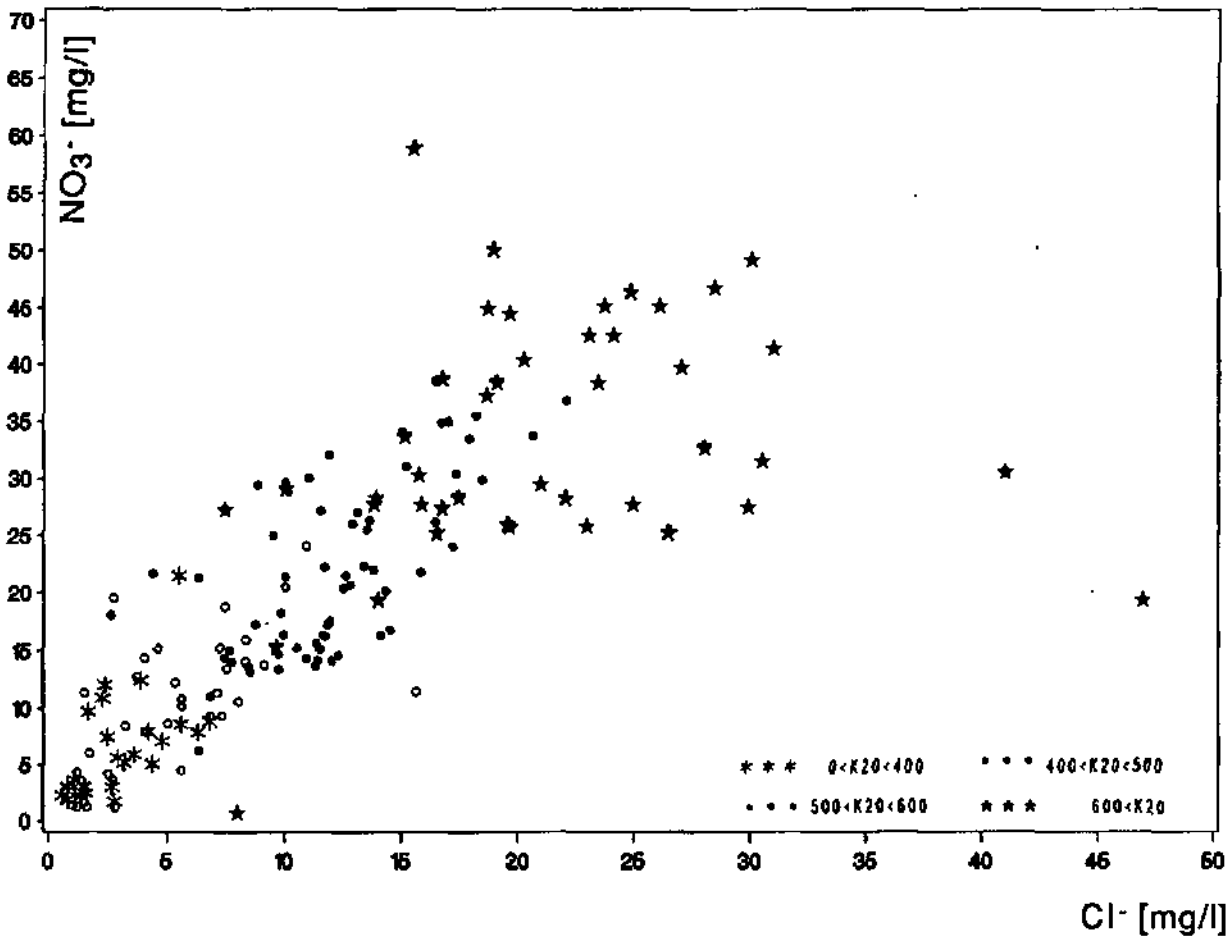


Fig. 3.24: Eaux souterraines de la région située entre les Préalpes fribourgenises et le lac de Neuchâtel: Relation entre les ions Cl^- et NO_3^- , en fonction de la conductibilité électrique (K20).

3.3 Relation SO_4^{--} - Sr^{++}

Dans les eaux des Préalpes, ces paramètres montrent une bonne corrélation (fig. 3.25). SO_4^{--} , Ca^{++} , Mg^{++} et Sr^{++} sont intéressants en tant que traceurs hydrogéochimiques des eaux provenant des gisements de sulfates de calcium associés aux évaporites du Trias ou aux niveaux marneux du Jurassique. Mg^{++} et Sr^{++} sont presque toujours associés à ces gisements soit sous forme de minéraux en paragenèse, soit en tant qu'éléments de substitution du calcium.

Dans le même ordre d'idée, la figure 3.26 montre la répartition des concentrations en Mg^{++} comparées aux teneurs en SO_4^{--} et Sr^{++} dans les eaux minérales de Suisse. On observe qu'habituellement, Mg^{++} et Sr^{++} augmentent en phase aqueuse en fonction des teneurs en sulfates. Il existe cependant des eaux riches en Mg^{++} et Sr^{++} mais pauvres en SO_4^{--} . Il s'agit d'eaux très minéralisées (> 2 g/l), de type Na-(Ca)-(Mg)- HCO_3 , riches en CO_2 (> 3 g/l) à pH compris entre 6.5 et 6.8 et dépourvues de H_2S (Passuger et de Tarasp). Elles sont issues des schistes lustrés des Grisons et de la fenêtre de l'Engadine.

Les eaux de l'Aquitainien et du Chattien (Partie 1) sont enrichies par la dissolution de sulfates mais des phénomènes d'échanges ioniques modifient leurs teneurs en Ca^{++} , Mg^{++} et Sr^{++} (cf. § 3.2).

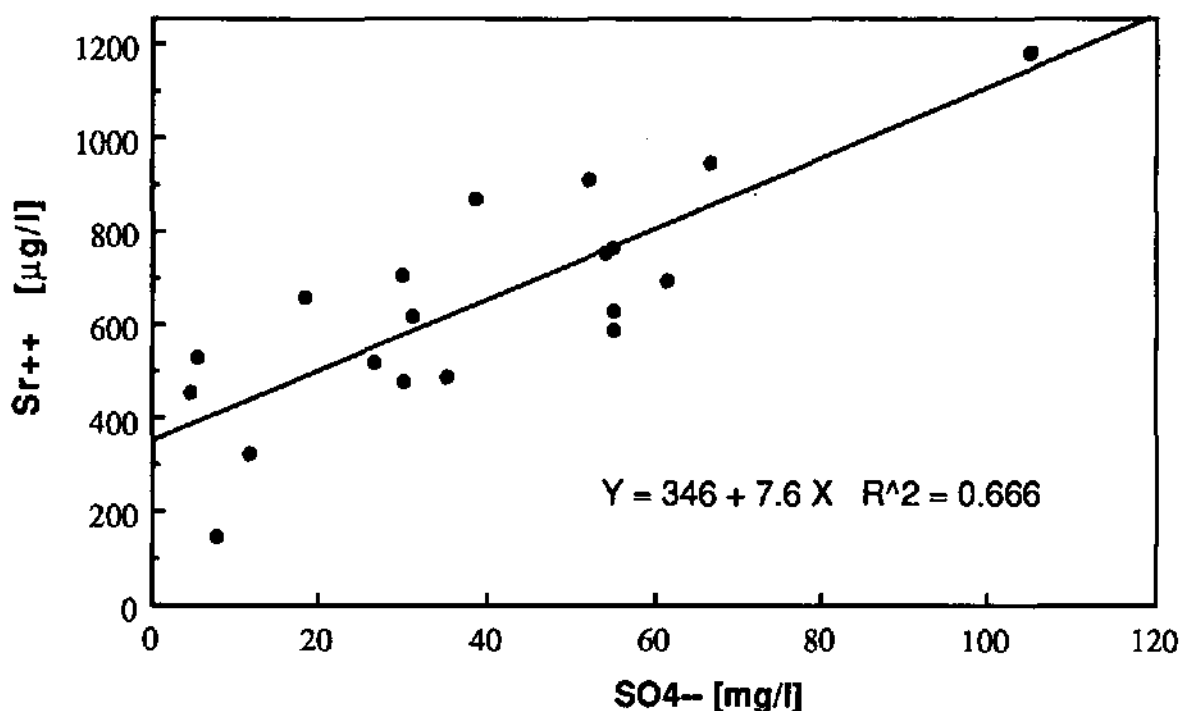


Fig. 3.25: Répartition des teneurs en SO_4^{--} et Sr^{++} dans les eaux des Préalpes fribourgeoises.

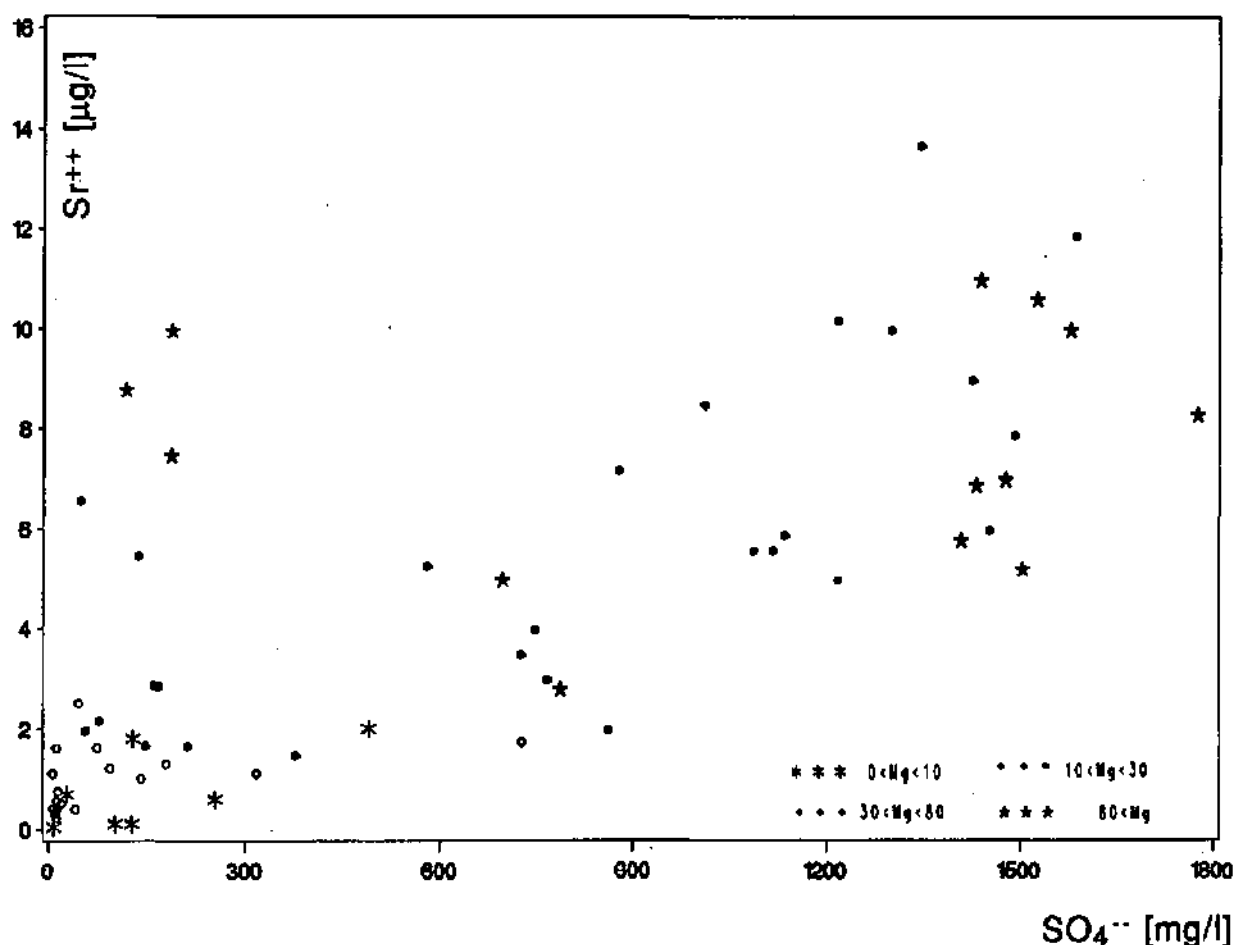
SO₄⁻⁻/Sr⁺⁺

Fig. 3.26: Répartition des concentrations en Mg⁺⁺ (mg/l) comparées aux teneurs en SO₄⁻⁻ et Sr⁺⁺ dans les eaux minérales de Suisse, d'après les valeurs de HÖGL (1980).

3.4 Relations entre Mg⁺⁺, Li⁺, Ca⁺⁺/Mg⁺⁺, SiO₂ (et F⁻)

Dans les eaux du Plateau, on observe une bonne relation entre les paramètres Li⁺, Mg⁺⁺, Ca⁺⁺/Mg⁺⁺, SiO₂ et, partiellement F⁻ (fig. 3.27, tabl. 12).

La cause de cette relation n'est pas d'ordre minéralogique puisque ces paramètres n'entrent pas dans la composition d'un même minéral. Il y a un certain effet d'altitude ou plutôt de géologie du substratum car les plus hautes teneurs en Li⁺ et Mg⁺⁺ se retrouvent dans les aquifères liés à la base du Burdigalien et à l'Aquitainien (zone hydrogéochimique 4). Cependant, d'autres points d'eau (Marly, Hofmatt, Tuffière, § 2.4.1) qui ne proviennent pas de cette région satisfont à cette relation (cf. fig. 3.10).

Il semble que le facteur primordial conditionnant la relation entre ces paramètres soit le temps de séjour souterrain de l'eau. Pour 22 points d'eau choisis, le temps de résidence moyen déterminé par la méthode du Tritium se corrèle bien avec les paramètres Mg⁺⁺, Ca⁺⁺/Mg⁺⁺, Li⁺, SiO₂ et de manière moins évidente avec F⁻ (cf. fig. 3.36). Une explication de ce phénomène peut résider dans la cinétique de la mise en solution des éléments:

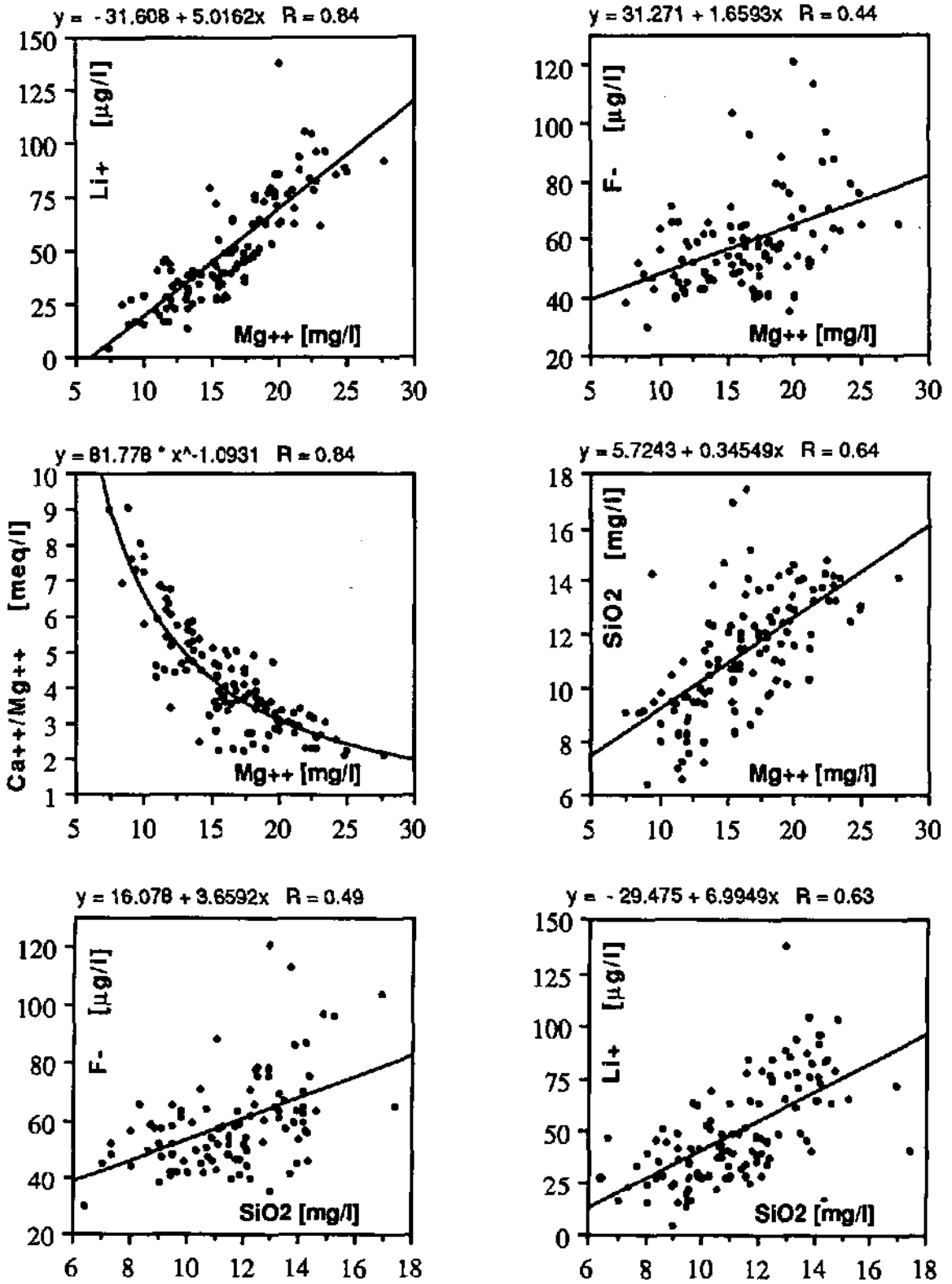


Fig 3.27 (1/2)

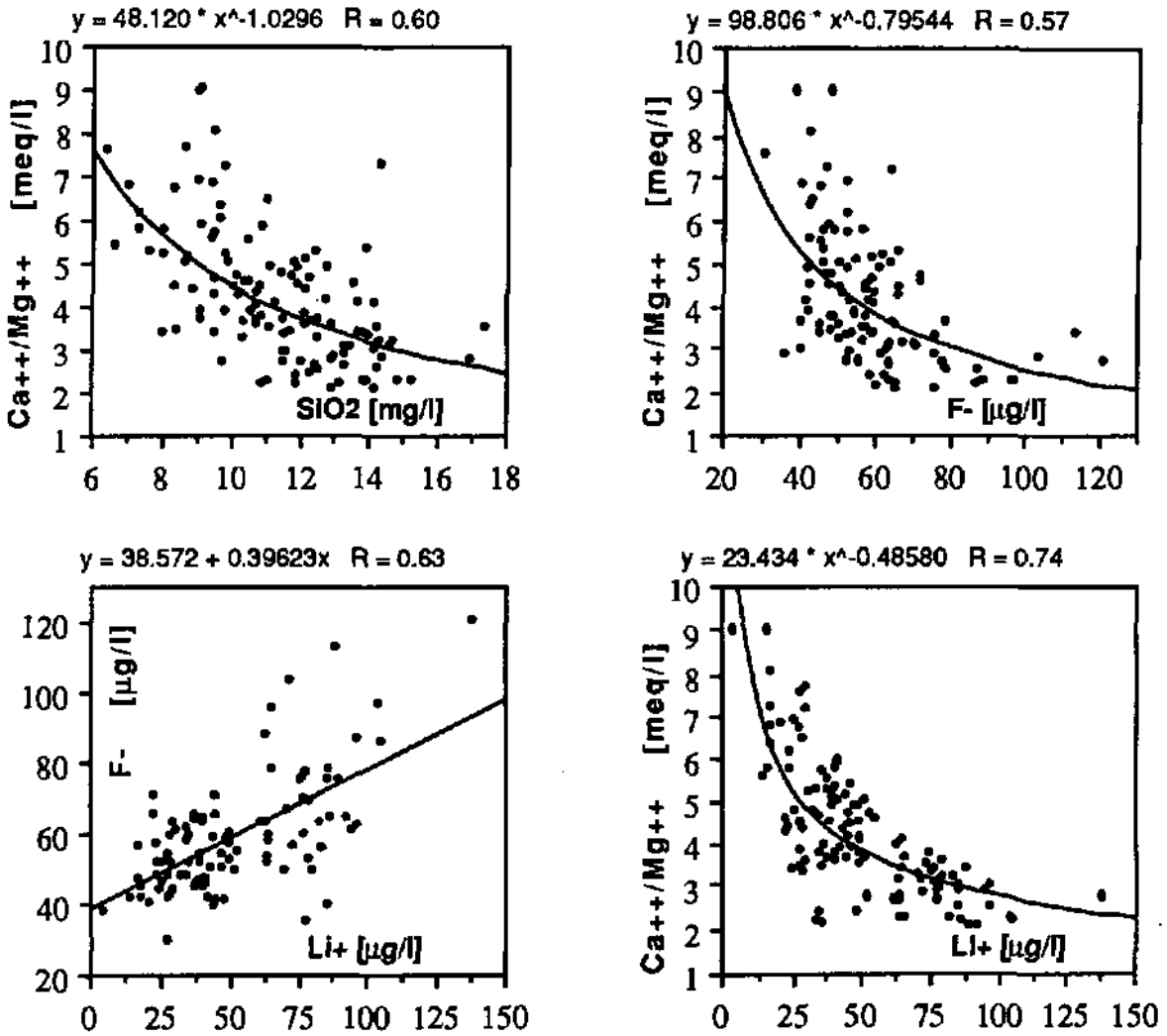


Fig 3.27 (2/2)

Fig. 3.27: Eaux souterraines de la région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel: Relations entre les concentrations des paramètres Li^+ , Mg^{++} , F^- et SiO_2 .

Le Mg^{++} entre souvent en solution au détriment du Ca^{++} , par échange ionique, probablement sur des argiles. Le Li^+ provient essentiellement de minéraux argileux ou de minéraux à faible solubilité. Sa mise en solution a probablement aussi lieu par échange ionique (cf. § 4.2). La silice entre en solution suite à l'altération des minéraux argileux et des feldspaths.

Ces phénomènes d'échange ionique et de mise en solution à partir de minéraux peu solubles ont lieu à des vitesses bien inférieures à celles de la dissolution des carbonates, par exemple. De ce fait, les concentrations mesurées de chaque élément peuvent apporter des renseignements sur le temps de séjour souterrain de l'eau.

3.5 Relation Li^+ - SO_4^{--} et Li^+ - F^-

Dans les eaux du Plateau, Li^+ et SO_4^{--} apparaissent bien corrélés, particulièrement parce qu'ils sont simultanément de bons traceurs hydrochimiques des molasses marneuses de l'Aquitainien et du Chattien. On retrouve une relation entre ces paramètres pour deux raisons. D'une part, il y a probablement décharge diffuse des eaux de ces formations dans les aquifères du Quaternaire. D'autre part, ces terrains aquifères sont partiellement constitués par des matériaux provenant des molasses aquitainienne et chattienne. Dans les régions où la molasse d'eau douce ne constitue pas le substratum rocheux, cette relation entre Li^+ et SO_4^{--} n'a pas lieu.

La relation entre Li^+ et F^- (coefficients de corrélation de 0.63 pour 118 observations sur les eaux du Quaternaire et des aquifères épidermiques de la molasse) apparaît principalement dans les eaux en relation avec la base de la molasse burdigalienne d'où proviennent des eaux relativement riches en F^- (> 1 mg/l) et Li^+ (> 75 $\mu\text{g/l}$). D'une manière générale, dans la région d'étude, les hautes concentrations simultanées de ces deux ions trouvent leur origine dans le drainage de milieux à faible perméabilité.

4 Facteurs d'influence de la qualité des eaux

Les principaux facteurs d'influence suivants, conditionnent le contenu physico-chimique des eaux souterraines de la région d'étude:

- La nature du squelette minéral dissous.
- Les échanges entre l'eau et la roche.
- L'influence des activités anthropogènes
- Les variations temporelles de la qualité des entrées et l'hydrodynamique
- L'enrichissement ou la dégradation des paramètres observés
- Les interactions avec les eaux de surface.
- Le temps de séjour souterrain.

Il s'agit d'un nombre limité de facteurs qui souvent sont interactifs ou influencent une même eau.

4.1 Nature du squelette minéral dissous

La dissolution des minéraux composant le squelette de l'aquifère, le sol et la zone non saturée sus-jacents est le principal facteur déterminant la qualité physico-chimique d'une eau souterraine. De nombreux types de roches génèrent des traceurs particuliers des eaux que nous nous proposons de présenter au cours de ce chapitre.

Dans la région d'étude, on trouve les milieux suivants:

- calcaires dans les Préalpes,
- roches sulfatées (gypse, anhydrite) dans les niveaux évaporitiques des Préalpes et dans certains niveaux marneux des Préalpes et de la molasse d'eau douce du Plateau (Chattien-Aquitainien),
- grès contenant presque toujours une composante carbonatée: molasse du Burdigalien, flyschs des Préalpes et flyschs nord-helvétiques,

- marnes: molasse d'eau douce du Plateau ainsi que de nombreux niveaux dans les Préalpes, en intercalation avec des calcaires,

- Quaternaire du Plateau et des Préalpes: Terrains mixtes d'origine glaciaire et péri-glaciaire en partie importé et en partie "autochtone".

La présence de carbonates de Ca et de Mg, principalement, dans tous les terrains de sub-surface du Plateau et des Préalpes (à l'exception des niveaux évaporitiques) induit dans les eaux souterraines une signature bicarbonatée calcique et, parfois, magnésienne. Les paramètres K20, Dto, Ca⁺⁺ et TAC sont donc, en même temps, traccurs physico-chimiques de la presque totalité des terrains de la région d'étude. Ils présentent, de ce fait une bonne corrélation entre eux (cf. § 3.1).

La dissolution de minéraux sulfatés présents dans certaines roches, confère aux eaux souterraines des caractéristiques particulières telles que minéralisation élevée et teneurs relativement hautes en SO₄⁻, Ca⁺⁺, Mg⁺⁺ et Sr⁺⁺.

La mise en solution des phases silicatées est extrêmement complexe. Elle joue un rôle secondaire dans l'acquisition de la minéralisation des eaux étudiées. D'elle, dépend, selon MISEREZ (1973) le contenu de certaines eaux en Na⁺ et K⁺.

Plus qu'une dissolution, c'est une transformation des minéraux silicatés qui a lieu au cours de laquelle la mise en solution de certains éléments et des échanges ioniques peuvent avoir lieu.

La dissolution de la silice est le phénomène le plus évident de mise en solution des phases silicatées. Elle se caractérise par des limites de solubilités relativement basses (§ 2.10) et une cinétique lente (cf. § 5.5).

4.2 Les échanges ioniques entre l'eau et la roche.

Au cours de la présente étude, nous avons observés les deux familles d'eau suivantes dont la minéralisation particulière provient d'échanges ioniques entre l'eau originelle et le squelette aquifère:

- Mg-Ca-HCO₃, Ca-Mg-HCO₃ et Ca-Mg-HCO₃,
- Na-HCO₃ et Na-(Ca)-HCO₃-SO₄

D'autres échanges ioniques concernant Li⁺ et K⁺ semblent aussi avoir lieu.

L'échange a lieu par la mise en solution d'un ion peu "adhérant" au minéral et son remplacement par un autre ion, présent dans l'eau.

Pour la Montmorillonite (smectite), par exemple, SCHEFFER et al. (1979) donnent la suite des éléments pour laquelle l'intensité de liaison avec le minéral croit:



Dans cette suite, le Na⁺ passe facilement en phase aqueuse et le Ca⁺⁺ se voit piégé dans le minéral au cours du processus d'échange ionique.

Les facès d'eau bicarbonatée magnésienne et calcique s'observent dans les grès de la molasse burdigalienne (cf. Partie 1) et dans certains aquifères limoneux du Quaternaire (cf. Partie 2, § 5.3). Ces eaux proviennent toutes de milieux confinés ou semi-confinés. Si l'on compare ces eaux à celles que l'on peut observer dans les zones d'infiltration d'où elles proviennent, on constate que l'augmentation des concentrations en Mg⁺⁺ s'accompagne d'une diminution proportionnelle du Ca⁺⁺. La minéralisation totale reste inchangée.

Ces échanges ont certainement lieu sur des argiles non saturées en Na⁺. Nous ignorons presque tout du comment et du pourquoi.

L'acquisition en Mg^{++} des eaux du Quaternaire semble se faire progressivement au cours du temps car on peut observer une corrélation des teneurs de cet élément avec le temps de séjour souterrain de l'eau (cf. § 5.5). Pour cette raison, nous pensons que la mise en solution de l'ion Mg^{++} a lieu principalement par échange ionique.

Le faciès d'eau bicarbonatée sodique que l'on trouve à la base de la molasse burdigalienne et dans la molasse aquitainienne est présenté en première partie. Nous émettons l'hypothèse que l'échange ionique des cations alcalino-terreux a lieu sur des argiles saturées en Na^+ par la percolation de l'eau de la mer burdigalienne à travers ces terrains.

Li^+ : C'est dans ces mêmes eaux que les concentrations en Li^+ observées sont les plus élevées (0.2 - 1 mg/l). De ce fait, il semble que la mise en solution de cet élément est liée aux mêmes processus que celle du Na^+ .

K^+ : On admet habituellement que le potassium répandu sur les champs sous forme d'engrais est rapidement piégé dans le sol soit sur la matière organique soit sur les argiles. Ce piégeage a probablement lieu par échange ionique et libération de ions tels que Na^+ ou H_3O^+ . Dans les aquifères graveleux, tributaires de bassins versants, au sein desquels les sols sont légers (sables, limons, graviers), ce phénomène de neutralisation du K^+ se fait moins sentir et les concentrations observées peuvent augmenter jusqu'à plus de 3 mg/l alors que les moyennes régionales sont de l'ordre de 0.5 à 1.5 mg/l.

4.3 L'influence des activités anthropogènes

Parmi les eaux étudiées, nombreuses sont celles dont le contenu physico-chimique ou isotopique a subi des modifications dues aux activités humaines. Il s'agit des modifications suivantes:

- Augmentation de la minéralisation totale et des teneurs en NO_3^- , Cl^- , Na^+ , Ca^{++} (et partiellement K^+ et SO_4^{--}) constatées dans les aquifères dont la surface des bassins versants est largement utilisée pour l'agriculture en terres ouvertes. Un exemple significatif de ce phénomène est donné en fig. 3.28. Il représente l'évolution temporelle des paramètres K_{20} , Dto et NO_3^- des eaux d'un puits (500 l/min), implanté dans un aquifère graveleux (cône de déjection) peu profond (8 m) situé au plein milieu d'une zone d'agriculture intensive, dans la région de la Broye. En 1971, durant les travaux de captage, la minéralisation de cette eau était déjà élevée, mais encore dans les normes en ce qui concerne les nitrates. A partir du début de l'exploitation, en 1972, ces valeurs ont progressivement augmenté, de manière synchrone, avec de grandes fluctuations saisonnières.

- Présence des teneurs en Cl^- supérieures à 5 mg/l presque exclusivement causées par les apports des engrais, le salage des routes et d'autres types de pollution (cf. § 2.8).

- Augmentation des teneurs en K^+ dans les points d'eau contaminés par des foyers de pollution ponctuels du type égouts ou endroit d'entreposage d'engrais naturel (cf. § 2.4).

- Les pluies acides: Les teneurs moyennes en NO_3^- et SO_4^- des eaux de pluies (à Payeme) sont de l'ordre de 0 à 3, respectivement 0 à 4 mg/l (ZOBRIK et STUMM, 1979; EMPA, 1990). Elles proviennent principalement de la combustion des carburants fossiles (oxydation des oxydes de N et S). Nous n'avons pas pu mettre en évidence une influence des eaux souterraines par ces teneurs importées des pluies.

En effet, les eaux souterraines des Préalpes, peu touchées par les atteintes de l'agriculture, contiennent toutes moins que 5 mg/l de NO_3^- .

- Teneurs en Tritium des eaux d'infiltration: Ce Tritium provient des expériences nucléaires passées. D'un endroit à l'autre, dans les eaux de pluie, on observe des valeurs moyennes annuelles relativement homogènes. La décroissance exponentielle de cet isotope permet de déterminer le temps de séjour souterrain de l'eau (§ 5.4). Cependant des pollutions industrielles modifient localement ces valeurs et rendent difficile la détermination de temps de séjours au moyen de ce paramètre.

Au cours de la présente étude, nous n'avons fait aucune investigation sur les micropolluants organiques et inorganiques. A ce sujet, nous faisons référence à KOZEL (1991).

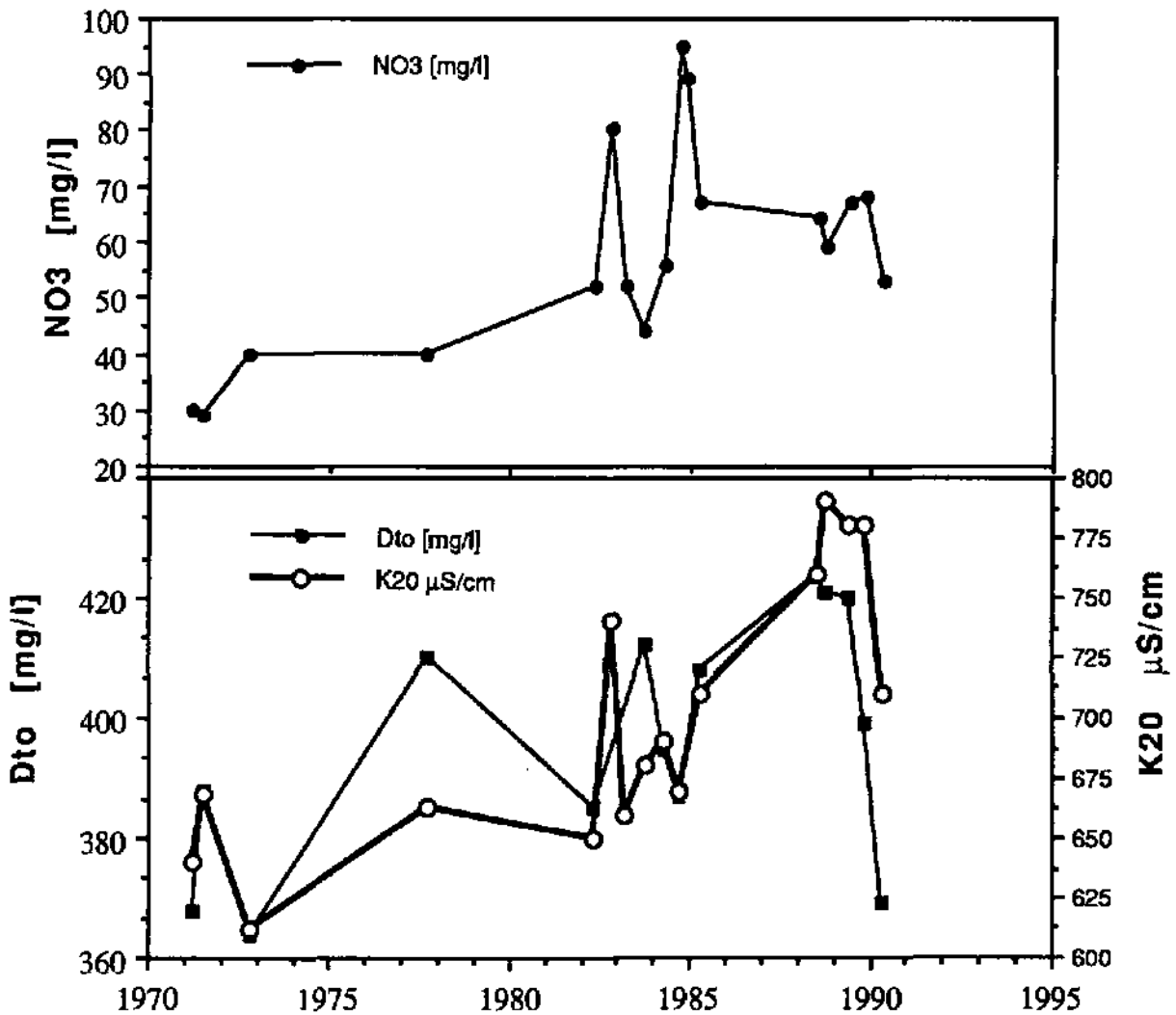


Fig.3.28: Puits de Ecorcheboeuf à Montagny-Cousset: Evolution temporelle des paramètres de la minéralisation totale et des nitrates (analyses de routine du laboratoire cantonal de chimie de Fribourg). L'augmentation des NO_3^- se fait aussi sentir par des valeurs plus élevées de conductivité électrique et de dureté totale. L'exploitation régulière du puits a eu lieu de 1971 à 1985.

4.4 Les variations temporelles de la qualité des entrées et les variations de l'état dynamique du système

Dans les eaux de sub-surface "froides" qui font l'objet de cette étude, ces facteurs entrent souvent en compétition. L'évolution temporelle de la qualité physico-chimique des eaux de l'aquifère de la Tuffière offre un bon exemple de ces influences combinées. Elle dépend d'une part des variations de la qualité des eaux du lac de la Gruyère et d'autre part des variations du niveau hydrostatique (cf. Partie 2, § 5.5, fig. 2.19).

Les fluctuations temporaires, saisonnières ou interannuelles de la qualité des entrées se répercutent, à l'extoïre des systèmes, sous forme de vagues d'eaux de qualités différentes. D'autre part, dans les systèmes où il y a présence de deux ou plusieurs composantes d'eau, les fluctuations temporelles de l'état hydraulique peuvent provoquer une variations des proportions de ces composantes à l'exotoïre. Au § 6, nous présentons ces facteurs d'influence par l'étude des variations temporelles des caractéristiques dynamiques, physico-chimiques et isotopiques dans 6 systèmes hydrogéologiques choisis.

4.5 L'enrichissement ou la dégradation des paramètres observés

A ce sujet, nous n'avons que peu de données. Ces phénomènes concernent souvent des paramètres étrangers au système naturel. L'exemple le plus éloquent est l'évolution des entrées de Tritium à une échelle de plusieurs dizaines d'années (augmentation provoquée par une influence anthropique et diminution causée par une diminution des sources de pollution et une désintégration progressive de l'isotope radioactif): La fig. B3 représente les valeurs mesurées dans les pluies et la sortie calculée en fonction du temps de séjour souterrain.

D'autres phénomènes de réduction des nitrates ou des sulfates, par exemple peuvent avoir lieu.

4.6 Le temps de séjour souterrain.

Le temps de séjour souterrain, déterminé au moyen du Tritium reflète au mieux l'effet tampon du système (cf. § 6).

Certains paramètres tels que Mg^{++} , Li^+ , SiO_2 et F^- semblent s'enrichir progressivement en fonction du temps de séjour souterrain de l'eau. A ce sujet, nous référons le lecteur au § 5.5. D'autre part, tous les phénomènes de mise en solution des minéraux et d'échanges ioniques sont dépendants du temps.

Dans la plupart des sources dont le temps de séjour souterrain de l'eau dépasse 5 ans, les variations temporelles de la minéralisation deviennent très faibles et, pour la plupart des paramètres chimiques mesurés, ininterprétables (§ 6).

4.7 Les interactions avec les eaux de surface.

L'alimentation d'un aquifère par un cours d'eau ou un lac provoque un mélange avec les eaux tributaires des infiltrations efficaces et cause d'importantes modifications de leur qualité physico-chimique. L'exemple des eaux de la Tuffière est éloquent. A ce sujet, nous reportons le lecteur à la Partie 2. Un autre cas intéressant, celui de la Hofmatt est traité au § 5.2.2.

5. Isotopes ^{18}O et ^3H : description et interprétation

Au cours de la présente étude, nous avons porté les recherches sur l'application des traceurs isotopiques ^{18}O et ^3H à la compréhension des mécanismes d'écoulement souterrain. Leur principal avantage est qu'ils sont liés à la molécule d'eau et apportent des renseignements spécifiques au trajet souterrain de celle-ci.

En annexe B, nous présentons ces deux méthodes isotopiques.

Les principaux résultats obtenus au cours de cette étude sont les suivants:

Au moyen de l'Oxygène-18:

- Détermination de la relation entre les valeurs moyennes d' ^{18}O et l'altitude des bassins versants hydrogéologiques (§ 5.2),
- Détermination de l'altitude moyenne des bassins versants de certaines sources,
- Mise en évidence de facteurs modifiant la relation entre l' ^{18}O et l'altitude des bassins versants hydrogéologiques (§ 5.2),
- Détermination des modalités d'alimentation relatives à quelques systèmes hydrogéologiques (§ 6),
- Etude des possibilités de définir un temps de séjour moyen des eaux souterraines au moyen de l' ^{18}O (§ 5.3),
- Estimation des temps de transit de l'onde d'infiltration depuis la surface jusqu'à l'exutoire de certains aquifères représentatifs (§ 6).

Au moyen du Tritium:

- Détermination du temps de séjour souterrain moyen relatif à certaines eaux souterraines (§ 5.4),
- Détermination de la relation entre le temps de séjour souterrain de l'eau et les paramètres Mg^{++} , Li^+ , et SiO_2 (§ 5.5),
- Détermination des proportions de composantes d'eau différentes, apparaissant à l'exutoire (§ 6),
- Réflexions sur le bilan de Tritium (§ 5.6).

5.1 Les entrées

Au cours de la période d'observation liée à cette étude, les eaux de pluies ont fait l'objet d'analyses aux endroits suivants (fig. 3.29):

- Berne (1984 - 1988),
- Payerne (1987 - 1988),
- Illens (1985 - 1988).

Pour l' ^{18}O , on observe une variation saisonnière très semblable à celle de la température de l'air avec des maxima en juillet-août et des minima en janvier-février.

Concernant le Tritium, on recueille les deux informations suivantes:

- Dans certaines régions, les teneurs de l'eau de pluie sont fortement influencées par des pollutions industrielles locales (cf. fig. 3.29 et 3.30) qui modifient considérablement les entrées et de manière difficilement maîtrisable.

- Dans les régions où on n'a pas d'influence industrielle locale, le Tritium varie relativement peu au cours du temps, avec des maxima en été et des minima à la fin de l'automne et en hiver. Cette évolution temporelle n'a pas toujours suivi la même tendance: Durant la période de hautes teneurs en Tritium dans les eaux atmosphériques (1960 - 1980), les maxima apparaissaient au printemps, période où les échanges entre stratosphère (à cette époque réservoir de Tritium) et atmosphère sont les plus grands. Au cours du temps, la stratosphère s'est progressivement "vidée" de son eau riche en Tritium et l'enrichissement des eaux de pluie tend à provenir de plus en plus de l'évaporation des eaux continentales encore relativement riches en Tritium (SCHOTTERER, communication orale).

Les teneurs en ^{18}O et ^3H varient au cours des saisons dans les eaux d'infiltration. Elles permettent aussi d'étudier la manière dont se répartit l'alimentation au cours du temps et la manière dont l'aquifère amortit ces variations.

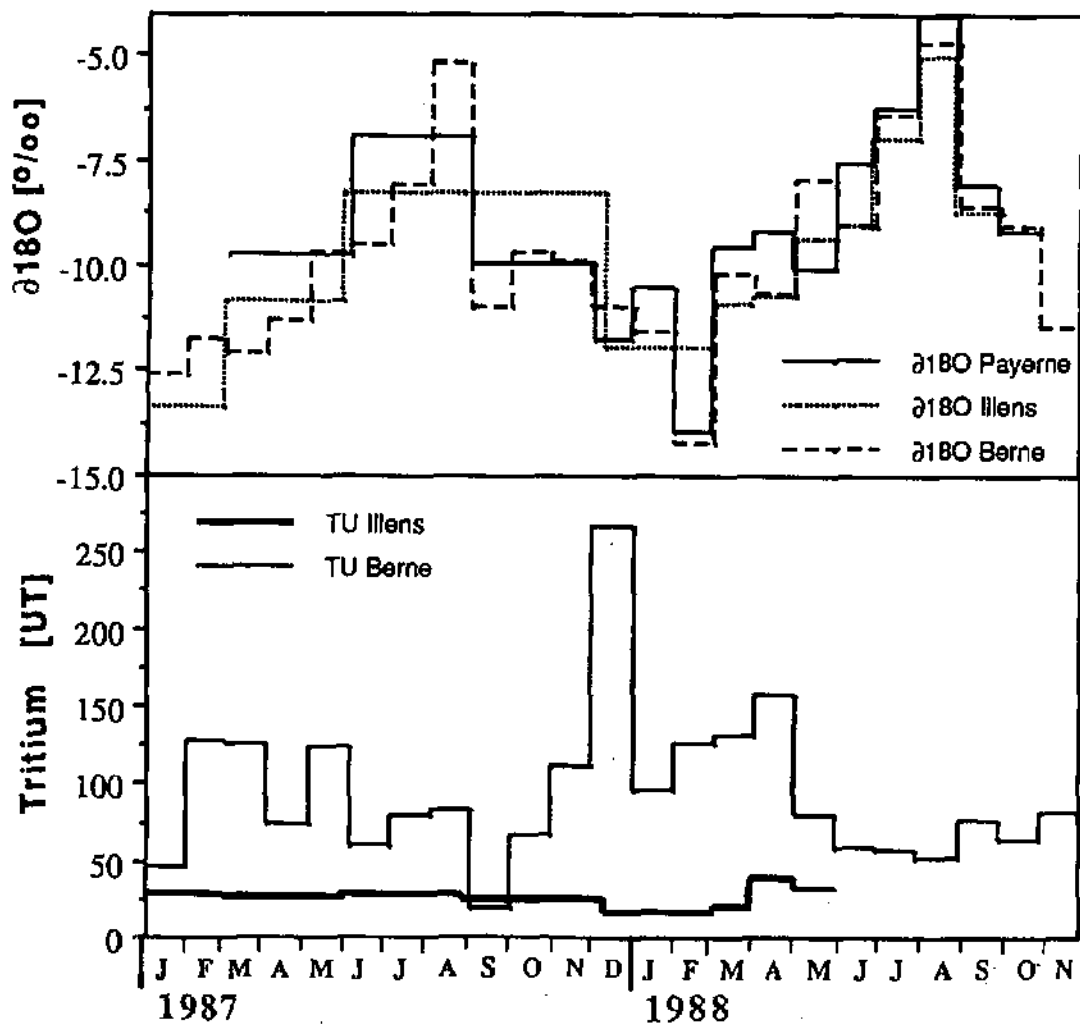


Fig.3.29: Evolution temporelle de l' ^{18}O et du ^3H dans les eaux de pluies de la région d'étude (stations d'Illens et de Payerne) et de Berne. Jusqu'en novembre 1987, respectivement février 1988, les données de Payerne et d'Illens sont des moyennes trimestrielles pondérées.

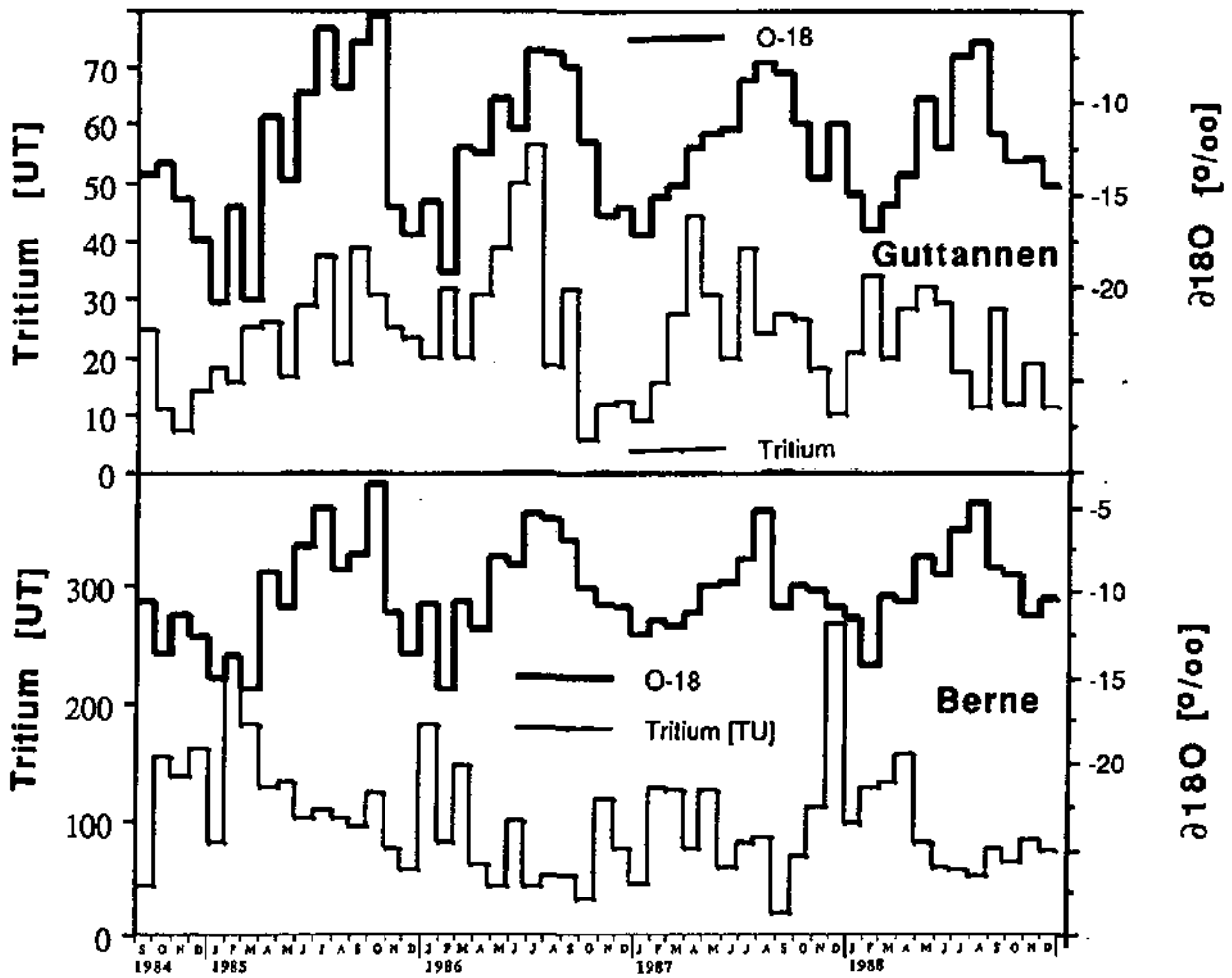


Fig.3.30: Evolution temporelle de l' ^{18}O et du ^3H dans les eaux de pluies des stations de Berne et de Guttannen (Oberland bernois), durant la période de septembre 1984 à décembre 1988. Les valeurs de Tritium à Berne sont grandement influencées par des pollutions industrielles locales. Valeurs obtenues auprès de l'Institut de Physique de l'Université de Berne, département de physique du climat et de l'environnement.

5.2 Relation entre l'altitude et le $\delta^{18}\text{O}$

La figure 3.31 représente la relation entre l'altitude et les valeurs moyennes d' ^{18}O dans les eaux souterraines de la région d'étude. Il s'agit de valeurs moyennes représentatives de la période d'octobre 1985 à septembre 1988 (124 mesures au total pour 25 points d'eau, cf. tabl. 16). Les points situés à moins de 1200 m d'altitude correspondent à des aquifères du Quaternaire dans lesquels les temps de séjour moyens dépassent 5 ans (ronds pleins). Les trois points relatifs à l'altitude 1370 m correspondent aux valeurs moyennes du lac de la Gruyère à 5, 10, respectivement 20 m en dessous de la surface, qui intègrent la totalité du bassin versant du lac, soit plus de 800 km².

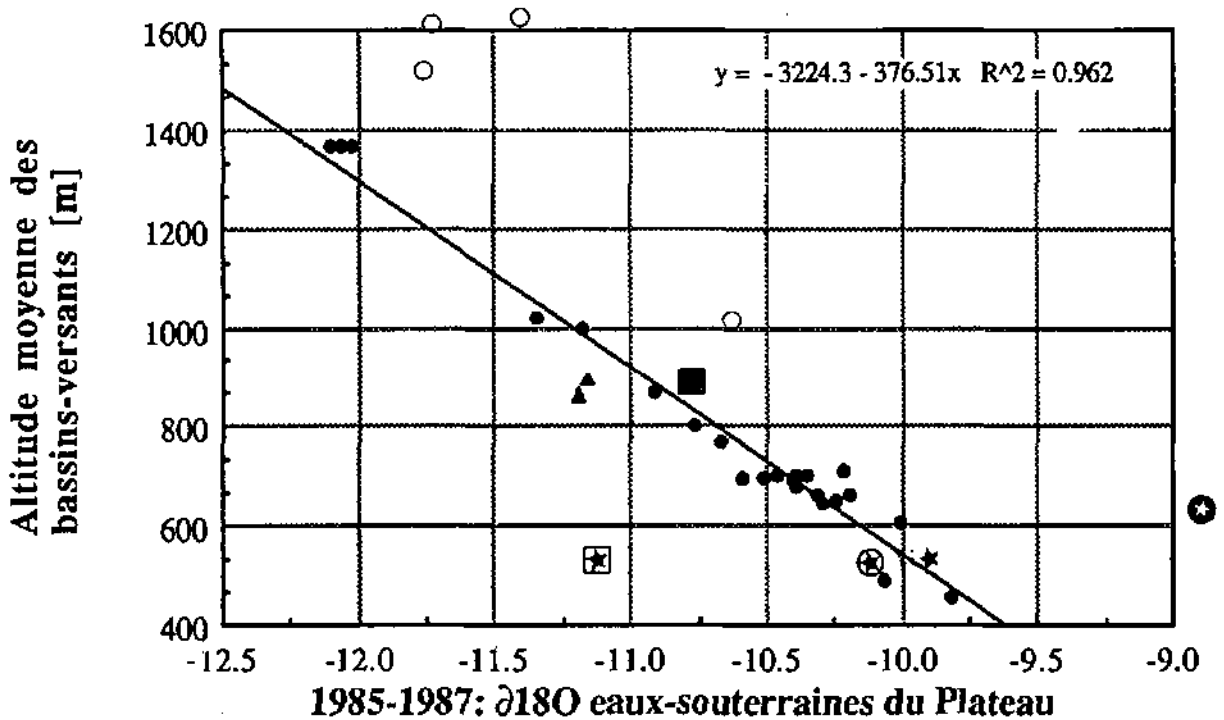


Fig. 3.31: Relation entre les $\delta^{18}\text{O}$ et l'altitude dans les eaux souterraines du Plateau fribourgeois (temps de séjour souterrain supérieur à 5 ans et dans les eaux du lac de la Gruyère (bassin versant de la Sarine d'altitude moyenne de 1370 m), 124 mesures relatives à 25 points d'eau pour la période de 1985 à 1987).

La droite de régression n'est construite que sur la base des "•". Les autres figurés correspondent à des points d'eau discutés dans le texte:

Pluies de Berne 1983-1988:

- ★ Moyenne arithmétique des valeurs mensuelles de $\delta^{18}\text{O}$.
- ⊙ Moyenne des valeurs mensuelles de $\delta^{18}\text{O}$ pondérées sur les pluies.
- ⊠ Moy. des valeurs mens. de $\delta^{18}\text{O}$ pondérées sur les pluies efficaces.
- ▲ Sources de Kaisa d'Avau et Bois de Bouleires.
- Sources de la Hofmatt.
- ⊕ Source MC, la Chanéa de Montagny-Cousset.
- Diverses sources de crêtes (Berra, Cousimbert, Combent).

Concernant la pluie de Berne, on observe que la valeur pondérée sur les pluies efficaces (hauteur de pluie diminuée de l'évapotranspiration potentielle calculée au moyen de la formule de THORNTHWAITE) ne satisfait pas à la relation définie dans les eaux souterraines (trop d'input hivernal). Par contre, la moyenne arithmétique et la moyenne des valeurs mensuelles de $\delta^{18}\text{O}$ pondérées sur les pluies satisfont à cette relation.

La relation entre l' $\delta^{18}\text{O}$ et l'altitude moyenne des bassins versants, déterminée empiriquement est la suivante:

$$\text{Altitude moyenne b.v. [m]} = -376.5 \cdot \delta^{18}\text{O} - 3324$$

Elle correspond à une diminution moyenne du $\delta^{18}\text{O}$ de -0.256 ‰ par 100 m de dénivellation. Cette relation est très proche de celle que SIEGENTHALER et al. (1983) ont décrit pour le bassin de l'Aare, à l'est de notre terrain d'étude.

Cette droite constitue une référence pour tenter de répondre aux questions suivantes:

- A quelle altitude moyenne se situe le bassin versant d'une source?
- L'aquifère est-il alimenté par des eaux de surface provenant d'un bassin versant situé plus haut en altitude?
- Les eaux ont-elles subi des phénomènes d'évaporation?
- La distribution temporelle des infiltrations efficaces sur le bassin versant est-elle perturbée?

Au cours de la période de 1983 à 1988, les valeurs moyennes à la station de Berne (altitude: 565 m) sont les suivantes:

PLUIE ET O-18 A BERNE 1983 - 1988				O-18 [o/oo]	O-18 [o/oo]	O-18 [o/oo]
Année	Pluie tot. [mm]	Pluie eff. [mm]	Temp. [°C]	moyenne arithm.	moy. pond. s/pluie tot.	moy. pond. s/pluie eff.
1983	921	519	8.8	-9.54	-9.6	-10.6
1984	983	509	8.1	-11.68	-11.26	-12.37
1985	962	553	7.85	-10.14	-10.66	-12.19
1986	1131	572	8.26	-9.62	-9.15	-10.65
1987	1235	684	8.2	-10.15	-9.9	-10.52
1988	1136	524	9.14	-9.53	-9	-10.25
moyenne	1062	560	8.28	-10.11 ⊗	-9.93 ★	-11.1 ⊗

Aux stations de Payerne et d'Illeco (fig. 3.29), compte tenu des différences d'altitude, on retrouve une évolution similaire.

5.2.1 Altitude moyenne du bassin versant d'une source

Sur la base de la relation décrite ci-dessus, nous avons pu déterminer l'altitude moyenne des bassins versants de plusieurs sources dont nous citons l'exemple suivant:

Les sources de l'aquifère de la Tuffière (Partie 2, § 5), tributaires des infiltrations efficaces locales, proviennent d'un bassin versant situé à 710 m \pm 10 m ($\delta^{18}\text{O}$ moyens de -10.4 ‰). Elles ne contiennent, par conséquent, pas de composante quantifiable (> 10 %) provenant du Gibloux, mont qui culmine à 1206 m, au sud de l'aquifère en question (fig. 2.3).

Par contre, les grandes sources du pied nord du Gibloux (Kaisa d'Avau, 1'500 l/min et Bois de Bouleire, 1'000 l/min) possèdent des $\delta^{18}\text{O}$ moyens de -11.2, respectivement -11.15 ‰. L'altitude moyenne de leurs bassins versants est estimée au moyen de cette méthode à 990 \pm 30 m, alors que l'estimation faite sur la base des données géographique est de 840 \pm 30, respectivement 900 \pm 30 m.

5.2.2 Alimentation de l'aquifère par des eaux de surface

Sur le Plateau suisse, de nombreux cours d'eau proviennent de régions montagneuses. Leurs eaux possèdent des $\delta^{18}\text{O}$ inférieurs à ceux des eaux souterraines locales. Lorsqu'il y a alimentation de l'aquifère par ces eaux de surface, on détecte des anomalies négatives d' $\delta^{18}\text{O}$ qui permettent de quantifier ce genre d'alimentation (cf. SIEGENTHALER et al., 1983).

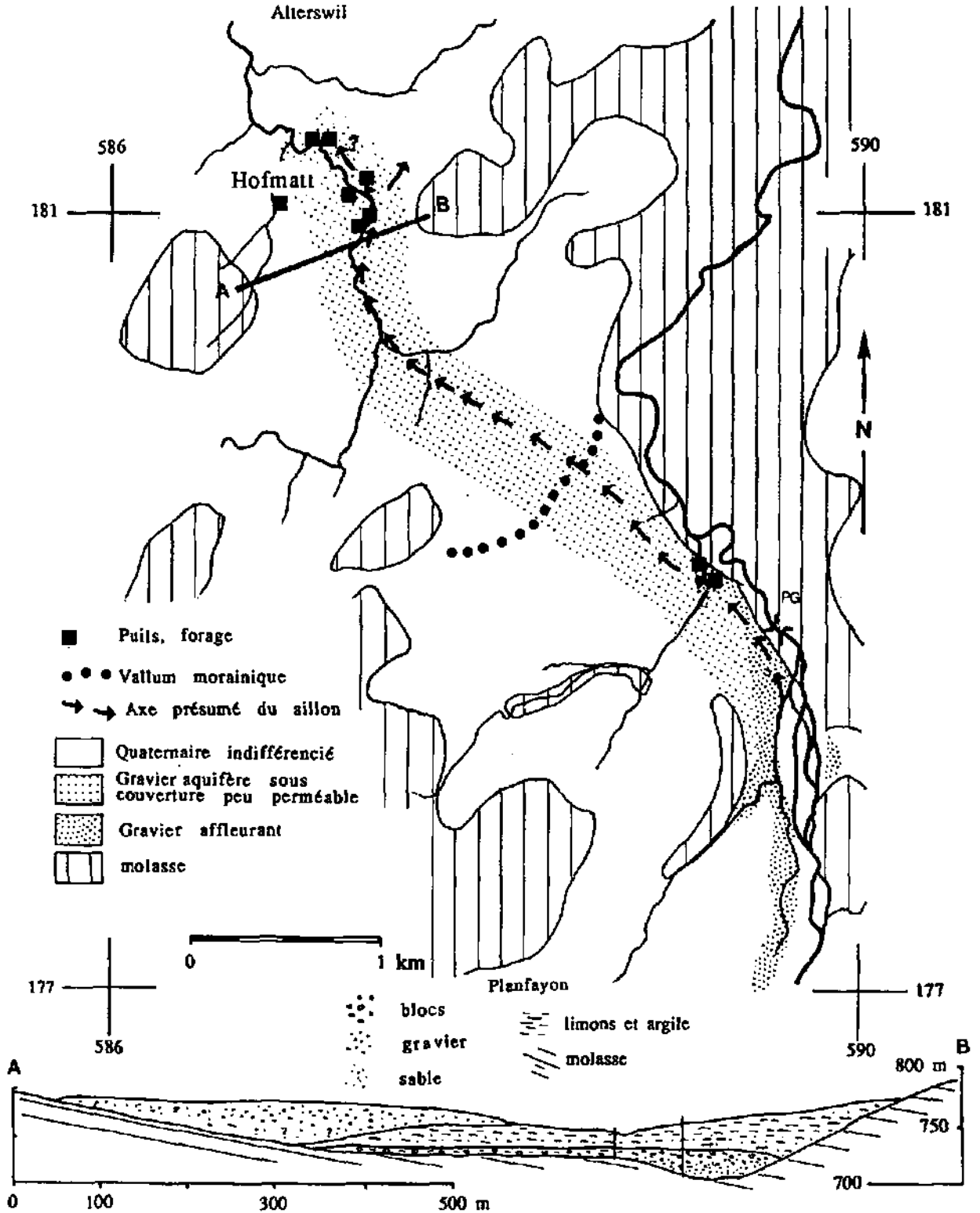


Fig. 3.32: Schéma hydrogéologique de la région de la Hofmatt près d'Alterswil. Les graviers aquifères, recouverts d'une épaisse moraine, remplissent un ancien sillon. Ils sont en contact hydraulique avec les graviers de progression glaciaire qu'on retrouve le long du lit de la Singine en amont du pont de Guggisberg (PG). A l'aval de la Hofmatt, les graviers font rapidement place à des sédiments fins, peu perméables.

L'aquifère de la Tuffière est alimenté par les eaux du lac de la Gruyère qui proviennent en très grande partie des Préalpes et possèdent, par conséquent, de faibles taux d' ^{18}O . Grâce aux analyses de cet isotope, il a été possible de quantifier les modalités de cette alimentation (cf. Partie 2, § S.5).

Un autre aquifère important (sources de plus de 8000 l/min), celui de la Hofmatt à Alterswil (fig. 3.32), semble être alimenté en partie par les eaux de surface du bassin de la Singine (SCHNEUWLY, 1988). Cette alimentation fut mise en évidence par des pompages d'essai effectués lors des travaux de captage (MOLLET 1934, 1935). Les eaux de surface alimentant cet aquifère sont soit la Singine (altitude moyenne du bassin versant = 1330 m au pont de Guggisberg), soit le Tütschbach, petit ruisseau provenant de du SW de Planfayon (altitude moyenne du bassin versant = 940 m). Les analyses d' ^{18}O aux sources (altitude moyenne du bassin versant géographique = 880 ± 20 m) montrent une grande stabilité (-10.8 ± 0.1 ‰). Elles correspondent à l'altitude moyenne d'un bassin versant de 850 ± 50 m. Le temps de séjour souterrain moyen (Tritium) de ces eaux est de l'ordre de 10 à 13 ans)

On constate donc que les mesures d' ^{18}O ne démontrent pas que les eaux de la Hofmatt, dans l'état actuel d'exploitation¹, ont une origine étrangère au bassin versant. Si il y a alimentation de l'aquifère par la rivière Singine, il ne peut s'agir que d'une proportion insignifiante, si l'on considère que le $\delta^{18}\text{O}$ moyen de eaux de la Singine est de l'ordre de -12.0 ‰.

Ce fait est confirmé par les teneurs en SO_4^{--} (< 15 mg/l) mesurées dans les eaux des sources de la Hofmatt. Cet anion est un très bon traceur des eaux des Préalpes (50 à 120 mg/l dans les eaux de la Singine) et ne montre pas de concentration assez haute pour attribuer à cet aquifère une quelconque alimentation par les eaux de la Singine.

L'alimentation partielle de l'aquifère de la Hofmatt par les eaux de surface (si elle a lieu) pourrait provenir alors du Tütschbach. Il y aurait alors lieu de préserver la qualité des eaux de ce ruisseau.

5.2.3 Phénomènes d'évaporation des eaux durant leur trajet sub-aérien

Pour illustrer ce phénomène, nous proposons l'exemple de la source de la Chanéa à Montagny-les-Monts (analyse XX07 et IJMC, tabl. 8). Cette source forme une partie de l'exutoire naturel d'une terrasse de graviers qui s'étend à l'altitude moyenne de 625 m, entre les villages de Grandsivaz et Montagny-les-Monts. A une certaine époque, l'exploitation de tourbe dans une dépression de cette terrasse de graviers a abouti à la formation de deux étangs (les Gours) dont la superficie totale est de 20'000 m². Ces étangs se situent à 380 m à l'amont hydrogéologique de la source. Le transit de l'eau souterraine par les étangs durant un certain laps de temps, provoque une évaporation partielle et y induit une augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ (-8.89 ‰). Une telle valeur correspond à une altitude de l'ordre 125 \pm 50 m. Les mesures relatives à la source sont ainsi situées en dessus de la droite définie en fig. 3.31. Ce passage temporaire de l'eau souterraine à un stade sub-aérien a une autre conséquence: Le taux de nitrates de la source est particulièrement bas (10-15 mg/l), comparé à celui des autres sources de la région (fig. 3.17).

¹ Depuis 1940, l'aquifère graveleux de la Hofmatt est exploité par 5 puits filtrant. Un système de siphons aspire en permanence un débit de l'ordre de 6'400 à 10'400 l/min. Cette eau s'écoule ensuite par gravité jusqu'au réservoir de Bourguillon qui alimente la ville de Fribourg.

5.2.4 Distribution temporelle des infiltrations efficaces

La distribution des infiltrations efficaces au cours du temps n'est pas toujours proportionnelle pour chaque aquifère. Pour illustrer ce phénomène, nous proposons deux exemples:

Exemple a): Teneurs en ^{18}O des eaux souterraines au voisinage de crêtes

Afin de déterminer la relation entre le $\delta^{18}\text{O}$ et l'altitude des bassins versants, nous avons prélevé l'eau de sources situées aux abords des sommets de collines ou de montagnes (Combert, Gibloux, Berra etc...). A ces endroits, la détermination de l'altitude moyenne du bassin versant de la source est aisée. Cependant la plupart de ces eaux possèdent des $\delta^{18}\text{O}$ trop élevés par rapport à la droite de la figure 3.31. Nous proposons l'explication suivante:

Dans ces situations géographiques particulières, il y a probablement un déficit des entrées hivernales et printanières (pauvres en ^{18}O) à cause du fait que le manteau neigeux y est moins important (neige soufflée, avalanches, etc...). D'autre part, les $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations au voisinage des sommets et crêtes de montagnes ne suivent pas nécessairement la même relation de décroissance en fonction de l'altitude que sur les grands versants.

Exemple b): Différences géologiques et pédologiques dans les zones d'infiltration.

Les modalités d'infiltration dans les systèmes poreux et karstiques sont probablement différents. A cause de la structure des sols et de la densité de végétation différentes pour chaque type d'aquifère, la proportion des infiltrations estivales (riches en ^{18}O) est, à une même altitude, sensiblement plus importante en milieu karstique qu'en milieu poreux. On constate que dans nombre de systèmes karstiques dont l'altitude moyenne des bassins versants est connue, les $\delta^{18}\text{O}$ sont trop élevés par rapport à la droite de relation établie sur la base de données provenant d'aquifères situés en milieux poreux (ZWAHLEN et al. 1990 et LAVANCHY 1991).

5.3 Possibilité de définir un temps de séjour souterrain moyen à l'aide de ^{18}O

Au § 5, nous mettons en évidence les variations saisonnières des $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau au sein de petits aquifères du Quaternaire. Elles sont principalement influencées par les fluctuations des $\delta^{18}\text{O}$ des pluies efficaces, malgré la présence, parfois, de deux ou plusieurs composantes d'eau. A la source, l'amplitude des variations de $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau dépend alors de l'effet d'amortissement des impulsions par l'aquifère. Le modèle exponentiel (cf. annexe B) permet de simuler cet effet tampon et de déterminer un temps de séjour souterrain moyen à partir des variations saisonnières du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau à l'exutoire du système.

La fig. 3.33 présente la courbe d'amortissement des variations du $\delta^{18}\text{O}$ ($\Delta\delta^{18}\text{O}$) calculées en fonction du temps de séjour souterrain moyen, pour la région du Plateau et l'année 1989. Ce graphique a été construit au moyen du modèle exponentiel, sur la base des mesures mensuelles des $\delta^{18}\text{O}$ des pluies à la station de Berne. Le $\Delta\delta^{18}\text{O}$ calculé représente la fourchette de variation annuelle maximale des valeurs calculées du $\delta^{18}\text{O}$. Ainsi, à partir de 12 mesures mensuelles représentatives ou moyennes du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau d'une source, on détermine un $\Delta\delta^{18}\text{O}$ observé. Comparant ce dernier à celui que l'on calcule sur la base du $\delta^{18}\text{O}$ des

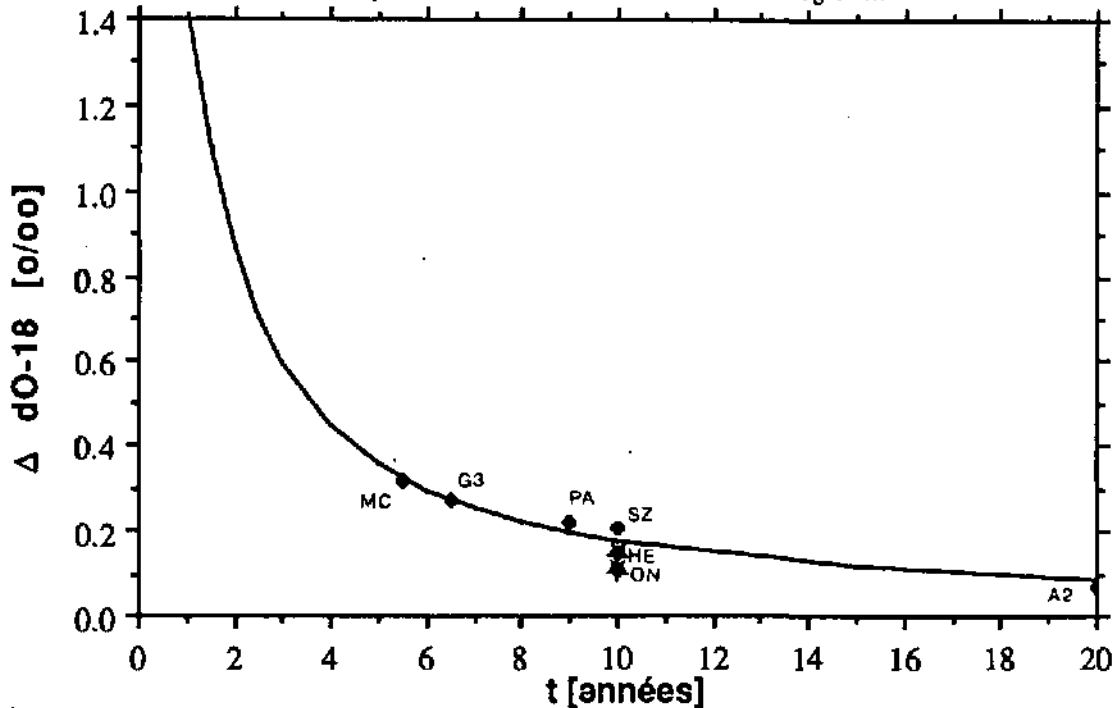


Fig. 3.33: Courbe d'amortissement représentant la fourchette de variation annuelle maximale des valeurs d'Oxygène 18 ($\Delta d^{18}O$) en fonction du temps de séjour moyen de l'eau. (résultat du calcul au moyen du modèle exponentiel sur les données de la station de Berne, valable pour l'année 1988). Les points "•" correspondent à diverses sources (§ 6) dans l'eau desquelles les $\Delta d^{18}O$ ont été déterminés sur plus de 10 échantillonnages ponctuels, répartis dans le temps entre 1987 et 1988 et le temps de séjour souterrain moyen défini à l'aide de la méthode du Tritium. Les étoiles correspondent aux sources ON d'Onnens (aquifère épidermique de la molasse burdigalienne) dont le débit se compose à environ 45% d'une eau dépourvue de Tritium et HE de Henniez contenant aussi une proportion d'eau dépourvue de Tritium.

Ce graphe démontre qu'il y a possibilité de déduire la valeur du temps de séjour moyen souterrain d'une eau par l'étude de l'évolution temporelle de ses $d^{18}O$.

MC: Source MC, La Chanéa de Montagny-Cousset.

G3: Source G3 de la zone sourcière du Grabe à la Tuffière.

PA: Source PA, Les Haches à Grandsivaz.

SZ: Source Stolzenmühle de Schwarzenburg.

HE: Source G du sillon d'Henniez (avec composante exempte de Tritium).

ON: Source ON de Onnens (avec composante exempte de Tritium).

A2: Source A2 à Oleyres.

pluies, on peut déterminer un temps de séjour moyen souterrain relatif à l'eau en question¹. Il faut admettre, pour cela, les conditions suivantes:

- La distribution des temps de séjour suit la loi exponentielle de la fig. B4.
- Le mélange de l'eau d'infiltration se fait de manière homogène dans tout l'aquifère (présence d'une seule composante et absence de by-pass).
- L'infiltration a lieu de manière constante au cours du temps.

¹ Il y aurait lieu d'affiner ce modèle en développant une méthode qui tient compte de la variabilité temporelle des infiltrations, ou qui permet de comparer les séries de mesures avec les séries correspondantes issues du calcul. Voir à ce sujet BALDERER (1986) et SIEGENTHALER in MÜLLER et al. (1983).

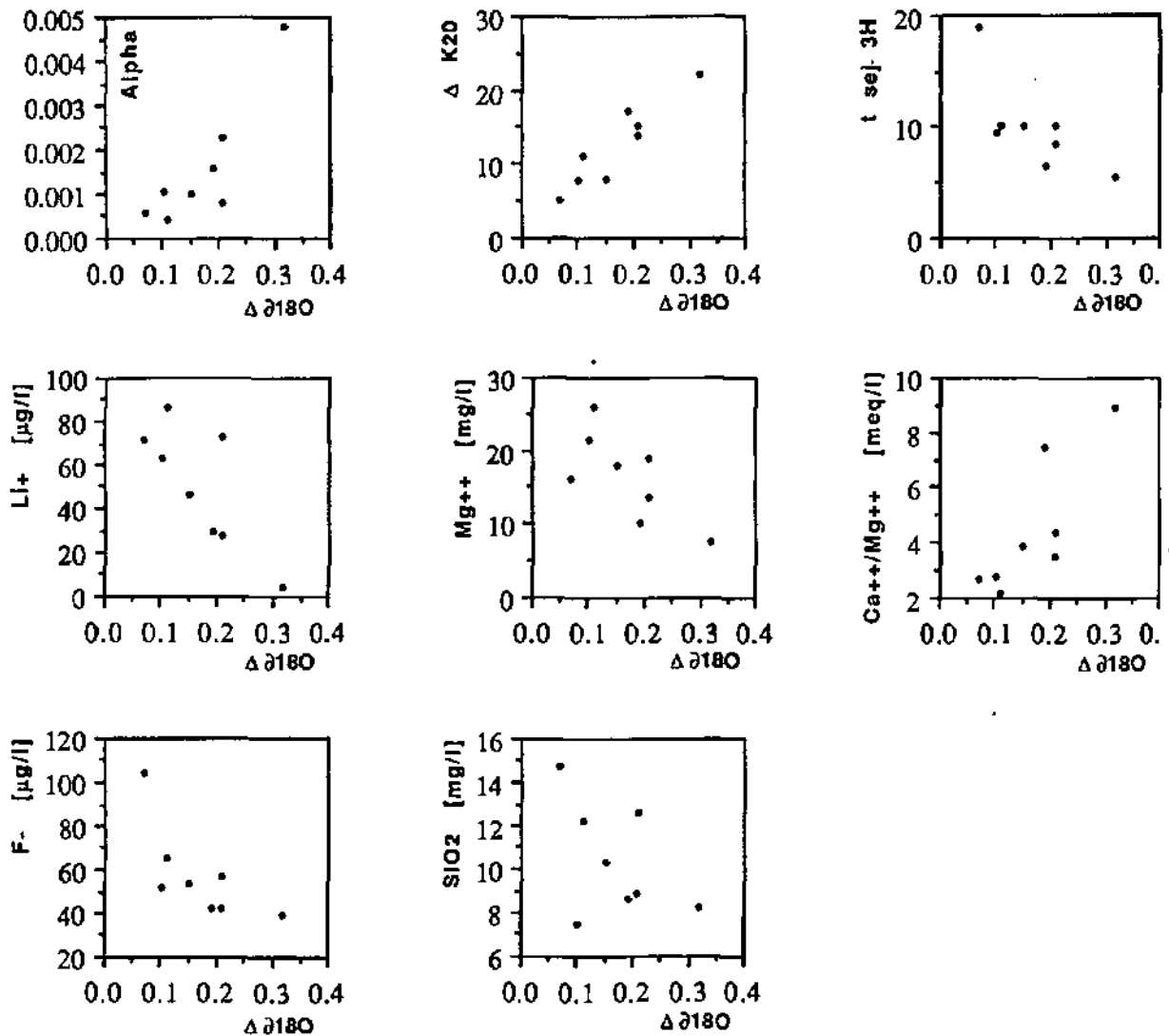


Fig. 3.34: Relation entre les $\Delta\delta^{18}\text{O}$ observés et d'autres paramètres dans l'eau de 8 sources du Quaternaire et d'aquifères épidermiques de la molasse (alpha = coefficient α de tarissement, $\Delta\text{K}20$ = fourchette de variation maximale de la conductibilité électrique au cours d'une année, t sej. 3H = temps de séjour moyen souterrain déduit des mesures de Tritium).

Au moyen d'un nombre restreint de mesures étagées dans le temps, il est néanmoins possible d'estimer un temps de séjour moyen maximal. En effet, le $\Delta\delta^{18}\text{O}$ défini, permet de donner cet ordre de grandeur.

Suivant cette idée, nous avons obtenu des résultats encourageants en mesurant le $\delta^{18}\text{O}$ au moins 10 fois durant une période de deux ans (1986-1988) de l'eau à l'exutoire de 8 systèmes hydrogéologiques. De manière synchrone, nous avons déterminé le temps de séjour souterrain moyen de ces eaux à l'aide du Tritium. La fig. 3.33 représente ces résultats: La relation définie se rapproche de la courbe théorique.

Ces $\Delta\delta^{18}\text{O}$ observés se corrélaient bien avec les temps de séjour définis au moyen du Tritium (fig. 3.34) mais aussi avec Mg^{++} , $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$, Li^+ , F^- et SiO_2 , les autres paramètres chimiques bien corrélés avec le temps de séjour souterrain (§ 5.5). On observe aussi une bonne corrélation entre $\Delta\delta^{18}\text{O}$ et $\Delta\text{K}20$, mesure de l'amplitude de variation annuelle des conductibilités électriques établie sur la base de mesures bimensuelles. Ces $\Delta\text{K}20$, devraient aussi fournir des informations sur le temps de séjour souterrain de l'eau (fig. 3.35). Cependant, nous n'avons pas analysé un nombre assez grand de points d'eau pour déduire des informations généralisables.

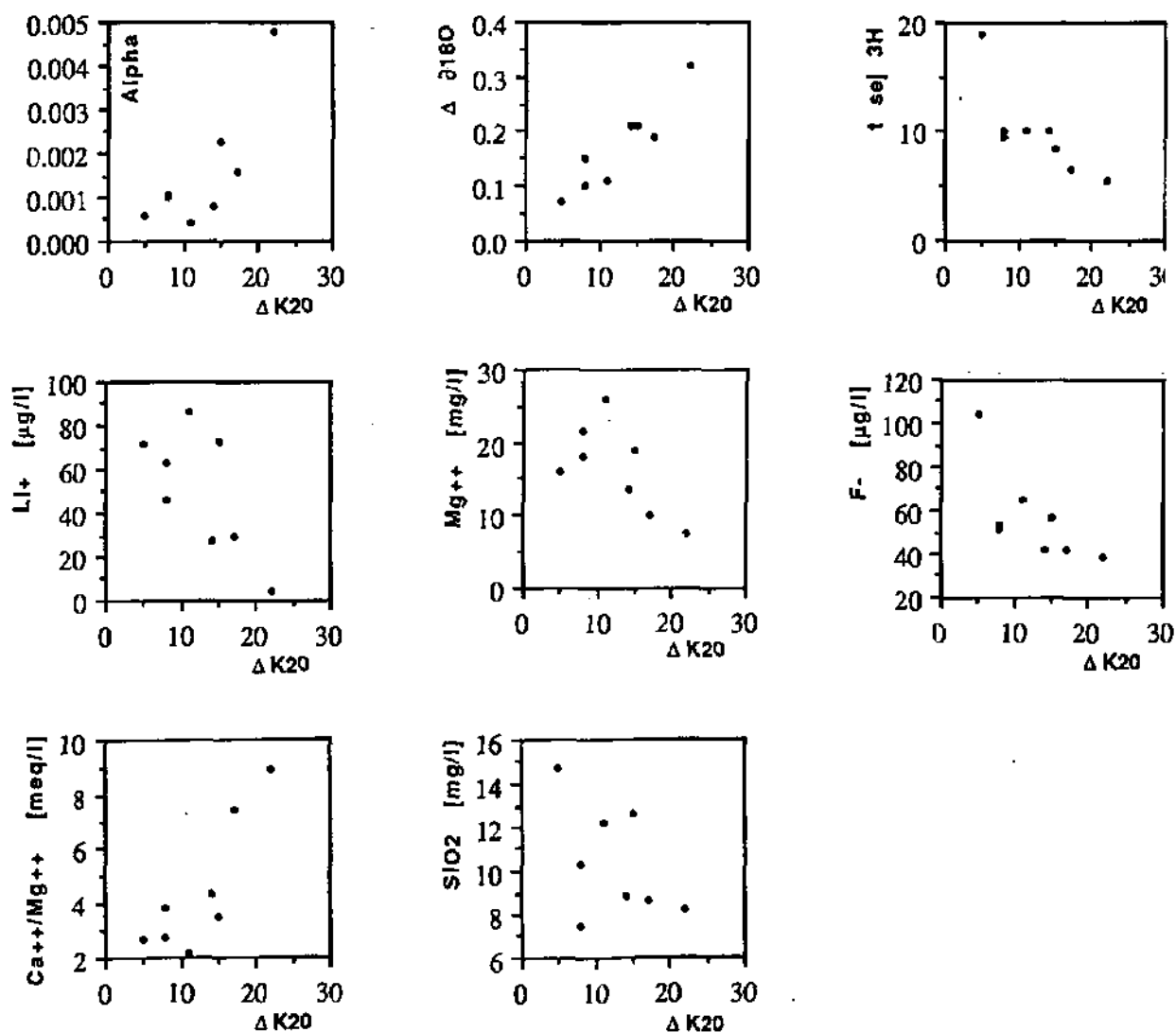


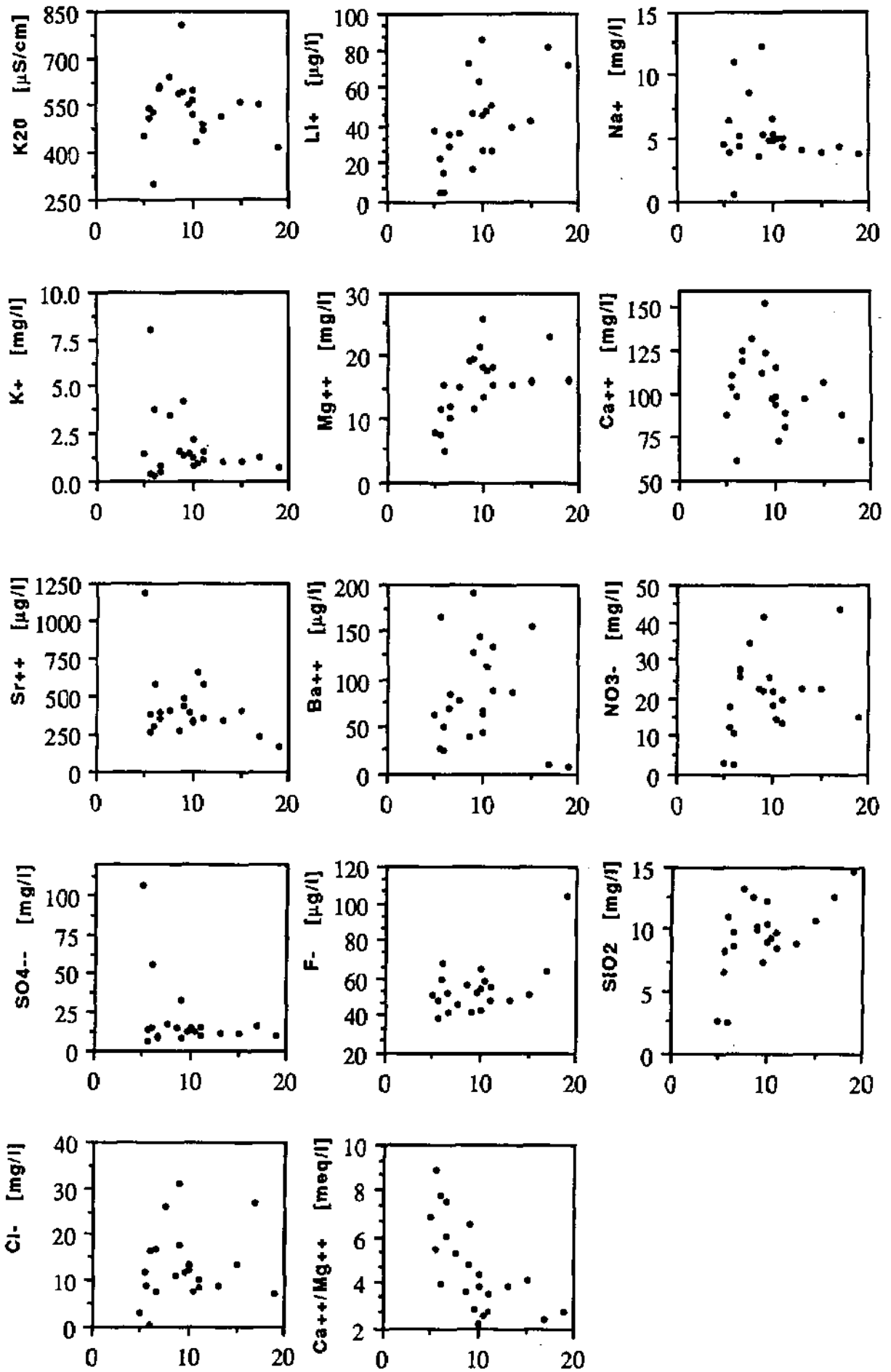
Fig. 3.35: Relation entre les $\Delta K20$ observés et d'autres paramètres dans l'eau de 8 sources du Quaternaire et d'aquifères épidermiques de la molasse (alpha = coefficient α de tarissement, $\Delta K20$ = fourchette de variation maximale de la conductibilité électrique au cours d'une année, t sej. 3H = temps de séjour moyen souterrain déduit des mesures de Tritium).

D'autre part, si l'interprétation des variations temporelles de $\delta^{18}O$ ne pose pas trop de problèmes, lorsque les inputs sont connus, il est moins aisé de définir les causes de variation des conductibilités électriques (cf. § 6).

Les mêmes mesures d' $\delta^{18}O$ permettent de déterminer le temps de trajet modal de l'onde d'infiltration des pluies efficaces (cf. §6).

Cette méthode de détermination d'un temps de séjour moyen souterrain à l'aide du $\Delta\delta^{18}O$ (ou de $\Delta K20$) demande à être affinée en ce qui concerne le calcul du $\Delta\delta^{18}O$ mais aussi quant à l'échantillonnage: Un échantillon moyen mensuel ou hebdomadaire à la source serait plus justifié qu'une prise ponctuelle.

Cette méthode devrait fournir d'excellents résultats pour la détermination de temps de séjour souterrain moyen de l'ordre de 1 à 10 ans des eaux, en milieu karstique, fissural ou poreux. Elle devrait pallier à beaucoup de problèmes rencontrés au cours de la datation à l'aide du Tritium, entre autres les pollutions locales et le manque de précision de la méthode à cause des faibles teneurs que recèlent actuellement les eaux météoriques.



5.4 Tritium: Détermination de temps de séjour souterrain

L'étude des temps de séjour souterrains au moyen du Tritium a porté essentiellement sur les eaux souterraines du Plateau issues de la molasse et du Quaternaire.

Dans les eaux profondes de la molasse, on ne retrouve pas de teneurs de Tritium supérieures à 3 UT: Il s'agit donc d'eaux dont le séjour souterrain dépasse 40 ans. Dans certains aquifères épidermiques de la molasse, on retrouve parfois une eau mixte comportant une composante exempte de Tritium (< 3 UT) et une composante avec Tritium (>20 UT). C'est le cas de la source d'Onnens (§ 6.3) Dans les sources du Quaternaire on observe habituellement des teneurs de l'ordre de 30 à 50 TU (valeurs de 1989).

C'est grâce à la décroissance radioactive du Tritium au sein du milieu aquifère qu'il est possible de déterminer un temps de séjour souterrain de l'eau (cf. Annexe B). En utilisant cette méthode, on rencontre entre autres, actuellement, les problèmes suivants:

- Dans les pluies, il y a de moins en moins de Tritium (cf. fig. B3 a, 3.29 et 3.30). Il faut procéder à des mesures toujours plus précises. De plus, les valeurs de Tritium calculées par modèle, pour des temps de séjour différents se rapprochent de plus en plus les unes des autres.

- Par endroits, il y a des pollutions régionales dues à divers types d'industries qui induisent des variations locales et temporaires de Tritium dans les eaux de pluie. A ces endroits, si une observation précise et régulière des entrées n'est pas entreprise sur une longue période, il est illusoire d'utiliser cette méthode de datation des eaux souterraines.

- Quelques eaux contiennent une composante plus ou moins importante dépourvue de Tritium. Si la proportion de cette composante est plus petite que 20 %, les teneurs en Tritium à la source sont encore plus élevées que celles des précipitations. Il devient alors très difficile de déterminer un temps de séjour moyen correct sans disposer de mesures régulières sur plusieurs années.

5.5 Relation entre séjour souterrain (^3H) et chimie des eaux

Au cours de la présente étude, nous avons pu mettre en évidence une relation entre les paramètres chimiques Mg^{++} , $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$, Li^+ , F^- et SiO_2 (cf. § 3.4).

De plus, ces paramètres se voient bien corrélés avec le temps de séjour moyen défini à l'aide du Tritium (fig. 3.36). Ces relations démontrent que pour certains paramètres, Mg^{++} , Li^+ , et SiO_2 entre autres, l'acquisition du chimisme peut durer plusieurs années et qu'elle a lieu progressivement au cours du temps. Il est évident que ces relations entre séjour souterrain (^3H) et chimie des eaux ne se réalisent que dans des eaux bicarbonatées calciques et magnésiennes liées au Quaternaire et aux aquifères épidermiques de la molasse du Plateau. Cependant, le fait que ces paramètres s'enrichissent progressivement dans l'eau au cours du temps devrait être généralisable à d'autres terrains. La meilleure corrélation définie est celle entre le temps de séjour et le rapport $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$.

Ainsi, les mesures de Mg^{++} , Li^+ , et SiO_2 et le rapport $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$ permettent de donner une appréciation sur le temps de trajet souterrain de l'eau, son origine et l'importance des réserves au sein de l'aquifère.

Fig. 3.36: Eaux souterraines de la région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel: Relation entre le temps de séjour souterrain moyen calculé à l'aide du Tritium et 14 paramètres physico-chimiques pour 22 points d'eau. En abscisse, temps de séjour souterrain moyen [années].

Une relation évidente existe entre ces temps de séjour souterrain et les paramètres Li^+ , Mg^{++} , F^- , SiO_2 et $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$.

5.6 Temps de séjour souterrain et volume des réserves

Pour le système hydrogéologique de la Tuffière, nous avons comparé le volume d'eau calculé à partir du temps de séjour souterrain (Tritium) et du débit moyen du système entier avec celui des réserves écoulables et totales de l'aquifère (Partie.2, § 5).

5.7 Conclusion de l'étude isotopique

L'étude des paramètres isotopiques a permis d'obtenir de nombreux résultats pratiques sur la relation entre le $\delta^{18}\text{O}$ moyen aux sources et l'altitude moyenne des bassins versants, les phénomènes qui influencent cette relation, les vitesses de transit des ondes d'infiltration, le temps de séjour souterrain et la détermination de composantes d'origine différentes à l'exutoire.

Elle a permis de reconnaître quelques limites de ces méthodes.

On présente une possibilité de déterminer un temps de séjour souterrain moyen de l'eau à l'aide des variations saisonnières d'Oxygène-18

6 Evolution temporelle des caractéristiques physico-chimiques et isotopiques

6.1 Introduction

Durant ce chapitre, nous proposons, à titre d'exemple, l'étude de l'évolution temporelle des caractéristiques physico-chimiques et isotopiques des eaux de 6 sources issues d'aquifères épidermiques de la molasse (2), du Quaternaire (3) et du karst (1)

Le tableau 17 résume les principales caractéristiques de ces sources et de leurs eaux. Il s'agit de systèmes choisis, dont la dynamique n'est influencée que par les variations naturelles des entrées (exception, la source G3 [§ 6.4], perturbée par quelques essais de pompage dans son bassin versant).

Les corrélogrammes simple (débit-débit) et croisé (pluie-débit), en fig. 3.37 laissent entrevoir que les réponses dynamiques de ces systèmes sont représentatives des réponses de la plupart des systèmes que l'on rencontre sur le terrain d'étude, passant d'un régime très nerveux (source de la cascade de Jaun, § 6.7) à un régime presque stabilisé (source A2, § 6.2).

La connaissance géologique de la plupart de ces systèmes reste lacunaires car ils n'ont pas fait l'objet de prospection hydrogéologique de détail pour leur exploitation ou leur gestion.

L'étude a porté sur le débit, l'Oxygène-18, le Tritium, la température, la conductibilité électrique, les duretés totale et temporaire (TAC) et les ions Na^+ , K^+ , Mg^{++} , Ca^{++} , NO_3^- , SO_4^{--} et Cl^- .

On constate que les principaux facteurs induisant une variation temporelle de la qualité physico-chimique et isotopique des eaux sont les suivants:

- Variations temporelles de la qualité des entrées (eaux de pluies et d'infiltration, eaux de surface...),
- Variations de l'état dynamique du système et au sein de ses différentes parties, qui conditionnent les proportions des mélanges d'eaux aux exutoires¹,
- Enrichissement ou dégradation de constituants (Tritium, NO_3^- , SO_4^{--} ...),

Les principales informations pratiques qui résultent de l'observation des systèmes étudiés sont, pour chaque paramètre, les suivantes:

- Le débit: Régime dynamique du système (réponse impulsionnelle),
- L'Oxygène-18: Déplacement des ondes d'infiltration à travers le système, temps de séjour souterrain moyen de l'eau,
- Le Tritium: Temps de séjour souterrain moyen, proportions de composantes d'eau "ancienne", mélange de diverses composantes,
- La conductibilité électrique: Transfert réel des ondes de dilution (forte alimentation), indications sur la présence et le comportement de deux composantes d'eau à régime hydraulique différents, présence de "by-pass" rapides,

¹ Ces deux types de variations ont déjà été mises en évidence dans la réponse du système hydrogéologique de la Tuffière aux alimentations pulsées du lac de la Gruyère (cf. chap. 3, § *).

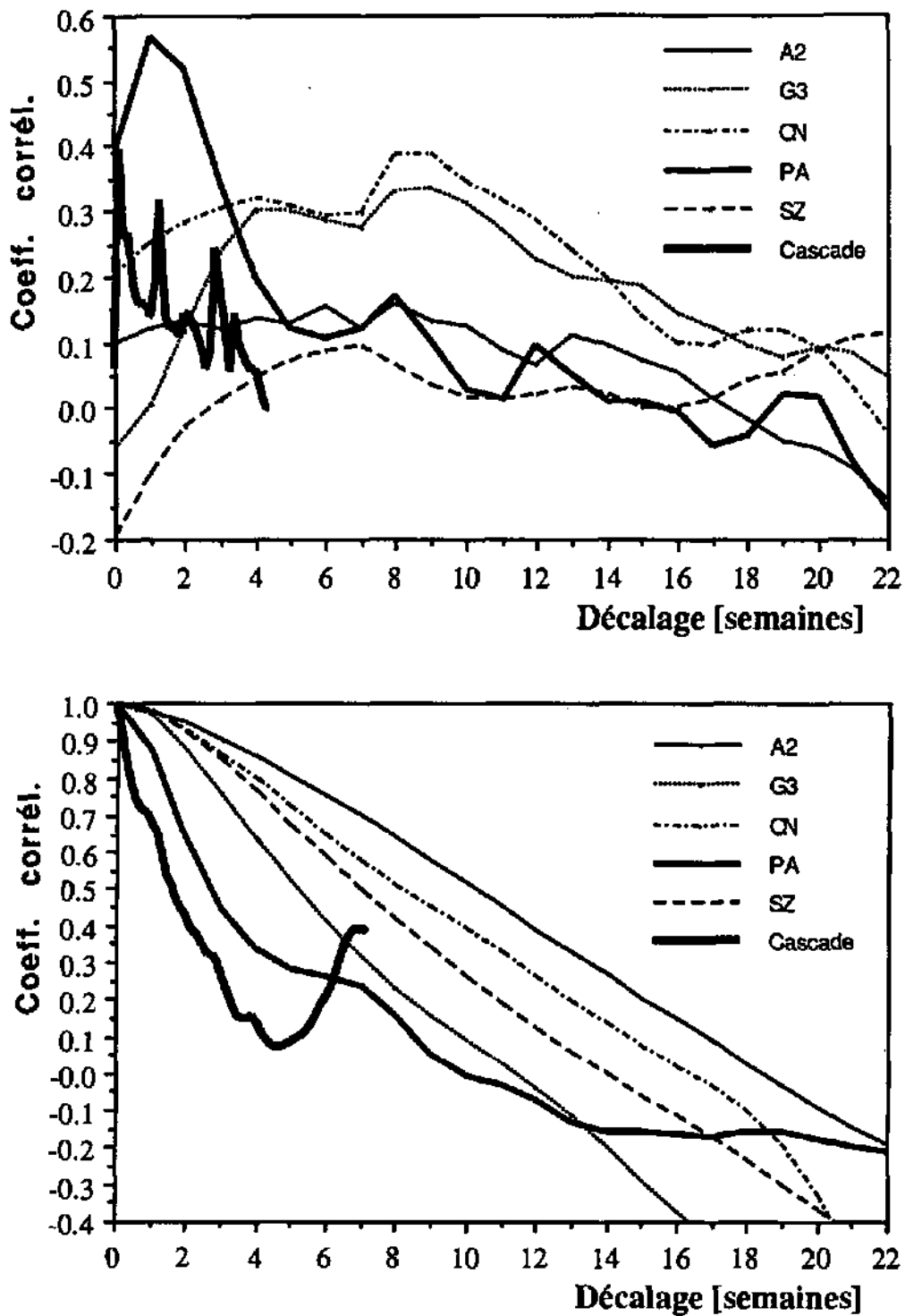


Fig. 3.37: Corrélogrammes simple (débit-débit) et croisé (pluie-débit) relatifs aux sources A2 à Oleyres, G3 de la zone du Grabe à la Tuffière, ON à Onnens, PA à Grandsivaz, SZ à Schwarzenburg et Cascade de Jaun.

- **Température:** Indications sur le stockage ou le transit de l'eau à l'intérieur d'une zone d'hétérothermie, présence de "by-pass" rapides,

- **Dureté totale, TAC et Ca^{++} :** Indications analogues à celles de la conductibilité électrique mais moins précises à cause de la moins bonne reproductibilité des mesures,

- **Na^+ , K^+ , NO_3^- et Cl^- :** Indications sur le comportement, le transfert et la dilution de ces paramètres, traceurs des activités humaines,

- **Mg^{++} :** Eventuellement indications sur l'évolution du mélange avec une composante d'eau "ancienne",

- **SO_4^{--} :** Dans les eaux du Quaternaire, peu d'indications à cause des difficultés de reproduction fiable et précise des mesures. Dans le karst, bonnes indications sur l'évolution des rapports entre différentes composantes d'eau, à cause des variations importantes des teneurs.

Au cours de la description des eaux de chaque source, nous présentons les principaux arguments physico-chimiques et isotopiques qui conduisent à une interprétation globale des informations.

6.2 Source A2 à Oleyres: Aquifère épidermique de la molasse

La source A2 de Oleyres (analyse No IJA2 au tabl. 8), propriété de la commune d'Avenches, se situe aux points de coordonnées 568.980/189.100, alt. 560 m, 500 m à l'E-SW du village. Le captage est composé de 2 drains d'environ 10 m de longueur, placés à 2 m de profondeur, dans un banc de grès altéré et fissuré du sommet de l'Aquitainien. Cette source se situe à l'extrémité nord d'un captage plus important (analyse XX33, tabl. 8, environ 250 l/min) et dont les caractéristiques des eaux sont proches de celles de la source A2. Le bassin versant de cette source est la partie nord de la colline molassique (grès du Burdigalien), presque entièrement boisée du Grand Belmont.

Le débit (fig. 3.39) réagit très mollement, avec un retard de l'ordre de 2 mois sur les impulsions de l'alimentation naturelle. Nous n'avons pas mis en évidence de by-pass, faisant arriver au captage une composante d'alimentation rapide.

L'Oxygène-18 fluctue au sein de la marge d'erreur de la mesure, autour d'une moyenne de -10.02 ‰.

Le Tritium: A l'exutoire, on observe des valeurs de Tritium relativement hautes (moyenne de 52 UT). Elles fluctuent dans la fourchette de reproduction des mesures avec deux exceptions (valeurs du 1.6.87 et du 29.3.88 qui n'ont pas été prises en considération dans les calculs). Ces valeurs, plus faibles, proviennent probablement d'influences limitées dans le temps, amenant à l'exutoire une eau plus récente, lors des périodes d'alimentation de l'aquifère. Compte tenu des concentrations d'inputs connues, elles sont, sur la base du modèle exponentiel, proches du maximum possible. A l'exutoire de ce système, on observe donc qu'une composante dont le temps de séjour souterrain moyen calculé est de l'ordre de 19 ans.

La température: Les variations saisonnières de température (7.7 à 9.5 °C) montrent que la région d'exutoire et le captage se situent en zone d'hétérothermie saisonnière.

Les autres paramètres physico-chimiques mesurés (fig. 3.39) fluctuent tous à l'intérieur de la fourchette de reproduction des mesures.

Malgré un temps de séjour souterrain élevé, les teneurs en Mg^{++} (16 mg/l) restent dans un ordre de grandeur moyen. Cependant, le rapport $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$ (2.8) est bas (cf. § 5.5)

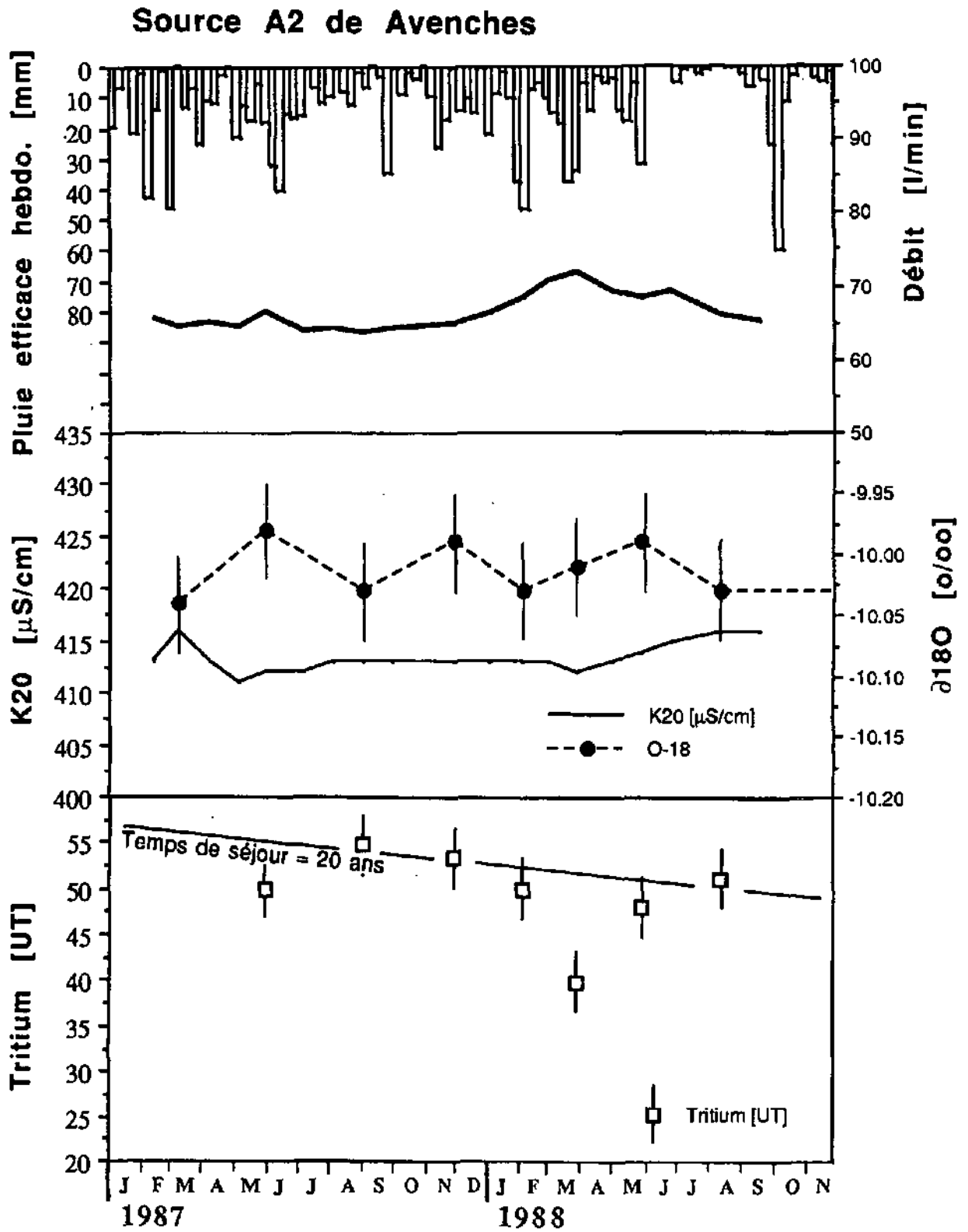


Fig. 3.38: Source A2 à Oleyres: Evolution temporelle des pluies efficaces sur le bassin versant, du débit, de la conductibilité électrique, du $\delta^{18}\text{O}$ et du Tritium en 1987 et 1988.

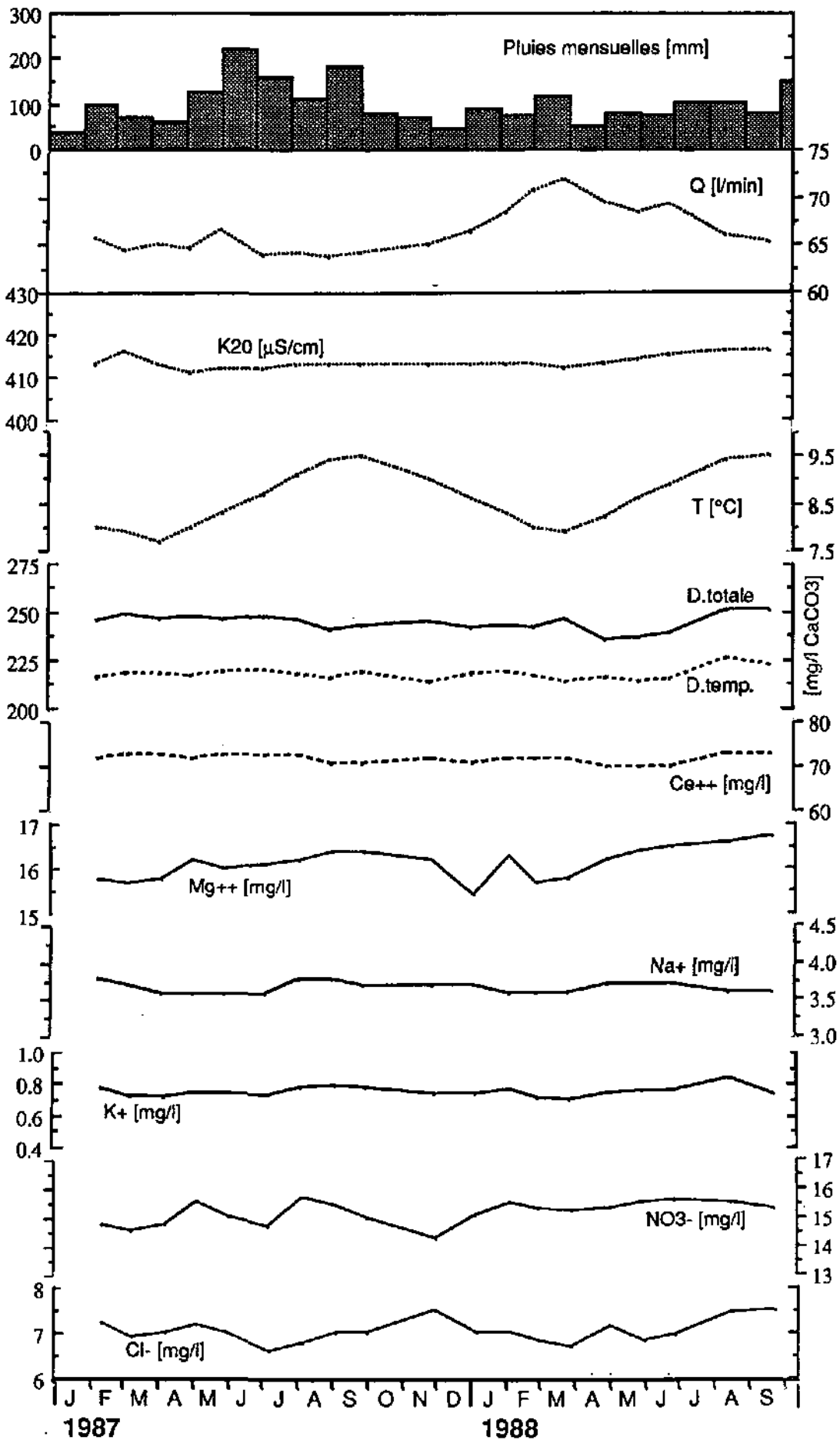


Fig. 3.39: Source A2 à Oleyres: Evolution temporelle des paramètres physico-chimiques de l'eau entre 1987 et 1988.

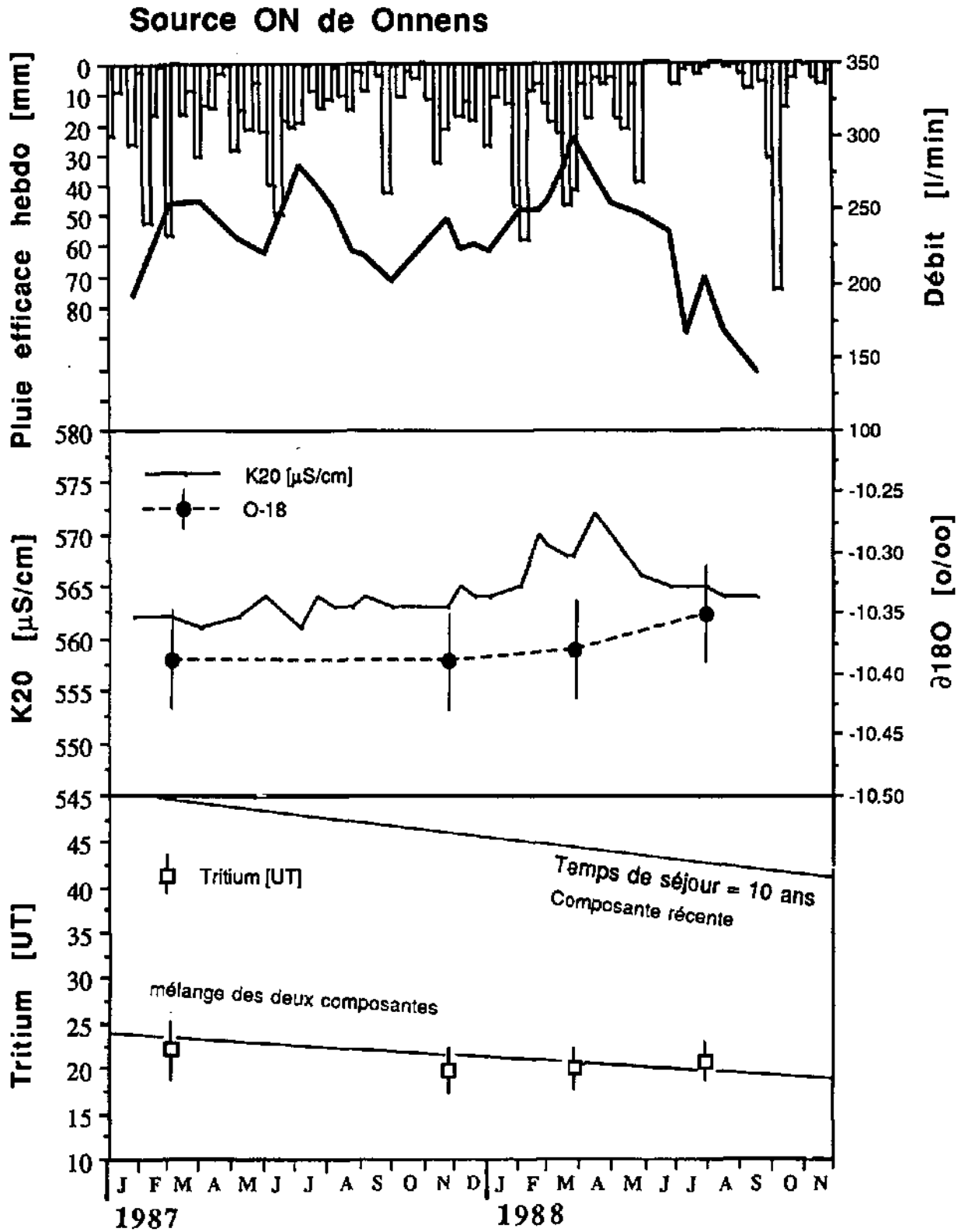


Fig. 3.40: Source ON à Onnens: Evolution temporelle des pluies efficaces sur le bassin versant, du débit, de la conductibilité électrique, du $\delta^{18}\text{O}$ et du Tritium en 1987 et 1988.

On est en présence d'un système à l'exutoire duquel, la réponse physico-chimique, isotopique et dynamique se trouve presque totalement amortie par aux impulsions dentrée des précipitations. Il ne restitue qu'une seule composante d'eau, avec, peut-être, en périodes d'alimentation de printemps, l'arrivée partielle (< 10% du débit) d'une eau récemment infiltrée.

Pour un temps de séjour souterrain moyen (Tritium) de l'ordre de 19 ans, on n'observe plus de variation temporelle significative de la réponse physico-chimique et isotopique.

6.3 La source d'Onnens: Aquifère épidermique de la molasse

La source d'Onnens (source No 23, analyses XX23 et WWON, tabl. E) se situe aux points de coordonnées 569.500/181.810, altitude 645 m, 50 m au sud de la route Fribourg - Payerne, au lieu-dit La Maison Rouge. Elle se situe sur le flanc nord de l'anticlinal de Corserey, à la base des séries gréseuses du Burdigalien (cf. fig. 1.2). Le captage est une galerie creusée dans le grès, d'une longueur de 15 m, au fond de laquelle l'eau jaillit d'une fissure ouverte. Elle est utilisée pour l'approvisionnement en eau de la commune d'Onnens (FR).

Le débit (fig. 3.40) fluctue fortement avec un retard de l'ordre de 1 à deux mois sur les pluies efficaces.

Le Tritium: Au contraire de la source A2, nous sommes en présence d'une source épidermique de la molasse dont l'eau contient des teneurs en Tritium relativement stables et très basses (19.5 à 20.8 UT). Si l'on calcule le temps de séjour souterrain de cette eau à l'aide du modèle exponentiel, sans inclure une composante exempte de Tritium, on obtient un temps de séjour souterrain moyen de 0.5 à 1.5 an. Cette valeur n'est pas réaliste car elle impliquerait une très faible inertie du système et, par conséquent, une grande fluctuation de tous les paramètres, y compris le Tritium, ce qui n'est pas le cas.

A l'exutoire du système hydrogéologique d'Onnens, on observe donc une composante d'eau ancienne, contenant moins que 3 UT et une autre autre composante, récente (5 - 15 ans). Le temps de séjour souterrain moyen calculé de cette dernière dépend des proportions du mélange de la manière suivante:

- Pourcentage d'eau < 3UT:	0	10	20	30	40	45	50	60	70	80	90
- Temps de séjour calculé:	1	3	4.5	6	8.5	12	20	16	16	16	0.5
- $\sqrt{\sum(\text{mesures} - \text{calculs})^2}$:	2.2	2.5	2.8	2.8	2.2	1.7	1.9	4.3	9.9	15	19

Les valeurs optimales calculées sont les suivantes:

- Proportion du mélange de l'ordre de 40 à 45 % d'eau "ancienne",
- Temps de séjour souterrain de la composante récente compris entre 8.5 et 12 ans, ce qui correspond aux temps de séjour calculés pour la plupart des eaux du Quaternaire de la région d'étude (cf. § 5.4).

Les hautes teneurs relatives en Mg^{++} (> 25 mg/l) confirment cette proportion: En effet, les eaux anciennes du Burdigalien contiennent jusqu'à 35 mg/l de Mg^{++} , tandis que les eaux du Quaternaire en contiennent en moyenne 12 à 17 mg/l. L'évolution inverse des teneurs en Ca^{++} et Mg^{++} restitue probablement les variations à la source des proportions de ce mélange, sans qu'une relation claire ne puisse être établie avec les variations de débit.

Une mesure de février 1989 (très basses eaux) ne contient plus que 11.5 UT. Elle montre que dans une situation extrême, la composante ancienne, exempte de Tritium, prédomine. Cependant, pour cet échantillon, la chimie n'a pas montré de variation importante ($K_{20} = 565 \mu S/cm$ et $Mg^{++} = 25.5 mg/l$)

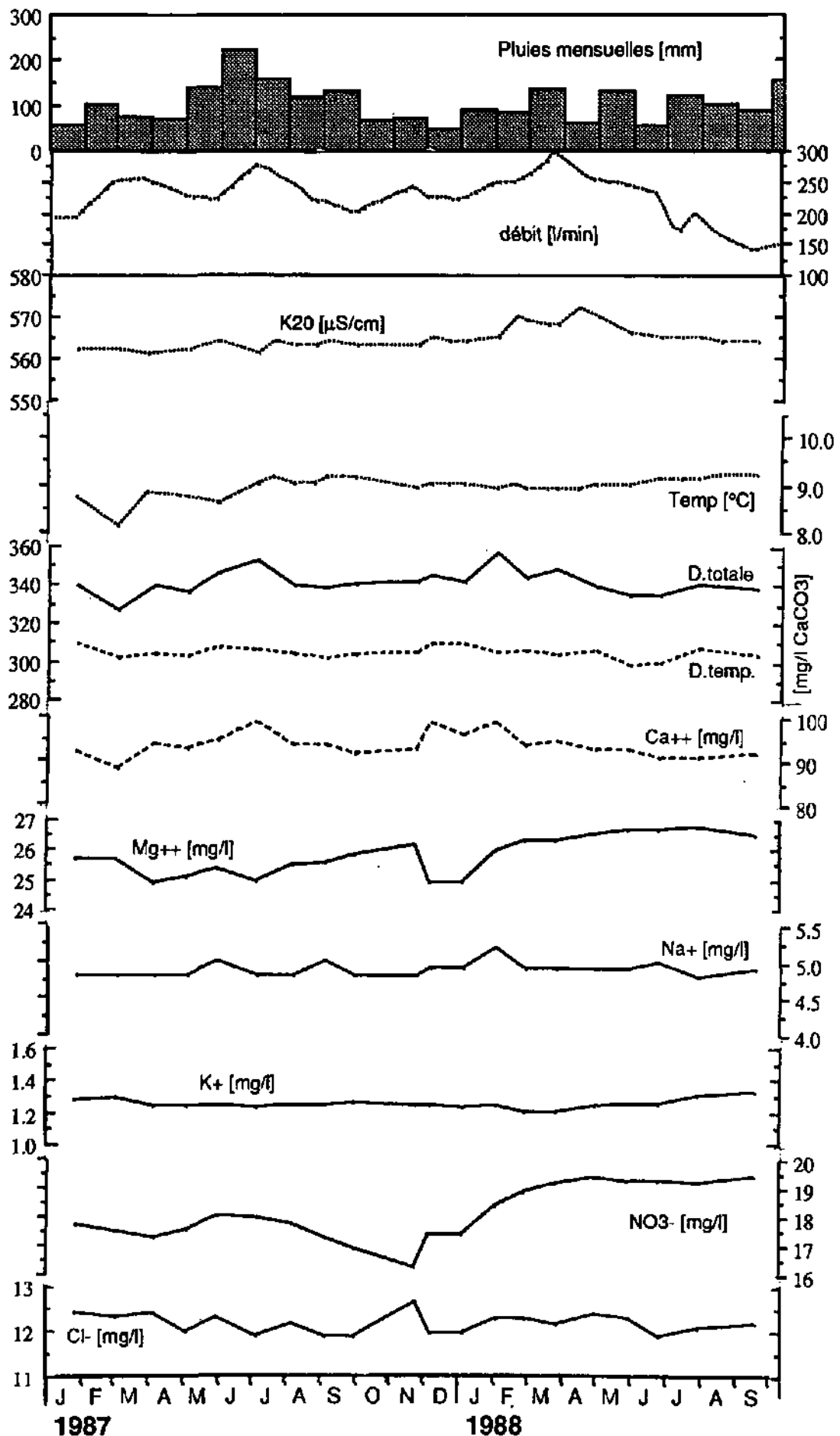


Fig. 3.41: Source ON à Onnens: Evolution temporelle des paramètres physico-chimiques de l'eau entre 1987 et 1988.

L'Oxygène-18: Les quelques mesures de $\delta^{18}\text{O}$ présentées en fig. 3.40 ne varient que peu. Le nombre de mesures est insuffisant pour esquisser une interprétation de ce paramètre.

La conductibilité électrique habituellement stable (560 - 570 $\mu\text{S}/\text{cm}$) montre un maximum entre février et avril 1988 au cours des hautes eaux de printemps. Aucun indice ne permet d'interpréter cette augmentation.

Les paramètres chimiques (fig. 3.41) fluctuent dans une marge sensiblement supérieure à l'erreur de reproductibilité des mesures, sans toutefois montrer des variations temporelles interprétables.

Interprétation: Ce système d'Onnens comporte deux composantes d'eau dont la proportion stable du mélange n'est que rarement influencée par les variations de l'état hydraulique, à cause probablement de la faible perméabilité des terrains aquifères. Si l'on considère que la composante d'eau ancienne au captage est de type Mg-Ca- HCO_3 , exempte de Tritium (eau du Burdigalien, cf. Partie 1), on peut calculer les valeurs suivantes d'un mélange de 40 % d'eau ancienne et 60 % d'eau moderne:

Composante d'eau	K20 [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	Ca^{++} [mg/l]	Mg^{++} [mg/l]	NO_3^- [mg/l]	Cl^- [mg/l]
mélange	565	93	25.5	18	12.3
"ancienne"	420	50	33	1	1
"moderne"	661	122	7.4	29	20

Ce simple calcul approximatif montre que la composante récente de l'eau est fortement tributaire des atteintes de l'agriculture. Le bassin versant de cette source contient en effet approximativement 50 % de surface cultivée ou construite.

6.4 La source G3 du Graboz à la Tuffière: Sillon graveleux

La source G3 est l'un des nombreux exutoires naturels de l'aquifère de la Tuffière dans la zone sourcière du Grabe. On trouve une description de détail en Partie 2.

Sur plus de 500 m à l'amont du captage, l'aquifère est surmonté d'une zone non saturée de 30 à 50 m d'épaisseur, constituée de graviers et de moraine.

La source G3 est tributaire uniquement des variations naturelles de l'alimentation par les précipitations. Durant la période d'observation (novembre 1984 à octobre 1988) ont eu lieu un essai de traçage (fig. 2.18) et plusieurs essais de pompage (durée d'une à six semaines, cf. fig. 2.23) qui ont provoqué quelques perturbations instructives.

Le débit (fig. 3.42) fluctue de manière saisonnière en fonction des pluies efficaces avec des maxima entre avril et juin et des minima entre décembre et février. La réponse maximale des débits (ou des potentiels) est décalée de l'ordre de 45 à 50 jours pour le débit total de la zone sourcière (fig. 2.26) et de 30 à 60 jours pour la source G3 (fig. 3.37).

Durant la période d'observation, 4 essais de pompage important ont lieu dans les puits F1, F2, F6 et FG (fig. 2.18), situés entre 600 et 700 m à l'amont du captage. Ils ont provoqué presque instantanément des baisses de débit à la source et, avec systématiquement 50 à 60 jours de décalage, une diminution de la conductibilité électrique de l'eau. Ce temps est exactement celui du transfert de colorant lors d'essais de traçage depuis les mêmes puits (tabl. 4). Il montre que la perturbation a lieu à l'endroit de l'essai de pompage et qu'elle se transmet en direction de la source à la vitesse de déplacement de l'eau. Il montre aussi que la masse d'eau stockée au sein de l'aquifère n'est pas homogène.

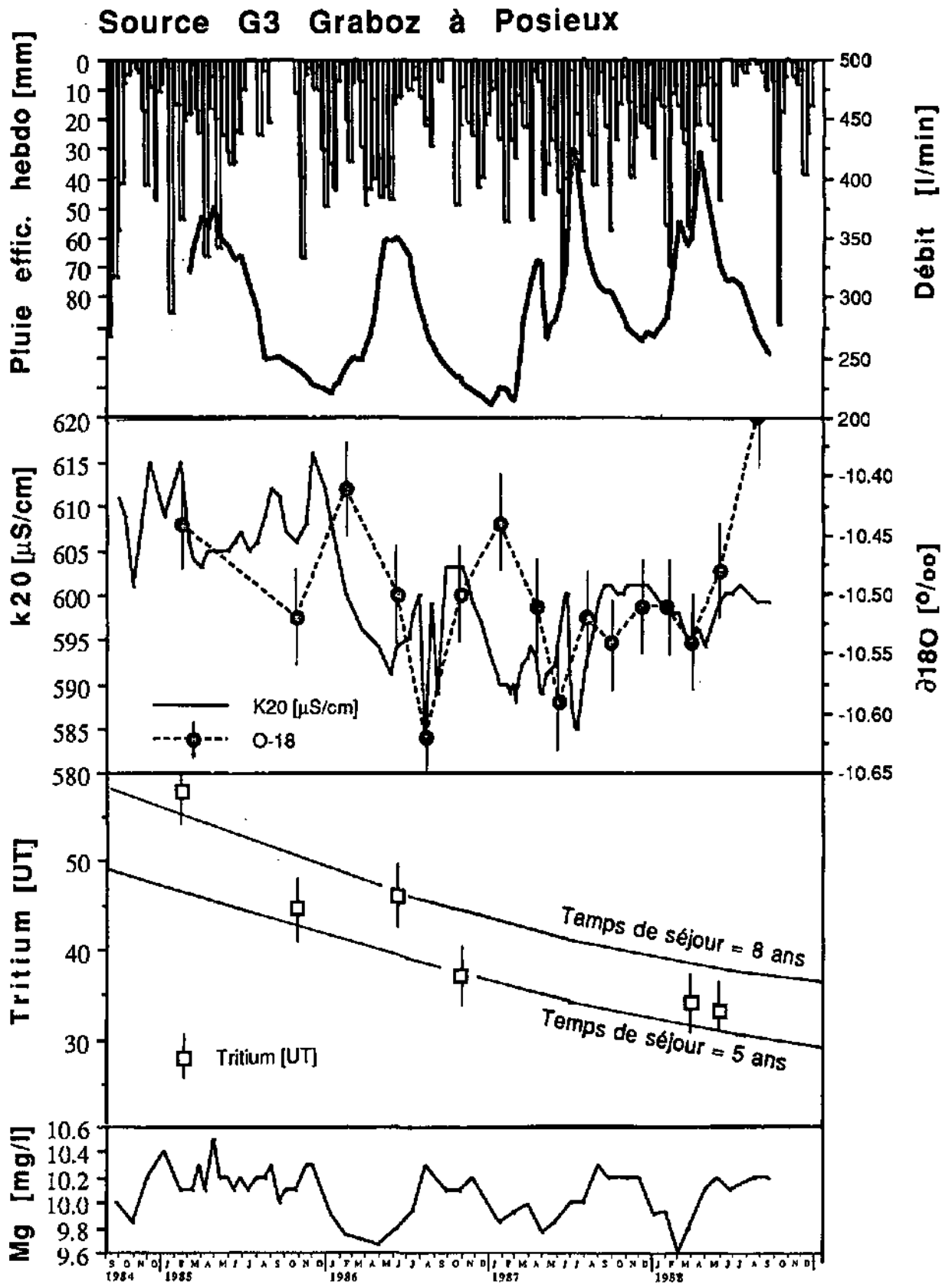


Fig. 3.42: Source G3 de la zone du Grabe à la Tuffière: Evolution temporelle des pluies efficaces sur le bassin versant, du débit, de la conductibilité électrique, du $\delta^{18}\text{O}$, du Tritium et du Mg^{++} de 1984 à 1988.

L'Oxygène-18: Entre 1985 et mai 1987, on observe une variation sinusoïdale des $\delta^{18}\text{O}$, avec maxima entre janvier et février et minima entre juin et juillet (la mesure de juillet 1987 est probablement influencée, comme la conductibilité électrique, par un essai de pompage). Entre septembre 1987 et mars 1988, on n'observe pas de fluctuation significative d' $\delta^{18}\text{O}$. Entre mai et août 1988, une augmentation de plus de 2 ‰ a lieu. Nous expliquons cette évolution par l'effet d'une double perturbation des entrées d' $\delta^{18}\text{O}$: Durant les années 1984 à 1986, il y a une très nette différence entre les $\delta^{18}\text{O}$ des pluies hivernales (-12 à -15 ‰) et estivales (-4 à -7 ‰). Cette évolution "normale" provoque une fluctuation sinusoïdale des $\delta^{18}\text{O}$ à l'exutoire.

Durant l'hiver 1986-1987 a lieu une première perturbation des entrées (fig. 3.30): Les $\delta^{18}\text{O}$ des pluies restent dans une fourchette étroite comprise entre -10.5 et -12.5 ‰ (de novembre 1986 à avril 1987, fig. 3.30) au lieu de descendre en dessous de -12.5 ‰. Puis a lieu une deuxième perturbation: La fin du printemps et l'été 1987 sont très humides, particulièrement les mois de mai et juin au cours desquels a lieu une très forte alimentation des aquifères avec une eau dont le $\delta^{18}\text{O}$ est compris entre -8.5 et -9.5 ‰, puis juillet (-7.5 - -7.7 ‰) et août (-5 ‰), encore très humides. D'autre part, les valeurs d' $\delta^{18}\text{O}$ à la source commencent à augmenter durant le mois d'avril 1988 alors que le $\delta^{18}\text{O}$ des pluies sont encore inférieurs à -10.0 ‰.

Les deux perturbations citées ont provoqué l'évolution particulière des $\delta^{18}\text{O}$ à l'exutoire entre septembre 1987 et juillet 1988, c'est à dire pour la perturbation 1: stagnation des $\delta^{18}\text{O}$ à la source entre juillet 1987 et janvier 1988; pour la perturbation 2: augmentation rapide et importante des $\delta^{18}\text{O}$ à la source entre mai et août 1988. On observe ainsi les décalages suivants entre les infiltrations et les sorties du système:

Période d'infiltration	signal max. à la sortie	décalage
6 - 8 1987	7 1988	340 - 380 jours (forte hydraulicité)
2 - 3 1987	2 - 3 1988	340 - 380 jours (forte hydraulicité)
3 - 5 1986	5 - 6 1987	390 - 450 jours (hydraulicité moyenne)
6 - 8 1985	12 86 - 1 87	500 - 580 jours (faible hydraulicité)
2 - 3 1985	7 1986	500 - 580 jours (faible hydraulicité)
9 1984	1 - 2 1986	500 - 550 jours (hydraulicité moyenne)

A l'exutoire, l'onde d'infiltration de mai à août 1987 joue le rôle de marqueur des eaux d'infiltration grâce à laquelle il est possible de recaler les autres périodes d'infiltration.

Au cours d'une étape ultérieure, l'utilisation de ces données devrait permettre de modéliser le transfert global des entrées en direction de l'exutoire ainsi que de développer la notion de temps de séjour souterrain à partir des données d' $\delta^{18}\text{O}$ (cf. § 5.3).

Le Tritium diminue rapidement de 58 UT en février 1985 à 33 UT en mai 1988, avec des variations temporaires ou saisonnières significatives. Elles sont probablement causées, comme les variations de conductibilité électrique, par l'arrivée à l'exutoire de deux composantes d'eau légèrement différentes en fonction de l'état

hydraulique du système, plus riches en Tritium lors de hautes eaux et inversement en basses eaux. Pour l'identification de ces composantes, il faudrait procéder à un plus grand nombre d'analyses.

Le temps de séjour souterrain moyen des deux mélanges d'eau, calculé à l'aide du modèle exponentiel est compris entre 5 ans (mélange de basses eaux, sur la base des valeurs du 28.10.85, du 1.11.86 et du 10.2.89, 33.0 UT) et 8 ans (mélange de hautes eaux, sur la base des valeurs du 12.2.85, du 9.6.86, du 29.3.88 et du 31.5.88).

La conductibilité électrique: Mesuré à un rythme bimensuel, ce paramètre montre 3 types de variations temporelles:

- Variations temporaires avec une période de l'ordre de 15 à 60 jours,
- Variations saisonnières avec maxima entre juillet et décembre et minima entre janvier et juin,
- Variations interannuelles avec des valeurs plus élevées (600-615 $\mu\text{S}/\text{cm}$) en 1984 et 1985 et des valeurs plus faibles (590-605 $\mu\text{S}/\text{cm}$) à partir de 1986.

De nombreuses variations temporaires peuvent être attribuées aux effets des essais de pompage. Les autres variations temporaires résultent de divers phénomènes pas toujours maîtrisés (par exemple, problèmes d'appareillage entre novembre 1984 et mars 1985, puis en août 1986).

Les variations saisonnières relativement importantes en amplitude sont probablement causées par les variations temporelles de l'état hydraulique du système pour les deux raisons suivantes:

- Abstraction faite des variations interannuelles, les fluctuations saisonnières de K20 apparaissent systématiquement entre 3 et 4 mois après celles du débit: Une augmentation de celui-ci induisant une augmentation de K20 et vice-versa, on observe les décalages suivants:

Maximum de débit:	Maximum de conductibilité	décalage
3 1988	6 1988	90 - 100 jours
6 1987	9 - 10 1987	90 - 130 jours
5 1986	9 - 10 1986	120 - 150 jours
4 1985	8 - 9 1985	120 - 150 jours

Minimum de débit:	Minimum de conductibilité	décalage
11 1987	2 - 3 1988	90 - 120 jours
12 86 - 1 87 (étiage?)	1 1987	0 jour
12 85 - 1 86	4 - 5 1986	120 - 150 jours

- En état de basses eaux imposées temporairement par pompage, on observe le même phénomène d'influence: diminution systématique de la minéralisation 50 à 60 jours après une baisse du niveau piézométrique.

A l'exutoire, la variation des proportions du mélange entre les deux composantes d'eau observées se répercutent probablement aussi sur les $\delta^{18}\text{O}$ mais pas suffisamment pour masquer les fluctuations de ce paramètre dues à son évolution temporelle dans les eaux d'infiltration. En effet, au contraire de la K20, on

n'observe pas de dépendance du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau par rapport au débit. De plus, les deux composantes d'eau peuvent être marquées par d'importantes différences chimiques et de Tritium mais pas d' ^{18}O , puisqu'elles proviennent d'un même bassin versant.

Il est délicat d'interpréter les fluctuations interannuelles de conductibilité, faute d'observations portant sur une période significative.

Les paramètres chimiques: Le seul paramètre chimique mesuré qui montre des variations temporelles significatives et interprétables est le Mg^{++} (fig. 3.42), dont l'évolution suit strictement celle de la K20. Il y a donc, suite aux crues, l'arrivée à la source d'une eau plus minéralisée et riche en Mg^{++} . Cette eau provient probablement des limons et argiles interglaciaires sous-jacents aux graviers aquifères (eaux d'infiltration "retardée"). En effet, ce type de sédiment contient des eaux riches en Mg^{++} (cf. Partie 2, § 5.3). Consécutivement à une période de basses eaux, cette composante retardée diminue en proportionnellement à la source. Cette observation démontre que l'aquifère des graviers de la Tuffière, dans la zone sourcière du Grabe, a tendance à devenir perché en basses eaux avec drainance vers le bas (diminution de la contribution des terrains sous-jacents aux écoulements souterrains, cf. fig. 2.27 et 2.28).

6.5 La source SZ à Schwarzenburg: Terrasse graveleuse

La source de Stolzenmühle se situe au point de coordonnées 593.500/185.500, altitude 770 m, 600 m au N-E de Schwarzenburg. Elle est propriété des services industriels de la ville de Berne. Elle est l'exutoire naturel le plus important de la terrasse graveleuse de Schwarzenburg qui repose sur les grès du Burdigalien, d'une part, et, d'autre part, sur des argiles lacustres.

Le débit (fig. 3.43 et 4.1): Mis à part les épisodes de recharge exceptionnelle, le débit réagit très mollement et avec un retard de plus de 30 jours sur les pluies efficaces de printemps. Les épisodes temporaires d'alimentation ne se marquent pas sur la chronique des débits.

Le Tritium diminue progressivement de 49 UT en mai 1987 à 42.8 UT en février 1989, sans fluctuation saisonnière significative. Il n'y a donc par rapport au Tritium, qu'une composante dont le temps de séjour souterrain moyen calculé s'élève à 10 ans.

L'Oxygène-18 suit une évolution temporelle similaire à celui de la source G3 (§ 6.4) avec une augmentation 0.2 ‰ entre juin et juillet 1988, annonçant l'arrivée de l'onde d'infiltration de mai à août 1987. Pour les mêmes raisons qu'à la source G3, l'évolution temporelle des $\delta^{18}\text{O}$ peut être attribuée de manière prépondérante à une variation temporelle de la qualité des infiltrations et non à un mélange d'eaux différentes au sein de l'aquifère.

Les retards de $\delta^{18}\text{O}$ constatés à la sortie du système sont les suivants:

Période d'infiltration	signal max. à la sortie	décalage
6 - 7 1987	6 - 7 1988	350 - 380 jours
2 - 3 1987	4 - 5 1988	380 - 420 jours
7 - 8 1986	9 - 10 1987	380 - 420 jours
2 - 3 1986	2 1987	350 - 380 jours

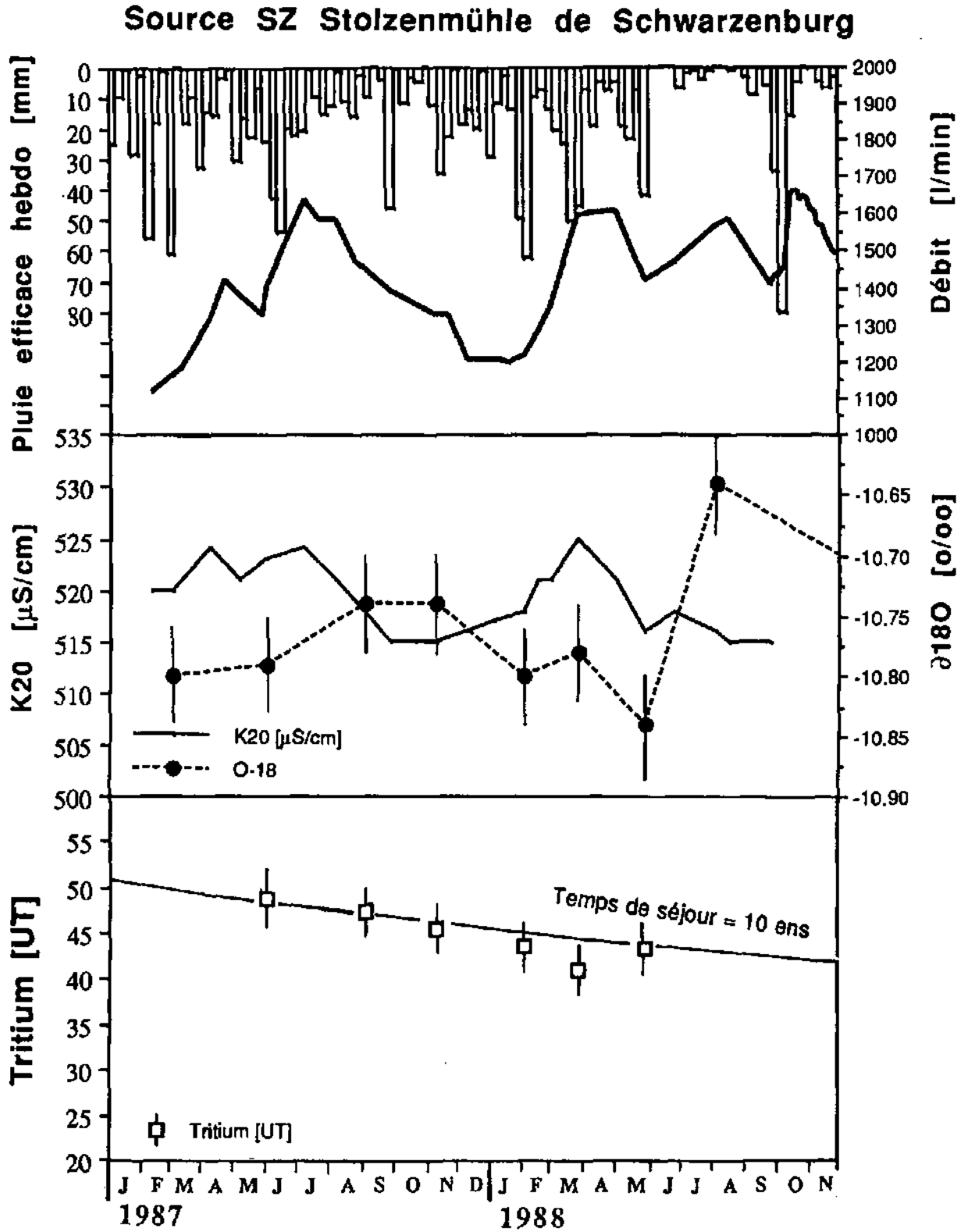


Fig. 3.43: Source SZ à Schwarzenburg: Evolution temporelle des pluies efficaces sur le bassin versant, du débit, de la conductibilité électrique, du $\delta^{18}\text{O}$ et du Tritium en 1987 et 1988.

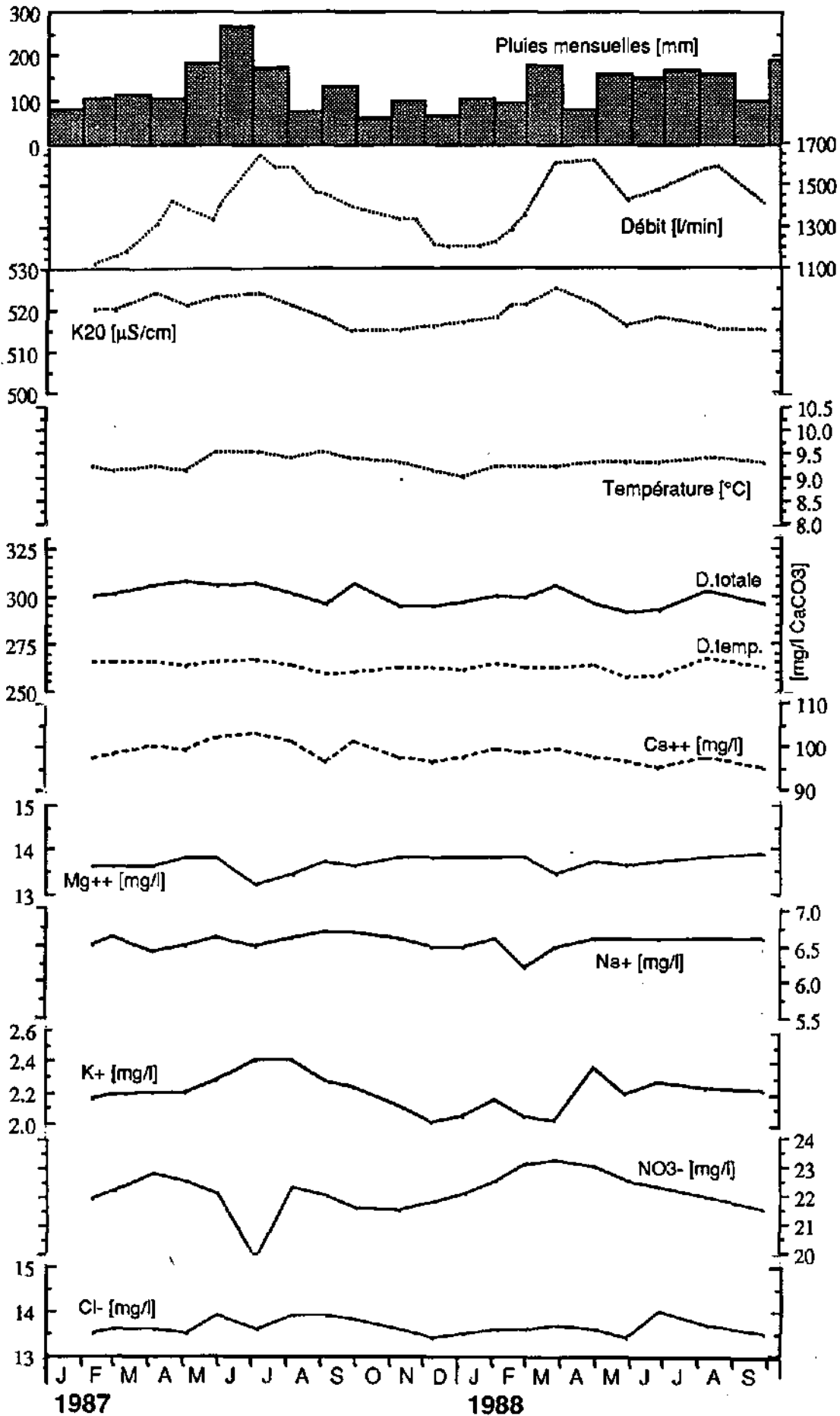


Fig. 3.44: Source SZ à Schwarzenburg: Evolution temporelle des paramètres physico-chimiques de l'eau entre 1987 et 1988.

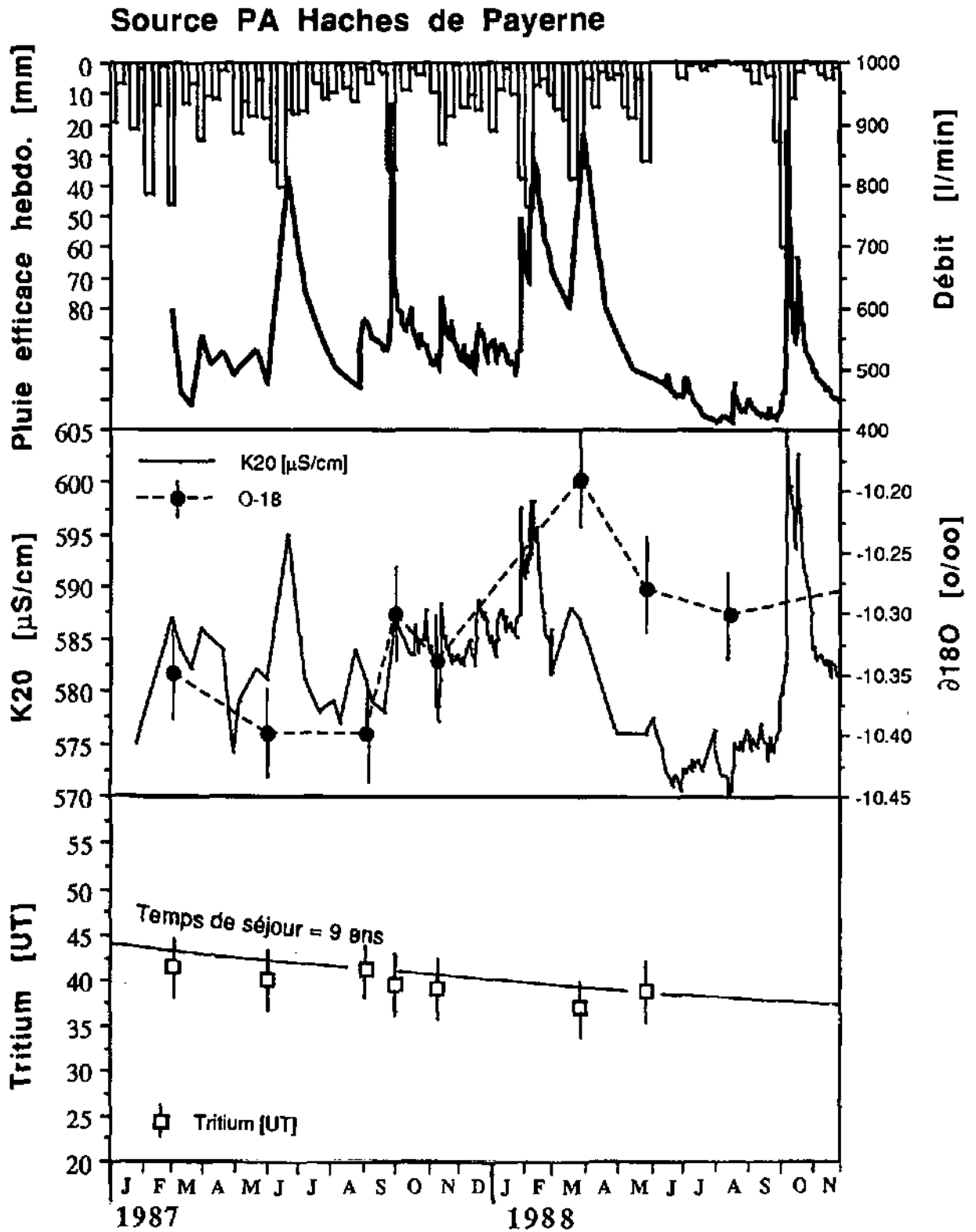


Fig. 3.45: Source PA à Grandsivaz: Evolution temporelle des pluies efficaces sur le bassin versant, du débit, de la conductibilité électrique, du $\delta^{18}\text{O}$ et du Tritium en 1987 et 1988.

La conductibilité électrique et les paramètres chimiques (fig. 3.44): La conductibilité électrique montre des variations saisonnières avec maxima au printemps et minima en automne. Les duretés, le Ca^{++} et le NO_3^- particulièrement, évoluent de manière synchrone et en phase avec la K20. Les autres paramètres chimiques restent dans la fourchette de reproductibilité des mesures, à l'exception du K^+ dont les variations sont importantes, similaires à celles des paramètres de la minéralisation et au NO_3^- mais surviennent avec 60 à 90 jours de retard (diffusivité plus grande). Il est rare d'observer une variation saisonnière de K^+ et de NO_3^- aussi importante et régulière. On peut l'attribuer à l'utilisation de nitrates de potasse comme engrais sur les champs cultivés de la terrasse de Schwarzenburg. La terre y étant très légère (absence de couverture morainique ou argileuse sur les graviers aquifères), le K^+ se voit moins facilement piégé et échangé au cours de son trajet souterrain. Les autres sources de K^+ et de NO_3^- (pollutions ponctuelles) sont à exclure car elles induiraient les variations d'autres paramètres sensibles tels que Na^+ et Cl^- .

L'utilisation d'engrais ainsi que l'augmentation de l'activité biologique et la production de CO_2 dans le sol, durant la belle saison provoque une augmentation de la minéralisation des eaux d'infiltration. Les maxima des ondes d'eau plus minéralisées, infiltrées l'été et moins chargées d'hiver provoquent les variations saisonnières de la minéralisation à la source et y arrivent avec un retard de l'ordre de soit 7 à 8 mois, soit 19 à 20 mois (un cycle plus tard). Sur la base des temps de transfert réels déduits de l' ^{18}O , il serait logique que l'onde minéralisée arrive avec un retard plus grand que 12 mois. Cependant, d'autres facteurs que nous ne maîtrisons pas complètement (distribution géographique des infiltrations) ne nous permettent pas de définir exactement ces temps de passage.

6.6 La source PA des Haches: Alluvions graveleuse

La source des Haches, située 1 km à l'ouest du village de Grandsivaz, au sud de la route Fribourg - Payerne. Il s'agit d'un drain d'une longueur d'environ 1 km, situé entre les points 563.450/181.050 et 564.100/181.900, implanté entre 2 et 4 mètres de profondeur dans les alluvions sablo-graveleuses de retrait würmien. La puissance de ces alluvions ne devrait pas excéder 5 m. Elles surmontent probablement sur toute leur étendue, une moraine de fond würmienne.

Depuis octobre 1987, cette source est équipée, dans le cadre du projet ISHYDRO, d'une installation de mesure en continu du débit, de la température et de la conductibilité électrique.

Le débit (fig. 3.45) réagit promptement avec 1 à 5 jours de retard à chaque épisode d'infiltration. L'évolution interannuelle des débits (fig. 3.1) montre que ces variations temporaires se greffent sur un régime interannuel plus amorti du type de la source SZ.

L'Oxygène-18: L'évolution de l' ^{18}O est tout à fait spectaculaire et significative: Elle épouse une allure sinusoïdale saisonnière avec maxima entre janvier et mars et minima entre juin et août. Elle montre un décalage de 200 à 250 jours sur les valeurs observées dans les pluies. Les pluies à haut $\delta^{18}\text{O}$ de mai-juin 1987 se retrouvent à la source entre février et mars 1988! Sur ces variations saisonnières se greffent de petites fluctuations temporaires lors d'épisodes d'alimentation importante. Les variations saisonnières de $\delta^{18}\text{O}$ semblent de produire de manière synchrone à celles de la conductibilité électrique.

Le Tritium: Les valeurs de Tritium diminuent progressivement de 42 TU en début 1987 à 37 UT en fin 1988. Elles ne montrent pas d'évolution saisonnière significative. Sur la base de ces mesures, le temps de séjour moyen calculé est de l'ordre de 8.5 ans.

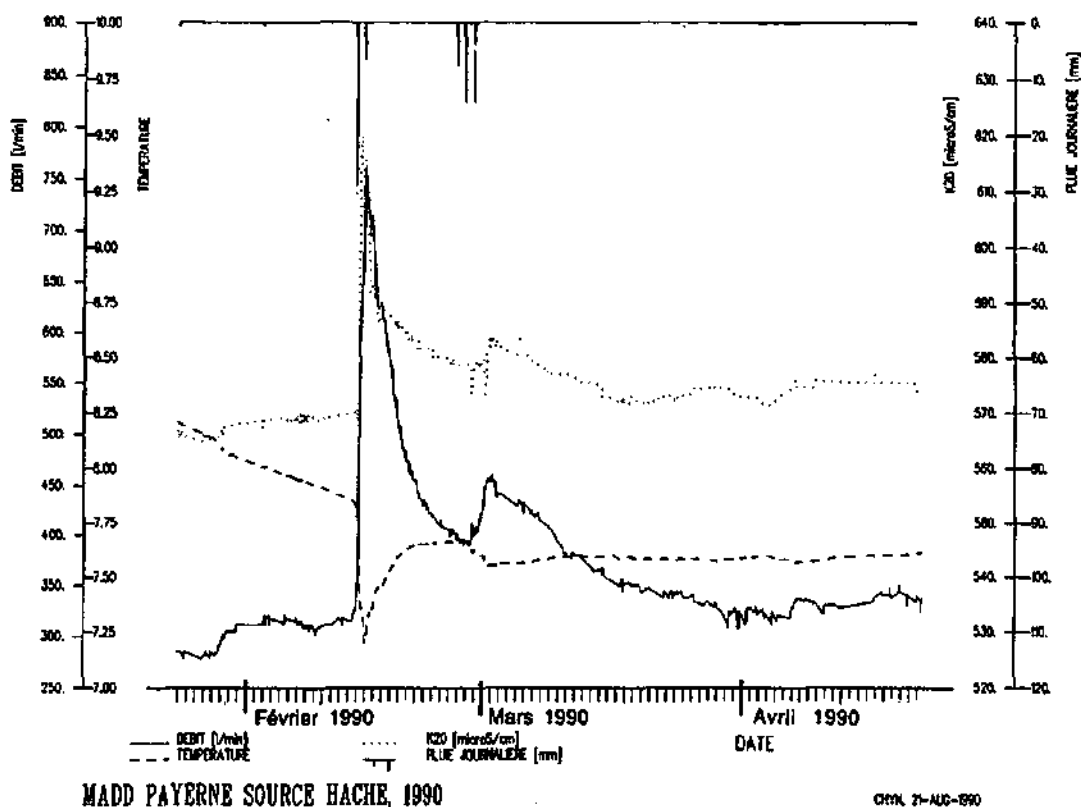
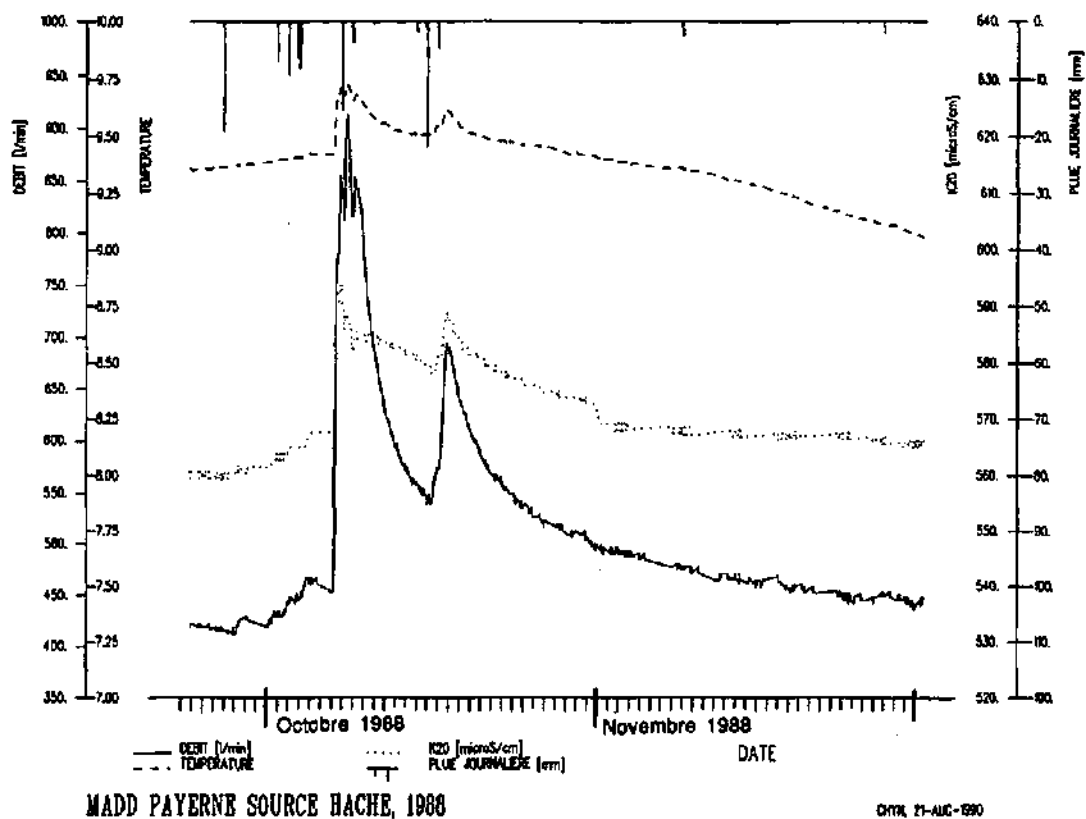


Fig. 3.46 a) et b): Evolution temporelle de la conductibilité et de la température au cours de deux crues exceptionnelles d'automne 1988 (a) et d'hiver 1990 (b).

La conductibilité électrique comme le débit, montre deux régimes de variation: un premier régime temporaire durant chaque crue où l'on constate un accroissement presque instantané du paramètre avec la montée de débit; un second régime saisonnier avec des maxima entre octobre et février et des minima entre mai et août.

La température: évolue de manière sinusoïdale au cours de l'année, avec un maximum en octobre et un minimum en mars-avril. Cette variation régulière est expliquée par la situation du drain qui forme le captage, situé entre 2 et 4 mètres de profondeur.

Cette évolution saisonnière régulière montre des perturbations au cours d'épisodes importants d'alimentation (une à deux fois par an). En été et en automne, une forte alimentation se fait sentir par une brusque hausse de la température (fig. 3.46 a) et inversement en hiver et au printemps (fig. 3.46 b). Dans les deux cas, cette perturbation est accompagnée d'une baisse de la conductibilité électrique durant 1 à 2 heures puis d'une brusque augmentation de celle-ci. L'eau devient alors turbide.

Les paramètres chimiques (fig. 3.47): Les valeurs de Dto, TAC et Ca^{++} suivent l'évolution saisonnière des K20. Par contre Mg^{++} et K^+ évoluent de manière inverse à ces paramètres.

NO_3^- et Cl^- évoluent de manière sinusoïdale et significative au cours de l'année mais avec des maxima qui n'ont pas lieu en même temps:

- NO_3^- : maxima au printemps et minima en automne,
- Cl^- : max. en 3 1987, 12 1987 et 8-9 1988 et min. en 7 1987 et 3-4 1988.

Il y a une diminution progressive des nitrates due aux mesures de prévention prises sur le terrain.

Na^+ ne montre pas de variation temporelle significative.

Interprétation: Au cours de chaque période d'alimentation de l'aquifère, on constate l'arrivée prépondérante au captage d'une eau plus minéralisée. Cette composante peut avoir deux origines. D'une part, elle peut provenir de l'infiltration au travers du sol forestier qui recouvre la plus grande part du drain de captage. D'autre part, elle pourrait être issue de la partie amont du captage qui draine une part de terrains agricoles.

Au cours des épisodes exceptionnels d'alimentation qui ne surviennent qu'une à deux fois par an, ont lieu des by-pass rapides, c'est à dire l'arrivée presque directe de l'eau de surface à la source (brusque baisse de la minéralisation et variation rapide de la température). La durée de ces by-pass ne peut pas être déduite des enregistrements car la diminution de la conductibilité électrique qu'ils génèrent se voit rapidement compensée par l'arrivée à l'exutoire de la composante plus minéralisée. Leur débit relatif peut se calculer sur la base de l'amplitude de la chute de conductibilité qu'ils génèrent et de la conductibilité estimée de l'eau de surface.

Les variations saisonnières d' ^{18}O permettent de définir le temps d'arrivée moyen au captage des différentes ondes d'infiltration saisonnières (200 - 250 jours). Les variations saisonnières de minéralisation sont influencées, comme les variations temporaires de ce paramètre, par l'effet d'arrivée à l'exutoire de deux composantes d'eau différemment minéralisées en fonction du débit, la composante de basses eaux étant moins minéralisée et plus riche en Mg^{++} .

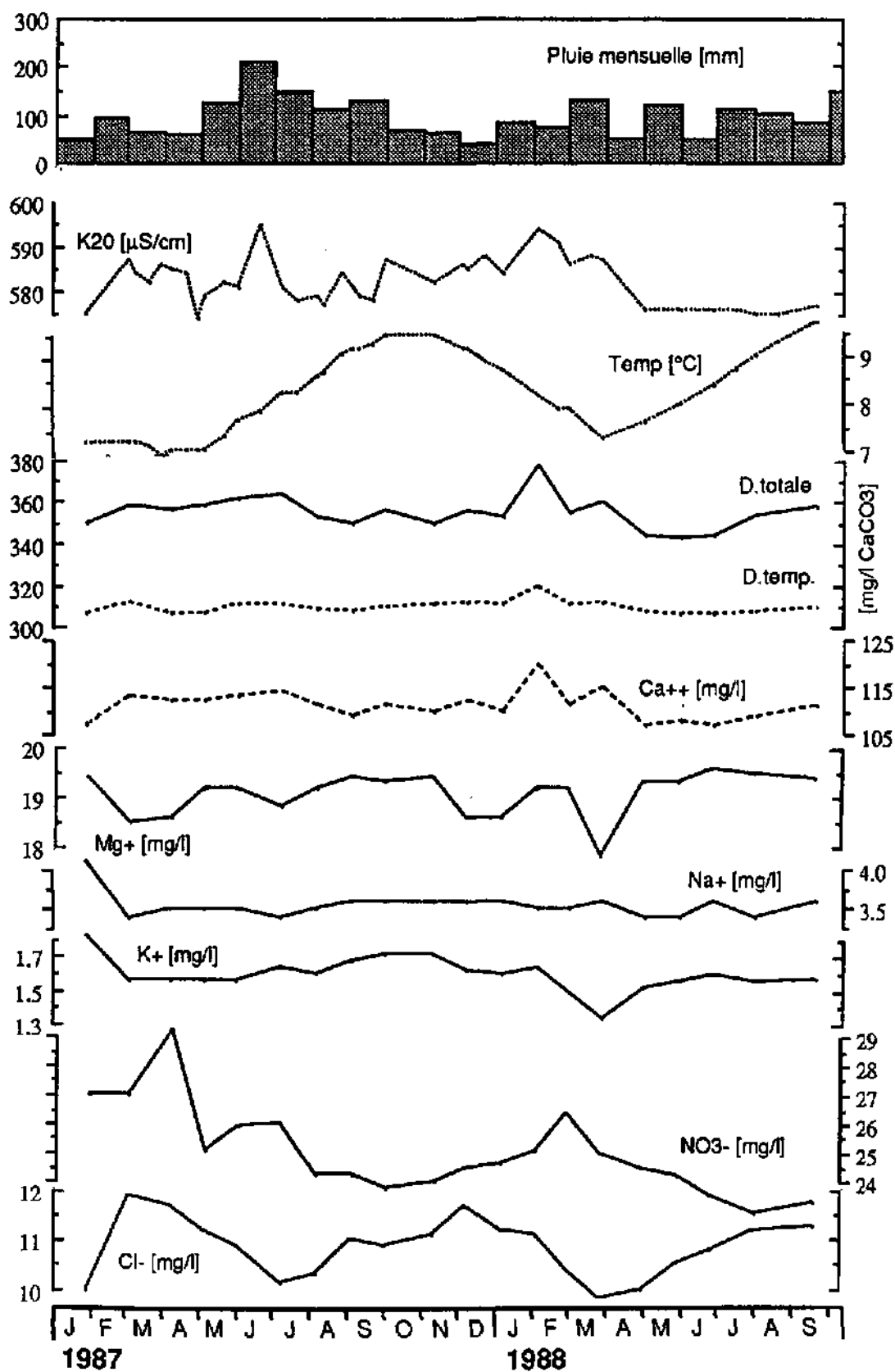


Fig. 3.47: Source PA à Grandsivaz: Evolution temporelle des paramètres physico-chimiques de l'eau entre 1987 et 1988.

6.7 La source de la cascade de Jaun: Karst des Préalpes

Située au point 587.625/162.035, à 1'000 m d'altitude, la cascade de Jaun est une résurgence karstique dont le débit fluctue de 0.2 jusqu'à plus de 10 m³/seconde. Elle est l'un des exutoires naturels qui drainent le synclinal du Vaail-Noir (point culminant, 2'390 m, fig. 3.48). Son bassin versant s'étend du SW au NE sur une longueur de 15 km et une largeur maximale de 2 km (MÜLLER et PLANCHEREL, 1982, SCHOUWEY, 1989, 1990). Le débit réagit très promptement aux impulsions des infiltrations. Nous avons voulu savoir si les fluctuations physico-chimiques observées au cours d'une crue devaient être attribuées à l'arrivée de l'eau fraîchement infiltrée.

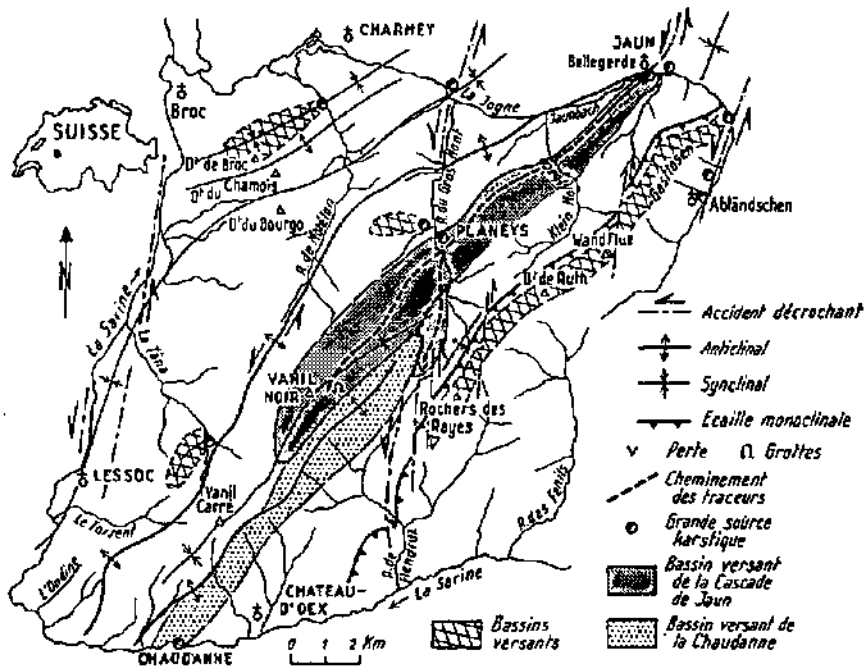


Fig. 3.48 tirée de MÜLLER et PLANCHEREL (1982): Esquisse hydrogéologique et structurale de la région du Vanil Noir (Préalpes fribourgeoises).

La fig. 3.49 représente l'évolution du débit, de la température, de la K20, de l'ion SO₄²⁻ et de l'¹⁸O au cours de la période du 27.7.89 au 17.8.89. Une crue de 2.5 m³/s a eu lieu suite aux pluies du 10.aout.

Le débit réagit très promptement avec 2 à 6 heures de retard sur la pluie. Cependant, certains épisodes de pluie jusqu'à 20 mm/jour à la station de mesure (située au milieu du bassin versant de la source) ne se répercutent pas sur les débits (distribution inhomogène des pluies).

La température: Chaque augmentation de débit se traduit instantanément par une chute de la température. Passée la crue, la température augmente à nouveau progressivement vers une valeur limite de 7.1°C.

La conductibilité électrique: Suite à chaque épisode de crue, on observe une augmentation de la conductibilité, suivie d'une diminution dont le temps d'arrivée dépend de l'importance de la crue. Le volume d'eau écoulé depuis le début de la crue, jusqu'à la baisse de conductibilité est pour chaque crue de 60'000 à 120'000 m³.

Source de la cascade de Jaun

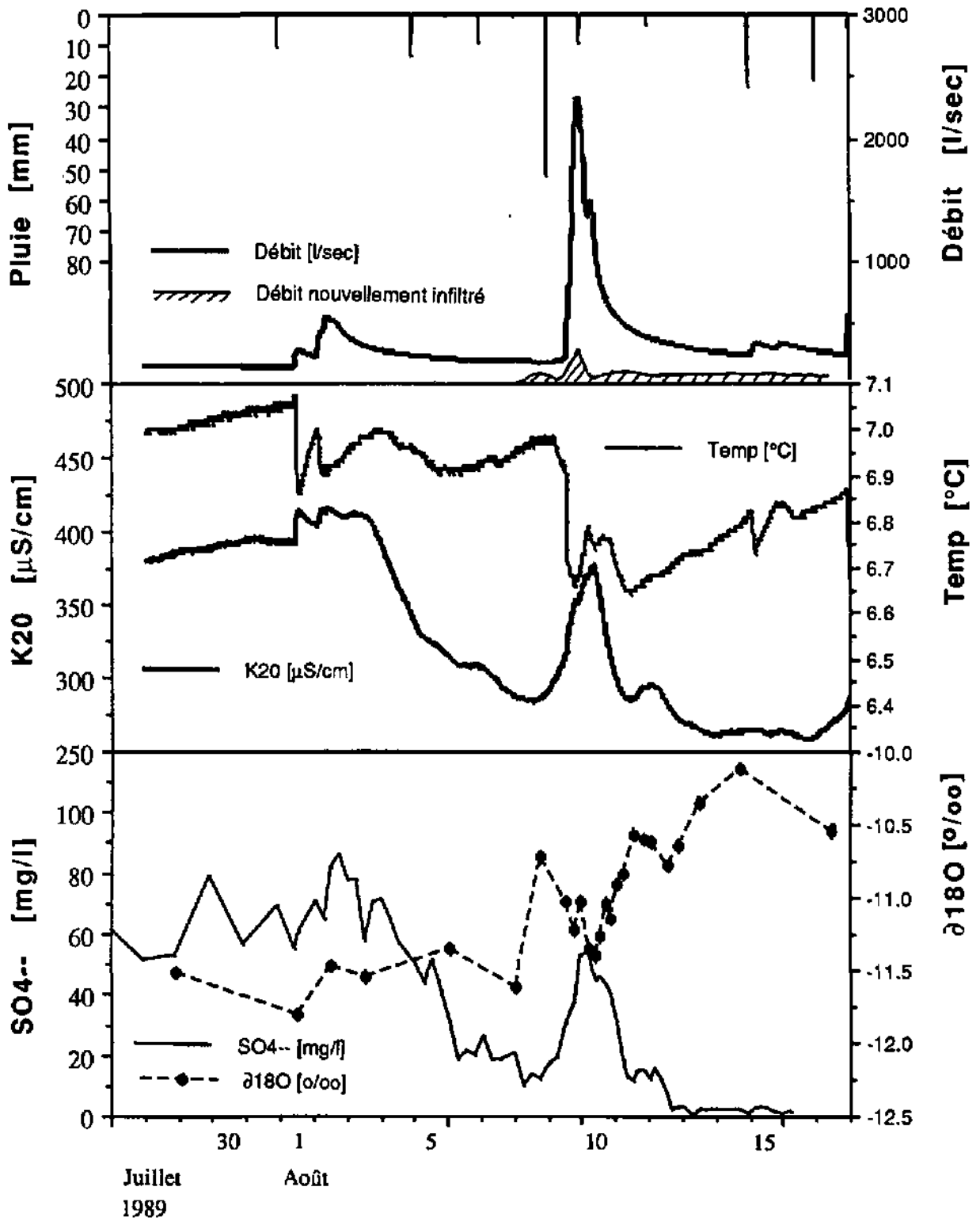


Fig. 3.49: Source de la Cascade de Jaun: Evolution temporelle des pluies journalières sur le bassin versant, du débit, de la température, de la conductibilité électrique, du $\delta^{18}\text{O}$ et de l'ion SO_4^{--} durant le mois d'août 1989.

La décomposition de l'hydrogramme (débit nouvellement infiltré) est calculée sur la base des valeurs moyennes d' $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de pluie (-7.0 ‰) et de l'eau de l'aquifère (-11.5 ‰).

L'ion SO_4^{--} évolue de manière synchrone à la conductibilité électrique.

L'Oxygène-18: mesuré dans les pluies qui ont provoqué les crues, a les valeurs suivantes:

Date:	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]
8.août, début de l'orage	-6.33
8.août, milieu de l'orage	-6.64
8.août, fin de l'orage	-8.52

Avant la crue du 10 août, l'eau de la source a des valeurs comprises entre -11.3 et -11.8 ‰. A la suite de cette crue, ces valeurs augmentent progressivement de 1.5 ‰, jusqu'au 14 août. Cette augmentation s'amorce en même temps que la chute de conductibilité électrique. Elle finit aussi lorsque la K20 commence à augmenter à nouveau, le 17 août.

Interprétation: A l'exutoire de la Cascade de Jaun, on peut distinguer les deux composantes d'eau suivantes, dont les proportions varient en fonction de hydraulicité:

- Une eau riche en SO_4^{--} (> 60 mg/l), avec une minéralisation relativement haute (> 380 $\mu\text{S/cm}$) et une température supérieure à 7°C , apparaît en étiage (débit < 300 l/s). Son $\delta^{18}\text{O}$ (-11.3 à -11.8 ‰) devrait refléter une valeur moyenne des eaux de l'aquifère en été.

- Une eau peu minéralisée (250 - 280 $\mu\text{S/cm}$, $\text{SO}_4^{--} < 5$ mg/l).

A la suite d'une crue survenant en période d'étiage, la première composante est poussée vers l'exutoire par effet piston, vidant les conduits karstiques envahis d'un volume de 60 à $120 \cdot 10^3$ m³ de cette composante dont la température s'était équilibrée avec celle de la roche, plus froide. Par la suite arrive la deuxième composante dont on ne connaît pas le $\delta^{18}\text{O}$. Si on estime ce $\delta^{18}\text{O}$ à -11.5 ‰ (égal à celui de la première composante) et connaissant celui des eaux de pluies (-7 ‰ en moyenne), on calcule la proportion du débit tributaire des infiltrations récentes (cf. Annexe B et fig. 3.49). On constate que cette contribution est faible (15 à 30 % à partir du moment où la K20 descend en dessous de 280 $\mu\text{S/cm}$). Dans le cas de la crue du 10 août, la plus grande proportion d'eau fraîchement infiltrée arrive à l'exutoire 5 à 6 jours après la pluie. Il n'est pas possible que la baisse des K20 observée après l'effet piston soit uniquement dû à la dilution des eaux d'étiage (380 - 400 $\mu\text{S/cm}$) par celles de la pluie (environ 50 $\mu\text{S/cm}$) car la contribution de cette dernière serait de 60 %, valeur incompatible avec celle de 15 à 30 % déduite des mesures d' $\delta^{18}\text{O}$.

Conclusion: Il existe une deuxième composante d'eau, peu minéralisée et exempte de sulfates, qui ne participe pas ou très peu aux écoulements à la source en période d'étiage. En basses eaux, cette composante est progressivement refoulée hors de la zone d'exutoire par une eau plus minéralisée (composante 1).

La chute de minéralisation consécutive à une crue ne dépend pas seulement de la dilution des eaux de l'aquifère par celles de l'infiltration récente mais aussi de l'évolution des mélanges, en fonction de l'état hydraulique du système.

6.8 Conclusion

Le suivi physico-chimique et isotopique des eaux souterraines a permis de mieux connaître et caractériser les systèmes sous les aspects suivants:

- mécanismes induisant des variations de la qualité des eaux,
- mécanismes de stockage et de transfert au sein des aquifères,

On peut distinguer quatre mécanismes induisant les variations temporelles de la qualité physico-chimique et isotopique des eaux:

a) L'arrivée à la source de l'onde d'infiltration lors d'épisodes temporaires ou saisonniers d'alimentation par les pluies, les eaux de surface ou d'autres types d'eau souterraine, induisant les phénomènes suivants:

- dilutions, apports de traceurs spécifiques et perturbations des températures presque instantanés lors de by-pass,

- dilutions ou apports de traceurs spécifiques différés dans le temps par rapport aux débits (quelques jours pour la source de la cascade à plus d'un an pour les sources G3 et SZ), en fonction des caractéristiques de l'aquifère.

Le suivi en continu du débit, de la température, de la conductibilité électrique et de la turbidité permettent de mettre en évidence les by-pass. L' ^{18}O permet, par son suivi, de déterminer à la source, le temps de trajet moyen de l'onde d'infiltration, à la manière d'un traçage global du système. En suivant des épisodes particuliers de perturbation des entrées (période de mai-juin 1987, par exemple) on peut mettre en évidence le temps d'arrivée à la source d'une onde d'infiltration saisonnière ou temporaire.

b) L'arrivée à l'exutoire, en fonction de l'état hydraulique du système, de deux ou plusieurs composantes d'eau.

L'effet de ce mécanisme est une fluctuation synchrone des paramètres, en phase, en inversion de phase ou avec un décalage temporel systématique par rapport au débit. Cet effet apparaît clairement dans les sources de la Tuffière (cf. Partie 2, § 5.5). Les variations physico-chimiques induites par ce mécanisme sont souvent plus importantes que celles occasionnées par l'arrivée d'une onde fraîchement infiltrée. Cependant, il semble que ce mécanisme a souvent peu d'effets sur l' ^{18}O si les deux composantes d'eau en question sont issues d'un même bassin versant.

c) L'apport de composants étrangers au système naturel ou la dégradation de ceux-ci (exemples: Tritium, NO_3^- ...).

d) Les variations climatiques interannuelles causant une évolution à longue période sur la qualité physico-chimique et isotopique des eaux (cf. source G3). A ce sujet, dans le cadre du projet "ISHYDRO", il sera instructif d'étudier les effets des années sèches 1989 et 1990 par rapport aux années humides 1987 et 1988 sur la qualité des eaux souterraines suivies (ZWAHLEN et al, 1990).

Mécanismes de stockage et de transfert d'eau au sein de l'aquifère:

L'étude isotopique fournit les meilleures informations concernant ces mécanismes. La fonction de déplacement de l'eau diffère très nettement de celle de la transmission hydraulique (réponse impulsionnelle). Le temps de réponse de la première étant de l'ordre de 5 à 10 fois supérieur à celui de la seconde.

Le temps de séjour souterrain moyen de l'eau peut donner des informations sur la fonction de stockage de l'aquifère. Dans les eaux récentes étudiées, la méthode du Tritium est la plus communément appliquée (cf. § 5.4). Sur la base de l'évolution des $\delta^{18}\text{O}$, il est aussi possible, dans certaines conditions, de définir un temps de séjour souterrain (cf. § 5.3).

On s'est rendu compte que le suivi régulier des duretés (D_{to} et TAC), dans l'eau des aquifères de la molasse et du Quaternaire, n'a jamais apporté de meilleurs ou d'autres résultats que celui de la conductibilité électrique. Le suivi "en continu" du pH et de l'Oxygène dissous parallèlement à celui de la conductibilité électrique et de la température devrait permettre de fournir de bons renseignements sur le fonctionnement des systèmes à transfert rapide.

7 Conclusion.

L'étude des caractéristiques physico-chimiques (1015 analyses) et isotopiques (479 analyses d' ^{18}O ou d' ^3H) des eaux de 170 points d'eau de la région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel a permis d'acquérir des informations dans les domaines suivants:

- Etude des teneurs moyennes des paramètres physico-chimiques principaux des eaux souterraines en fonction de la géologie des terrains aquifères et du type d'occupation du sol en surface des bassins versants.

- Détermination des traceurs naturels spécifiques des divers terrains aquifères.

- Etude de l'origine des corrélations significative entre éléments physico-chimiques.

- Etude de divers facteurs qui influencent la qualité physico-chimique et isotopique de l'eau souterraine.

- Recherche de relations entre le temps de séjour souterrain de l'eau et ses caractéristiques physico-chimiques.

- Etude de la relation entre le $\delta^{18}\text{O}$ des eaux souterraines et l'altitude des bassins versants; étude de certains facteurs pouvant modifier cette relation.

- Etude d'une méthode de détermination du temps de transit souterrain de l'eau au moyen de l' ^{18}O .

- Etude des variations temporelles des caractéristiques physico-chimiques des eaux souterraines et détermination de facteurs conditionnant ces variations.

- Recherche de paramètres significatifs pour l'étude des systèmes hydrogéologiques.

- Essai de différenciation des composantes d'eau souterraine.

SYNTHESE

SYNTHESE

L'étude des eaux souterraines de la région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel est à la fois monographique et thématique.

Par une approche monographique, nous avons décrit quelques systèmes hydrogéologiques (particulièrement celui de la Tuffière) et étudié leur fonctionnement à l'aide d'investigations hydrodynamiques, physico-chimiques et isotopiques. D'autre part, en régionalisant nos observations, nous avons établi les caractéristiques physico-chimiques et isotopiques des eaux souterraines issues des terrains quaternaires, de la molasse et de diverses formations des Préalpes. On distingue deux types d'aquifère molassique. L'aquifère dit épidermique et peu profond contient une eau récente, très proche, dans ses caractéristiques, de celles du Quaternaire. Les écoulements y sont principalement de type local. L'aquifère profond de la molasse contient une eau tout à fait particulière, ancienne, exempte de Tritium. Les écoulements y sont principalement régis par les systèmes régionaux.

L'approche thématique a permis de tirer des informations sur le comportement et la signification des traceurs physico-chimiques étudiés, dans le but plus général de mieux connaître le fonctionnement des systèmes hydrogéologiques. Nous avons voulu, entre autres, apporter modestement quelques éléments de réponse aux questions suivantes:

- Quelle est la signification des teneurs mesurées et des moyennes régionales? Quel est l'ordre de grandeur de la variabilité temporelle et spatiale des paramètres physico-chimiques et isotopiques observés?

- Quels facteurs influencent la qualité physico-chimique et isotopique de l'eau? Quels sont les traceurs géochimiques des divers terrains? Y a-t-il des phénomènes particuliers de transformation du chimisme de l'eau souterraine? Quel est l'impact des influences anthropogènes sur les paramètres observés.

- D'où provient l'eau souterraine? Quelle est l'altitude moyenne du bassin versant d'une source? Y a-t-il une, deux ou plusieurs composantes d'eau au sein d'un système? Peut-on quantifier les relations entre divers types d'aquifères? Quels sont les types de terrains traversés? Quel est l'impact d'une alimentation par les eaux de surface sur la qualité de l'eau souterraine?

- Comment se déroule le transfert d'eau au sein du système? Peut-on déterminer la vitesse de propagation de l'eau depuis la surface jusqu'à l'exutoire et la présence de by-pass?

- Où et comment a lieu le stockage de l'eau dans le système? Quels sont les temps de séjour souterrain moyen des eaux et comment peut-on les déterminer? L'étude des traceurs naturels peut-elle donner des informations sur le lieu de stockage de l'eau souterraine?

Caractéristiques des eaux souterraines.

Sur le Plateau, les eaux du Quaternaire et des aquifères épidermiques de la molasse sont essentiellement issues de systèmes d'écoulement locaux. Elles sont parfois aussi partiellement issues de la décharge diffuse de systèmes d'écoulement régionaux. Elles possèdent toutes un faciès bicarbonaté calcique (provenant de la dissolution des carbonates présents dans tous ces terrains) avec des teneurs plus ou moins importantes en Na^+ , Mg^{++} , NO_3^- , SO_4^{--} et Cl^- . Leur temps de séjour souterrain moyen (Tritium) est souvent compris entre 5 et 15 ans. D'une région à l'autre, elles montrent de grandes différences de qualité qui dépendent essentiellement du type d'occupation du sol dans le bassin versant. On observe en effet qu'indépendamment

de l'altitude, les eaux les moins minéralisées (faibles teneurs en Na^+ , Ca^{++} , HCO_3^- , NO_3^- et Cl^-) caractérisent en général des bassins versants couverts de forêts et de prairies, tandis que les eaux les plus minéralisées proviennent de bassins versants situés en zone d'agriculture intensive (augmentation systématique de Na^+ , Ca^{++} , HCO_3^- , NO_3^- ou Cl^-).

Les ressources en eau potable sont essentiellement issues du Quaternaire. Il en reste à découvrir, particulièrement au sein de sillons graveleux étroits et profonds et dans la molasse¹. Lors de toute nouvelle prospection, particulièrement pour l'alimentation en eau de petites collectivités, nous recommandons de capter les eaux issues de bassins versants bien protégés naturellement (forêt ou prairie). Il arrive en effet trop souvent que toute une population doive s'accommoder, durant des décennies, des inconvénients d'une eau trop dure ou très riche en nitrates provenant de bassins versants situés en pleine zone agricole.

Au sein de nombreux systèmes hydrogéologiques, il y a présence de deux ou plusieurs composantes d'eau. L'étude physico-chimique permet de les décomposer et de leur attribuer une origine probable. A ce sujet, le présent travail apporte des informations concrètes relatives à plusieurs aquifères de la région d'étude. L'étude du système hydrogéologique de la Tuffière a permis, entre autres, de définir 3 origines aux eaux souterraines et d'en quantifier les proportions.

L'eau profonde de la molasse possède un chimisme particulier qui dépend d'une part, de la nature de la roche traversée (par exemple, augmentation de Mg^{++} , Ca^{++} , Sr^{++} et SO_4^{--} due à la dissolution de gypse dans les niveaux argileux et gypsifères de l'Aquitainien et du Chattien), et, d'autre part, des phénomènes d'échanges ioniques, essentiellement Na^+ (et Li^+) au détriment de Ca^{++} et Mg^{++} dans le Chattien, l'Aquitainien et la base du Burdigalien et Mg^{++} (et Sr^{++}) au détriment de Ca^{++} dans le Burdigalien.

Par les eaux peu minéralisées (380 - 450 $\mu\text{S}/\text{cm}$), de type bicarbonaté magnésien et calcique qu'ils contiennent en profondeur, les grès de la molasse marine supérieure (Burdigalien et probablement aussi Helvétien) constituent un important aquifère à faible perméabilité ($3 - 5 \cdot 10^{-7}$ m/s), très intéressant pour l'alimentation de petites collectivités (2 - 20 l/s). En aucun endroit, nous n'avons mis en évidence l'arrivée d'une eau profonde qui percolerait, à la faveur de failles, à travers les séries molassique depuis les calcaires sous-jacents.

Dans les Préalpes, la qualité des eaux est très peu influencée par les activités humaines. Elle dépend essentiellement du type de formation où ont lieu le transfert et le stockage de l'eau ainsi que du temps de résidence souterrain. L'eau de la plupart des sources a un temps de séjour souterrain moyen (Tritium) inférieur à 5 ans. Il existe des systèmes à écoulement plus lent, au sein desquels les temps de séjour sont plus élevés. Les formations de flysch contiennent habituellement des eaux peu minéralisées (150 - 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$), bicarbonatées calciques. Les formations carbonatées contiennent souvent des mélanges d'eau qui se manifestent probablement à la faveur de failles et de décrochements. Les eaux issues exclusivement du Malm et du Crétacé sont bicarbonatées calciques et peu minéralisées (150 - 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Les formations calcaires du Lias et du Dogger contiennent des eaux bicarbonatées calciques et magnésiennes (200 - 350 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Du Trias et des formations marneuses du Jurassique sourd une eau riche en Mg^{++} , Ca^{++} , Sr^{++} et SO_4^{--} . Dans les Préalpes il y a des réserves considérables d'eau souterraine, particulièrement au sein des sillons graveleux des fonds de vallées.

¹ La méthode d'investigation VLF-R testée et appliquée au cours de la présente étude permet de localiser précisément des corps graveleux aquifères ou des zones de fracture.

Dans la mesure où des méthodes permettent de les exploiter judicieusement, les réserves en eau contenues dans les écaillés et synclinaux calcaires profonds (écaillé des Gastlosen, synclinal de la Gruyère en particulier) pourraient constituer des ressources intéressantes.

Comportement et signification des traceurs naturels.

L'étude des isotopes ^{18}O et ^3H , traceurs de la molécule d'eau, permet de déduire des informations sur l'origine de l'eau et le fonctionnement des aquifères telles que l'altitude moyenne des bassins versants hydrogéologiques, le temps de transit de l'onde d'infiltration depuis la surface jusqu'à l'exutoire, le temps de séjour souterrain moyen de l'eau, les proportions de différentes composantes d'eau, etc. La concentration moyenne et l'évolution temporelle de chaque traceur physico-chimique permettent de déduire des informations sur l'alimentation, le stockage et le transfert d'eau au sein du système. Ces informations complètent ou permettent de confirmer les résultats de l'étude hydrodynamique.

Les principaux facteurs influençant les paramètres physico-chimiques sont les suivants:

- *La nature de la roche mise en solution.* Il s'agit principalement des carbonates, des sulfates et des silicates. La dissolution des carbonates est à l'origine de la plus grande part de la minéralisation de la presque totalité des eaux étudiées avec, comme paramètres principaux, Ca^{++} , HCO_3^- et Mg^{++} . De la dissolution des sulfates, présents dans les roches évaporitiques et dans certains niveaux argileux, proviennent essentiellement les ions SO_4^{--} , Mg^{++} , Ca^{++} et Sr^{++} . La mise en solution des silicates n'influence que pour une faible part la minéralisation des eaux observées, essentiellement en ce qui concerne les paramètres SiO_2 , Li^+ , Na^+ , K^+ et accessoirement Ca^{++} , Mg^{++} , Cl^- et F^- .

- *L'influence des activités humaines* dont les plus importantes sont l'utilisation d'engrais et de fumure sur les champs (apports directs en Na^+ , K^+ , NO_3^- et Cl^- et apports indirects, par échange ou dissolution, de Na^+ , Ca^{++} et Mg^{++}), l'utilisation de sel pour dégeler les routes en hiver (apport de Na^+ , Cl^- et parfois Ca^{++}) ainsi que les pollutions ponctuelles par les eaux usées (Na^+ , K^+ , NO_3^- , Cl^- etc.).

- *L'alimentation par les eaux de surface* (lac ou rivière) causant habituellement une dilution de l'eau souterraine et une baisse de la minéralisation mais aussi parfois un apport d'éléments spécifiques.

- *Le temps de séjour souterrain* avec augmentation globale de Mg^{++} , Li^+ , F^- et SiO_2 et diminution du rapport $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$.

- *Les phénomènes d'échanges ioniques* avec mise en solution de Na^+ (et Li^+) au détriment de Ca^{++} et Mg^{++} ainsi que Mg^{++} (et Sr^{++}) au détriment de Ca^{++} dans les eaux de la molasse. Ces phénomènes ont probablement aussi lieu, de manière secondaire, dans les eaux du Quaternaire. On présume aussi une mise en solution de Na^+ et H_3O^+ au détriment de K^+ répandu sur les champs sous forme d'engrais.

- *Les phénomènes de dégradation* (NO_3^- et SO_4^{--} , principalement) ou de cristallisation survenant à l'intérieur de l'aquifère et affectant les eaux qui changent de milieu et de conditions d'équilibre.

Les principaux facteurs influençant la variation temporelle des paramètres sont l'évolution temporelle de la qualité des entrées (eaux de pluies et d'infiltration, eaux de surface etc.) ainsi que les variations de l'état dynamique du système, qui conditionnent les proportions des mélanges d'eau aux exutoires.

L'alimentation en eau du système: Le terme d'alimentation englobe les phénomènes dynamiques d'apport d'eau à l'aquifère en fonction du temps ainsi que l'étude de l'origine de celle-ci. L'approche physico-chimique et isotopique permet, dans certains cas, de définir la région d'où provient l'eau souterraine¹ ou l'altitude moyenne de la zone d'alimentation du système. Elle permet surtout d'appréhender son origine et de décomposer les proportions de diverses composantes telles que l'eau météorique (pluie efficace), l'eau de surface (de rivière ou de lac), l'eau issue d'un autre aquifère ou de l'encaissant peu perméable, de l'eau polluée, etc. Dans cette optique, il est utile de connaître les concentrations moyennes de chaque paramètre et l'évolution des valeurs relatives à certains traceurs spécifiques. Dans la région de la Tuffière, par exemple, on peut définir 3 composantes d'eau d'origine différentes, l'eau provenant des infiltrations efficaces, directement acquises à la nappe (riches en Ca^{++} , NO_3^- et Cl^-), l'eau provenant des infiltrations efficaces, transitant par le substratum peu perméable limoneux et argileux (riches en Li^+ , Na^+ , Mg^{++} et Sr^{++} et avec un rapport $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$ faible) et l'eau du lac de la Gruyère, peu minéralisée, pauvre en ^{18}O mais riche en SO_4^{--} .

Le stockage d'eau au sein du système: Le terme de stockage comprend les données sur les caractéristiques physiques de l'aquifère telles que le type de formation qui tient lieu de réservoir, sa localisation, son volume, son taux de saturation et ses propriétés aquifères (porosité efficace, coefficient d'emmagasinement et capacité de rétention). Dans cette approche, l'étude physico-chimique et isotopique des eaux apporte des renseignements sur le type de formation qui constitue le squelette aquifère et le temps de séjour souterrain de l'eau. Concernant la géologie du réservoir, la liste suivante donne un aperçu des traceurs naturels des divers milieux étudiés:

PLATEAU	
- Quaternaire:	Ca^{++} , (Mg^{++}) et HCO_3^- .
- Grès du Burdigalien:	Mg^{++} , Sr^{++} , $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$.
- Base du Burdigalien:	Na^+ , F^- .
- Molasse de l'Aquitainien:	Li^+ , Na^+ , SO_4^{--} .
- Molasse du Chattien:	Li^+ , Na^+ , SO_4^{--} , Cl^- , F^- .
PREALPES	
- Flyschs:	Faibles minéralisations (peu d'informations).
- Karst du Malm:	($\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$), faibles minéralisations
- Lias et Dogger (karst):	$\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$
- Trias et Lias marneux:	Ca^{++} , Mg^{++} , Sr^{++} , SO_4^{--} .

La localisation des réserves ne peut être ensuite déduite que de l'étude structurale des formations. On peut obtenir des informations sur le volume d'eau stocké à partir des études structurale, hydrodynamique ainsi que de la détermination du temps de séjour souterrain moyen de l'eau. Habituellement, on détermine celui-ci à l'aide du Tritium, bien que plusieurs facteurs gênent parfois cette démarche (pollutions industrielles modifiant localement les entrées de ^3H , présence de deux

1 Pour la période de 1985 à 1987, on observe la relation suivante entre l'altitude moyenne du bassin versant et le $\delta^{18}\text{O}$ des eaux souterraines dont le temps de séjour souterrain moyen dépasse 5 ans: $\text{Altitude [m]} = -376.5 \cdot \delta^{18}\text{O} - 3324$, qui correspond à une décroissance moyenne du $\delta^{18}\text{O}$ de l'ordre de -0.256 ‰ par 100 m de dénivellation.

ou plusieurs composantes d'eau¹, diminution constante des teneurs de Tritium dans les eaux de pluie etc.). Nous avons mis en évidence une bonne corrélation entre le temps de séjour souterrain déduit des mesures de Tritium et les concentrations en Li^+ , Mg^{++} , F^- et SiO_2 ainsi qu'avec le rapport $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$. Nous avons montré qu'il est possible d'assurer une bonne détermination du temps de séjour souterrain de l'eau à l'aide de l'étude des variations saisonnières du $\delta^{18}\text{O}$. En effet, plus le stockage est long, plus l'amortissement des impulsions d'entrée se fait sentir.

Le transfert: L'étude des traceurs naturels fournit des renseignements d'une part, sur le déplacement de l'eau et, d'autre part, sur la nature des terrains où elle circule. Elle ne permet pas de déterminer directement la fonction de transfert dynamique des systèmes. Celle-ci s'obtient par l'étude de la relation entre les impulsions observées à l'entrée du système (pluies efficaces ou variations de niveau d'un plan d'eau) et les variations de potentiels ou de débits à la sortie du système. Cette fonction est différente de celle relative au déplacement de l'eau (transit de la molécule d'eau depuis l'entrée jusqu'à la sortie du système) que l'on peut déterminer grâce au suivi temporel de traceurs naturels spécifiques. Les paramètres que nous estimons les plus appropriés pour l'étude du déplacement de l'eau sont l' ^{18}O (et par conséquent le ^2H), la température, la conductibilité électrique, le Tritium et certains paramètres spécifiques, selon les cas.

¹ Dans ce cas, une seule valeur de Tritium ne permet pas de déterminer un temps de séjour souterrain représentatif.

BIBLIOGRAPHIE

**Annexe A: LA METHODE VLF-
RESISTIVITE MULTIFREQUENCE**

**Annexe B: METHODES ISOTOPIQUES
 ^{18}O ET ^3H**

**Annexe C: METHODES RELATIVES A
L'ETUDE HYDROGEOCHIMIQUE**

TABLEAUX

BIBLIOGRAPHIE

- ANDREWS, J.N., YOUNGMAN, M.J., GOLDBRUNNER, J.E., DARLING, W.G., (1987): The geochemistry of formation waters in the molasse basin of Upper Austria. *Environ. Geol. Water Sci.* 10, 1, 43-57.
- BAKALOWICZ, M. (1979): Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. - Thèse, Sciences, Paris Labo. souterrain du CNRS, Moulis., 257 p.
- BALDERER, W. (1979): Die Obere Süswassermolasse als hydrogeologisches Gesamtsystem. - *Bull. du Centre d'Hydrogéologie* 3, 27-40.
- BALDERER, W. (1981): Hydrogéologie des Murgtales (Kt.Thurgau):. [Kurzfassung der an der Univ.Neuchâtel eingereichten Diss. 23.4.1980]. - *Gaz-eaux-eaux usées*, 61, 3, 87-94.
- BALDERER, W. (1982): Berechnungsmethoden zur quantitativen Abschätzung der Durchlässigkeit von porösen Festgesteinen mit Hilfe des Quellabflusses. - *Bull. Centre d'Hydrogéologie* 4, 231-258.
- BALDERER, W. (1982): Darstellung einer Methode zur Abschätzung der seitlichen Zuluessung zu einem Grundwasservorkommen bei der Verwendung von Simulationsmodellen. - *Bull. du centre d'Hydrogéologie* 4, 165-184.
- BALDERER, W. (1984): To the concept of interpretation of the results of isotope and hydrogeochemical determinations for the definition and characterisation of the natural conditions in geological formations. - *Bull. du centre d'Hydrogéologie* 4, 7-38.
- BALDERER, W. (1985): Sondierbohrung Boettstein Ergebnisse der Isotopenuntersuchungen zur hydrogeologischen Charakterisierung der Tiefengrundwaesser. - *Nagra, Baden Technischer Bericht*.
- BALDERER, W. (1986): Signification de l'age moyen de l'eau souterraine donnée par les isotopes radioactifs. - *Bull. du Centre d'Hydrogéologie* 6, 43-66.
- BALDERER, W. (1990): Hydrogeological characterisation of the molasse deposits in northeastern Switzerland derived from isotope and hydrochemical investigations. - *Proceedings of the XXII Congress of the I.A.H.: Water resources in mountainous regions, Lausanne 1990*.
- BALDERER, W. (1990): Paleoclimatic trends deduced in groundwaters within swiss molass basin as evidence for the flow systems definition. - *Proceedings of the XXII Congress of the I.A.H.: Water resources in mountainous regions, Lausanne 1990*.
- BALDERER, W., FONTES, J.C., MICHELOT, J.-L. (1987): Isotopic investigations of the water-rock system in the deep crystal- line rock of Northern Switzerland. - *Geological Ass. of Canada Special Paper*, 175-195.
- BALDERER, W., RAUERT, W., STICHLER, W. (1987): Environmental isotope study of the deep groundwaters in Northern Switzerland. In: *Isotopes techniques in water development: proc. Inter Symp. International Atomic Energy Agency Vienna, 30 March-3 April 1987*. - Vienna: International Atomic Energy Agency, 455-474.
- BALMELLI, E. (1959): L'evoluzione dei meandri della Sarine. - Thèse, Univ. Fribourg, Suisse.
- BASABE, P. (1991): Typologie des aquifères liés aux flyschs des nappes supérieures (Préalpes romandes, Suisse occidentale). - Thèse EPFL Lausanne en préparation.
- BECKER, F., (1972): Géologie de la région du lac de Morat entre la vallée de la Sarine et le lac de Neuchâtel. Thèse Univ. Fribourg, Ed. API, Fribourg.
- BERGER, J.P., (1982): Carte structurelle du plateau molassique fribourgeois, base du Burdigalien. Université de Fribourg, inédit.
- BERGER, J.P., (1985): La transgression de la molasse marine supérieure (OMM) en Suisse occidentale. 207 p. Münchener geow. Abhandl. Reihe A, 5. Vlg F. Pfeil, München.
- BLAVOUX, B. (1978): Etude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène 18 et du tritium. Possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée. - Thèse. Sciences. Paris (P. & M. Curie); 333 p. + tabl.
- BLAVOUX, B., BURGER, A., CHAUVE, P., MUDRY, J. (1979): Utilisation des isotopes du milieu à la prospection hydrogéologique de la chaîne karstique du Jura. - *Rev. géol. dynamique et géogr. physique*, 4, 295-306.
- BLOCH, G. (1982): Comportement de deux traceurs colorants, la fluorescéine et l'amidorhodamine, en milieu à porosité de matrice. - *Bull. du centre d'Hydrogéologie*, 83-92.
- BLUMER, E.M. (1976): Geologie und hydrogeologie des Sensetales zwischen Törishaus und Laupen. - Thèse Univ. Bern, 199 pp.
- BOSSET, E. (1980): Evolution des concentrations en nitrates des eaux souterraines du moyen-pays vaudois. - in *SVGW - AGHTM Seminar " Nitrate, Phosphate und Trinkwasserqualität "*, Zürich (SVGW).

- BRIEL, A., (1982): Géologie de la région de Lucens (Broye). Thèse Univ. Fribourg, Impr Birkäuser, Bâle.
- BÜCHI, O. (1926): Das Flussnetz der Saane und ihrer Nebenflüsse während den Interglazialzeiten, - Bull. soc. frib. Sc. nat. 28, 1926.
- BÜCHI, O. (1927): Interglaciale Senseläufe. - *Eclogae geol. Helv.* 20, 226-229.
- BÜCHI, O. (1935): Geologische Resultate der Wasserbohrung von der Hofmatt bei Alterswil (Kt. Freiburg). - *Eclogae geol. Helv.* 28,2,536-539.
- BÜCHI, O. (1946): Beiträge zur Entwicklung des Flussnetzes zwischen Nesslerer- Ägera- und Gotteronbach. - Bull. soc. frib. Sc. nat. 37, 237-251.
- BÜCHI, U.P. (1975): Wasser- und Energiegewinnung aus der Oberen Meeresschicht und dem Mesozoikum. Inst. Bauwiss. Forsch. 34, 16 p.
- BURGER, A. (1959): Hydrogéologie du bassin de l'Areuse. - Univ. de Neuchâtel. Fac. des Sciences thèse, 304 p.
- BURGER, A. (1972): Chimie de la dissolution des roches carbonatées. Cours d'hydrogéologie karstique. - Univ. de Neuchâtel, 119 p.
- BURGER, A. (1972): Quelques applications possibles en Suisse de la mesure des isotopes naturels en hydrogéologie. - *gaz-eaux-eaux usées*, 11, 354-357.
- BURGER, A. (1975): Chimisme des roches et de l'eau karstique. - IAH - Ed. A. Burger et L. Dubertret *Hydrog. des terrains karstiques*, 3, 79-89.
- BURGER, A. (1983): Prospection et captage des eaux souterraines des roches carbonatées du Jura. - *Gaz-Eaux-Eaux usées*, 63, 9. 533-583.
- BURGER, A., MARCE, A., MATTHEY, B., OLIVE, P. (1971): Tritium et oxygène-18 dans les bassins de l'Areuse et de la Serrière. (Jura neuchâtelois/Suisse):. - *Actes du Colloque d'Hydrologie en Pays calcaire*. Besançon., 79-87.
- CASTANY, G. (1982): Principes et méthodes de l'hydrogéologie. - Bordas, Paris. 236 pp.
- CASTANY, G., MARGAT, J., (1977): Dictionnaire français d'hydrogéologie. B.R.G.M. Orléans.
- COCHARD, L., GUYOT, J., MONNARD, I., MOULLET, N., SCIBOZ, G. (1988): La construction du barrage de Rössens. - Ed. La Sarine, Impr. St Paul, Fribourg. 100 pp.
- CRAIG, H. (1961): Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 3465, 1702-1703.
- CRAUSAZ, C.U. (1959): Géologie de la région de Fribourg. - Thèse Univ. Fribourg. Bull. soc. frib. Sc. nat. 48, 1-119.
- DANSGAARD, W. (1964): Stable isotopes in precipitations. - *Tellus* 16, p. 436.
- DORTHE, J.P. (1962): Géologie de la région au sud-ouest de Fribourg. - Thèse Univ. Fribourg. *Eclogae geol. Helv.* 55/2, 327-407.
- DREVER, J.I. (1982): The geochemistry of natural waters. - Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs. 388 pp.
- DUBREUCQ, F. (1987): Le chimisme des eaux de la Cuisance en amont d'Arbois (Jura). - Thèse, Ann. Sci. Univ. Besançon, mém. 3, 1987
- ECONOMIDES, M., UNGEMACH, P. ed. (1987): Applied geothermics. - John Wiley & son, Chichester. 238 pp.
- EGGER, R. (1978): Das Grundwasser in der Oberen Süsswassermolasse im Raum München und Augsburg. - These, Sciences, München., 112 p.
- EMMENEGGER, C. (1962): Géologie de la région sud de Fribourg, molasse du Plateau et molasse subalpine. - Thèse Univ. Fribourg. Bull. soc. frib. Sc. nat. 57.
- EMPA (1990): NABEL 1989 Technischer Messbericht. Bundesamt für Umwelt, Wald Und Landschaft, Bern, 113 pp.
- ERICKSSON (195? vérifier 2 places):*
- EVENSON, E.B., DREIMANIS, A., NEWSOME, J.W. (1977): Subaquatic flowtills: a new interpretation for the genesis of some laminated till deposits. - *Boreas*, 6, 115-133.
- EYLES, N. ed. (1983): Glacial geology, An introduction for engineers and earth scientists. - Pergamon Press, Oxford, 409 pp.
- FASEL, J. M., (1986): Sédimentologie de la molasse d'eau douce subalpine entre le Léman et la Gruyère. 142 p. Thèse Université de Fribourg.
- FISCHER, G. (1985): Some remarks on the behaviour of the magnetotelluric phase.- *Geophysical Prospecting* 33, 718-722.
- FISCHER, G. (1988): A strong topographic effect in AMT and VLF soundings.- Observatoire Cantonal, Neuchâtel, Suisse, 13 pp, 10 fig.

- FISCHER, G., LE OUANG, B.V. (1982): Paramater trade-off in one-dimensional magnetotelluric modelling.- *J Geophys* 51:206-215.
- FISCHER, G., LE OUANG, B. V., MÜLLER, I. (1983): VLF ground surveys, a powerful tool for the study of shallow two-dimensional structures.- *Geophysical Prospecting* 31, 977-991.
- FISCHER, G., SCHNEGG, P.-A. (1986): Modelling active audio-magnetotelluric data.- *J Geophys* 59: 49-55.
- FISCHER, G., SCHNEGG, P.-A., MA, J., MÜLLER, I., BURKHARD, M. (1987): Etude VLF-R du remplissage quaternaire de la Vallée de Gastern (Alpes Bernoises, Suisse).-*Eclogae geol. Helv.* 80, 3, 773-787
- FISCHER, G., SCHNEGG, P.A., PEGUIRON, M., LE QUANG, B.V. (1981): An analytic one-dimensional magnetotelluric inversion scheme.- *Geophysical J. Royal Astronom. soc. (London)* 67, 257 - 278.
- FONTES, J.C. (1976): Les isotopes du milieu dans les eaux naturelles. - *La Houille blanche*, 205-221.
- FONTES, J.C. (1980): Hydrogéologie, un champ privilégié de l'application des isotopes du milieu: l' "age" des eaux souterraines. - Symposium I.H.E.S.-Implications de l'Hydrogéologie dans les autres sc., CERGH-USTL, 715 -ht 1-ht 39.
- FONTES, J.C. (1985): Some considerations on ground water dating using environmental isotopes. In: *Hydrology in the service of man. - I.A.H. - A.I.H.*, 118-154.
- FRASSON, H. (1947): *Geologia der Umgebung von Schwarzenburg. - Thèse Univ. Fribourg. Mat. Carte géol. Suisse, N.S. 88.*
- FRITZ, P., FONTES, J.C. ad. (1980, 1986): *Handbook of environmental isotope geochemistry. vol. 1.- the Terrestrial Environment, A vol. 2.- the Terrestrial Environment, B. - Elsevier Scient. Publ.* X11,545 p.; 557 p.
- FURRER, O.J., STAUFFER, W. (1986): Stickstoff in der Landwirtschaft. - *Gaz-eaux-eaux useses*, 460-472.
- GEYH, M.A. (1980): Einführung in die Methoden der physikalischen und chemischen Altersbestimmung. - *Wiss. Buchgesellschaft, Darmstadt*, 276 pp.
- GILLERON, V. (1885): Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berna. - *Mat. Carta géol. Suisse*, 18.
- GOLDBRUNNER, J.E., (1984): Zur Hydrogeologie des oberösterreichischen Molassebeckens. - *Steir. Beitr. z. Hydrogeologie*, 38, 83-102. Graz.
- GOLDBRUNNER, J.E. (1988): Tiefangrundwaasser im Oberösterreichischen Molassebecken und im Steirischen Becken. - *Steir. Beitr.z. Hydrogeologie. Graz*, 5-93.
- GOLDBRUNNER, J.E., LEDITZKY, H.P. (1979): Beitrag zur Klärung von Ionenaustauschvorgängen im Grundwasser durch die Kombination von hydrochemischen und tonmineralogischen Untersuchungen.. - *Steir. Beitr. z. Hydrogeol. Graz*, 151-161.
- GRETILLAT, P.A., BOUYER, Y., MÜLLER, I. (1987): Un exemple d'utilisation de la géophysique électromagnétique (VLF-R et Bipola) pour l'étude de la fracturation au nord de la source de la Noireigua (Jura neuchâtelois, Suisse).- *Bull. Centre Hydrogéol. Univ. Neuchâtel*, no 7.
- HAEFELI, C. (1971): Interpretation of region wide groundwater flow in glacial deposits by means of hydrochemistry. *Eclogae geol. Helv.* 64/3, 489.
- HANTKE, R. (1978): *Eiszeitalter 1. Die jüngste Erdgaschicht der Schweiz und ihrer Nachbargebiete.- Ott Verlag, Thun*, 468 pp.
- HANTKE, R. (1980): *Eiszeitalter 2. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete.- Ott Verlag, Thun*, 703 pp.
- HERMANN, A., STICHLER, W. (1981): Runoff modelling using environmental isotopes. in *Proceedings IUFRO workshop on water and nutrients simulation models, Swiss Federal Institute of forestry research, Birmensdorf, 1981*, 41-58.
- HÖGL, O., (1980): *Die Mineral- und Heilquellen der Schweiz. 302 p. Paul Haupt Vlg Berne.*
- HOMEWOOD, P. (1981): *Faciès et environnement de dépôt de la molasse de Fribourg. - Eclogae geol. Helv.* 74/1, 29.
- HOMEWOOD, P. (1986): *Geodynamics and palaeogeography of the western molasse basin: a review. Giornale di Geol. ser.3, 48/1-2, 275-284, Bologna.*
- HOMEWOOD, P., WEIDMANN, M., RIGASSI, D., (1985): *Le bassin molassique suisse. Sous presse.*
- IAEA (1987): *Isotopes techniques in water development: proc. Inter Symp. International Atomic Energy Agency Vienna, 30 March-3 April 1987. - Vienna: International Atomic Energy Agency, 455-474.*
- IMHOF, E. (1977): *Carta No 48: Agricultura et utilisation du sol. in IMHOF, E., rad.(1978): Atlas de la Suisse. Ed. Serv. topogr. fad. Wabern, 1965 - 1978.*

- IMHOF, E., LEUZINGER, H. (1965): Carte No 3: Relief et ipsographie. in IMHOF, E., red. (1978): Atlas de la Suisse. Ed. Serv. topogr. fed. Wabern, 1965 - 1978.
- IMHOF, E. red. (1978): Atlas de la Suisse. - Serv. topographique fed. Wabern - Berne 1ère éd. 86 cartes.
- INGLIN, H. (1980): Molasse et quaternaire de la région de Romont (canton de Fribourg). - Bull. soc. frib. Sc. nat. 49, 1-95. Thèse Univ. Fribourg, Impr. St-Paul, Fribourg.
- JÄCKLI, H. (1987): Carte No 16: Hydrogéologie. in IMHOF, E., red. (1978): Atlas de la Suisse. Ed. Serv. topogr. fed. Wabern, 1965 - 1978.
- JORDAN, J.P., MEYLAN, P. (1986): Estimation spatiale des précipitations dans l'ouest de la Suisse par la méthode du krigeage. - EPFL, Inst. génie rural, Biblioth. centrale, coll. 12, 12 pp.
- KAUFMAN, A.A., KELLER, G.V. (1981): The magnetotelluric sounding method. - Elsevier.
- KELLER, G.V., FRISCHKNECHT, F.C. (1978): Electrical Methods in Geophysical Prospecting. - Pergamon Press, Oxford.
- KOZEL, R. (1991): Thèse de doctorat en préparation au centre d'hydrogéologie de Neuchâtel sur les micropolluants (pesticides) dans l'eau souterraine.
- KULLIN, M., SCHMASSMANN, H. J. (1990): Continental and altitude (temperature) effects on $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ in Switzerland and adjacent regions. - Proceedings of the XXII Congress of the I.A.H.: Water resources in mountainous regions, Lausanne, 1990.
- KUMMERT, R., STUMM, W. (1988): Gewässer als Ökosysteme: Grundlagen des Gewässerschutzes. - VDF Zuerich, VII, 242 p.
- LATELTIN, O., THIERRIN, J. (1984): Etude hydrogéologique préliminaire de la plaine de Marsens. - Bull. Soc. Frib. Sc. Nat. 73 (1/2), p. 93-104.
- LAVANCHY, Y. (1991): Contribution à la connaissance des eaux souterraines du pied du Jura vaudois (Suisse occidentale). - Thèse, Univ. Neuchâtel, en préparation.
- LAVANCHY, Y., BOECKMANN, J., LAHL, H. (1987): L'utilisation des éléments-traces comme traceurs au pied du Jura vaudois. L'exemple du baryum. - Bull. du Centre d'hydrogéologie, 305-319.
- LAVANCHY, Y., MÜLLER, I., ZWAHLEN, F. (1988): Several principle mechanisms of karstic springs in Switzerland related to physical and geological characteristics of their catchment. - IAH 21st Congress: Karst hydrogeology and karst environment protect., 386-393.
- LEMKE, K., BÜCHI, U.P., WIENER, G., (1968): Einige Ergebnisse der Erdölexploration auf die mittelländische Molasse der Zentralschweiz. Bull. Ver. Petrol.-Geol. u. -Ing., 35, 87, 15-34.
- LIPPMANN, F., (1973): Sedimentary carbonate minerals. Springer Vlg, Berlin.
- MAHANEY, (Ed.) (1984): Quaternary dating methods. - Elsevier.
- MANGIN, A. (1984): Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatives et spectrales. - J. of Hydrology, 67, 25-43.
- MARTINEC, J., SIEGENTHALER, U. (1984): Bestimmung von Grundwasser-Alter-und-Reserven in einem alpinen Einzugsgebiet aufgrund von Tritium-Messungen. - Gwf-Wasser-Abwasser., 1, 26-30.
- MARSILY, G. de (1978): De l'identification des systèmes hydrogéologiques. - Thèse de doctorat d'Etat, Univ. P. et M. Curie, Paris VI. 215 pp, 20 Annexes.
- MATOUSEK, F. (1985): Hydrogeologie und Hydrogeochemie des waldenburger Tales (Baselbieter Jura). - Diss. ETH Zürich Nr. 7829, 289 pp.
- MEER van der J.J.M (1980): Different types of wedges in deposits of Würm age from the Murten area (Western Swiss Plain). - Eclogae geol. Helv. 73/3, 839.
- MEER van der J.J.M (1982): The Fribourg area, Switzerland, a study in quaternary geology and soil development. - Fys. Geogr. Bodemk. Lab. Univ. Amsterdam, Thèse No 32.
- MICHARD, G. (1989): Equilibres chimiques dans les eaux naturelles. - Publisud, Paris.
- MICHEL, G. (1908): Les coudes de capture du pays fribourgeois. Mém. soc. frib. Sc. nat. sér. géol. 7.
- MICHEL, G. (1963): Untersuchungen über die Tiefenlage der Grenze Süßwasser - Salzwasser im nördlichen Rheinland und anschließenden Teilen Westfalens, zugleich ein Beitrag zur Hydrogeologie und Chemismus tiefen Grundwassers. - Forschber. des Landes Nordrh. - Westfal. 1239. Westdeutscher Verlag, Köln und Opladen.
- MISEREZ, J. J., (1973): Géochimie des eaux du karst jurassien. 313 p. Thèse Univ. de Neuchâtel.
- MOINET, M.L. (1990): Pourquoi nous buvons des nitrates. - Science et Vie, 872., mai 1990.
- MOLLET, H. (1927): Ein alter Senselauf. - Eclogae geol. Helv. 20, 229-233.
- MONNIER, F., (1979): Corrélations minéralogiques et diagenèse dans le bassin molassique suisse. 143 p. Thèse Université de Neuchâtel.

- MORNOD, L. (1947): Sur les dépôts glaciaires de la vallée de la Sarine en basse Gruyère. - *Eclogae geol. Helv.* 40, 15-35.
- MORNOD, L. (1949): Géologie de la région de Bulle (Basse Gruyère), molasse et bord alpin. - Mat. carte géol. Suisse, N. S. 91.
- MORNOD, L. (1952): Hydrogéologie dans le domaine de l'eau potable. - *Bull. SSIGE*, 1952, 8, 273-278; 9, 311-319; 10, 338-346.
- MOSAR, J. (1988): Structures, déformation et métamorphisme dans les Préalpes romandes (Suisse). Thèse, Univ. Neuchâtel, Suisse, 122 pp.
- MOSER, H. (1989): Umweltisotopen in Karstwässern - was sagen sie aus? - *Oberrhein. geol. Abh.* Stuttgart 75, 73-85.
- MOSER, H. et RAUERT, W. (1980): Isotopenmethoden in der Hydrologie. Bornträger, Berlin, 400 pp.
- MUDRY, J. (1987): Apport du tracage physico-chimique naturel à la connaissance hydro-cinématique des aquifères carbonates. - Thèse, Sciences, Besançon Ann.scient. Univ. Besançon, Géologie, Mémoire, 4, 382 p.
- MUDRY, J., BLAVOUX, B. (1986): Utilisation de l'analyse en composantes principales (sur variables centrées réduites): pour l'étude du fonctionnement hydrocinématique de trois aquifères karstiques du Sud-Est de la France. - *Bull. BRGM- Hydrogéologie*, 53-59.
- MUDRY, J., BLAVOUX, B. (1987): Le tarissement des aquifères karstiques: période non influencée ?. - *Bull. du Centre d'hydrogéologie*, 193-204.
- MUDRY, J., KIRALY, L., MÜLLER, I. (1979): Analyse multivariée du chimisme de quelques sources karstiques du Jura suisse et franc-comtois. - *Bull. Centre d'Hydrogéologie*, 183-222.
- MÜLLER, I. (1975): Premiers résultats des études hydrogéologiques dans la région du Vanil/Noir (Préalpes fribourgeoises)... - *Centre d'Hydrogéologie Neuchâtel, Institut de Géologie Fribourg Actes du 5e Congrès suisse de Spéléologie, Interlaken, Septembre 1974*, 138-144.
- MÜLLER, I. (1976): Observations hydrogéologiques dans la région du Vanil Noir (Préalpes fribourgeoises) *Eclogae geol. Helv.*, 69/2, 481-499.
- MÜLLER, I. (1976): Résultats des recherches hydrogéologiques dans la région des Gastlosen orientales (Préalpes fribourgeoises et bernoises). *Bull. Soc. Frib. Sc. Nat.* 65 (3), 165-181.
- MÜLLER, I. (1981): Spéléologie et hydrogéologie. Etat des recherches dans le massif du Vanil Noir (Préalpes fribourgeoises).. - *Stalactite*, 1, 10-17.
- MÜLLER, I. (1982): Rôle de la prospection électro-magnétique VLF (Very Low Frequency): pour la mise en valeur et la protection des aquifères calcaires. - *Annales scient. de l'Univ. Besançon. 3eme Coll. d'hydrologie en pays calcaire.*, 1, 219-226.
- MÜLLER, I. (1983): Anisotropic properties of rocks detected with electro-magnetic VLF. [very low frequency]. *International Symposium on Field measurements in Geomechanics. Zuerich, September 5-8, 1983.* - special publ., 273-282.
- MÜLLER, I. (1984): Premières prospections électro-magnétiques VLF (Very Low Frequency) dans le karst en Suisse. - *Société suisse de Spéléologie.[Suppl. a 11. Stalactite]*, 173-181.
- MÜLLER, I., BURGER, A., SCHOTTERER, U. (1983): Résultats des méthodes d'investigation indirectes dans l'exploration des aquifères calcaires.(Structure et fonctionnement des réservoirs évaluation des réserves, qualité et protection des eaux karstiques). - *Gaz-eaux-eaux usées*, 9, 501-515.
- MÜLLER, I., GIBERT, J., LAURENT, R. (1984): Application des méthodes géophysiques, électromagnétiques VLF et microsismique à l'étude du karst de Dorvan Cleyzieu (Jura méridional, France).- *Bull. Centre Hydrogéol. Univ. Neuchâtel*, no 5.
- MÜLLER, I., KETTIGER, C. (1987): Cartographie directionnelle de la résistivité électrique des formations géologiques du delta de l'Areuse (Canton de Neuchâtel, Suisse) par la méthode géophysique électromagnétique VLF-R. *Bull. Soc. neuch. Sci. nat.*, 110, 113-118.
- MÜLLER, I., PLANCHEREL, R. (1982): Contribution à l'étude de l'hydrogéologie karstique du massif du Vanil Noir et de la chaîne des Gastlosen (Préalpes fribourgeoises, Suisse). *Bull. Soc. Frib. Sc. Nat.* 71 (1/2), 102-132.
- MÜLLER, I., SCHOTTERER, U., SIEGENTHALER, U. (1982): Etude des caractéristiques structurales et hydrodynamiques des aquifères karstiques par leurs réponses naturelles et provoquées. - *Eclogae geol. Helv.*, 65-75.
- MÜLLER, I., ZOETL, J. (1980): Karsthydrologische Untersuchungen mit natuerlichen und kuenstlichen Tracern im Neuenburger Jura (Schweiz). - *Steir. Beitr. z. Hydrogeologie*, 5-100.
- MULLIS, J. (1979): The system methane-water as geologic thermometer and barometer from the external part of the Central Alps. *Bull. Minéral.*, 102, p. 526-536.

- OBERMANN, P. (1982): Hydrochemische / hydromechanische Untersuchungen zum Stoffgehalt von Grundwasser bei landwirtschaftlicher Nutzung. - Bes. Mitteil. Zum Deutsch. gewässerkundlichen Jahrb., Bonn. Nr 42, 217 pp.
- OESCHGER, H., SIEGENTHALER, U. (1972): Umgebungsisotope im Dienste der Hydrologie und Ausblick auf neue Methoden. - *gwf Wasser/Abwasser*, 11, 501-508.
- PARRIAUX, A. (1978): Le gîte des eaux minérales d'Henniez: Etat des connaissances et des données nouvelles sur sa prolongation. - *Eclogae geol. Helv.* 71/2, 377.
- PARRIAUX, A. (1981): Contribution à l'étude des ressources en eau du bassin de la Broye. thèse Ecole Polytechnique de Lausanne.
- PARRIAUX, A., LISZKAZY, M., MÜLLER, I., DELLA VALLE, G. (1988): Guide pratique pour l'usage des traceurs artificiels en hydrogéologie = Leitfaden für den gebrauch künstlicher tracer in der Hydrogéologie. - Lausanne: GEOLEP EPFL. Diffusion Societe géologique suisse: groupe de hydrogéologues, 51 + 49 p.
- PASQUIER, F. (1982): Fluctuations chimiques et alimentation de la nappe alluviale du Gaeu soleurois. - *Bull. Centre d'hydrogéol. Univ. Neuchâtel*, vol 4, p. 103-144.
- PASQUIER, F. (1987): Hydraulique de la nappe du Gaeu (Cantons de Soleure et Berne). - Thèse Université de Neuchâtel, 169 pp, 59 fig, 16 tab
- PETCH, M., (1970): Contribution à l'étude hydrogéologique de la plaine de l'Orbe. *Matér. Géol. Suisse, Géophysique*, No 11.
- PLUMMER, L.N., JONES, B.F., TRUESDELL, A.H. (1978): WATEQF a fortran IV version of WATEO. a computer program for calculating chemical equilibrium in natural waters. *US. Geol. Surv., Water Resour. Invest.*, 76:13: 61 pp.
- PUGIN, A. (1988): Carte des isohypses de la base des sédiments du Quaternaire en Suisse occidentale, avec quelques commentaires. - Service hydrologique et géologique. Berne. Office fédéral de la protection de l'environnement. Rapports géologiques, 20 p.
- PUGIN, A. (1989): Déglaciation dans la vallée préalpine de la Sarine en Gruyère: une analyse sédimentologique. - *Eclogae geol. Helv.*, 285-324.
- RODIER, J. (1978): L'analyse de l'eau. - Bordas, Paris. 1138 pp.
- ROTTEN, M. (1979): Le climat urbain et suburbain de Fribourg. Ed univ. Fribourg, Suisse, 321 pp.
- RUMEAU, J.L., (1954): Géologie de la région de Payerne. Thèse Univ. Fribourg, Ed. Crépin-Leblond et Cie, Paris.
- RYBACH, L., BÜCHI, U.P., BODMER, P., KRÜSI, H.R. (1980): Die Tiefengrundwässer des schweizerischen Mittellandes aus geothermischer Sicht. *Eclogae geol. Helv.* 73/1, 293-310.
- SCHAEFFER, F., SCHACHTSCHABEL, P., BLUME, H.P., HARTGE, K.H., SCHWERTMANN, U. (1979): Lehrbuch der Bodenkunde. - 10. Aufl., 394 pp, Verlag F. Enke, Stuttgart.
- SCHMASSMANN, H., BALDERER, W., KRANZ, W., PEKDEGER, A. (1984): Beschaffenheit der Tiefengrundwässer in der zentralen Nordschweiz und angrenzenden Gebieten. *Nagre, Technischer Bericht 84-21*, 336 p, Baden, Suisse.
- SCHMASSMANN, H.J., (1987): Neue Erkenntnisse zur Beschaffenheit der Tiefengrundwässer der Nordschweiz. *Eclogae geol. Helv.* 80/2, 589-578.
- SCHMASSMANN, H.J., (1988): Les eaux souterraines profondes de la région d'Yverdon. Conférence au centre d'hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel le 30.5.88.
- SCHMID, G. (1970): Geologie der Gegend von Guggisberg an der angrenzenden subalpinen Molasse. *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, NF 148.
- SCHOELLER, H. (1962): Les eaux souterraines. Hydrologie dynamique et chimique, recherche, exploitation et évaluation des ressources. - Paris, Masson, 643.
- SCHOELLER, H. (1969): L'acide carbonique des eaux souterraines. *Bull. du B.R.G.M. sect. III*, 1, 1-32.
- SCHOELLER, H. (1980): Influence du climat: de la température sur la teneur en HCO₃ et H₂CO₃ des eaux souterraines. - *J. of Hydrology*, 365-376.
- SCHÖPFER, P. (1989): Sédimentologie et stratigraphie de la molasse marine supérieure de la Suisse occidentale. Thèse univ. Fribourg Suisse.
- SCHOTTERER, U., MÜLLER, I. (1982): Estimation of groundwater reserves of a karstic aquifer (Areuse spring, Jura of Neuchâtel, Switzerland). - *Bull. du centre d'Hydrogéologie*, 213-229.
- SCHOTTERER, U., MÜLLER, I. (1986): Investigation of subsurface flow systems by means of indirect methods of environmental isotopes and geophysics. *Proc. 5th int. symp. on underground water tracing*, Athens

- SCHOTTERER, U., MÜLLER, I., SIEGENTHALER, U. (1987): Réflexions sur le fonctionnement des "blocs" capacitifs, peu perméables, dans le karst, étudié en période d'étiage à la source de l'Areuse (Jura neuchâtelois, Suisse). - Bull. du Centre d'hydrogéologie, 247-252.
- SCHOTTERER, U., SIEGENTHALER, U., MÜLLER, I., KELTS, K. (1987): Isotopic geochemistry on the Engadine mineral springs of Scuol-Tarasp Switzerland. In: International symposium on the use of isotope techniques in water resource development, Vienna, 30 March-3 April 1987. - UNESCO, International Atomic Energy Agency, 9 p. 6 fig.
- SCHOUWEY, V. (1990): Comparaison des paramètres physico-chimiques de quatre systèmes karstiques (Préalpes fribourgeoises et Jura neuchâtelois). - Bull. Centre d'Hydrogéologie No 9 Univ. Neuchâtel.
- SCHÜEPP, M. (1965): Carte No 11: Températures moyennes annuelles (période de 1911 à 1960). in IMHOF, E., red.: Atlas de la Suisse. Ed. Serv. topogr. féd. Wabern, 1965 - 1978.
- SCHWEIZERISCHE GEOLOGISCHE KOMMISSION, (1980): Geology of Switzerland, a guide-book, part A: text, part B: Geological excursions. Weepf & Co. Basel.
- SEVRUK, B. (1982): Regionalization of the systematic error in swiss summer precipitation measurements for hydrological purposes. - Proceeding Symposium Hydrological research basins, Bern. Landes hydrologie, Bern. 1982, 183-192.
- SEVRUK, B. (1983): Correction of measured precipitation in the alps using the water equivalent of new snow. - Nordic Hydrology, 1983, 49-58.
- SEVRUK, B. (1985): Der Niederschlag in der Schweiz. - Beiträge zur geologie der Schweiz, Hydrologie. 31, 1985, 278 pp.
- SIEBER, R., (1959): Géologie de la région occidentale de Fribourg. Thèse Univ. Fribourg, Impr. St-Paul, Fribourg
- SIEBER, R. (1974): Formation des graviers présents dans le canton de Fribourg. - Bull. ARPEA XI/66, 21-44.
- SIEGENTHALER, U. (1972): Bestimmung der Verweildauer von Grundwasser im Boden mit radioaktiven Umweltisotopen (C, Tritium). - gaz-eaux-eaux usées, 9, 283-290.
- SIEGENTHALER, U., OESCHGER, H. (1980): Correlation of 18-O in precipitation with temperature and altitude. - Nature, 5763, 314-317.
- SIEGENTHALER, U., SCHOTTERER, U. (1977): Hydrologische Anwendungen von Isotopenmessungen in der Schweiz. - gaz-eaux-eaux usées, 7, 501-506.
- SIEGENTHALER, U., SCHOTTERER, U., MÜLLER, I. (1984): Isotopic and chemical investigations of springs from different karst zones in the Swiss Jura. - Vienna. International Atomic Energy Agency. Repr. from "Isotope Hydrology 1983". [trav. Centre Hydrog. No.146], /51, 153-172.
- SIEGENTHALER, U., SCHOTTERER, U., OESCHGER, H. (1983): Sauerstoff-18 und Tritium als natürliche tracer für Grundwasser. - gaz-eaux-eaux usées, 9, 477-483.
- SONTHEIMER, H., SPINDLER, P., ROHMANN, U. (1980): Wasserchemie für Ingenieure. - Engler-Bunte-Inst. Univ. Karlsruhe. G. Braun, Karlsruhe. 489 pp.
- STAUFFER, W., FURRER, O.J. (1984): Auswaschung von Pflanzennährstoffen aus ganz und teilweise bewaldeten Gebieten. - Schweiz. Landw. Fo. recherche agronom. en Suisse, 3, 285-293.
- STUMM, W. (1970): Aquatic chemistry. An introduction emphasizing chemical equilibria in natural waters. - Wiley-Interscience, XVI-583.
- STUMM, W., MORGAN, J.J. (1981): Aquatic chemistry: an introduction emphasizing chemical equilibria in natural waters. - J.Wiley, New York [etc.], 780 p.
- STUYFZAND, P.J. (1989): An accurate, relatively simple calculation of the saturation index of calcite for fresh to salt water.- Journal of hydrology, 105, 95-107.
- THIERRIN, J. (1989): L'eau de la molasse marine supérieure en Suisse occidentale. - Bull. Centre d'hydrogéol. Univ. Neuchâtel, vol 8, p. 93-119.
- THIERRIN, J. (1989): Présentation du système hydrogéologique lac de la Gruyère - sources de la Tuffière. - Bull. Centre d'hydrogéol. Univ. Neuchâtel, vol 8, p. 179-198.
- THIERRIN, J., MÜLLER, I. (1988): La méthode VLF-Résistivité multifréquence, un exemple d'exploration hydrogéologique dans un synclinal crétacé à la Brévine (Jura neuchâtelois). - Quatrième colloque d'hydrologie en pays calcaire. Besançon, 1988, in Ann. sci. Univ. Besançon, mém. hors série No 6, p 17-25.
- THIERRIN, J., SCHOTTERER, U. (1990): Influence hydrodynamique, physico-chimique et isotopique du lac de barrage de la Gruyère sur les eaux de la nappe phréatique des graviers de la Tuffière (Suisse occidentale). - Proceedings of the XXII Congress of the I.A.H.: Water resources in mountainous regions, Lausanne 1990.

- TILLMANN, J. (1932): Die chemische Untersuchung von Wasser und Abwasser. - Verlag W. Knapp, Halle, 252 pp.
- TROMBE, F. (1952): Traite de speleologie. - Payot, Paris Biblioth. scient., 376.
- TRUMPY, R. (1980): Geology of Switzerland, a guide-book. Ed. Schw. Geol. Komm., Wepf & Co, Basel.
- UTTINGER, H. (1967): Carte No 12 Hauteurs annuelles de pluie en cm, moyenne de la période 1901 - 1940. in IMHOF, E., red. (1978): Atlas de la Suisse. Ed. Serv. topogr. fed. Wabern, 1965 - 1978.
- VUATAZ, F.D. (1982): Hydrogéologie, géochimie et géothermie des eaux thermales de Suisse et des régions alpines limitrophes. - Thèse, Sciences, Genève. - Mat. géol Suisse, Hydrologie, 29, 174 pp.
- WEXSTEEN, P. (1988): Hydrogéologie et géochimie des eaux minérales riches en CO₂ de la région de Scuol-Tarasp (Basse-Engadine, Grisons, Suisse). - Thèse, Université de Genève, Sciences de la Terre, 174 p.
- WILDBERGER, A. (1979): Beiträge zur Karsthydrogeologie des Rawil-Gebietes (Helvetische Kalkhochalpen zwischen Wildhorn und Wildstrubel). - Thèse, Sciences, Berne, 326 p.+ carte+dia.
- WILDBERGER, A. (1981): Zur Hydrogeologie des Karstes im Rawil-Gebiet. - Kiemmerly & Frey Beiträge zur Geol.der Schweiz. Hydrologie, 27, 175 + carte.
- WOHLFAHRT-MEYER, B. (1987): Lithostratigraphische, sedimentologische und chronologische Untersuchung im Quartär des schweizer Seelandes. Eclogae geol. Helv. 80,1, 207-222.
- ZOBRIST, J., STUMM, W. (1979): Wie sauber ist das Schweizer Regenwasser ?. - EAWAG - ETH-Z, 742, 4 p.
- ZWAHLEN, F., BURGER, A., THIERRIN, J., LAVANCHY, Y., OESCHGER, H., SCHOTTERER, U. (1990): ISHYDRO: Projet de recherche sur l'application des traceurs hydrochimiques et isotopiques naturels à l'étude des écoulements souterrains. - Proceedings of the XXII Congress of the I.A.H.: Water resources in mountainous regions, Lausanne, 1990.

BIBLIOGRAPHIE INEDITE

Références citées en *italique* dans le texte.

- BLOCH, G. (1978): Etude hydrogéologique de la région de la Tuffière (FR). - Travail de certificat de 3ème cycle, Univ. Neuchâtel, 156 pp, 14 annexes, inédit.
- BURGER, A. (1978): Etude hydrogéologique de la région de la Tuffière - En Chavaille: Propositions pour l'avenir des graviers. - Centre d'hydrogéologie Univ. Neuchâtel. 23 pp.
- CLEMENT, J.P., FASEL, J.M., MARRO, C. (1982): Etude hydrogéologique dans la région de la Tuffière, à Posieux (canton de Fribourg). - 3ème cycle, CHYN, Neuchâtel.
- CSD, COLOMBI - SCHMUTZ - DORTHE SA Fribourg.(1983): Sables et Graviers Tuffière SA. Expertise hydrogéologique pour une modification éventuelle de la zonification. FR 850. 12 pp.
- CSD, COLOMBI - SCHMUTZ - DORTHE SA Fribourg.(1985, 1987): Consortium des eaux du Graboz, Sables et Graviers Tuffière SA. Etude hydrogéologique globale de la zone de la Tuffière. FR 1140.
- CSD, COLOMBI - SCHMUTZ - DORTHE SA Fribourg.(1989): Services Industriels de la ville de Fribourg. Captages de la Tuffière, Commune de Corpataux. Rapport hydrogéologique pour l'établissement des zones de protection. FR 1466. (inédit) 27 pp.
- KUNZ, F. (1985): Contribution à l'étude hydrogéologique du bassin intérieur de l'Arbogne. - Dipl. troisième cycle, Centre d'Hydrogéologie, Univ. Neuchâtel, 94 pp.
- LATELTIN, O., THIERRIN, J. (1984): Etude hydrogéologique de la plaine de Marsens (Basse Gruyère). - Mémoire de Certificat de 3ème cycle d'hydrogéologie, Université de Neuchâtel, inédit, 62 pp.
- MEYER de STADELHOFEN, C. (1976): Zone de la Tuffière, étude géoélectrique. - Inst. géophysique, Univ. Lausanne. 5 pp, 4 planches.
- MOLLET, H. (1934): Geologisches Gutachten über die Erschliessung der Hofmattquelle. - Fribourg.
- MOLLET, H. (1935): Geologisches Gutachten über die Erstellung der Hofmattquelle am Gottéron. - Fribourg.
- MOLLET, H. (1953-1964): Mesures débimétriques aux sources de la Tuffière. - Archives EEF, Fribourg.
- MÜLLER, I., KIRALY, L., SCHOTTERER, U., SIEGENTHALER, U. (1983): Etude des caractéristiques structurales et hydrodynamiques des aquifères karstiques par leurs réponses naturelles et provoquées. Rapport de synthèse du Projet National d'Hydrologie sur le cycle de l'eau. - Centre d'Hydrogéologie, Neuchâtel; Inst.Géologie Fribourg; Inst. de physique, Univ. Beme, 164 p.
- POLLACK, P. (1979): La Tuffière: Etude gravimétrique. - Travail de diplôme. Inst. géophysique, Univ. Lausanne.
- SCHNEUWLY, R. (1988): Hydrogéologie de la région de la Hofmatt. - Travail de diplôme de 3ème cycle, Univ. Neuchâtel, 45 pp, 24 tabl, fig et annexes, inédit.
- SCHOUWEY, V.(1989): Comparaison des paramètres physico-chimiques de quatre systèmes karstiques (Préalpes fribourgeoises et Jura neuchâtelois). - Dipl. troisième cycle, Centre d'Hydrogéologie, Univ. Neuchâtel, 133 pp.

Annexe A: LA METHODE VLF-RESISTIVITE MULTIFREQUENCE

RESUME

Le VLF-résistivité multifréquence (12 - 240 KHz) est une méthode géophysique électromagnétique moderne et rapide de prospection en hydrogéologie. Sa principale caractéristique est de pouvoir procéder à un sondage vertical des résistivités électriques en chaque point du traîné (sondage électro-magnétique).

En comparant le champ magnétique direct de l'onde radio de très basse fréquence et le champ électrique qu'elle induit dans le terrain, on déduit des informations sur les propriétés électriques du sous-sol.

Nous présentons ici le principe de cette méthode ainsi que trois différents procédés d'interprétation 1-D (stratigraphie) des mesures.

La même méthode, utilisée en mesures pluridirectionnelles, permet de reconnaître les directions d'anisotropie électrique des terrains étudiés.

1 INTRODUCTION

La méthode VLF-R multifréquence a été développée par le professeur I.MÜLLER (MÜLLER 1982, 1983, 1984; THIERRIN et MÜLLER, 1988). Elle est l'extension de la méthode VLF-R "traditionnelle" (cf. FISCHER et al, 1987; KELLER et FRISCHKNECHT, 1976) - utilisant la plage de fréquences de 15 à 30 KHz, à une plage de fréquences beaucoup plus large, allant jusqu'aux ondes longues radio (de 12 à 240 KHz), ce qui augmente grandement les possibilités de la méthode et l'éventail des profondeurs d'investigation (de 10 à 45 m, pour une résistivité apparente de 100 Ω -m). Cette méthode est très sélective (longueur de ligne = 5 m) et très rapide (quelques secondes par mesure).

On distingue 4 mises en œuvre possibles de cette méthode:

a- Le traîné de résistivités dont le but est l'élaboration de cartes d'iso-résistivités, relatives à une fréquence ou plage de profondeurs d'investigation (comme on le fait en géoélectrique classique, pour une longueur de ligne A - B).

b- Le traîné multifréquence dont la principale caractéristique est de pouvoir procéder à un mini sondage de fréquence en chaque point du traîné: On obtient ainsi des cartes d'iso-résistivités, relatives à plusieurs plages de profondeurs d'investigation, d'une part et, d'autre part, ce genre de traîné nous permet d'établir des coupes d'interprétation géologiques du sous-sol.

c- Les sondages de fréquence: En procédant eux mesures relatives à 5 fréquences ou plus, on peut détailler, de manière optimale, la stratigraphie des "couches" résistantes et conductrices au point de mesure.

d- Les mesures pluridirectionnelles. Elles permettent de tester, dans plusieurs directions, les propriétés électriques du sous-sol, menant ainsi à la reconnaissance de champs de fractures, de discontinuités ou d'alignements (cf. MÜLLER et al, 1984; FISCHER et al, 1983; GRETILLAT et al, 1987; MÜLLER et KETTIGER, 1987).

Cette méthode est particulièrement adaptée à la prospection hydrogéologique aux fins suivantes:

- Cartographie des résistivités électriques en milieux fracturé et poreux.
- Détail de l'empilement de couches résistantes et conductrices.
- Implantation de forages d'eau.
- délimitation de lieux d'injection d'eau.
- Etude des structures en milieu de fractures.

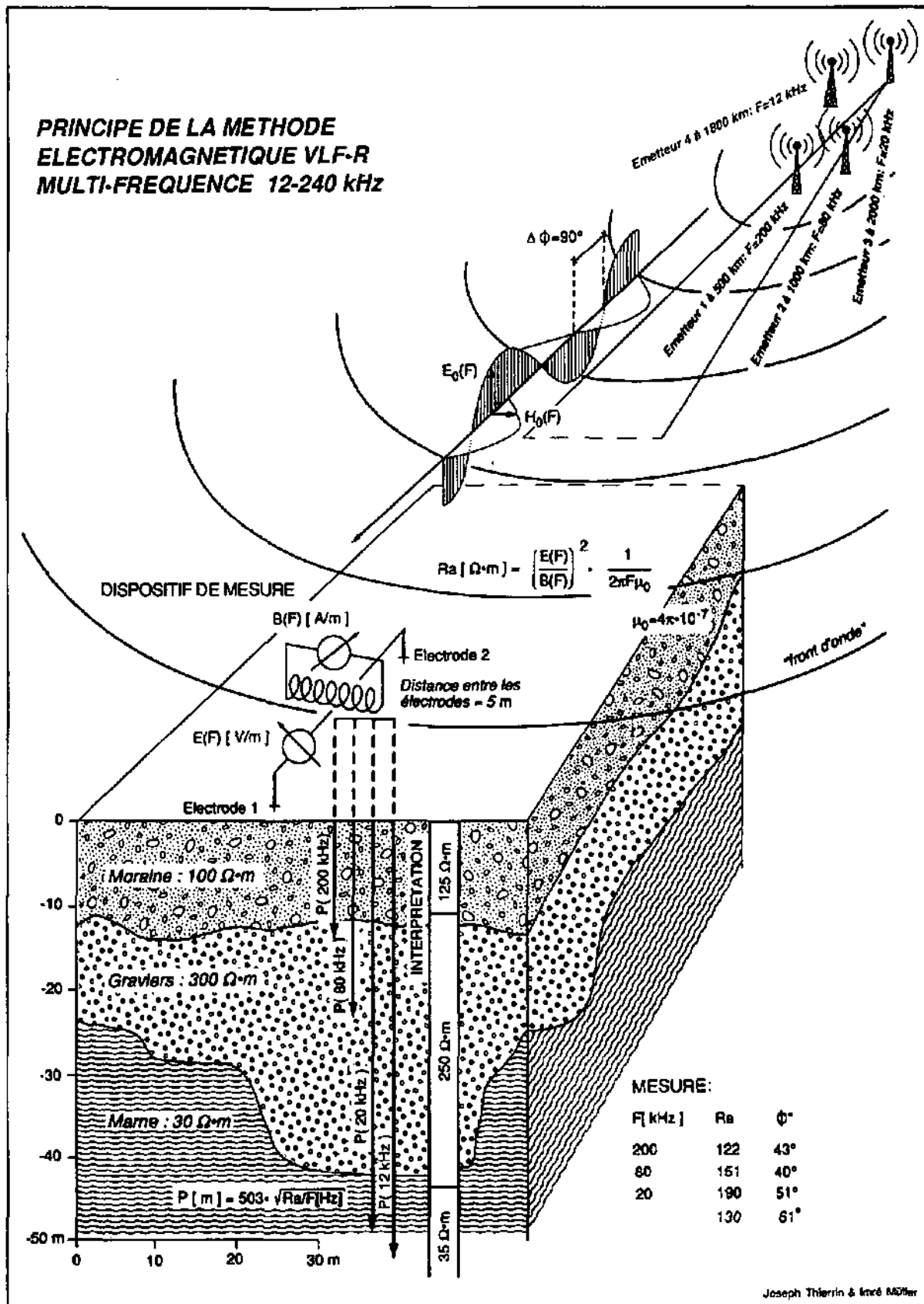
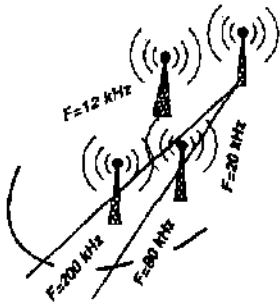


Fig. A1: Schéma illustrant le principe de la méthode électromagnétique VLF-R multi-fréquence 12 - 240 KHz (commentaires dans le texte).

2 PRINCIPE DE LA METHODE VLF-R MULTIFREQUENCE

Cette méthode utilise les propriétés des ondes électromagnétiques de basses et très basses fréquences (LF et VLF) pour mesurer la résistivité apparente du sous-sol, relative à diverses profondeurs d'investigation.

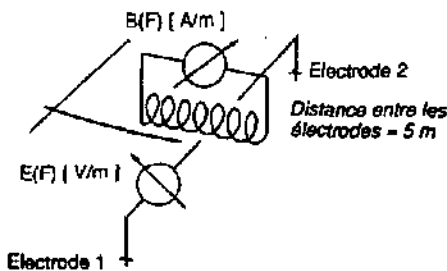
La figure A1 illustre schématiquement cette méthode, dont le fonctionnement est résumé comme suit:



Dans l'éventail des fréquences utilisées (12 - 240 kHz), se trouvent, entre autres, les émetteurs de radioguidage et de liaison maritimes (émetteurs VLF s.s., 12 - 30 kHz), les émetteurs téléx et de divers moyens de télécommunication (50 - 150 kHz), ainsi que les émetteurs d'ondes longues radio (150 - 240 kHz). Notre appareillage permet de capter plus de 70 émetteurs installés sur tout le territoire européen. Pour un sondage électro-magnétique, on choisit au moins 3 émetteurs répartis sur toute la gamme des fréquences utilisables et situés dans une même direction, afin de pouvoir mesurer à plusieurs profondeurs d'investigation sans modifier le dispositif de mesure.

A chaque fréquence $\{F\}$, les variations du champ magnétique primaire $\{H_0(F)\}$ engendré par un émetteur induisent des courants électriques dans le sol. Ceux-ci produisent un champ magnétique secondaire, dont l'effet est de renforcer le champ primaire au dessus du sol. On mesure la résultante de ces deux champs magnétiques $\{B(F)\}$.

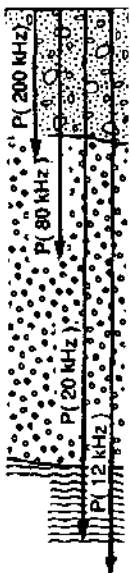
Le dispositif de mesure est très compact: La composante magnétique du signal $\{B(F)\}$ est captée au moyen d'une bobine d'induction de diamètre 50 cm, placée verticalement. On mesure ainsi l'intensité du champ magnétique juste au dessus du sol, pour une fréquence choisie.



La composante électrique du signal $\{E(F)\}$, induite dans le sol, est mesurée perpendiculairement au champ magnétique, au moyen de deux électrodes plantées en terre et séparées de 5 m. On déduit la résistivité apparente du sous-sol par la relation suivante:

$$R_a [\Omega \cdot m] = \left(\frac{E(F)}{B(F)} \right)^2 \cdot \frac{1}{2\pi F \mu_0} \quad \text{avec } \mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$$

On mesure aussi le décalage de phase entre les champs électrique et magnétique $\{\Phi(F)\}$, cf. plus bas. L'appareillage prototype que nous utilisons permet de pré-programmer trois fréquences ou canaux, pour lesquels la mesure de chaque couple R_a , Φ , dure entre 5 et 10 secondes.



La profondeur d'investigation P est la profondeur pour laquelle l'intensité de l'onde électro-magnétique est amortie d'un facteur 10. Elle dépend de la fréquence $\{F \text{ [Hz]}\}$ et de la résistivité apparente mesurée $\{R_a \text{ [}\Omega \cdot m\text{]}\}$:

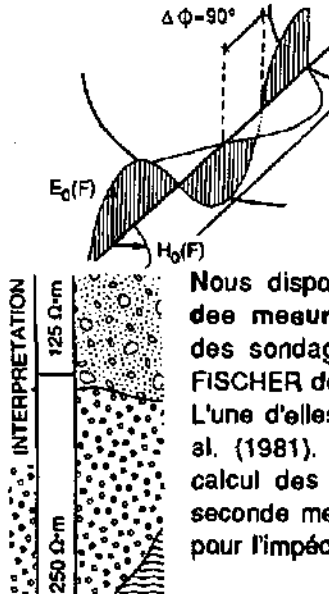
$$P \text{ [m]} = 503 \cdot \sqrt{(R_a/F)}$$

Sur le tableau suivant, on peut lire les profondeurs d'investigation relatives à diverses fréquences utilisables pour un sondage électromagnétique, dans un terrain de résistivité électrique $R_a = 100 \Omega \cdot m$:

Fréquence [kHz]:	240	180	80	50	19	12
Profondeur d'investigation [m]:	10	12	18	22	36	46

Ainsi, plus la fréquence choisie est basse, plus la profondeur d'investigation est grande. C'est grâce à cette propriété qu'il est possible de procéder à un sondage électro-magnétique en mesurant R_a et le décalage de phase Φ pour plusieurs fréquences en un même point.

D'une manière générale, les champs électriques et magnétiques sont orthogonaux. Très haut au dessus de la surface du sol, la phase du champ électrique devance celle du champ magnétique de 90° . A la surface de la terre, si le sous-sol est uniformément conducteur dans la profondeur d'investigation relative à la fréquence utilisée, ce décalage de phase n'est plus que de 45° , à cause de l'"interférence" avec le champ magnétique induit.



Si le sous-sol est stratifié dans la profondeur d'investigation et qu'un terrain conducteur surmonte un terrain plus résistant, le décalage de phase mesuré sera inférieur à 45° (exemple à 80 kHz). Par contre, si un terrain résistant surmonte un conducteur, ce décalage passe au dessus de 45° (exemple à 15 kHz). Ainsi, les phases mesurées pour plusieurs profondeurs d'investigation en un même point procurent une information précieuse sur la stratigraphie du sous-sol.

Nous disposons actuellement de deux méthodes d'interprétation quantitative des mesures VLF-R multifréquence. Elles ont été développées pour l'interprétation des sondages magnéto-telluriques et mises à notre disposition par le professeur FISCHER de l'Observatoire Cantonal de Neuchâtel.

L'une d'elles est la méthode d'"inversion électro-magnétique" décrite par FISCHER et al. (1981). D'application simple, elle permet d'obtenir d'excellents résultats pour le calcul des épaisseurs et des résistivités vraies en situation bi- et tri-couche. La seconde met en oeuvre un programme de minimalisation d'une formule de récurrence pour l'impédance en milieu à n-couches, décrite par KAUFMAN et KELLER (1981).

3 ALTERATIONS NATURELLES OU ARTIFICIELLES DES MESURES

Les champs électrique et magnétique générés par les émetteurs VLF et LF, dont on mesure les composantes, peuvent être déformés localement, à la station de mesure. Les valeurs $B(F)$, $E(F)$ et $\Phi(F)$ ne correspondent plus aux valeurs qu'on obtiendrait en terrain non perturbé. Les principales causes d'altération sont de 3 ordres:

- l'effet topographique;
- la polarisation naturelle;
- les perturbations artificielles.

3.1 L'effet topographique

Dans un terrain plat, stratifié horizontalement, les lignes de courant du champ électrique induit suivent des trajectoires parallèles à la surface. Si, par exemple, une profonde vallée traverse ce terrain, alors, les filets de courant induit se resserrent en dessous du fond de la dépression, créant ainsi une composante électrique plus forte que normale, donc un Rho_a mesuré trop grand. Ces mêmes filets de courant sont moins denses en dessous du bord de la dépression et provoquent ainsi un Rho_a mesuré inférieur à la valeur théorique.

FISCHER (1988) présente une méthode de calcul des effets topographiques sur les mesures VLF-R, causés par la présence d'une profonde vallée.

Sur les terrains modérément accidentés du Plateau suisse, à l'exception des pentes très abruptes (dénivelé de plusieurs dizaines de mètres), l'effet topographique est négligeable (MÜLLER, communication orale).

3.2 La polarisation naturelle

Lors que les propriétés électriques du terrain, à l'endroit de la mesure, changent selon la direction, les filets de courant du champ électrique induit ne se répartissent plus de manière homogène dans le sol. On a alors un effet de polarisation. Les diverses structures géologiques dans lesquelles on a juxtaposition de terrains conducteurs et résistants provoquent un effet de polarisation des mesures VLF-R.

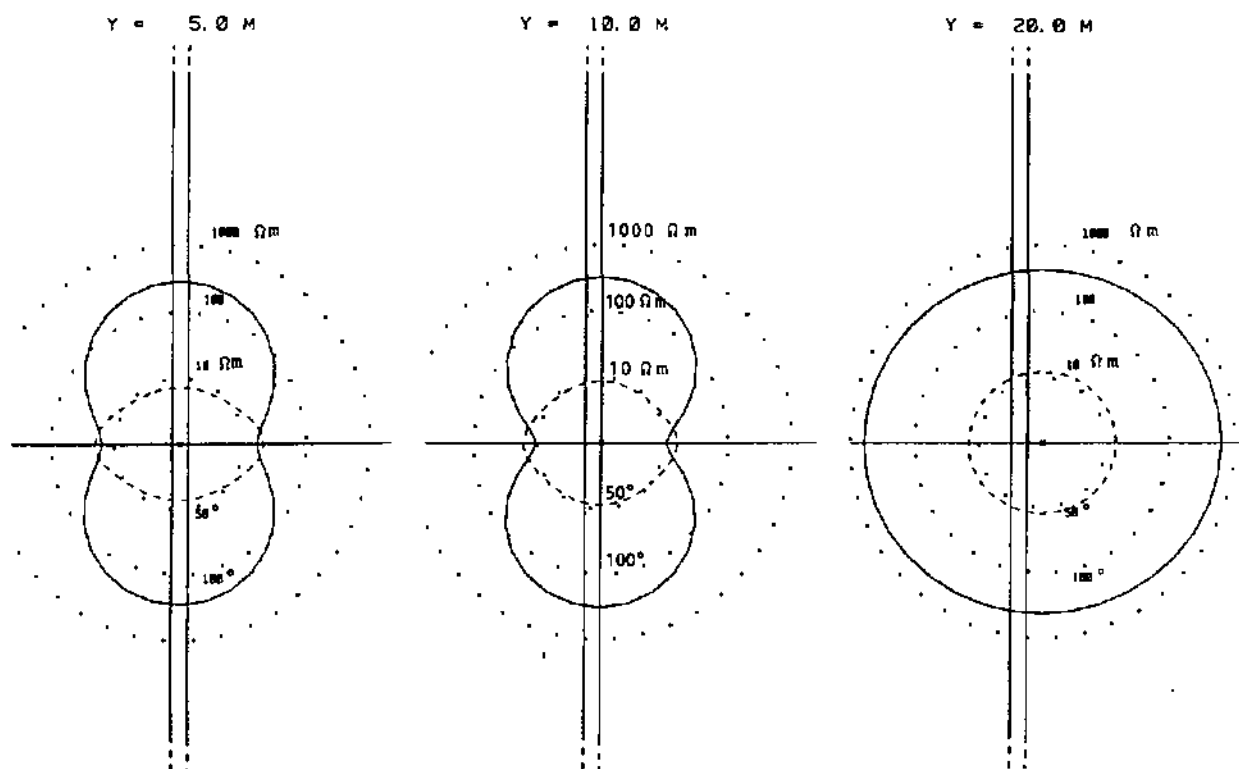
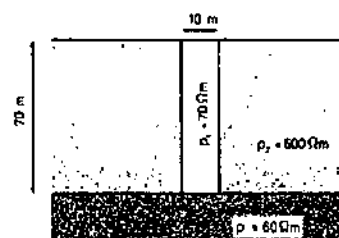


Fig. A2 inspirée de FISCHER et al. (1983, pp. 979 et 983): Distribution directionnelle calculée des résistivités et des phases (diagramme polaire) sur un dyke conducteur de $70 \Omega\cdot\text{m}$, dans un milieu homogène de $600 \Omega\cdot\text{m}$, surmontant un conducteur de $70 \Omega\cdot\text{m}$ (cf. schéma ci-contre).

Les lignes pleines représentent le comportement de la résistivité apparente (échelle pointillée logarithmique) et les lignes interrompues, celui des phases (échelle pointillée linéaire). Y = distance depuis la frange gauche du dyke.



Au dessus d'un corps conducteur allongé de type filon, l'effet de polarisation peut être schématisé comme dans la figure A2.

Lorsque les effets de polarisation deviennent significatifs (forte anisotropie directionnelle), il est illusoire de vouloir interpréter les mesures VLF-R de manière stratigraphique.

Connaissant le principe de polarisation naturelle des mesures, on peut l'utiliser dans le but de détecter des anisotropies directionnelles du terrain. On procède alors, à des mesures pluridirectionnelles.

3.3 Les perturbations artificielles

Elles sont engendrées par divers types de conduites souterraines ou aériennes qui provoquent une forte polarisation locale des champs électriques et magnétiques mesurés. La perturbation peut être passive (conduite métallique d'eau, d'hydrocarbures etc...), active ou mixte (ligne électrique haute ou basse tension, voie ferrée etc...). Dans la pratique, avec des appareils qui filtrent bien les perturbations actives, on peut s'approcher à environ 10 m d'une petite conduite métallique enterrée, à environ 20 m d'une voie ferrée ou d'une ligne électrique à basse tension et à environ 50 m d'un oléoduc ou d'une ligne à haute tension (MÜLLER, communication orale).

4 MESURES PLURI-DIRECTIONNELLES

Puisqu'il existe un bon nombre d'émetteurs VLF situés dans des directions différentes, il est possible, à la même station de mesure, de relever les valeurs de la résistivité et de la phase dans plusieurs directions afin de tester la polarisation naturelle provoquée par le terrain. Si on choisit les émetteurs dans une gamme de fréquences très étroite afin de rester dans une même plage de profondeur d'investigation, on obtient des informations sur l'anisotropie des résistivités électriques du sous-sol.

On parle de mesure en situation de "polarisation H" et de "polarisation E" si la direction de la mesure (= direction de l'émetteur) est perpendiculaire, respectivement parallèle à l'alignement du corps conducteur.

Un conducteur va augmenter ou diminuer la valeur de la résistivité et de la phase comme suit:

- polarisation E: augmentation de la résistivité et diminution de la phase;
- polarisation H: diminution de la résistivité et augmentation de la phase.

Ces notions sont illustrées et largement commentées dans FISCHER et al. (1983) et FISCHER (1985). Ainsi, la direction d'un réseau de fissures karstifiées et partiellement colmatées, dans un massif calcaire, par exemple, est déterminée par la recherche de la direction de polarisation E.

On estime le taux d'anisotropie ou de karstification selon l'échelle qualitative suivante:

Anisotropie	très faible	faible	moyenne	forte	très forte
$\Delta\Phi$ (en degrés)	< 3	3 - 6	6 - 12	12 - 20	> 20
Ra max/Ra min	< 1.2	1.2 - 1.5	1.5 - 3	3 - 7	> 7

La figure A2 inspirée de FISCHER et al. (1983, pp. 979 et 983), montre la distribution directionnelle calculée des résistivités et des phases (diagramme polaire) sur un dyke conducteur de 60 $\Omega\cdot m$, dans un milieu homogène de 600 $\Omega\cdot m$, surmontant un conducteur à grande profondeur.

5 METHODES D'INTERPRETATION 1-D (STRATIGRAPHIE).

De nombreuses méthodes d'interprétation 1-D ont été développées par les équipes de recherche appliquant les méthodes audiomagnétotelluriques (KELLER et FRISCHKNECHT 1966, KAUFMAN et KELLER 1981).

Nous décrivons et comparons ci-dessous les trois méthodes d'interprétation des mesures VLF que nous avons utilisées dans le cadre de cette étude, ainsi que les programmes d'ordinateur y relatifs.

5.1 La méthode d'inversion électromagnétique

Décrite par FISCHER (FISCHER et al., 1981), son principe de calcul est le suivant:

Sur la base des mesures R_a et Φ relatives à la plus haute fréquence utilisée, on estime la résistivité vraie du premier terrain. La méthode permet ainsi de calculer l'épaisseur de cette première couche et la résistivité du deuxième terrain, sans se soucier de la présence éventuelle d'un troisième terrain sous-jacent. Si le milieu est multi-couches, grâce aux valeurs de R_a et Φ relatives aux fréquences de mesure plus basses, l'épaisseur de la deuxième couche est définie, ainsi que la résistivité du troisième terrain, sans se soucier de l'influence éventuelle d'un quatrième terrain, et ainsi de suite.

Cette méthode fournit de très bons résultats, si les mesures sont faites en situation bi-couche simple et pour des profondeurs du contact n'excédant pas 30 m, pour un R_0 de l'ordre de 100 $\Omega\cdot m$. En interprétation multicouche (programme FITVLF), les résultats ne sont pas toujours satisfaisants.

Trois programmes d'ordinateur permettent l'interprétation des mesures sur ce principe. Il s'agit des programmes VLF, FLV et FITVLF (tabl. A1).

5.2 La méthode "MINDEF"

Cette méthode utilise une formule de calcul de l'impédance d'un terrain à n couches, développée dans KAUFMANN et KELLER (1981) et communément acceptée pour les bons résultats qu'elle fournit en AMT (méthodes audiomagnétotellurique). Sur la base des mesures de terrain, on construit un modèle approximatif à x couches de résistivités approximatives R_1 à R_x et d'épaisseurs H_1 à H_{x-1} . Les résistivités apparentes et les phases relatives à ce modèle sont calculées pour les diverses fréquences de mesures et sont ensuite comparées aux mesures de terrain. Le modèle est progressivement modifié par l'algorithme jusqu'à ce que l'écart-type entre les valeurs calculées et les mesures de terrain atteigne un minimum. Le modèle correspondant à l'écart-type minimal est le résultat de l'interprétation.

Deux programmes d'ordinateur MINDON (formation du fichier des modèles approximatifs, tabl. A2) et MINIM (calcul, tabl. A2) sont utilisés pour l'interprétation des mesures selon ce principe.

5.3 La méthode graphique

Il nous est apparu très pratique de se baser sur l'évolution des phases plutôt que sur celle des résistivités pour l'interprétation "stratigraphique" 1-D des sondages VLF-R. Dans ce sens, nous avons développé une méthode empirique, la "méthode graphique" qui fournit de bons résultats en situation tri-couche (C/R/C et R/C/R).

5.3.1 Concept de la méthode graphique

Le concept de départ est le suivant:

- En situation de couche unique, ni la phase qui reste très proche de 45° , ni la résistivité électrique ne varient au cours du sondage VLF-R (cf. fig. A3, a et b).

- En situation bi-couche (c.à d. lorsque, dans la profondeur d'investigation la plus grande du sondage VLF-R, n'existent que deux couches dont les propriétés électriques sont différentes), le sondage a habituellement une allure semblable à l'une des deux formes représentées aux fig. A3 c et d.

A la figure A3 c, un conducteur relativement peu épais (7 m à $120 \Omega \cdot m$) surmonte un résistif de $250 \Omega \cdot m$ (phase inférieure à 45°). La résistivité apparente augmente progressivement au cours du sondage. La phase du premier canal (183 KHz) est fortement influencée par le contact C/R qui se trouve au milieu de sa profondeur d'investigation (15 m). Aux deuxième et troisième canaux, la phase tend vers 45° et la résistivité apparente vers la résistivité vraie de la deuxième couche.

A la figure A3 d, le sondage est à nouveau fait en situation bi-couche C/R mais ici, la première couche conductrice ($85 \Omega \cdot m$) est relativement épaisse (14 m) par rapport à la profondeur d'investigation du premier canal (10 m), si bien que la phase de ce canal (44°) n'est presque pas influencée par le contact. Si l'on pouvait continuer le sondage à des fréquences plus basses et que le terrain reste bi-couche, les courbes R_a et Φ reprendraient l'allure qu'elles ont à la figure A3 c.

- En situation tri-couche (fig A4 a, b et c) et à quatre couches (fig A4 d), la courbe des phases traverse une fois, respectivement deux fois l'axe des 45° , passant d'une situation C/R à R/C ou inversement. La courbe des résistivités apparentes ne suit pas toujours le mouvement aussi rapidement et réagit avec un certain retard par rapport aux phases.

C'est parce que les phases réagissent plus rapidement que les résistivités apparentes aux différents contacts R/C et C/R que nous avons tenté d'utiliser l'évolution des phases pour interpréter les sondages VLF-R.

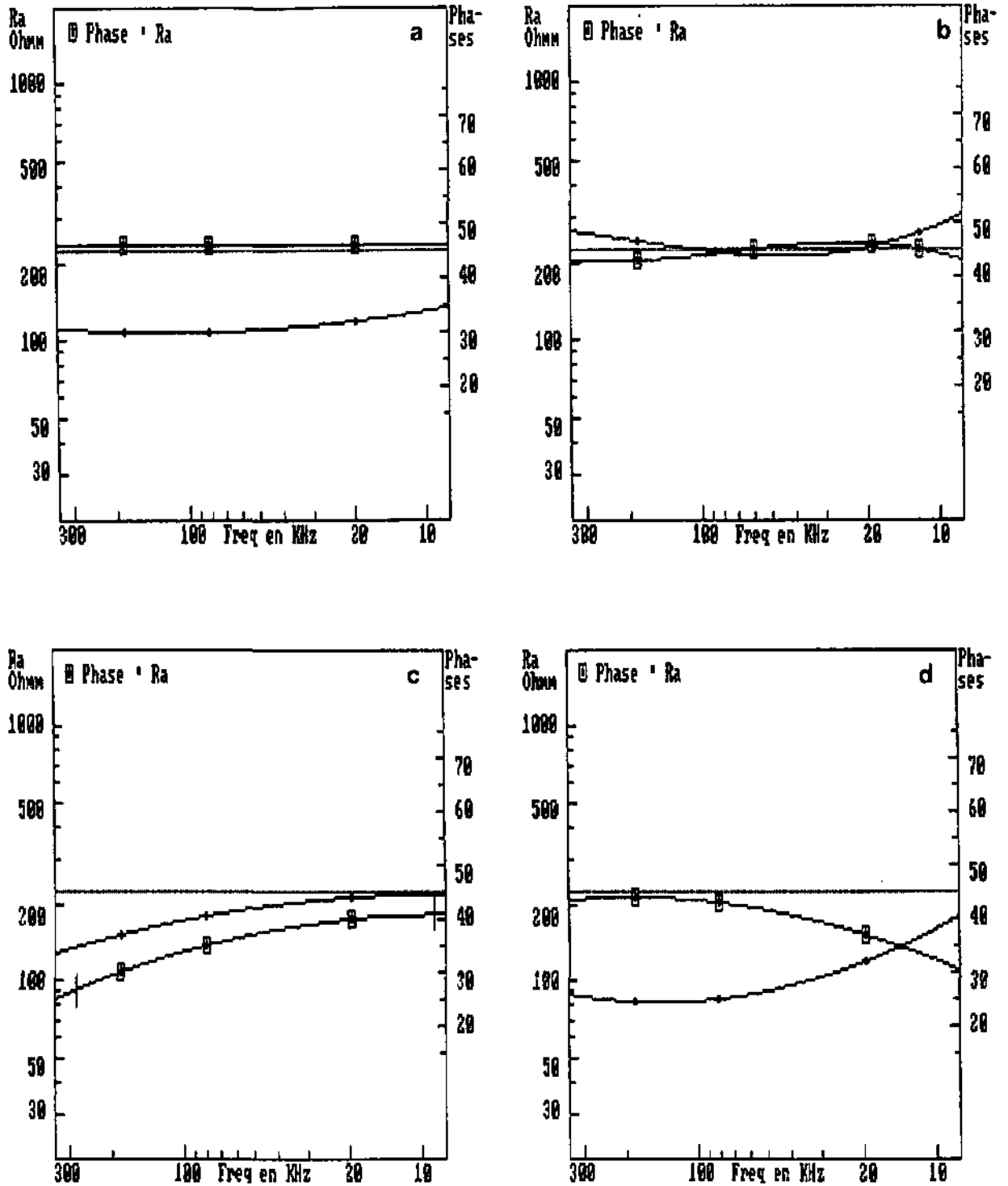


Fig. A3: Sondages de fréquence VLF-R:
 e) et b): Terrains à une couche.
 c) et d): Terrains à deux couches.

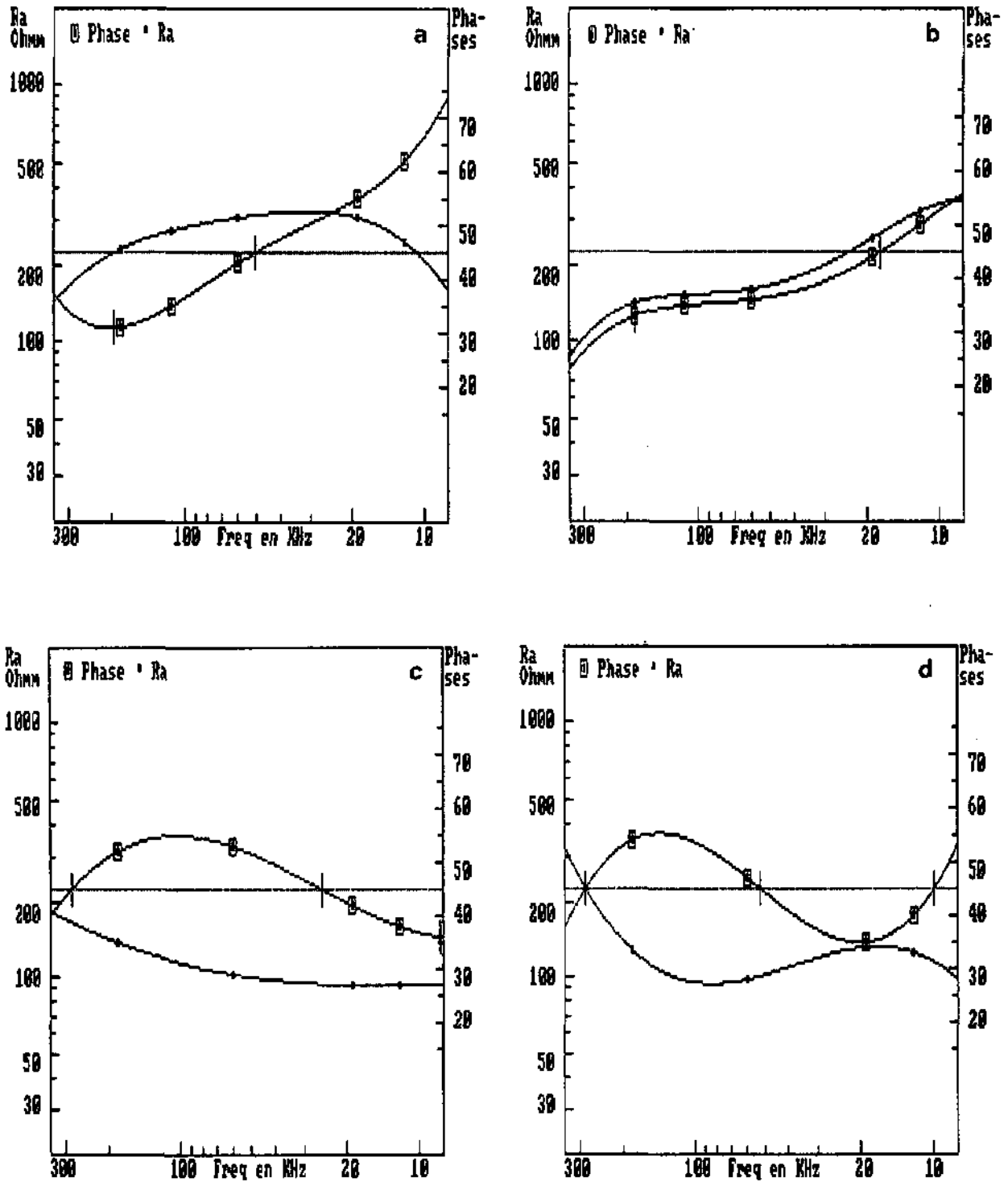


Fig. A4: Sondages de fréquence VLF-R:
 a), b) et c): Terrains à trois couches.
 d): Terrain à quatre couches.

5.3.2 Principe de la méthode graphique.

Dans un sondage VLF-R, lorsque la courbe des phases traverse (en montant ou en descendant) l'axe des 45°, nous avons déterminé statistiquement que la profondeur d'investigation relative à ce point, correspond approximativement à la profondeur du contact R/C, respectivement C/R.

L'épaisseur de la première couche est plus difficile à déterminer car, dans la plupart des cas, il faudrait des mesures relatives à des fréquences plus élevées, ce qui n'est techniquement pas possible. Nous obtenons les meilleurs résultats en fixant l'épaisseur de cette première couche comme égale à la profondeur d'investigation relative au maximum, respectivement au minimum de phase (sur la gauche du sondage) s'il s'agit d'une première couche résistante ou conductrice.

Lorsqu'une couche intermédiaire n'est pas assez épaisse ou qu'elle n'offre pas un contraste de résistivité suffisamment grand avec les couches voisines, la phase ne réagit pas assez pour retraverser l'axe des 45° (cf. fig. A5). Dans ce cas, il est possible de déterminer des profondeurs approximatives en jouant sur les profondeurs d'investigation relatives aux points d'inflexion de la courbe des phases.

Cette méthode est pratique et donne de bons résultats (cf. § 5.4). On peut l'appliquer sur le terrain, sans l'aide d'un ordinateur. A cet effet, nous proposons le papier millimétré de la figure A6, dans lequel on introduit les phases (partie supérieure) et les résistivités apparentes (partie inférieure), relatives aux fréquences de mesure, en abscisse (échelle logarithmique inverse). A la base du papier, en face de l'échelle des fréquences, se situe l'échelle des coefficients de profondeur d'investigation (C_p , en échelle logarithmique), avec $C_p = 503 \cdot 1/\sqrt{F}$, si bien que pour obtenir la profondeur d'investigation en chaque point du graphique, il suffit de multiplier la racine carrée de la résistivité apparente par le C_p correspondant.

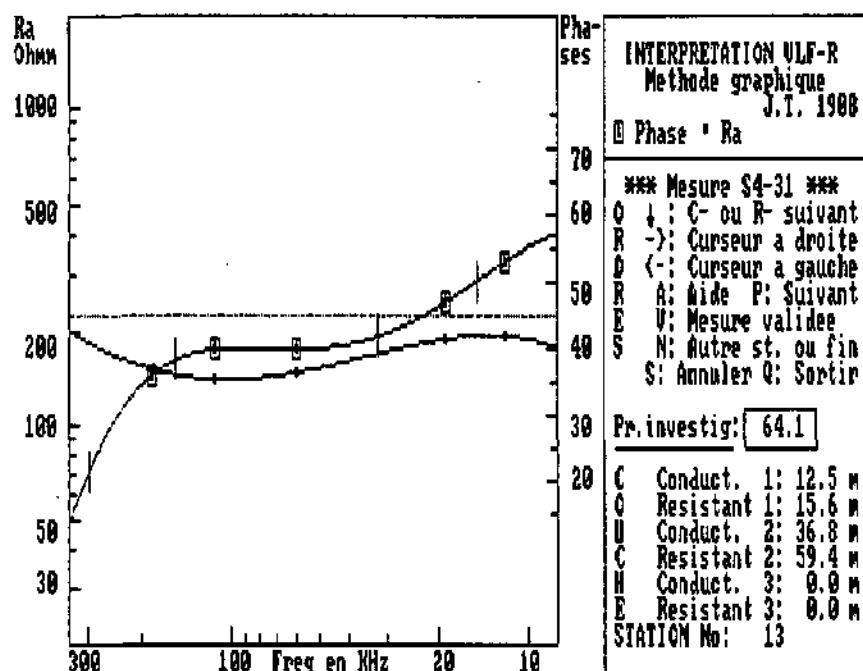


Fig. A5: Sondage de fréquence VLF-R dans un terrain à quatre couches (C/R/C/R) avec une deuxième couche résistante pas assez importante pour faire remonter la phase en dessus de 45°.

5.4 Comparaisons des résultats fournis par chaque méthode d'interprétation

Nous avons testé les 3 méthodes d'interprétation (inversion, Mindef et graphique) sur 39 sondages VLF-R réalisés à proximité de 25 forages différents, suffisamment profonds et dont les logs lithologiques sont simples (3 ou 4 couches). Les données de mesure sont listées au tableau A4, et les résultats d'interprétation, ainsi que les profondeurs réelles des contacts au tableau 12.5.

Les sondages ont été réalisés avec 3 ou 5 fréquences et dans la plupart des cas, la succession stratigraphique des terrains est du type C/R/C. Les figures A7 à f résument les résultats des

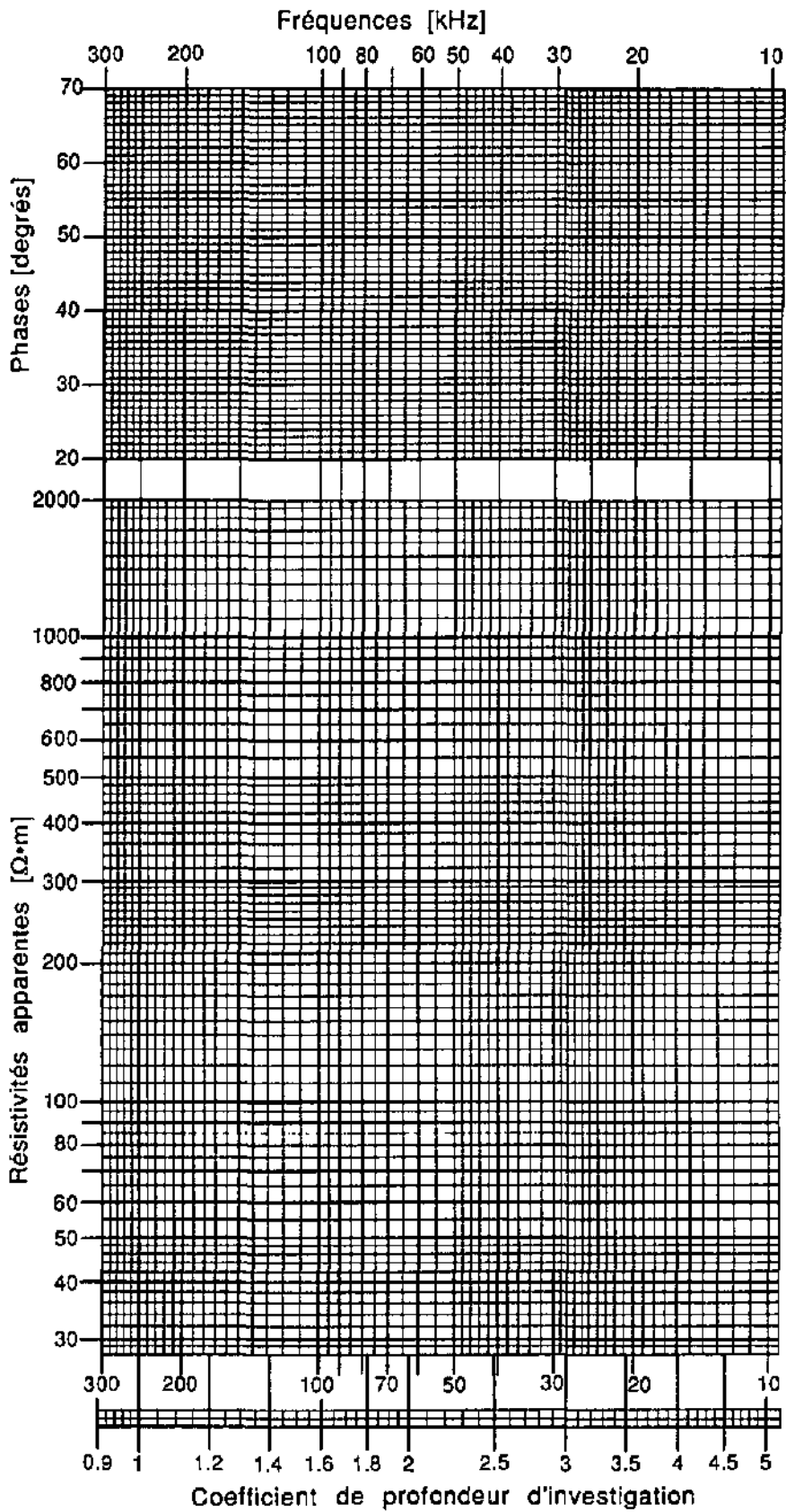


Fig. A6: Papier millimétré conçu pour la méthode graphique

différentes méthodes d'interprétation. Le taux de réussite à trouver correctement un contact est indiqué, pour chaque méthode au tableau 12.6.

D'une manière générale, on peut faire les remarques suivantes:

- En situation multicouche, l'épaisseur de la première couche est difficile à déterminer au moyen des méthodes Mindel et Inversion. C'est au moyen de la méthode graphique qu'on peut l'estimer avec le moins d'erreur. Au moyen de la méthode d'inversion, appliquée sur le premier canal, à l'aide des programmes VLF.BAS ou FLV.BAS, on obtient également de bons résultats.

- La précision du résultat de calcul pour les sondages réalisés au moyen de 5 fréquences est meilleur que celle relative aux sondages à trois fréquences.

- Les méthodes Mindel et graphique permettent l'interprétation à de plus grandes profondeurs que la méthode d'inversion.

- La méthode graphique "à main" (lissage des courbes des phases et des résistivités apparentes à la main, sur le papier millimétré de la fig. A6) donne de bons résultats.

- Malheureusement, pour l'étude statistique de la fiabilité des méthodes d'interprétation, il nous manque des mesures autour de forages en situation R/C et R/C/R.

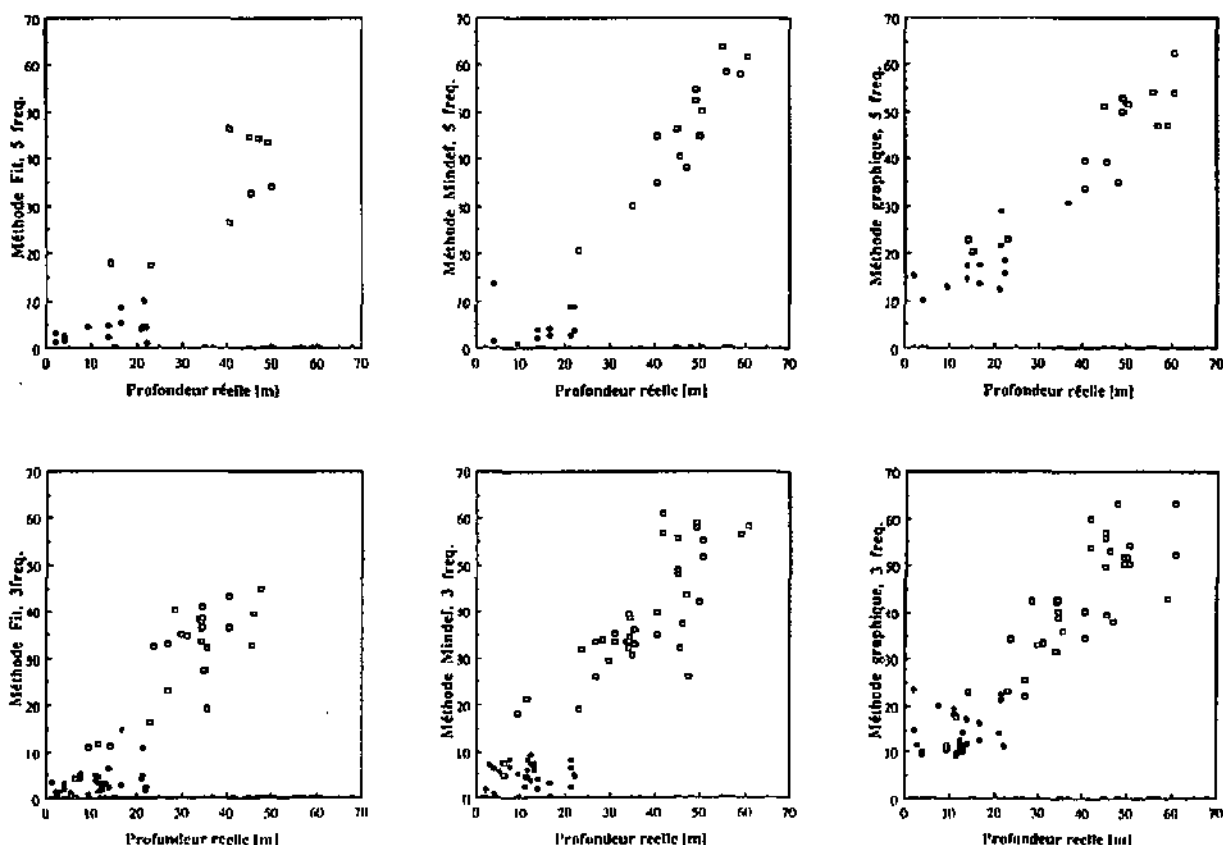


Fig. A7: Test des 3 méthodes d'interprétation des sondages de fréquence VLF-R (Inversion avec le programme FIT, Mindel et méthode graphique) pour 3, respectivement 5 fréquences de mesure. Les points noirs correspondent à des contacts C/R (38 contacts pour 3 fréquences et 16 contacts pour 5 fréquences) et les carrés ouverts à des contacts R/C (45 contacts pour 3 fréquences et 23 contacts pour 5 fréquences). Les points qui se trouvent sur l'axe des abscisses de chaque graphique (profondeurs réelles) sont des contacts réels qui n'ont pas été trouvés en interprétation du sondage VLF-R.

6. DEMARCHE SUIVIE POUR L'INTERPRETATION DES SONDAGES DE FREQUENCE VLF-R

a)- Répartition des stations en catégories:

Catégorie 1: Stations pour lesquelles les phases sont constantes à $45^\circ \pm 1$ et les R_a constantes (dans une marge de 5% autour de la moyenne). Ces stations ne valent pas la peine d'être traitées par ordinateur car on se trouve en situation à une couche de résistivité = R_a moy.

Catégorie 2: Stations pour lesquelles les résistivités évoluent dans un seul sens (diminution ou augmentation) du premier au dernier canal et pour lesquelles les phases évoluent de la même manière, mais sans franchir la barre des 45° !

Dans ce cas, on se situe en situation "bi-couche". Le résultat du calcul avec le programme FITVLF peut être considéré comme optimal.

Catégorie 3: Stations pour lesquelles les phases augmentent, passant d'une valeur inférieure à 45° aux canaux de haute fréquence, à une valeur supérieure à 45° pour les canaux de basse fréquence. Les résistivités évoluent en cloche ou augmentent progressivement.

Dans ce cas, on se trouve en situation à 3 couches (2 conducteurs entourent un résistif), idéale, à notre sens, pour l'interprétation au moyen de la méthode graphique.

Catégorie 4: Autres stations.

b)- Création du fichier ".don" selon le format du tabl. A3, pour les catégories 2, 3 et 4.

c).- Traitement des stations du fichier ".don", au moyen du programme FITVLF.

d).- Traitement des stations de catégorie 3, au moyen du programme GRAPHVLF et du fichier ".don".

e).- Traitement des stations de catégorie 4 au moyen des programmes MINDON et MINIM1, en attribuant à chaque première couche la résistivité vraie, calculée au moyen du programme FITVLF et en bloquant à zéro le degré de variation de cette résistivité dans le fichier INPT.DAT.

Certaines stations de catégorie 4 peuvent être traitées au moyen du programme GRAPHVLF.

7. CONCLUSIONS

La méthode VLF-R multifréquence (12 - 250 KHz) dépasse les possibilités des méthodes électriques classiques grâce aux caractéristiques suivantes:

- rapidité de mise en oeuvre
- encombrement minimal
- grande sélectivité verticale (longueur de ligne = 5 m)
- mise en oeuvre possible en terrains très perturbés
- mise en oeuvre facile de manière pluridirectionnelle

Les sondages de fréquence permettent de reconnaître jusqu'à 4 terrains dans la profondeur d'investigation maximale ($4.6 \cdot \sqrt{R_e}$ à la fréquence de 12 KHz).

Les mesures peuvent souffrir d'une éventuelle polarisation naturelle qui peut être testée et quantifiée par des mesures pluridirectionnelles.

Dans les faibles profondeurs ($< 0.5 \cdot \sqrt{R_e}$), relatives à la plus haute fréquence de mesure, la précision de l'interprétation reste aléatoire.

Les trois méthodes d'interprétation des sondages VLF-R présentées fournissent leurs meilleurs résultats lorsqu'elles sont utilisées de la manière suivante:

- Méthode d'inversion (programmes FIT, VLF et FLV): en situation bi-couche simple;
- Méthode Mindel (programmes MINIM1 et MINDON): en toute situation de sondage VLF-R, pour autant qu'on détermine et fixe préalablement la résistivité vraie de la première couche.

- Méthode graphique (programme GRAPHVLF): situation de sondage VLF-R à trois ou quatre couches, particulièrement pour la succession Conducteur/Résistant/Conducteur(/Résistant)

Il serait très agréable et profitable de pouvoir procéder à des mesures sur une fenêtre de fréquences beaucoup plus large. Malheureusement, à notre connaissance, il n'existe pas d'émetteur dont la fréquence est plus basse que 12 KHz d'une part, et, d'autre part, il est techniquement difficile d'utiliser des fréquences supérieures à 250 KHz à cause des phénomènes de réflexion dans l'atmosphère auxquelles ce type d'onde est soumis.

NOM: VLF.BAS
PROGRAMMATION: GW Basic, par LE QUANG et FISCHER
METHODE: Inversion électromagnétique
DESCRIPTION: Programme interactif
 demande: R_a , Φ , F, Rho_1 (estimé sur la base de R_a et Φ)
 fournit: Rho_2 et H1
REMARQUES: Permet l'interprétation bi-couche seulement et ne nécessite qu'un couple de mesures R_a et Φ .
 Très bons résultats en terrain bi-couche ou avec $H_1 + H_2 > P$
 En terrain à trois couches ou plus, grandes difficultés à déterminer H1 et Rho_2 .

NOM: FLV.BAS
PROGRAMMATION: GW Basic, par MÜLLER
METHODE: Inversion électromagnétique
DESCRIPTION: Programme interactif
 demande: R_a , Φ , F, Rho_2 (estimé sur la base de R_a et Φ)
 fournit: Rho_1 et H1
REMARQUES: Idem programme VLF.BAS

NOM: FITVLF.BAS
PROGRAMMATION: GW Basic, par LE QUANG et FISCHER, adapté par THIERRIN
METHODE: Inversion électromagnétique de FISCHER
DESCRIPTION: Programme interactif avec fichier source de format standard (tbl A3)
 demande: Fourchette probable pour Rho_1 (estimé sur la base de R_a et Φ)
 fournit dans un fichier de résultats:
 - le modèle calculé
 - les valeurs de $R_a(F)$ et de $\Phi(F)$ calculées
 - l'écart-type entre les valeurs calculées et valeurs mesurées
REMARQUES: Permet l'interprétation multicouche et nécessite un jusqu'à 15 couples de mesures par station.
 Très bons résultats en terrain bi-couche ou avec $H_1 + H_2 > P$
 En terrain à trois couches ou plus, grandes difficultés,
 Résultats pas toujours fiables, excepté pour les situations tri-couche avec $H_1 + H_2 < 30$ m et Rho_3 très faible ($< 60 \Omega \cdot m$).

Tableau A1: Programmes d'interprétation VLF, Méthode d'inversion.

NOM: MINDON.BAS
PROGRAMMATION: GW Basic, par THIERRIN
METHODE: (Préparation du fichier des modèles pour le programme MINIM)
DESCRIPTION: Programme interactif avec fichier source de format standard (tabl A3)
 demande: nombre de couches pour chaque modèle (selon les mesures de terrain)
 fournit, un fichier de données pour le programme MINIM, dans lequel figurent, pour chaque station, les éléments suivants:

- les fréquences de mesure,
- les valeurs R_a et Φ mesurées sur le terrain,
- des paramètres de confiance relatif aux mesures (0 = nulle, 1 = bon)
- un modèle approximatif à N couches de résistivité RHO_i et hauteur H_i ,
- des degrés de variation possible relatif aux valeurs RHO_i et H_i du modèle (0 = fixe, 1 = degré de variation possible maximal)

REMARQUES: Il est important de choisir le nombre de couches adéquat pour chaque modèle, en fonction de l'évolution des phases et des résistivités apparentes du terrain. Il est important de fournir un bon RHO_1 dans le modèle de chaque station et d'en fixer à "0" le degré de variation, ceci à cause du faible nombre de fréquences utilisées à chaque station.

NOM: MINIM1.FOR
PROGRAMMATION: Fortran IBM, par SCHNEGG, modifié par THIERRIN
METHODE: MINDEF, adaptée par SCHNEGG et FISCHER
DESCRIPTION: Programme 100 % automatique
 demande: le fichier INPT.DAT (créé au moyen du programme MINDON)
 fournit: un fichier OTPT.DAT (résultats complets des calculs) et un fichier RESULT.DAT (modèle optimal trouvé à chaque station et l'écart-type y relatif)

Les trois routines suivantes, mises ensemble, composent ce programme:

- la routine MINIM.FOR permet la lecture du fichier INPT.DAT, gère les données de ce fichier, appelle la routine suivante, puis gère l'écriture des fichiers de résultats,
- la routine MINDEF.FOR est une routine de minimalisation. Elle opère la transformation continue et progressive du modèle de départ et cherche le modèle pour lequel les valeurs de R_a et Φ , calculées par la fonction F, divergent le moins des mesures de terrain,
- la sous-routine F.FOR est la fonction F, loi mathématique développée dans KAUFMANN et KELLER (1981) qui permet le calcul de l'impédance relative à un terrain à plusieurs couches.

REMARQUES: Ce programme permet l'interprétation multicouche des sondages électromagnétiques. Il est clair que le nombre de couches choisies influence le résultat. On obtient de bons résultats si le nombre de fréquences est grand, leur gamme grande et la résistivité de la première couche bien choisie. Cette méthode présente presque toujours des difficultés quand il s'agit de déterminer la cote de la base d'un terrain conducteur, difficultés inhérentes à la méthode de calcul. L'algorithme de calcul a été créé au départ pour l'interprétation de mesures relatives aux fréquences des méthodes AMT ($F \ll 10$ KHz) et non pas pour les mesures VLF et LF unidirectionnelles.

Tableau A2: Programmes d'interprétation VLF, Méthode "MINDEF".

NOM: GRAPHVLF.BAS
PROGRAMMATION: GW Basic, par THIERRIN
METHODE: graphique empirique d'étude de la variation du décalage de phase
DESCRIPTION: Programme interactif avec fichier source de format standard (ci-dessous)
 Pour chaque station, le programme dessine, à l'écran, l'évolution de la résistivité et de la phase en fonction des fréquences (interpolation de LAGRANGE entre les points). Un curseur commandé par les flèches "gauche" et "droite" permet à l'opérateur de se positionner sur la courbe des phases, à l'endroit qu'il juge être relatif à un contact C/R (couche conductrice sur résistante) ou R/C. La profondeur d'investigation calculée, relative à ce point, considérée comme profondeur réelle du contact en question, est alors inscrite dans le fichier des résultats.

REMARQUES: Permet une très bonne interprétation des mesures faites en terrain tri-couche (C/R/C), pour une profondeur d'investigation allant jusqu'à 60 m dans des terrains de 100 $\Omega \cdot m$ de résistivité apparente.
 Pour les situations en bi-couche, cette méthode est moins précise que la méthode d'inversion.

Format standard du fichier des données relatif aux sondages de fréquences VLF-R.

```

1ere LIGNE :      TITRE
2eme LIGNE :      TITRE                ( ou vide )
3eme LIGNE :      NF                    ( = nombre de frequences )
4eme LIGNE :      F1 , F2 , F3 ...= freq. en KHz, ORDRE DECROISSANT
5eme LIGNE :                F1 KHz      F2 KHz      F3 KHz      ...
6eme LIGNE :      Numer  Roa  Ph      Roa  Ph      Roa  Ph      ...
7eme LIGNE :      No1   Roa1 Ph1     Roa2 Ph2     Roa3 Ph3     ...
8eme LIGNE :      No2   Roa1 Ph1     .....      etc...
  
```

Tableau A3: Programmes d'interprétation VLF, Méthode graphique.

Fréquences de mesure:		Coord. X		Coord. Y		All.		183 KHz		112 KHz		81 KHz		60 KHz		19 KHz		16 KHz		12.1 KHz	
Station	Coord. X	Coord. Y						Rho	Phase	Rho	Phase	Rho	Phase	Rho	Phase	Rho	Phase	Rho	Phase	Rho	Phase
8F-34	611.090	217.040						323.38	355.40					410.42	377.56					260.82	
10F-32	611.460	215.550						237.35	217.44					176.50	139.55					130.56	
32F-1	610.400	215.400						165.31	180.41					171.49	145.58					126.60	
7F-33	611.025	216.150						127.26	154.29					171.33	213.46					218.53	
6F-3.40	609.440	214.390						190.35	230.38					270.43	264.57					222.57	
WAB52	607.575	212.780	500.9					202.35						224.43						177.57	
ZAB50a	606.629	212.954	519.6					115.32						157.31						226.48	
ZAB50b	606.629	212.954	519.6					128.35						172.36						224.47	
WAB48a	608.730	212.670	508.2					760.50						536.57						262.65	
WAB48b	608.730	212.670	508.2					540.51						453.60						280.57	
MRB50a	607.053	211.513	512.4					157.37						203.43						173.57	
MRB50b	607.053	211.513	512.4					127.38						183.42						157.58	
JEB50a	608.275	211.810	522.1					162.33						230.41						204.53	
JEB50b	606.275	211.810	522.1					153.32						244.40						220.55	
JEB50c	606.275	211.810	522.1					126.34						215.41						185.55	
USB50	804.000	208.000	527.5					205.29						284.47						230.60	
HBB51a	606.740	209.750	520.7					232.35						295.42						208.60	
HBB51b	606.740	209.750	520.7					240.26						278.40						288.80	
MTB51a	608.050	208.080	528.1					137.35						182.34						243.46	
MTB51b	606.050	208.080	528.1					122.34						180.32						257.46	
MTB50a	605.790	208.565	517.9					188.32						240.37						242.54	
MTB50b	805.790	208.585	517.9					148.33						220.37						206.53	
MTB50c	805.790	208.585	517.9					190.37						213.42						201.56	
ZAB01a	606.640	213.700	512.5					127.30						185.42						172.56	
HBB50b	608.260	211.798	508.9					188.30						270.41						233.54	
FC-4	573.460	177.900	680					186.32	218.32					251.44	223.57					203.60	
FC-5	573.460	177.900	680					227.31	270.35					308.43	304.55					246.62	
FD-FE-1	573.510	178.020	680					152.37	161.35					185.36	240.49					207.57	
FD-FE-2	573.510	178.020	680					125.39	132.39					184.36	226.47					181.58	
S1	573.400	177.950	675					112.34	131.35					181.38	162.52					133.55	
S2-6	573.300	177.030	690.5					101.34	115.32					144.34	190.45					183.51	
S2-7	573.300	177.030	690.5					109.32	127.32					147.35	193.44					209.50	
S4-31	573.780	177.320	690					150.36	140.40					147.40	188.47					193.53	
S5-35	573.880	176.290	681					142.33	150.35					157.36	253.44					324.50	
S5-38	573.880	178.290	681					95.36	109.35					119.36	175.44					187.47	
F6-31	573.470	177.450	679					245.30						311.35	344.47						
F2-F6-4	573.480	177.490	678					180.25						290.36	288.50						
FF-34	573.950	177.590	635					281.49						186.56	130.57						
nF-57	574.040	177.620	628					322.50						238.51	166.55						

Tabl. A4: Liste des valeurs des Rho apparents et des décalages de phase relatifs à 39 sondages de (3 ou 5) fréquences VLF-R effectués près de 27 forages étalons dans des terrains du Quaternaire..

Nb	lithologies	contact	prof.	prof.	prof.	prof.	prof.	prof.	prof.	prof.
Forage		1=c/r	réelle	méth.	meth.	meth.	prog.	prog.	prog.	prog.
	ma=molasse marneuse	2=r/c		graph.	greph.	graph.	fitvlf2	fitvlf2	minim	minim
	re = remblai	3=éq		main	PC/3f.	5 frag.	3 freq.	5 freq.	3 freq.	5 freq.
6F-34	ar+li	1	2.0	3.4	23.5	0.0	1.6	1.2	1.9	0.0
6F-34	gr (gravier)	2	45.0	49.0	49.7	51.3	0.0	44.7	55.7	46.3
10 F-32	so (sol)	1	2.0	6.1	15.0	15.5	1.6	3.0	0.0	0.0
10 F-32	gr	2	14.0	23.0	23.1	22.8	11.2	18.1	0.0	0.0
10 F-32	sa (sable)	2	35.0	34.0	0.0	0.0	27.5	0.0	30.8	30.3
10 F-32	ar (argile)	3	45.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10 F-32	sa+ar	1	68.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
10 F-32	mo+gr/ma	2	77.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
32 F-1	gr	2	23.0	23.5	23.1	22.8	16.4	17.5	19.2	20.8
32 F-1	ll (limons)	3	48.0	0.0	0.0	35.0	0.0	0.0	0.0	0.0
32 F-1	mo/ma	2	57.0	52.0	0.0	47.2	0.0	0.0	0.0	0.0
7F-33	gr+sa+ar	1	4.0	10.0	9.5	10.1	2.0	1.6	1.0	1.5
7F-33	gr+sa	2 >	42.0	50.7	51.9	51.9	0.0	34.2	42.0	44.8
6F-3.40	so+mo	1	4.0	9.0	10.1	0.0	3.2	2.6	6.4	13.7
6F-3.40	gr/ma	2	47.0	38.3	38.0	0.0	0.0	44.3	43.7	38.2
WAB52	gr/ma	2	23.7	33.0	34.2		32.5		32.0	
ZAB 50-a	mo (moraine)	1	11.0	15.6	19.5		3.9		2.6	
ZAB 50-a	gr/ma	2	41.5	56.3	60.0		0.0		61.0	
ZAB 50-b	mo	1	11.0	15.4	18.1		5.1		4.5	
ZAB 50-b	gr/ma	2	41.5	53.4	53.8		0.0		56.7	
WAB 48-a	so	1	1.4	0.0	0.0		3.8		0.0	
WAB 48-a	gr/ma	2	27.0	25.4	25.4		33.0		33.4	
WAB 48-b	so	1	1.4	0.0	0.0		0.0		0.0	
WAB 48-b	gr/ma	2	27.0	22.0	22.1		23.2		26.0	
MRB 50-a	sa+li	3	6.2	0.0	0.0		0.0		7.6	
MRB 50-a	mo	1	13.0	7.3	11.3		3.2		7.6	
MRB 50-a	gr/ma	2	31.0	32.6	33.3		34.7		33.6	
MRB 50-b	sa+li	2	6.2	0.0	0.0		4.2		4.7	
MRB 50-b	mo	1	13.0	10.5	10.2		0.0		0.0	
MRB 50-b	gr/ma	2	31.0	33.7	33.1		34.7		35.2	
JEB 50-a	mo	1	11.6	9.8	9.9		1.6		4.6	
JEB 50-a	gr/ma	2	34.6	39.8	40.2		36.4		34.4	
JEB 50-b	mo	1	11.6	9.4	9.5		3.2		6.2	
JEB 50-b	gr/ma	2	34.6	38.3	42.7		41.0		38.5	
JEB 50-c	mo	1	11.6	10.0	9.0		4.5		8.3	
JEB 50-c	gr/ma	2	34.6	37.2	38.7		38.6		34.4	
USB 50	mo	1	9.5	8.5	10.4		1.1		5.2	
USB 50	gr/mo	2	33.6	38.3	31.7		38.2		33.6	
HBB 51-a	so+re	1	2.4	0.0	0.0		0.6		0.0	
HBB 51-a	mo	1	13.0	15.0	10.9		0.0		6.9	
HBB 51-a	gr/ma	2	35.6	39.1	35.8		32.3		33.0	
HBB 51-b	so+re (remblai)	1	2.4	0.0	0.0		0.7		0.0	
HBB 51-b	mo	1	13.0	0.0	14.4		0.0		8.2	
HBB 51-b	gr/ma	2	35.6	40.8	35.9		19.4		36.1	
MTB 51-a	sa+mo	1	7.6	17.7	20.3		5.2		6.8	
MTB 51-a	gr/ma	2	44.8	51.1	55.9		0.0		48.1	
MTB 51-b	sa+mo	1	7.6	22.8	20.3		4.4		8.4	
MTB 51-b	gr/ma	2	44.8	52.6	57.2		0.0		49.0	
MTB 50-a	mo	1	12.3	9.4	11.0		1.9		3.7	
MTB 50-a	gr/ma	2	34.3	41.9	42.7		37.8		39.6	
MTB 50-b	mo	1	12.3	12.0	11.4		3.4		7.4	
MTB 50-b	gr/ma	2	34.3	41.0	42.2		36.2		33.4	
MTB 50-c	mo	1	12.3	13.4	12.6		2.5		9.4	
MTB 50-c	gr/ma	2	34.3	32.6	31.5		33.5		32.2	
ZAB 01	mo	1	5.3	0.0	0.0		1.3		5.9	
ZAB 01	mo+gr	1	12.0	12.5	10.0		0.0		0.0	
ZAB 01	gr/ma	2	29.8	32.3	32.8		35.1		29.3	
HBB50b	sa	1	3.0	0.0	11.5		1.5		7.2	
HBB50b	gr/ma	2	28.5	41.4	42.4		40.2		34.0	

Tabl. A5 (1/2)

Nb	lithologies	contact	prol.	prof.	prof.	prof.	prof.	prof.	prof.	prof.
Forage		1=c/r	réelle	méth.	meth.	meth.	prog.	prog.	prog.	prog.
	ma=molasse marneuse	2=r/c		graph.	graph.	graph.	litvlf2	litvlf2	minim	minim
	re = remblai	3=ég		main	PC/3f.	5 freq.	3 freq.	5 freq.	3 freq.	5 freq.
FC-4	mo	1	22.3	20.3	11.2	18.6	1.5	4.3	4.6	8.9
FC-4	gr/li+ar	2	40.6	38.2	34.3	33.7	36.5	26.3	35.1	35.0
FC-5	mo	1	22.3	18.2	11.4	15.8	2.3	0.9	5.0	3.8
FC-5	gr/li+ar	2	40.6	38.7	40.3	39.6	43.4	46.5	39.7	44.8
FD FE-1	mo	1	21.5	22.8	21.3	21.6	4.8	4.5	2.5	2.7
FD FE-1	gr/li+ar	2	49.0	51.6	50.2	50.0	0.0	0.0	59.0	54.7
FD FE-2	mo	1	21.5	31.0	22.4	28.8	10.7	10.0	8.2	8.8
FD FE-2	gr/li+ar	2	49.0	47.5	51.7	53.0	0.0	43.7	58.0	52.4
S1	mo	1	21.2	14.8	14.1	12.5	4.0	4.0	6.7	0.0
S1	gr	2	45.5	41.8	39.4	39.3	32.7	32.7	32.1	40.8
S1	sa+ll/li+ar	2	55.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	64.0
S2-6	so+mo	1	13.9	16.0	17.3	17.4	6.3	4.9	4.1	4.0
S2-6	gr	2	50.5	51.0	50.3	51.7	0.0	0.0	51.7	50.1
S2-6	sa+gr/li+ar	2	55.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
S2-7	so+mo	1	13.9	14.5	11.8	14.6	2.3	2.3	2.1	2.2
S2-7	gr	2	50.5	52.2	54.3	0.0	0.0	0.0	55.3	0.0
S2-7	sa+gr/li+ar	2	55.8	0.0	0.0	54.3	0.0	0.0	0.0	58.5
S4-31	so+mo	1	9.5	14.0	11.5	13.0	0.0	4.6	0.2	1.0
S4-31	gr	2	15.2	20.0	0.0	20.3	0.0	0.0	0.0	0.0
S4-31	mo+gr	1	36.7	32.0	0.0	30.6	0.0	0.0	0.0	0.0
S4-31	gr/li+ar	2	59.0	48.8	43.0	47.3	0.0	0.0	56.5	58.1
S5-35	so+mo	1	16.8	14.0	12.7	13.8	2.9	5.2	0.6	2.7
S5-35	gr/li+ar	2	60.5	59.6	63.2	62.7	0.0	0.0	71.6	78.9
S5-36	so+mo	1	16.8	15.4	16.3	17.5	14.6	8.6	3.4	4.2
S5-36	gr/li+ar	2	60.5	52.0	52.3	53.9	0.0	0.0	58.4	81.7
F6-31	gr/li+ar	2	47.5	80.0	83.2		44.8		26.2	
F2-F6-4	gr/li+ar	2	46.0	50.0	53.0		39.5		37.2	
FF-34	gr/li+ar		11.5	17.9	17.6		11.7		21.2	
nF-57	re+gr		4.0	0.0	0.0		0.0		0.0	
nF-57	gr/li+ar		9.5	15.0	11.0		11.0		18.2	

Tabl. A5 (2/2)

Tabl. A5: Liste des profondeurs calculées au moyen des trois méthodes d'interprétation des sondages de fréquences VLF-R (Inversion avec le programme FIT, Mindef et méthode graphique), pour les données de références du tabl. A4.

Méthodes d'interprétation 1-D des mesures VLF:					
Taux de réussite à trouver un contact.					
		contact repéré		contact calculé err. < ($\pm 15\%$)	
		C/R	R/C	C/R	R/C
Méthode d'inversion	3 fréquences	79%	58%	11%	69%
	5 fréquences	87%	39%	14%	44%
Méthode "Mindef"	3 fréquences	76%	84%	14%	68%
	5 fréquences	75%	65%	0%	93%
Méthode graphique	3 fréquences	84%	82%	53%	62%
	5 fréquences	81%	74%	38%	65%
	main	81%	89%	61%	65%

Tabl. A8: Test des trois méthodes d'interprétation des sondages de fréquences VLF-R (Inversion avec le programme FIT, Mindef et méthode graphique), taux de réussite à trouver correctement un contact géologique observé en forage.

Annexe B: METHODES ISOTOPIQUES ^{18}O ET ^3H

Contrairement aux traceurs artificiels utilisés ponctuellement, ces traceurs naturels sont distribués par les précipitations sur toute la surface du terrain investigué. En hydrogéologie, leur étude apporte principalement des informations dans les domaines suivants:

- estimation du temps de transit moyen souterrain de l'eau,
- estimation de l'altitude moyenne d'un bassin versant hydrogéologique,
- différenciation entre diverses composantes d'une eau.
- étude de phénomènes particuliers, par exemple la provenance des eaux de pluie, les effets de l'évaporation ou les échanges avec la roche dans les systèmes hydrothermaux, etc...

1 INTRODUCTION

L'application des méthodes isotopiques en hydrologie a débuté vers la fin des années cinquante. Le point de départ était l'étude de l'impact des essais nucléaires en atmosphère qui y ont produit, entre autres, d'énormes quantités de ^{14}C et ^3H et étaient, pour ainsi dire, la source d'un essai de traçage global des eaux météoriques sur toute la terre.

A partir de cette époque, on procéda au suivi de ces paramètres dans les eaux de pluie et aux recherches concernant d'autres isotopes pouvant fournir des indications sur les mécanismes hydrologiques atmosphériques, de surface ou souterrains.

Chaque élément chimique peut être représenté par une ou plusieurs formes isotopiques, dans les noyaux desquelles le nombre de protons reste constant mais pas le nombre de neutrons. Les diverses formes isotopiques d'un même élément ont donc des poids atomiques différents. Certains isotopes sont stables et d'autres radioactifs, émettant au cours de leur désintégration soit des particules alpha ou bêta, soit un rayonnement gamma.

La liste ci-dessous déduites des données de FRITZ et FONTES (1980) et GEYH (1980), présente les principaux isotopes utilisés pour l'étude des eaux souterraines.

Isotope banal	Isotope rare	Abondance moyenne	1/2 vie des isotopes radioactifs
^1H	^2H	0.015 %	
	^3H	10^{-14} à 10^{-16} %	$T_{1/2} = 12.43$ ans
^{12}C	^{13}C	1.11 %	
	^{14}C	$\approx 10^{-14}$ %	$T_{1/2} = 5730$ ans
^{16}O	^{18}O	0.1 %	
^{14}N	^{15}N	0.366 %	
^{32}S	^{34}S	4.21 %	
^{88}Sr	^{86}Sr	9.86 %	
	^{87}Sr	≈ 7.02 %	
^{35}Cl	^{36}Cl		$T_{1/2} = 310'000$ ans
^{83}Kr	^{81}Kr		$T_{1/2} = 200'000$ ans
	^{65}Kr		$T_{1/2} = 10.8$ ans

L'étude et l'interprétation des données isotopiques portent généralement sur la concentration absolue de l'isotope considéré, sur le rapport entre les activités de deux ou plusieurs isotopes ou sur la déviation de la concentration de cet isotope par rapport à une valeur standard.

On trouvera de plus amples Informations au sujet des méthodes isotopiques appliquées à l'étude des écoulements souterrains, entre autres, dans OESCHGER et SIEGENTHALER (1972), FONTES (1976), IAEA report series, FIRTZ & FONTES (1980, 1985), MOSER et RAUERT (1980), IAEA (1987), BALDERER et al. (1987).

2 L'ISOTOPE ^{18}O

2.1 Introduction

L'oxygène-18 (^{18}O) est un isotope lourd (poids atomique = 18) de l'oxygène (poids atomique = 16). Il est stable et naturel. Son occurrence sur terre est de 0.1 % des atomes d'oxygène.

Les mesures d' ^{18}O dans l'eau s'expriment en ‰ de déviation par rapport au standard eau de mer, le SMOW (Standard Mean Ocean Water), de la manière suivante:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}(\text{échantillon}) - ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}(\text{standard})}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}(\text{standard})} \cdot 1000 \text{ [‰]}$$

La molécule d'eau contenant un ^{18}O (H_2^{18}O) se comporte différemment de la molécule d'eau "normale" (H_2^{16}O), puisque son poids moléculaire lui est supérieur de 11.1 %.

Cette différence de comportement se fait surtout sentir lors de changements de phase, dans la mesure où la molécule lourde (H_2^{18}O) s'enrichit dans la phase de plus faible niveau énergétique, c.a.d. l'eau au cours de l'évaporation et la condensation, ainsi que la glace au cours de la cristallisation, la fusion et la sublimation.

Les lieux où ces phénomènes se produisent principalement sont l'atmosphère et la surface du globe. Dans les aquifères de faible profondeur au sein desquels la température reste basse, on considère généralement que le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau après infiltration ne varie plus. C'est pourquoi il est nécessaire de connaître les inputs ou entrées, c.a.d. les valeurs de cet isotope dans les eaux météoriques avant l'infiltration.

Dans les systèmes thermaux, des phénomènes d'échange avec la roche modifiant les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ peuvent intervenir. En milieu aride, une frange d'eau importante dans le sol peut subir les phénomènes d'évaporation et condensation cités ci-dessus et produire ainsi des modifications importantes du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux souterraines.

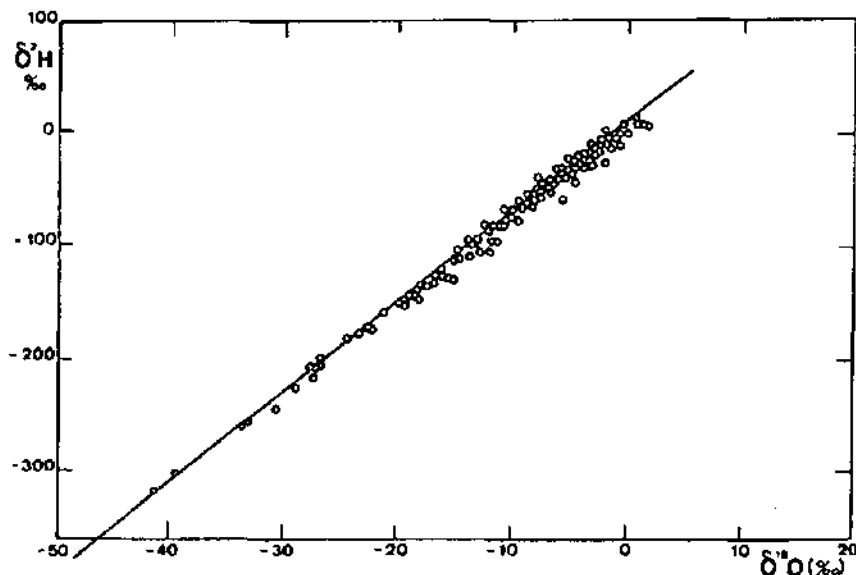


Fig. B1 tirée de VUATAZ (1981): Relation entre $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ dans les eaux de précipitation, d'après FONTES (1976).

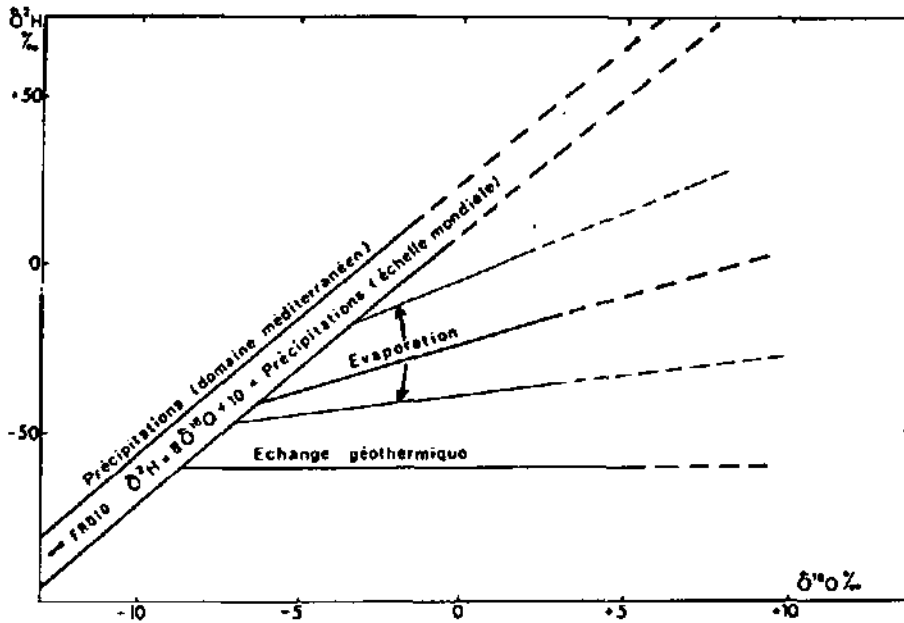


Fig. B2 tirée de VUATAZ (1981): Possibilités de déviation de la droite mondiale des eaux météoriques (d'après FONTES 1976).

De plus, un rapport étroit lie la molécule H_2^{18}O à une autre molécule d'eau "lourde" et stable contenant un isotope de l'hydrogène - le deutérium - ($^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$ ou HDO). Il a été défini expérimentalement dans les eaux météoriques par CRAIG (1961) et DANSGAARD (1964) comme suit:

$$\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10$$

La fig. B1 montre la relation entre $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ dans les eaux de précipitation. Le schéma de la figure B2 représente les effets, sur cette relation, dus aux phénomènes d'échange avec le milieu rocheux à haute température, à l'évaporation et au phénomène d'exsicc (cf. FONTES, 1976).

2.2 Les Inputs de ^{18}O

A grande échelle, plus on s'éloigne de la mer, plus les $\delta^{18}\text{O}$ diminuent dans la pluie, par appauvrissement progressif des nuages en ^{18}O . En effet, en un même endroit, l'eau précipitée est plus riche en ^{18}O que celle de la masse nuageuse dont elle provient. Cette dernière, appauvrie en ^{18}O , produira plus loin à l'intérieur des terres, des précipitations contenant un $\delta^{18}\text{O}$ de plus en plus faible. Ce phénomène est appelé "effet continental".

En général, dans les régions chaudes du globe (latitudes et altitudes basses), les $\delta^{18}\text{O}$ moyens des précipitations sont plus élevés que dans les régions froides. On observe ainsi souvent une relation linéaire entre les $\delta^{18}\text{O}$ et l'altitude.

De plus, des variations saisonnières des inputs ont lieu. Elles dépendent des variations climatiques, avec, pour les régions tempérées de l'hémisphère nord, des $\delta^{18}\text{O}$ élevés en été et bas en hiver. Au cours d'un même épisode pluvieux, les $\delta^{18}\text{O}$ des pluies peuvent varier de plusieurs ‰ en fonction du temps et du lieu.

2.3 Le relation entre $\delta^{18}\text{O}$ et l'altitude

Le $\delta^{18}\text{O}$ d'une eau de pluie dépend de son origine et de l'effet continental mais surtout de la température de l'air et de la masse nuageuse. Ceci signifie que pour une même région, une pluie tombée en altitude aura un $\delta^{18}\text{O}$ plus bas que celle qui est tombée en plaine. Ainsi, la relation entre l'input d' ^{18}O et l'altitude, déduite des valeurs moyennes annuelles des eaux de pluie ou des eaux souterraines à cheminement rapide (temps de séjour souterrain < 5 ans), varie cours du temps. Dans les eaux souterraines à temps de séjour plus élevé, les variations temporelles de pente et d'ordonnée à l'origine de cette droite de régression sont grandement amorties par l'effet tampon des systèmes.

A l'échelle régionale de la Suisse, de très nombreux facteurs influencent les inputs d' ^{18}O . Ils sont principalement régis par la morphologie du territoire qui perturbe les circulations atmosphériques et crée de nombreuses situations climatiques locales.

Nous constatons, par exemple, que la pente de la droite $\delta^{18}\text{O}$ /altitude varie suivant qu'on se trouve dans le Jura, sur le flanc nord des Alpes, dans les grandes vallées intérieures ou sur le flanc sud des Alpes KULLIN et SCHMASSMANN (1990). Pour un même endroit, cette pente varie aussi en fonction du temps et des saisons (SIEGENTHALER et al. 1983) et même de la nature du terrain dans la zone d'infiltration (ZWAHLEN et al. 1990).

2.4 Les applications de la méthode de ^{18}O

Dans les régions tempérées et pour l'étude des eaux souterraines non thermales, la méthode de ^{18}O est habituellement appliquée afin d'obtenir, entre autres, les informations suivantes:

- a) Proportions de diverses composantes d'eau à l'exutoire d'un système, par exemple:
- proportions d'eau fraîchement infiltrée lors d'une crue,
 - proportions d'eau de surface (lac, rivière, glacier, etc...) infiltrée dans un aquifère, par rapport à celle des précipitations efficaces,
 - proportions dans un mélange de deux ou plusieurs types d'eau souterraine.

Le calcul se fait simplement de la manière suivante:

$$x = \frac{\delta_M - \delta_L}{\delta_S - \delta_L}$$

avec:

x = proportion d'eau de surface infiltrée dans l'aquifère

δ_M = $\delta^{18}\text{O}$ mesuré au point considéré

δ_L = $\delta^{18}\text{O}$ local, relatif aux eaux météoriques infiltrées

δ_S = $\delta^{18}\text{O}$ moyen des eaux de surface (rivière, lac, ...)

b) Altitude moyenne d'un bassin versant hydrogéologique, grâce à une relation $\delta^{18}\text{O}$ /altitude qu'il faut établir ou confirmer (§ 2.3).

c) Temps de séjour souterrain moyen de l'eau, dans certains cas particuliers.

SIEGENTHALER (1972) propose le calcul du temps de séjour souterrain de l'eau au moyen de ^{18}O , par comparaison avec un facteur d'atténuation défini de la manière suivante:

$$f = \frac{1}{\sqrt{1 + (2 \cdot \pi \cdot T / \tau)^2}}$$

avec:

T = temps de séjour moyen souterrain [années]

τ = période de la sinusoïde d'entrée (1 an)

L'input d' ^{18}O est ici considéré comme une sinusoïde saisonnière.

On peut aussi déterminer un temps de séjour souterrain de l'eau par comparaison de la fourchette de variation annuelle des $\delta^{18}\text{O}$ observée dans les eaux souterraines avec la fourchette de fluctuation des $\delta^{18}\text{O}$ des pluies, calculée au moyen du modèle exponentiel¹ (cf. § 3.4 et Partie 3, § 5). Cette méthode a l'avantage sur la précédente de tenir compte des variations réelles des inputs, d'une part et, d'autre part, de la répercussion pondérée de inputs observés pendant plusieurs années sur le résultat.

d) Vitesse de transit de l'eau depuis la surface jusqu'à l'exutoire lors de crues, possible lors de certains épisodes particuliers durant lesquels l'évolution des entrées est profondément perturbée (cf. Partie 3, § 6).

e) Vitesse d'infiltration et phénomènes d'échange hydriques dans les sols. De telles recherches nécessitent des dispositifs de prélèvement à l'intérieur de la zone non saturée.

3 LA METHODE DU TRITIUM

La méthode du Tritium est habituellement appliquée afin de déterminer le temps de séjour moyen souterrain d'une eau et déterminer les proportions de diverses composantes d'eau dans un mélange.

3.1 Introduction

Le Tritium (^3H) est l'isotope lourd radioactif de l'hydrogène (poids atomique = 3). On exprime sa concentration en unité Tritium (UT): 1 UT = 1 atome de Tritium pour 10^{18} atomes d'hydrogène. Le noyau du Tritium est constitué d'un proton et de 2 neutrons. Spontanément, un des neutrons se transforme en un proton. Le noyau du Tritium devient ainsi celui d'un Hélium-3 (^3He). Cette transformation s'accompagne de l'émission d'un électron et d'un neutrino (radioactivité bêta). La demi-vie du Tritium (expression de la décroissance radioactive spontanée) est de 12.43 ± 0.5 ans.

3.2 Les Inputs de Tritium

Dans les conditions naturelles, le Tritium se forme dans la haute atmosphère par l'action des rayons cosmiques sur l'azote et l'oxygène. Cette production naturelle dépend de la latitude. Dans nos régions, elle est telle qu'elle confère aux eaux météoriques une teneur moyenne de 3 à 6 UT.

Les teneurs en Tritium des précipitations ont considérablement augmenté à la suite des explosions thermonucléaires dans l'atmosphère qui ont eu lieu à partir de 1953 (cf. fig. B3 e).

De plus, on constate de grandes fluctuations saisonnières des teneurs en Tritium dans les eaux de pluie, avec, dans nos régions, des maxima en printemps et des minima en hiver (cf. fig. 3.29 et 3.30). En effet, le réservoir de Tritium se trouve dans la troposphère et les échanges entre celle-ci et l'atmosphère ont lieu, sous nos latitudes, au printemps.

Durant ces dernières années, les teneurs en Tritium dans la troposphère ont fortement diminué, si bien que les fluctuations saisonnières s'atténuent.

¹ Le modèle exponentiel simule un écoulement permanent. Le calcul au moyen d'un modèle simulant le transport de la molécule d'eau en régime transitoire serait encore plus approprié et permettrait, en même temps, de définir la fonction de transfert réelle de l'eau dans le système.

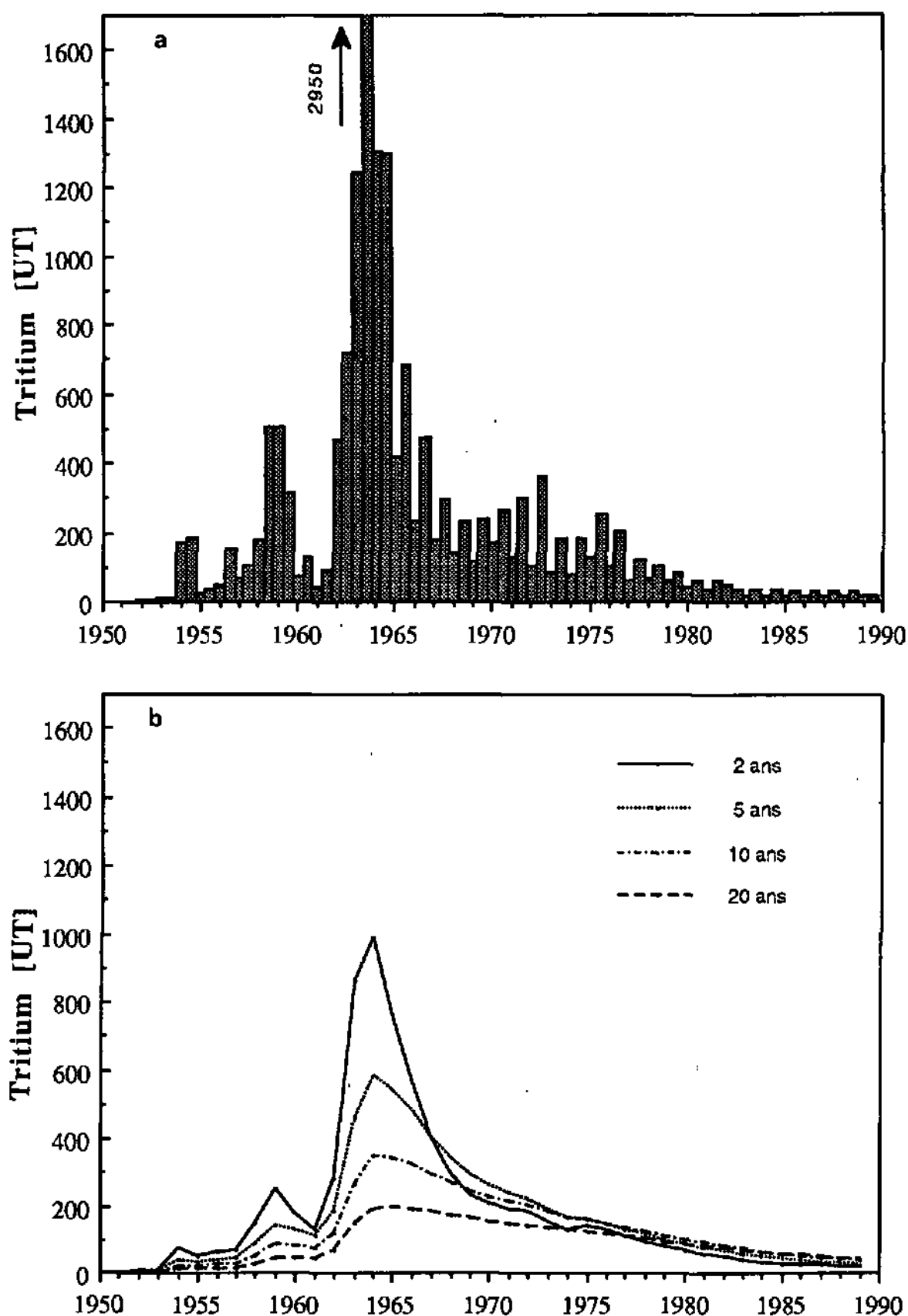


Fig. B3:

a): Evolution des teneurs en Tritium dans les précipitations de 1950 à 1989, valeurs correspondant à la région du Plateau suisse (communication de l'Institut de Physique de l'Université de Berne, département de physique du climat et de l'environnement). Les valeurs d'avant 1970 correspondent à des moyennes extrapolées à l'Europe centrale. A partir de 1970, il s'agit de valeurs moyennes correspondant au Plateau suisse.

b): Valeurs de Tritium relatives à plusieurs temps de séjour souterrain, calculées au moyen du modèle exponentiel sur la base des données de la fig. B3a, en pondérant les entrées à raison de deux tiers d'input hivernal et un tiers d'input estival.

A l'échelle de la Suisse, on ne distingue pas de différences régionales notables causées par la morphologie tourmentée du territoire et son impact sur le climat. Cependant, on a mis en évidence de grandes perturbations locales dues à certains "incidents" ou à diverses industries qui, par exemple, travaillent des matériaux phosphorescents. Les régions de la Chaux-de-Fonds, Neuchâtel et Bâle, entre autres, voient les teneurs en Tritium de leurs eaux de pluie plus ou moins fortement augmentées par de telles perturbations (de 1 à plus de 10 fois les valeurs "naturelles", cf. fig. 3.30).

La connaissance des inputs saisonniers régionaux depuis 1950 est souhaitable pour l'utilisation des modèles permettant de déterminer un temps de séjour souterrain moyen de l'eau (cf. fig. B3 b).

3.3 Les applications de la méthode du Tritium

On utilise habituellement la méthode du Tritium afin d'obtenir les deux types d'information suivants:

a) **Temps de séjour souterrain moyen de l'eau.** Le modèle couramment appliqué est le modèle exponentiel, cf. § 3.4. Il existe aussi d'autres modèles d'interprétation (BALDERER 1985, 1986). Des teneurs inférieures à 3 UT (limite de détection de la méthode du compteur à scintillation liquide) signifient que le temps de séjour souterrain de la quasi-totalité de l'eau est supérieur au laps de temps séparant l'an 1950 de la date du prélèvement.

Au moyen du temps de séjour souterrain, certains auteurs proposent le calcul des grandeurs suivantes:

- Taux de renouvellement annuel des eaux souterraines,
- Volume total des réserves en eau souterraine,

b) **Proportion de deux composantes d'eau à l'exutoire d'un système hydrogéologique.** La méthode est particulièrement bien adaptée lorsque l'une des deux composantes ne contient pas de Tritium.

3.4 Le modèle exponentiel

Ce modèle est communément admis comme modèle de référence pour la détermination de temps de séjour moyens souterrains de l'eau, il a été appliqué par de très nombreux auteurs (SIEGENTHALER, 1972, BALDERER 1985, 1986)

Ce modèle se base sur la répartition des temps de séjour souterrain décrite par l'équation suivante:

$$g(T) = 1/\tau \cdot e^{-T/\tau}$$

avec:

- τ = Le temps de séjour moyen souterrain de l'eau
- $g(T)$ = Proportion d'eau dont le temps de séjour souterrain est T

La fonction $g(T)$ est représentée en figure B4 pour des temps τ de 1, 2, 3, 5, 10 et 20 ans.

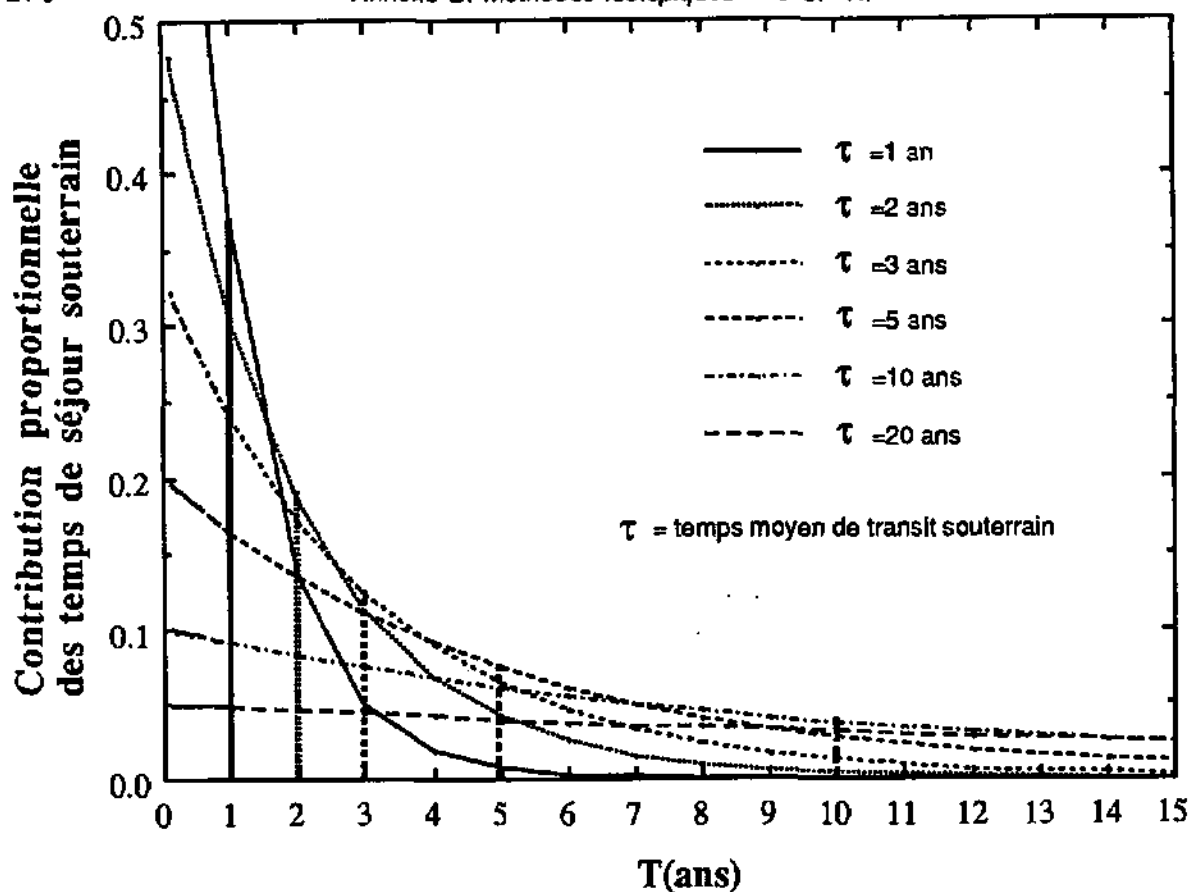


Fig. B4: Fonction de distribution des temps de séjour du modèle exponentiel, exprimée en fraction de la contribution totale pour divers temps de transit souterrain.

La forme générale de l'équation du modèle exponentiel est la suivante:

$$A(T) = \int_{t=0}^{t=\infty} \frac{1}{\tau} \cdot e^{-T/\tau} \cdot A_0(T-t) \cdot e^{-\lambda t}$$

avec:

$A(T)$ = Activité du ^3H à la sortie du réservoir, relative à une date T

$A_0(T-t)$ = Activité du ^3H mesurée dans l'eau de pluie

$\lambda = \ln(2)/T^{1/2}$ = constante de désintégration radioactive du ^3H

$T^{1/2}$ = demie-vie du ^3H = 12.43 ± 0.5 ans

Les restrictions à cette méthode sont les suivantes:

- On considère que le mélange des eaux de l'aquifère avec celles de l'infiltration est instantané et parfait.

- On considère qu'il n'y a pas de by-pass, c.a.d. une composante d'eau transitant depuis la surface vers la source par des chenaux à circulation rapide.

- On considère que la perméabilité de l'aquifère est uniforme.

Pour des temps de séjour souterrain courts, (<3-4 ans), l'application du modèle exponentiel devient problématique car la condition de mélange parfait des eaux dans l'aquifère n'est pas remplie et le risque de by-pass à l'intérieur du système naturel devient plus probable.

Remarque au sujet de la fonction entrée.

De cette fonction dépend exclusivement le résultat du calcul. Pour le calcul d'un temps de séjour moyen supérieur à 5 ans environ (cf. fig. B4), il est nécessaire de disposer de la chronique des mesures d'inputs sur une longue période. Habituellement, ces valeurs d'input sont accessibles sous forme de données bisannuelles ou annuelles. L'idéal est de posséder une chronique mensuelle des inputs.

Comme il s'agit d'un modèle permanent, il est nécessaire de procéder ensuite à une correction de ces inputs car les infiltrations ne se répartissent pas de manière uniforme dans le temps. On peut se contenter de pondérer sur l'année les mesures bisannuelles de ^3H de la manière suivante:

$$C_{\text{annuelle}} = x \cdot C_{\text{chivernale}} + (1-x) \cdot C_{\text{estivale}} \text{ [UT]}$$

avec x = facteur constant (on utilise habituellement $x = 0.66$)

ou avec x = fonction des pluies efficaces ($x = \frac{P_{\text{enivernale}}}{P_{\text{annuelle}}}$), P_e étant la pluie efficace.

On peut aussi pondérer ces valeurs en fonction des infiltrations efficaces interannuelles, en multipliant chaque valeur d'input annuel par un facteur $f(t)$ défini comme suit:

$$f(t) = \frac{P_e(t)}{P_{em}}$$

avec:

$p_e(t)$ = pluie efficace relative à l'année considérée

p_{em} = pluie efficace moyenne relative à la durée de toute la chronique des inputs ou à une partie de celle-ci (moyenne flottante).

Annexe C: METHODES RELATIVES A L'ETUDE HYDROGEOCHIMIQUE

1 PRELEVEMENTS, MESURES ET ANALYSES

Le tableau C1 résume les types de prélèvement ainsi que les conditions et techniques d'analyses relatifs aux différents paramètres mesurés sur les eaux. Toutes les analyses ont été faites sur des eaux non filtrées.

Pour l'analyse des divers paramètres, les conditionnements suivants ont été appliqués:

- **Eléments majeurs** (dureté, pH, Na⁺, K⁺, Mg⁺⁺, Ca⁺⁺, SiO₂, Cl⁻ et SO₄⁻⁻): bouteille de polyéthylène de 500 ml sans adjonction de produit stabilisant.

- **Ion NO₃⁻**: bouteille de polyéthylène de 100 ml avec adjonction de 3 gouttes de formol.

- **Eléments traces** (Li⁺, Sr⁺⁺, Ba⁺⁺): bouteille de polyéthylène de 100 ml conditionnée préalablement avec HNO₃ 50% durant 24 h, adjonction après prélèvement de 1 ml HNO₃ 50%.

- **Ion F⁻**: bouteille de polyéthylène de 500 ml sans adjonction de produit stabilisant.

- **Isotopes** (³H et ¹⁸O): bouteille de verre blanc 90 ou 100 ml avec fermeture étanche en caoutchouc.

Dans le cadre de l'étude, les nombres d'analyses suivants ont été effectués:

Etude \ Paramètres	majeurs	traces	³ H	¹⁸ O
Eaux de la molesse:	80	15	26	33
Région de la Tuffière:	560	45	56	115
Plateau et Préalpes:	210	125	60	131
Pluies:	-	-	21	37
Total	830	185	163	316

Nous avons bénéficié en outre de 224 résultats d'analyses de ³H et de 144 résultats d'analyses de ¹⁸O des pluies, provenant du réseau d'échantillonnage régulier de l'Institut de Physique de l'Université de Berne.

2 CONTROLES DES ANALYSES

2.1 Le contrôle de la dureté totale

La dureté totale est l'expression en unités de CaCO₃ de la somme des cations bivalents. Etant donné que dans les types d'eau analysés, les cations bivalents autres que Ca⁺⁺ et Mg⁺⁺ sont habituellement présents à des concentrations inférieures à 0.02 mval/l, ils contribuent à la dureté totale pour une proportion négligeable, inférieure à 0.5%.

Ainsi, dans ces conditions, le contrôle de la dureté totale (D_{tot}) se fait de la manière suivante:

$$D_{tot} \text{ [mg/l CaCO}_3\text{]} = 2.497 \cdot \text{Ca}^{++} \text{ [mg/l]} + 4.117 \cdot \text{Mg}^{++} \text{ [mg/l]}$$

Ce contrôle permet de retrouver et corriger les erreurs, surtout lorsque les trois paramètres sont mesurés séparément (cf. tabl. C1, première méthode) et non pas dans une seule et même chaîne de mesure (titrimétrie automatique, par exemple).

PRELEVEMENTS ET ANALYSES								
Paramètre	unité de mesure	Echantillon	temps d'attente pour analyses	première méthode d'analyse				
				quantité pour anal.	méthode	appareil de mesure	précision de mesure	lieu de mesure
Conductibilité élect.	$\mu\text{S}/\text{cm}$ (20°)	-	-	-	Conductimètre	WTW, LF191	$\pm 1 \mu\text{S}$	terrain
Température	[°C]	-	-	-	Conductimètre	WTW, LF191	$\pm 0,1^\circ\text{C}$	
Oxygène dissous	[mg/l]	-	-	-	Oxymètre	WTW, OXY 91	$\pm 0,2 \text{ mg/l}$	
pH	-	-	max.	100 ml	pH-mètre	WTW, pH 91	$\pm 0,1$	CHYN
Dureté totale	[mg/l CaCO ₃]	bouteille plastique 500 ml	3 jours (3)	50 ml	titration au Complexon II	Titrateur Metrohm	$\pm 1\%$	
Dureté passagère	[mg/l CaCO ₃]			50 ml				
Ion Calcium [Ca ⁺⁺]	[mg/l]			50 ml	titration au Complexon II	E-526	$\pm 1\%$	
Ion Magnésium [Mg ⁺⁺]	[mg/l]			max. 2 mois				- 10 ml
Ion Sodium [Na ⁺]	[mg/l]	plastique 500 ml	max. 6 mois (4)	- 10 ml	Absorption atomique	Perkin-Elmer AS-603	$\pm 0,05 \text{ mg/l}$	LASUR
Ion Potassium [K ⁺]	[mg/l]			- 10 ml			$\pm 0,02 \text{ mg/l}$	
Ion Sulfate [SO ₄ ⁻]	[mg/l]			- 5 ml			$\pm 0,3 \text{ mg/l}$	
Silice dissoute [SiO ₂]	[mg/l]			max. 6 mois			- 5 ml	
Ion Chlorure [Cl ⁻]	[mg/l]	100 ml (1)	-	50 ml	électrodes sélectives	Ionalyser ORION / 901	$\pm 0,3 \text{ mg/l}$	CHYN
Ion Nitrate [NO ₃ ⁻]	[mg/l]			50 ml			$\pm 3\%$	
Oxygène-18 ($\delta^{18}\text{O}$)	[‰o dév.]	100 ml	-	-	Spectromètre de masse	-	$\pm 0,04 \text{ ‰o}$	Unl.
Tritium (3H)	[TU]	vene blanc	-	-	Liquid scintillomètre	-	selon cas	Berne
Ion Barium [Ba ⁺⁺]	[$\mu\text{g}/\text{l}$]	100 ml (2) plastique +H ₂ SO ₄	2 mois	- 2 ml	torche à plasma	-	$\pm 3\%$	Münster
Ion Strontium [Sr ⁺⁺]	[$\mu\text{g}/\text{l}$]			- 2 ml			$\pm 3\%$	
Ion Lithium [Li ⁺]	[$\mu\text{g}/\text{l}$]			- 2 ml			$\pm 3\%$	
Ion Fluorure [F ⁻]	[$\mu\text{g}/\text{l}$]	100 ml pl.	30 jours	50 ml	électrodes sélectives	Titroproc. 682	$\pm 2\%$	LASUR

Paramètre	unité de mesure	Echantillon	temps d'attente pour analyses	deuxième méthode d'analyse				
				quantité pour anal.	méthode	appareil de mesure	précision de mesure	lieu de mesure
Conductibilité élect.	$\mu\text{S}/\text{cm}$ (20°)	-	-	-	-	-	-	-
Température	[°C]	-	-	-	-	-	-	-
Oxygène dissous	[mg/l]	-	-	-	-	-	-	-
pH	-	-	max.	-	-	-	-	-
Dureté totale	[mg/l CaCO ₃]	bouteille plastique 500 ml	3 jours (3)	100 ml	titration automatique	titro-procesador 682	$\pm 0,1$	LASUR
Dureté passagère	[mg/l CaCO ₃]			100 ml			titration automatique	
Ion Calcium [Ca ⁺⁺]	[mg/l]			max. 2 mois	-	-		
Ion Magnésium [Mg ⁺⁺]	[mg/l]			max. 6 mois (4)	-	-	-	
Ion Sodium [Na ⁺]	[mg/l]	plastique 500 ml	max. 6 mois	5 ml	Colorimétrie automatique	FIA Tecator	$\pm 1\%$	LASUR
Ion Potassium [K ⁺]	[mg/l]			5 ml			injection à flux continu	
Ion Sulfate [SO ₄ ⁻]	[mg/l]			5 ml				
Silice dissoute [SiO ₂]	[mg/l]			5 ml			-	
Ion Chlorure [Cl ⁻]	[mg/l]	100 ml (1)	-	5 ml	-	-	$\pm 1\%$	-
Ion Nitrate [NO ₃ ⁻]	[mg/l]			5 ml			$\pm 1\%$	
Oxygène-18 ($\delta^{18}\text{O}$)	[‰o dév.]	100 ml	-	-	-	-	-	-
Tritium (3H)	[TU]	verre blanc	-	-	-	-	-	-
Ion Barium [Ba ⁺⁺]	[$\mu\text{g}/\text{l}$]	100 ml (2) plastique +H ₂ SO ₄	2 mois	-	-	-	-	-
Ion Strontium [Sr ⁺⁺]	[$\mu\text{g}/\text{l}$]			-			-	
Ion Lithium [Li ⁺]	[$\mu\text{g}/\text{l}$]			-			-	
Ion Fluorure [F ⁻]	[$\mu\text{g}/\text{l}$]	100 ml pl.	30 jours	-	-	-	-	-

Tabl. C1: Prélèvements et analyses

- (1): Ajout, au moment du prélèvement, de 3 gouttes de formol par 100 ml
- (2): Bouteilles préalablement conditionnées durent 24 heures avec HNO₃ 50%.
- (3): Dens bouteille remplie au maximum, à une température inférieure à 12°C.
- (4): Dans les conteneurs en polyéthylène utilisés, nous n'avons pas constaté de variation des teneurs en Na⁺ et K⁺ après 6 mois. Dans d'autres conteneurs en plastique, une diminution sensible en Na⁺ s'est faite sentir. Après 1 mois, le Mg⁺, en teneurs supérieures à 10 mg/l diminue de l'ordre de 1 mg/l tous les 6 mois!

FACTEURS DE CONVERSION DES MILLIGRAMMES EN MILLIÉQUIVALENTS
ET INVERSEMENT

Cations	Facteurs de conversion des mg/l en mé/l	Facteurs de conversion des mé/l en mg/l	Anions	Facteurs de conversion des mg/l en mé/l	Facteurs de conversion des mé/l en mg/l
Al ⁺⁺⁺	0,1112	8,993	BO ₂ ⁻	0,02335	42,82
Ba ⁺⁺	0,01456	68,68	Br ⁻	0,01251	79,92
Ca ⁺⁺	0,04990	20,04	Cl ⁻	0,02820	35,46
Cr ⁺⁺⁺	0,05768	17,34	CO ₃ ⁻⁻	0,03333	30,01
Cu ⁺⁺	0,03148	31,77	CrO ₄ ⁻⁻	0,01724	58,01
Fe ⁺⁺	0,03581	27,93	F ⁻	0,05263	19,00
Fe ⁺⁺⁺	0,05371	18,62	HCO ₃ ⁻	0,01639	61,02
H ⁺	0,9921	1,008	HPO ₄ ⁻⁻	0,02084	47,99
K ⁺	0,02558	39,10	H ₂ PO ₄ ⁻	0,01031	96,99
Li ⁺	0,1441	6,940	HS ⁻	0,03024	33,07
Mg ⁺⁺	0,08224	12,16	HSO ₃ ⁻	0,01233	81,07
Mn ⁺⁺	0,03641	27,47	HSO ₄ ⁻	0,01030	97,07
Mn ⁺⁺⁺⁺	0,07282	13,73	I ⁻	0,00788	126,9
Na ⁺	0,04348	23,00	NO ₂ ⁻	0,02174	46,01
NH ₄ ⁺	0,05543	18,04	NO ₃ ⁻	0,01613	62,01
Pb ⁺⁺	0,009652	103,6	OH ⁻	0,05880	17,01
Sr ⁺⁺	0,02282	43,82	PO ₄ ⁻⁻⁻	0,03159	31,66
Zn ⁺⁺	0,03059	32,69	S ⁻⁻	0,06237	16,03
			SiO ₂ ⁻⁻	0,02629	38,05
			SO ₃ ⁻⁻	0,02498	40,03
			SO ₄ ⁻⁻	0,02082	48,03

Tabl. C2 tiré de RODIER (1978): Coefficients de transformation des concentrations en mg/l, respectivement meq/l.

2.2 La balance ionique

La balance ionique (B) est le calcul de l'équilibre entre cations et anions dans l'eau. Elle s'exprime de l'une des manières suivantes :

$$B = \sum \text{cations} - \sum \text{anions} \quad [\text{mval/l}]$$

$$B = \left| \frac{\sum \text{cations} - \sum \text{anions}}{\sum \text{cations} + \sum \text{anions}} \right| \quad [\text{mval \%}]$$

L'unité communément utilisée pour le calcul est la normalité (expression en équivalents- ou milliéquivalents-gramme par litre de solution). Au tableau C2 se trouve une liste des coefficients de transformation entre l'unité de mesure [mg/l] et l'unité de calcul [mval/l], relatifs à divers composants.

Dans la présente étude, nous n'avons pris en compte, pour ce calcul de la balance ionique, que les composants principaux (Ca⁺⁺, Mg⁺⁺, Na⁺, K⁺, SO₄⁻⁻, Cl⁻, HCO₃⁻ et NO₃⁻), l'influence totale des autres ions étant en général inférieure à 0.5%.

Pratiquement, le test de la balance ionique a facilité les démarches suivantes:

- Détection d'erreurs de mesures et de relevé.
- Contrôle de la justesse des analyses (analyse acceptable si B < 5%).

2.3 Echantillons doubles ou multiples

La répétition des analyses sur des échantillons prélevés au même point d'eau a permis de quantifier et tester la reproductibilité des mesures.

Il est pratique d'intégrer, dans chaque série d'analyses, un ou plusieurs échantillons provenant de points d'eau dont la variabilité temporelle du chimisme est très faible.

3 CALCUL DES EQUILIBRES CHIMIQUES

MISEREZ (1973 pp. 223-255) décrit et compare les méthodes suivantes de calcul de l'agressivité d'une eau vis à vis des carbonates:

- Diagramme de Tillmans
- L'indice de Langelier
- L'indice de Back
- L'indice de Roques
- L'indice expérimental de Picknett
- L'indice expérimental de Miserez

La mesure ou le calcul de ces indices de saturation a pour but de donner une valeur chiffrée de l'état d'agressivité ou d'incrustation d'une eau vis à vis de tel ou tel minéral. L'expression de l'indice est une valeur relative qui dépend de la méthode utilisée.

STUYFZAND (1989) décrit une méthode intéressante de calcul de l'indice de saturation de l'eau (SI) vis à vis de la calcite, que nous avons appliquée au cours de l'étude:

$$SI = \log \left(\frac{[Ca^{2+}] \cdot [CO_3^{2-}]}{K_c} \right)$$

avec [] = activité de l'ion libre

et K_c = constante de solubilité de la calcite.

Cette méthode rapide d'utilisation donne, selon son auteur, des résultats tout à fait comparables à ceux obtenus au moyen du programme WATEQF de PLUMMER et al. (1976). L'auteur donne une liste des constantes d'équilibres utilisées et détaille la démarche suivie. Les paramètres nécessaires au calcul de l'équilibre sont la température, la conductibilité électrique corrigée à 20°C, le pH et les ions HCO_3^- , Ca^{++} et SO_4^{--} . L'indice de saturation ainsi calculé est la différence entre le pH mesuré et le pH d'équilibre. Lorsque $SI = 0$, l'eau est en équilibre avec la calcite, lorsque $SI > 0$ il y a sur-saturation et quand $SI < 0$, il y a sous-saturation de l'eau vis à vis de la calcite.

4 CLASSIFICATION DES EAUX

Nous avons adopté la classification de MICHEL (1963), reprise et utilisée, entre autres, par MATOUSEK (1985) et SCHMASSMANN et al. (1984).

Pour cette classification, on convertit les résultats des analyses chimiques en [mval/l] (tabl. C2), puis, séparément pour les cations et les anions en [mval %]. On ne prend ensuite que les composants dont la concentration égale ou dépasse 10 mval %. On désigne le type de l'eau sur la base de ces composants principaux.

Pour l'expression écrite, on indique d'abord les cations puis les anions dans l'ordre décroissant de leur importance. On les sépare d'un "-". On souligne les ions dont la concentration dépasse 50 mval % et indique entre parenthèses ceux dont la concentration est comprise entre 10 et 20 mval %.

Tabl. 1

GROUPE	EVENEMENT	BORD DES PREALPES	PLATEAU	PLAINES
5 Période postwurmienne	érosion et dépôts sub-actuels cours d'eau et lacs post-glaciaires	forte érosion fluviale terrasses gravелеuses cônes de déjection argiles, limons et calcaires lacustres <u>graviers fluviaux</u>	forte érosion fluviale terrasses gravelenses marais, tourbières sables et argiles lacustres <u>graviers fluviaux</u>	marais, tourbières terrasses sablo-limoneuses cônes de déjection <u>argiles, limons</u> et <u>calcaires lacustres</u> <u>graviers fluviaux</u>
4 Glaciation de Würm	retrait glaciaire maximum würmien	<u>graviers de retrait</u> et moraine sarintenne moraine de fond à blocs des glaciers du Rhône et de la Sarine moraines latérales, cônes de déjection et dépôts de barrage le long des Préalpes	forte érosion glaciaire formation de chenaux étroits, drumlins <u>graviers fluviaux-sariniens</u> rhodaniens et de la Singine. détournement des cours d'eau. érosion fluviale	sables et graviers de retrait cônes de déjection sables et limons glacio-lacustres sables et limons glacio-lacustres moraine de fond
3 Inter-glaciaire Riss-Würm	érosion + dépôts fluviaux et limniques	sables et limons avec coquillages et lignite faible érosion fluviale	argiles et limons avec matière organique, calcaires lacustres	forte érosion glaciaire avec surcreusement du substratum, graviers de progression, hautes terrasses détournement des cours d'eau, érosion fluviale
2 Glaciation de Riss	retrait glaciaire maximum	<u>graviers, limons et argiles à galets striés</u> glacio-lacustres avec intercalations de moraine moraine de fond compacte, "argile à blocs" érosion glaciaire <u>graviers fluviaux (?)</u>	graviers, limons et "argiles à galets striés" glacio-lacustres moraine de fond compacte, "argile à blocs" forte érosion glaciaire <u>graviers fluviaux rhodaniens ?</u>	graviers fluviaux, limons et argiles lacustres sables et argiles glacio-lacustres forte érosion glaciaire surcreusement du substratum forte érosion glaciaire ?
1 Période pré-riessienne	progression	érosion fluviale, terrasses de graviers rhodaniens (?)	érosion fluviale	érosion fluviale dépôts fluviaux et limniques ?

Tabl. 1: Faciès sédimentaires relatifs aux cinq groupes chronostratigraphiques qu'on différencie habituellement dans le Quaternaire des vallées de la Broye, de la Sarine et de la Singine.

Tabl. 2 (1/2)

**a) EAU DE LA MOLASSE.
MATRAN**

Conductibilité él.: 410 [μ S/cm à 20°]
Température : 12.2°C pH: 7.65
O₂ diss: 0.1 mg/l SiO₂ : 21 mg/l
 $\delta^{18}O$: -10.29 ‰^{oo} δ^3H : <1.6 UT le 1.12.85

Ions:	mg/l	mval/l	mval %
NH ₄ ⁺	0.0
Li ⁺	0.075	0.011	0.20
Na ⁺	7.9	0.344	6.36
K ⁺	0.98	0.025	0.46
Mg ⁺⁺	34.0	2.781	51.43
Ca ⁺⁺	44.0	2.196	40.61
Sr ⁺⁺	2.14	0.049	0.90
Ba ⁺⁺	0.09	0.001	0.02
Mn ⁺⁺	0.011	0.0	0.0
<u>Fe⁺⁺</u>	<u>0.019</u>	<u>0.001</u>	<u>0.01</u>
Σ cations	89.004	5.406	100
F ⁻	0.050	0.003	0.05
Cl ⁻	<1.0	0.028	0.52
NO ₂ ⁻	0.02	0.001	0.01
NO ₃ ⁻	<1.0	0.016	0.30
HCO ₃ ⁻	530	5.160	95.6
<u>SO₄⁼⁼</u>	<u>9.0</u>	<u>0.187</u>	<u>3.47</u>
Σ anions	325.81	5.394	100

**b) EAU DU CONTACT ENTRE
L'AQUITANEN ET LE BURDIGA-
LIEN. CUARNY (forage CYL).**

Conductibilité él.: 410 [μ S/cm à 20°]
Température : env. 12°C pH: 7.9
O₂ diss: 0.2 mg/l SiO₂: 11.3 mg/l
 $\delta^{18}O$: -10.49‰^{oo} δ^3H : <2.6 UT le 5.2.88

Ions:	mg/l	mval/l	mval %
Li ⁺	0.206	0.030	0.57
Na ⁺	93.0	4.045	77.07
K ⁺	1.2	0.031	0.58
Mg ⁺⁺	7.2	0.592	11.28
Ca ⁺⁺	10.6	0.529	10.08
Sr ⁺⁺	0.693	0.016	0.30
Ba ⁺⁺	0.140	0.002	0.04
<u>Fe⁺⁺</u>	<u>0.119</u>	<u>0.004</u>	<u>0.08</u>
Σ cations	113.16	5.249	100
F ⁻	0.665	0.035	0.66
Cl ⁻	2.90	0.082	1.54
NO ₃ ⁻	0.70	0.011	0.21
HCO ₃ ⁻	300.1	4.92	92.5
<u>SO₄⁼⁼</u>	<u>13.0</u>	<u>0.271</u>	<u>5.09</u>
Σ anions	317.4	5.319	100

**c) EAU DE L'AQUITANEN SUP.
KÖLLIKEN (forage KBUb)***

Conductibilité él.: 411 [μ S/cm à 20°]
Température : 12.0 °C pH: 7.9

Ions:	mg/l	mval/l	mval %
Na ⁺	85	3.697	73.49
K ⁺	0.85	0.022	0.43
Ca ⁺⁺ + Mg ⁺⁺		1.305	25.94
<u>Fe⁺⁺</u>	<u>0.2</u>	<u>0.007</u>	<u>0.14</u>
Σ cations		5.03	100
Cl ⁻	1.95	0.055	1.06
NO ₃ ⁻	0.5	0.008	0.16
HCO ₃ ⁻	293	4.8	92.7
<u>SO₄⁼⁼</u>	<u>15.0</u>	<u>0.312</u>	<u>6.03</u>
Σ anions	310.2	5.175	100

* Valeurs obtenues auprès de
MM Stuijvenberg (Bureau CSD,
Berne) et Tardent (SMDK, Kölliken)

Tabl 2: a), b), c)

Tabl. 2: Chimisme des divers types d'eau
de la molasse du Plateau.

Tabl. 2 (2/2)

d) EAU DE LA MOLASSE AOUJTA-NIENNE, POMY (forage PO3)

Conductibilité él.: 976 $\mu\text{S}/\text{cm}$ à 20°
 Température : env. 12°C pH: 8.3
 O₂ diss: 0 mg/l SiO₂ : 7.6 mg/l
 $\delta^{18}\text{O}$: -10.85 ‰ $\delta^3\text{H}$: <2.8UT le 5.2.88

lons: mg/l mval/l mval %

Li ⁺	0.429	0.062	0.56
Na ⁺	245	10.657	96.89
K ⁺	1.12	0.029	0.26
Mg ⁺⁺	1.2	0.099	0.90
Ca ⁺⁺	2.8	0.140	1.27
Sr ⁺⁺	0.291	0.007	0.06
Ba ⁺⁺	0.036	0.001	0.00

Fe⁺⁺ 0.175 0.006 0.06

Σ cations 251.05 11.0 100

F⁻ 1.32 0.069 0.63

Cl⁻ 8.1 0.228 2.08

NO₃⁻ 0.8 0.013 0.12

HCO₃⁻ 482 7.90 71.95

SO₄⁼⁼ 133 2.769 25.22

Σ anions 625.1 10.98 100

e) EAU DE AOUL ZURICH*

Conductibilité él.: 1280 $\mu\text{S}/\text{cm}$ à 20°
 Température 23.5 °C pH: 8.9
 O₂ diss: 0.2 mg/l H₂SiO₃: 11.0 mg/l
 $\delta^{18}\text{O}$: -11.89 ‰ $\delta^3\text{H}$: 0.7 UT

lons: mg/l mval/l mval %

Li ⁺	0.08	0.01	0.1
Na ⁺	318	13.83	97.9
K ⁺	1.75	0.04	0.3
Mg ⁺⁺	0.84	0.07	0.5
Ca ⁺⁺	2.45	0.12	0.8
Sr ⁺⁺	1.8	0.04	0.3
Ba ⁺⁺	0.013	0.00	0.00

Fe⁺⁺ 0.01 - -

Σ cations 323.4 14.12 100

F⁻ 3.2 0.17 1.2

Cl⁻ 144 4.06 29.1

NO₃⁻ <0.1

HCO₃⁻ 395 6.48 46.4

SO₄⁼⁼ 129 2.68 19.2

Σ anions 689.5 13.9 100

f) EAU DE LA MOLASSE CHATTI-ENNE, POMY. (forage SE3)

Conductibilité él.: 2810 $\mu\text{S}/\text{cm}$ à 20°
 Température : env. 12°C pH: 7.07
 O₂ diss: 0.0 mg/l
 $\delta^{18}\text{O}$: -9.5 ‰ $\delta^3\text{H}$: 3 UT le 5.2.88

lons: mg/l mval/l mval %

Li ⁺	0.963	0.139	0.50
Na ⁺	83.5	3.632	13.04
K ⁺	6.7	0.171	0.62
Mg ⁺⁺	46	3.784	13.59
Ca ⁺⁺	402	20.06	72.02
Sr ⁺⁺	2.019	0.046	0.17

Fe⁺⁺ 0.633 0.023 0.08

Σ cations 541.83 27.85 100

F⁻ 0.665 0.035 0.13

Cl⁻ 26.5 0.747 2.72

NO₃⁻ 2.9 0.047 0.17

HCO₃⁻ 274.5 4.5 16.36

SO₄⁼⁼ 1065 22.173 80.62

Σ anions 1369.6 27.5 100

* Valeurs tirées de HÖGL (1980) et SCHMASSMANN et al. (1984).

Tabl 2: d), e), f)

Tabl. 3

Aquifère de la Tuffière: Principaux forages

Numéro	Coord. X	Coord. Y	Cote forage	Etat du forage*	Top de la molasse	Base grav. Tuffière	Cote nappe**
PF1	573.400	177.618	671.01	P s	-	630.0	634.99
PF2	573.440	177.550	675.24	P s	-	630.6	634.50
PF3	573.380	177.719	676.05	6" + s	-	633.0	634.98
PF4	573.345	178.180	682.34	≠ s	-	643.3	-
PF5	573.255	178.030	676.84	2" + s	-	646.6	649.74
PF6	573.480	177.460	679.65	P s	-	631.7	634.59
FA	573.549	177.740	666.07	4" + s	-	628.4	633.92
FB	573.625	177.940	675.09	4" + s	-	627.9	633.12
FC	573.453	177.896	671.17	4" + s	-	630.6	633.94
FD	573.506	177.985	676.86	4" + s	-	630.2	633.51
FE	573.505	178.037	685.09	4" - s	-	630.7	633.64
FF	573.870	177.575	635.09	4" + s	-	624.3	626.11
FG	573.622	177.584	653.00	8" + s	-	630.0	633.90
R1	573.700	177.620	635.42	≠ s	-	629.9	-
R2	573.485	177.790	664.06	2" + s	-	630.9	-
R3	573.675	177.870	681.93	2" + s	-	634.9	-
R4	573.975	177.615	632.10	≠ s	-	621.7	-
R4*	573.765	178.280	585.50	≠ (s)	-	-	-
S1	573.421	177.015	690.33	≠ s	-	631.0	-
S2	573.283	177.030	690.33	2" + s	-	635.8	639.22
S3	573.175	176.446	692.71	2" + s	-	636.2	640.85
S4	573.779	177.335	691.62	2" + s	-	631.8	633.37
S5	573.885	176.285	682.37	2" + s	-	622.0	628.08
C1	574.600	177.500	≈666.00	2" + s	≈624.00	≈624.0	≈624.50
F2	574.183	177.760	628.20	≠ s	-	616.8	-
F3	574.121	177.669	625.60	≠ s	-	617.8	-
F4	573.990	177.731	639.10	≠ s	-	621.0	-
M2	573.834	177.596	664.00	≠ s	-	632.6	-
P12	574.226	177.705	623.77	1" + s	-	<662.0	-
VT62	573.340	177.550	679.00	≠	597.00	635.0	-
VT63	573.000	174.550	695.00	≠	648.00	648.0	-
VT72	573.240	176.350	695.00	≠	588.00	636.0	-
4F134	572.650	175.300	679.40	≠	670.60	-	-
4F135	572.610	175.280	678.65	≠	670.40	-	-
4F155	573.232	172.826	668.70	≠	-	643.0	-
4F166	573.430	171.618	660.90	≠	-	<640.9	-
4F167	573.451	171.561	656.60	≠	-	639.9	-
IXGr20/F2	572.418	175.544	712.59	≠	700.80	-	-
IXGr20/F3	572.592	175.602	707.81	≠	695.00	-	-
IXGr20/F7	572.378	175.667	711.19	≠	703.70	-	-
IXGr20/F8	572.293	175.559	709.45	≠	703.00	-	-

- * 1", 2", 3".... : Tube piézométrique existant (diamètre).
P : Puits de captage.
+ / - : Niveau piézométrique observable / non observable.
≠ : Forage détruit.
s : Séries historiques de mesures piézométriques.

** Moyenne durant la période du 25.9.84 au 7.11.87.

Tabl. 3: Aquifère de la Tuffière: Données essentielles sur les principaux forages qui ont atteint l'encaissant peu perméable des graviers aquifères.

Principaux essais de traçage effectués dans la région de la Tuffière

Numéro injection	Mandat ou étude	Date d'injection	Point d'injection	Colorant	Quant. [kg]	Rinçage [m3 eau]	Point coloré	Distance [m]	V. (apparition) [m/h]	V. modale [m/h]
1	RUTSCH	7 nov. 72	R2	NaCl	1400	20	G2 G6	350 440	0.44 0.47	<0.27 <0.34
2	RUTSCH	7 nov. 72	R1	Fluorescéine	3	20	T1	330	3.44	0.51
3	BURGER & BLOCH	10 nov. 77	R4	Fluorescéine	6	2.5	10	260	1.8	0.4
							11	285	2.1	0.2
							13	375	2.6	1.2
							21	580	36.7	32.2
							22	625	47.7	2
							23	380	25.3	21.1
							24	345	23	19.2
							25	310	23.8	1.1
26	265	17.7	1							
4	BURGER & BLOCH	10 nov. 77	573.980/ 177.710	Amido-rhodamine	3	2.5	10	160	0.13	<0.08
5	CSD Fribourg	5/15/79	574.370/ 177.560	Fluorescéine	1		21	300		>0.59
							22	260		>0.72
							23	150		>0.89
							24	150		>0.89
							25	160		>0.44
							28	175		>0.49
6	CSD Fribourg	30 sept. 85	PF3	NaCl	5000	12	FC	220	0.2	0.11
							FD	330	0.5	0.23
							G2	510	0.42	0.13
							G4	580	0.26	-
7	CSD Fribourg	30 sept. 85	PF6	Fluorescéine	5	3	T2	620	1	0.16
							G1	640	1	0.22
							G3	730	0.6	0.26
8	CSD Fribourg	30 sept. 85	S4	KI	30	3	FF	260	0.3	0.14
							10	640	0.46	0.16
9	CSD Fribourg	11 avr. 89	C1	Fluorescéine	1	0.2	18	245	9.4	3.22
							19	275	10.6	3.22
							20	315	4.5	2.65
							21	330	2.7	2.7

Tabl. 4: Principaux essais de traçage effectués dans la région des exutoires de l'aquifère de la Tuffière.

Aquifère de la Tuffière: Stocks d'eau calculés relatifs aux diverses formations							
Formation aquifère	Surface [Km2]	Epaisseur moyenne [m]	Volume saturé [mio m3]	Porosité efficace	Volume écouable [mio m3]	Porosité totale	volume total d'eau [mio m3]
Graviers de la Tuffière	5.90	4.16	24.54	0.15	3.68	0.17	4.1725
Sables et limons intergl.	3.22	7.70	24.79	0.20	4.96	0.25	6.1985
Graviers interglaciaires	1.91	7.60	14.52	0.15	2.18	0.17	2.4677
Substrat peu perméable	4.29	38.90	166.88	0.03	5.01	0.3	50.064
Zone d'alimentation	8.10	52.00	421.20	-	-	-	-
Total	23.42	110.36	651.94	0.53	15.82	0.89	62.903

Tabl. 5: Réserves calculées, relatives aux diverses formations, en fonction de leur volume saturé déduit de l'étude structurale et des porosités efficaces et totales estimées.

Tableau 6: Physico-chimie des eaux liées à l'aquifère des graviers de la Tuffière

18 - 26, SW(drain ouest), SE(drain est), ST(total) : Sources SIFR

B1 - B4 : Sources de la Baume

P.M. : Eau de la molasse burdigalienne à Matran

Iglac. : Eau de l'interglaciaire au Graboz (sondage à la tarillère)

TT1 : Eau connée, base d'une moraine de fond à Matran

SGT11, T1, G1 - G5 : Source de la zone sourcière du Grabe.

B07, P1, M3, V1, B09, G06 : Sources du Quaternaire non liées aux graviers de la Tuffière.

FC, FA, S4, S5 : Puits et piézomètres dans l'aquifère, forages = moyennes des autres forages

L1, L2, L3, L4 : Lac de la Gruyère à 0, -5, -10 et -20 m

Sar. : Sarine à Broc.

A chaque point d'eau, Ba++, Sr++, Li+ et F- = moyenne sur 2 prélèvements

Autres paramètres :

* : Moyenne des valeurs sur plus d'un cycle (>12 prélèvements mensuels).

** : Valeurs provenant d'un seul prélèvement.

***: Moyenne des valeurs de 6 prélèvements.

: Teneurs estimées pour les eaux de l'infiltration locale "retardée". (Inf. ret.)

Tabl. 6 (2/2)

No	Temp [°C]	K2O [µS]	pH	TAC	Dio CaCO ₃ [µg/l]	Li+	Na+	K+	Mg++ [mg/l]	Ca++ [mg/l]	Sr++ [µg/l]	Ba++ [µg/l]	NO ₃ -SO ₄ -- [mg/l]	F- [µg/l]	Cl- [mg/l]	SiO ₂ [mg/l]	O ₂ [mg/l]	
SI18 *	10.16	455.5	7.39	245.2	271.1	48	2.85	0.86	12.55	87.8	384	104	9.20	23.72	4.8	4.45	6.76	8.34
SI19 *	10.88	382.3	7.53	189.3	221.9	55	2.81	0.98	13.01	67.4	462	114	7.88	32.21	5.1	4.92	6.28	8.78
SI20 *	10.91	384.2	7.55	188.2	225.7	82	2.58	0.99	14.87	65.3	489	122	8.84	31.18	53.3	5.04	6.52	8.39
SI21 *	10.63	404.6	7.57	203.3	234.7	67	2.97	0.99	17.73	66.2	520	120	8.74	28.37	66.5	5.84	7.28	8.78
SI22 *	10.42	423.6	7.51	216.4	246.8	77	3.23	1.03	19.85	88.1	557	121	9.87	25.26	92.6	6.48	7.85	8.43
SI23 *	10.13	467.9	7.40	246.2	275.9	78	4.03	1.07	21.40	76.6	585	132	14.40	22.24	85.7	7.26	8.64	8.06
SI24 *	9.88	509.3	7.35	271.2	298.7	73	4.35	1.07	20.33	87.7	556	139	19.92	17.29	78.3	9.89	9.80	8.10
SI25 *	9.74	544.3	7.30	292.4	321.1	48	4.27	0.99	17.48	100.6	468	147	22.59	12.74	52.1	12.39	10.20	8.39
SI26 *	9.67	559.0	7.26	298.1	330.5	43	3.87	1.01	15.57	107.7	411	155	25.99	9.95	50.7	12.49	10.30	8.95
SE *	10.08	501.6	7.30	285.8	298.2	56	3.75	0.88	17.18	90.9	495	139	14.98	19.36	73.5	9.64		
SE *	10.87	386.6	7.51	180.4	226.6	58	2.43	0.82	14.00	68.3	472	117	4.79	28.82		4.77		
ST *	10.29	465.9	7.38	241.1	272.2		3.42	0.96	16.45	83.3			13.65	19.73		11.35		
B1 *	10.14	510.7	7.42	267.3	296.6	55	5.11	2.26	15.98	94.3	501	169	20.59	21.47	61.3	11.89	7.86	9.58
B2 *	10.80	410.4	7.62	205.7	236.3	54	2.99	1.25	14.47	72.8	553	124	11.87	28.85		8.77	6.30	9.55
B3 *	11.19	358.8	7.66	172.4	207.0	53	2.40	0.88	12.54	62.6	509	101	7.72	32.67		3.48	5.53	
B4 *	10.96	360.8	7.86	175.4	208.3	50	2.24	0.82	13.00	63.2	478	111	7.61	32.29		3.42	6.31	8.44
P.M.	11.48	411.1	7.88	255.3	243.8	60	7.73	1.26	33.97	43.4	2139	88.33	1.59	8.48	50.13	1.26	20.47	4.46
Iglac. **	5.4	664	7.98	339	401		17.8	1.75	31.8	103							1.9	
TI1 **	10.4	554	7.64	307	349		5.1	1.2	33	78							7.5	
Inf.ref.4	9.7	500		270	290	100	6	1.5	33	60	750	80	10	10	150	5	12	0.5
SGT11 *	8.54	523.8	7.61	278.7	308.3	41	4.35	0.95	12.14	103.8	370	134	23.38	12.68	47.3	11.82	8.37	10.61
T1 *	9.84	569.9	7.35	303.7	334.3	41	4.62	2.36	14.00	111.1	408	152	24.72	10.59	45.8	11.45	9.48	
G1 *	9.78	598.5	7.49	316.9	349.2	17	5.02	1.18	10.97	122.0	437	126	23.83	9.76	42	16.76	9.68	10.18
G2 *	9.59	641.1	7.33	321.4	369.1	20	7.36	0.87	12.14	129.6	408	78	26.76	10.42	40.3	27.63	8.37	10.37
G3 *	8.60	601.4	7.32	312.2	351.8	17	5.15	0.88	10.08	124.5	401	90	25.67	9.70	42.1	17.05	8.88	
G4 *	9.93	631.3	7.55	298.3	352.3	14	6.72	1.15	13.44	119.0	415	73	33.60	11.13	42.3	37.73	8.85	
G5 *	9.83	641.3	7.57	314.7	388.3	37	8.53	2.91	14.34	124.7	409	78	32.80	16.27	45.3	27.87	11.90	
B07 *	8.99	600.1	7.33	333.0	360.8	35	4.32	0.66	12.52	124.2	354	68	27.77	10.12	52.1	7.73	9.56	9.84
P1 *	9.41	626.5	7.52	331.6	357.4	28	5.24	9.13	12.38	122.9	342	72	31.72	10.94	42.7	13.85	11.20	
M3 *	9.15	678.3	7.33	335.7	386.7	38	3.36	1.02	18.44	130.2	396	54	69.32	9.77	48.8	20.07	11.78	
V1 *	8.64	443.8	7.52	252.0	267.0	63	3.98	0.93	20.52	74.0	390	85	12.18	10.72	88.5	3.90	11.36	
B09 *	9.11	559.8	7.27	310.4	334.0	29	3.96	0.92	10.30	116.3	354	88	17.78	12.77	83.7	8.88	9.87	
G06 *	10.08	696.5	7.46	328.2	381.7	40	20.19	1.27	18.20	121.3	408	71	24.09	12.88	63.8	52.08	11.16	
FC *	9.84	683.0	7.26	334.3	381.8		7.70	0.98	13.34	135.1			35.98	10.13		34.68	8.88	
FA *	9.75	608.0	7.28	320.6	354.9	16	5.21	1.04	9.51	127.1	419	111	28.87	8.09	47.8	18.08	9.30	
S4 *	8.83	538.0	7.55	292.1	318.3		4.80	1.01	15.53	101.9			22.32	8.84		11.28	10.30	
forages *	9.81	617.8	7.30	317.8	358.6		5.74	1.51	12.10	123.8			27.82	9.04		22.16	9.32	
S5 *	8.81	511.7	7.49	279.2	303.8	88	5.27	1.09	20.77	88.2	587	181	14.81	20.53	72.2	8.93	10.28	
L1 *	11.56	309.3	8.00	137.1	173.6	21	2.47	1.10	5.61	60.0	764	45	2.78	37.32	64.2	3.75	1.88	
L2 *	10.53	321.3	7.80	144.1	178.7	17	2.69	1.16	5.61	62.3	751	43	4.05	32.35	66.5	4.42	2.89	
L3 *	11.74	327.2	7.65	143.9	188.0		2.58	1.13	5.58	65.1			4.02	39.20		3.08		
L4 *	10.67	326.2	7.87	148.9	188.2		2.54	1.11	5.09	67.3			4.44	38.53		3.21		
Sar. ***	6.35	400.8	7.98	168.5	232.3		3.27	1.16	7.78	79.8			3.00	61.68		4.25	3.93	

Tabl. 7

Temp	1.00																	
K2O	-0.72	1.00																
Ph	0.69	-0.60	1.00															
Tac	-0.69	0.95	-0.51	1.00														
Dto	-0.74	0.99	-0.62	0.97	1.00													
Ca	-0.77	0.91	-0.67	0.79	0.68	1.00												
Na	-0.12	0.57	0.08	0.62	0.58	0.26	1.00											
K	0.22	0.01	0.30	0.06	0.02	-0.17	0.44	1.00										
Mg	0.19	0.02	0.24	0.24	0.09	-0.38	0.59	0.43	1.00									
SiO2	0.02	0.29	0.26	0.51	0.33	-0.09	0.70	0.30	0.85	1.00								
NO3	-0.70	0.67	-0.61	0.73	0.82	0.92	0.25	-0.15	-0.32	-0.03	1.00							
Cl	-0.38	0.72	-0.34	0.52	0.63	0.73	0.46	-0.04	-0.29	-0.05	0.82	1.00						
SO4	0.51	-0.71	0.17	-0.81	-0.70	-0.55	-0.51	0.08	-0.23	-0.65	-0.62	-0.46	1.00					
Sr	0.61	-0.33	0.74	-0.13	-0.31	-0.60	0.40	0.33	0.67	0.71	-0.54	-0.35	-0.18	1.00				
Ba	-0.15	0.25	-0.38	0.28	0.30	0.08	0.16	0.42	0.42	0.16	0.11	-0.05	0.08	-0.15	1.00			
Li	0.21	-0.28	0.09	-0.10	-0.21	-0.56	0.08	0.28	0.79	0.42	-0.48	-0.55	0.18	0.35	0.58	1.00		
F-	0.15	-0.47	0.02	-0.44	-0.43	-0.47	-0.34	0.05	0.16	-0.22	-0.43	-0.49	0.53	-0.11	0.18	0.52	1.00	
Temp	K2O	Ph	Tac	Dto	Ca	Na	K	Mg	SiO2	NO3	Cl	SO4	Sr	Ba	Li	F-		

Tabl. 7: Matrice des coefficients de corrélation relatifs aux eaux de l'aquifère de la Tuffière, établie sur la base des données du tabl. 7.

NO3

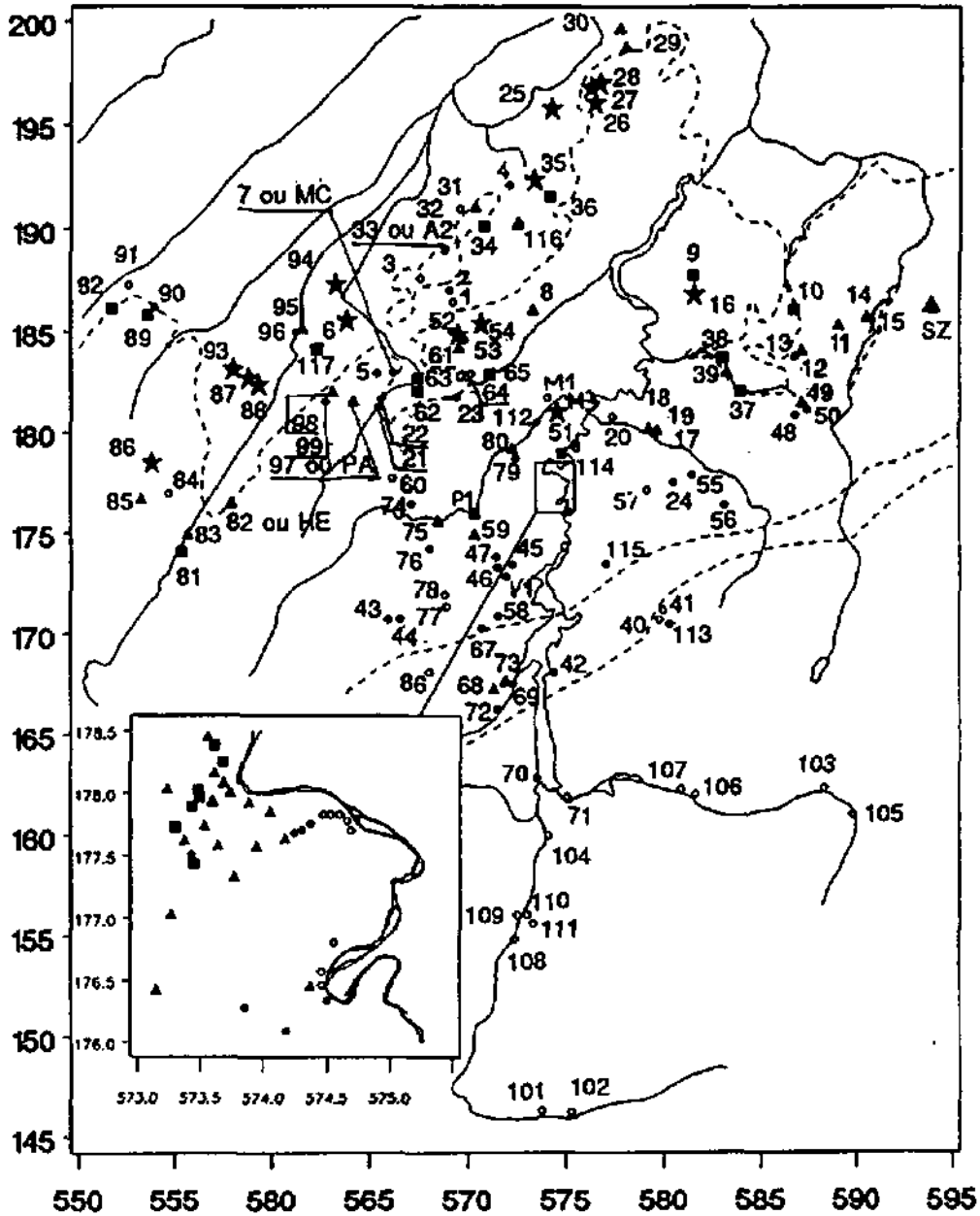


Figure de localisation des points d'eau pour le tableau 8: Les numéros des points d'eau situés sur cette figure correspondent à la partie droite des numéros de référence des analyses du tableau. La partie gauche de ces numéros de référence (XX, MM, LL, WW, IJ ou TH) est le "nom" de chaque tournée de prélèvement.

Tabl 8: Tableau des analyses physicochimiques relatives aux campagnes d'échantillonnage d'automne 1985 et 1987, paramètres principaux.

Tabl. 8 (2/8)

Num. réf.	Nom du point d'eau (S. = source, P. = puits)	Date de prélev.	Coor X [km]	Coor Y [km]	Alt. [m]	Clas. se	Temp. [°C]	K20 [µS/cm]	pH	TAC [mg/l]	O10 [mg/l]	Na+ [mg/l]	K+ [mg/l]	Mg++ [mg/l]	Ca++ [mg/l]	NO3- [mg/l]	SO4-- [mg/l]	Cl- [mg/l]	SiO2 [mg/l]	B. Ion. [%]
XX01	S. BOIS FOSSAU LEHELLES	17/10/85	569.4	188.2	825	3.2	9.5	498	7.39	277	295	5.07	1.13	20.20	94	8.2	19.9	6.8	10.8	-1.33
XX02	PUITS BAUMES LEHELLES	17/10/85	569.2	197.1	580	3.1	9.5	570	7.29	316	340	5.57	1.21	18.48	109	12.8	18.9	12.9	10.4	0.03
XX03	S. LES CREUX LEHELLES	17/10/85	567.7	197.4	590	2.2	9.3	384	7.68	221	226	3.36	0.89	16.46	85	3.1	13.7	3.1	10.4	-0.79
XX04	PUITS VILLAREPOS	17/10/85	572.2	192.2	475	4.1	10.9	571	7.35	313	316	22.00	1.83	19.90	93	15.2	16.2	10.1	10.9	0.45
XX05	S. FONTAINIERS MONTAGNY	17/10/85	565.5	193.0	575	3.2	9.4	551	7.34	305	324	5.88	2.20	20.35	97	12.8	19.0	9.5	11.6	-1.01
XX06	P. EORCHEBOEUF COUSSET	17/10/85	584.0	185.7	476	4.0	13.4	712	7.14	325	412	5.04	0.50	6.60	154	54.0	23.7	29.7	10.8	-0.45
XX07	S. CHANEA COUSSET	17/10/85	566.3	183.1	595	3.2	9.6	506	7.33	285	298	4.53	0.49	7.34	111	11.0	7.7	10.0	8.2	0.26
XX08	SOURCE LAITERIE BELFAUX	18/10/85	573.4	186.1	820	3.1	10.8	532	7.39	267	308	4.60	1.17	18.52	99	21.1	17.0	16.7	12.7	-0.20
XX09	PUITS HORIOWALD GUIN	19/10/85	591.6	187.9	595	3.0	10.3	642	7.31	309	366	9.34	2.20	18.20	119	38.5	17.9	23.5	9.9	0.13
XX10	S. TALMATT ST ANTONI	18/10/85	596.9	186.2	695	3.1	10.0	548	7.16	259	313	5.74	2.50	16.16	98	31.6	17.9	15.9	10.1	0.24
XX11	P. LETTISWIL	18/10/85	589.2	185.4	745	3.1	9.4	500	7.33	280	292	4.53	1.81	16.12	90	25.4	11.0	9.3	10.5	-0.33
XX12	PUITS ARTESIEN MOOS	18/10/85	587.2	184.1	750	3.2	9.1	414	7.49	220	240	4.20	0.99	19.36	88	22.4	7.7	6.8	10.6	-0.19
XX13	SOURCE JANKERGRABEN	18/10/85	596.8	183.9	795	2.2	9.2	356	7.79	198	208	3.52	0.90	15.50	58	10.9	9.8	2.3	10.9	-0.21
XX14	PUITS SOBACH	18/10/85	590.7	185.9	880	3.1	9.8	493	7.41	258	266	4.43	1.58	15.56	99	20.0	10.2	10.1	9.4	-0.21
XX15	SINGINE SENSEGRABEN	19/10/85	590.9	185.3	850	S	11.2	455	8.21	146	254	4.50	1.47	7.62	68	2.7	108.5	3.0	2.6	0.03
XX16	S. HAYOZ JETCHWIL	19/10/85	581.7	186.9	645	3.0	10.1	930	7.29	294	384	5.37	1.09	17.50	116	43.4	18.2	22.0	11.8	-0.43
XX17	PUITS MARLY	18/10/85	579.8	179.9	825	3.1	-	502	7.25	269	294	4.20	1.38	12.56	96	13.6	15.8	7.7	7.5	-0.82
XX18	SOURCE Y1 MARLY	19/10/85	579.9	180.2	825	3.1	-	555	7.35	292	326	5.04	1.54	21.60	96	27.1	13.7	11.1	10.5	-0.35
XX19	SOURCE Y2 MARLY	18/10/85	579.4	180.3	825	3.1	-	584	7.42	304	342	5.00	2.30	19.40	104	29.3	13.1	13.9	9.8	-1.09
XX20	GERINE MARLY	18/10/85	577.5	190.5	606	S	11.1	451	8.27	221	237	5.54	2.07	8.72	80	9.8	18.3	6.9	4.6	-1.48
XX21	SOURCE 2 LA MONTAGNETTE	19/10/85	565.5	191.0	625	2.2	8.8	556	7.34	321	333	7.46	1.21	25.38	90	6.8	19.9	6.4	11.2	-1.21
XX22	TORNY NOUVELES SOURCE	19/10/85	565.7	181.4	620	3.2	10.0	574	7.21	324	342	6.08	1.28	24.50	97	7.5	19.9	6.5	10.8	-0.70
XX23	S. LA MAISON ROUGE	19/10/85	589.5	191.6	645	2.1	9.0	565	7.45	309	338	5.37	1.43	26.24	91	17.4	18.5	11.7	12.2	-1.16
XX24	PUITS GAME	21/10/85	580.8	177.6	735	3.1	9.1	577	7.21	317	340	8.11	1.54	13.30	115	14.3	12.6	11.5	8.0	-0.13
XX25	PUITS GRENG	21/10/85	574.4	195.9	446	3.0	10.3	713	7.06	341	411	7.29	1.69	17.44	134	42.5	25.4	22.0	11.9	-1.01
XX26	S. BOIS DE CRAUX	21/10/85	576.6	196.2	505	2.0	10.1	885	7.32	344	404	7.15	1.29	24.60	120	40.1	26.6	16.5	13.2	-1.12
XX27	S. OBIERE PREHL	21/10/85	576.4	196.9	495	2.0	11.3	658	7.46	313	392	6.58	1.67	24.40	113	48.0	24.4	20.5	12.6	-0.70
XX28	S. PREHL	21/10/85	576.9	197.2	500	4.0	-	889	7.56	311	390	6.95	1.38	24.90	114	46.9	26.5	23.2	12.9	-0.93
XX29	S. ROUGEMONT	21/10/85	579.2	198.8	490	2.1	-	593	7.55	322	357	8.28	1.44	30.80	95	24.6	19.6	10.9	12.7	0.17
XX30	P. LOEVENBERG	21/10/85	577.9	199.9	435	3.0	10.9	656	7.53	330	368	14.28	5.00	22.60	109	24.4	18.9	17.3	12.3	1.19
XX31	S. CHAMPIGNONNIERE	21/10/85	570.5	191.2	530	2.2	9.1	468	7.88	293	276	3.93	1.29	20.92	76	21.2	20.8	2.7	12.4	1.88
XX32	S. BAS DES RIAUX	21/10/85	589.7	190.8	520	2.2	9.3	481	7.62	258	298	4.30	1.33	22.94	78	7.1	19.2	3.8	12.3	1.56
XX33	S. AVENCHES OULEYRES 1	21/10/85	568.9	189.1	560	2.2	9.4	437	7.56	242	258	3.96	0.90	14.60	79	10.3	13.8	5.7	14.7	-0.95
XX34	S. MOULIN NEUF CHANDON	21/10/85	570.8	190.3	495	3.0	10.3	633	7.52	309	368	8.58	1.32	21.94	112	33.5	25.1	20.2	13.0	-0.69
XX35	S. LES BAUMES MR LUTHY	21/10/85	573.6	192.5	500	4.0	12.2	844	7.35	305	371	6.52	1.32	14.88	124	53.5	17.2	19.7	12.9	-1.05
XX36	S. PUGISSIA WALLENNIED	21/10/85	574.3	191.7	540	2.0	7.9	514	7.99	237	278	10.92	1.15	19.56	79	33.9	15.4	20.8	11.6	-1.48
XX37	S. HINTERGRABEN TAFERS	22/10/85	584.1	182.2	655	3.1	9.9	597	7.41	301	346	6.18	1.82	18.20	110	30.1	20.3	18.6	9.7	-0.64
XX38	AMEISMUHLE PUITS TAVEL	22/10/85	593.1	183.6	610	3.0	10.3	690	7.25	339	387	9.88	3.00	14.60	131	30.0	18.2	27.2	9.1	-0.52
XX39	GOTTERON AMEISMUHLE	22/10/85	583.3	183.1	610	S	7.5	540	8.38	288	320	6.95	2.51	15.70	102	25.2	18.7	14.5	8.6	-1.28
XX40	S. FONTAINE FROIDE BERRA	22/10/85	579.9	170.4	1560	5.2	8.8	325	7.99	174	171	1.58	1.09	5.86	59	2.5	26.5	1.4	4.3	0.06
XX41	S. LA MONTAGNETTE BERRA	22/10/85	580.1	170.9	1460	5.2	8.3	245	7.98	132	141	1.71	0.60	1.66	53	3.0	11.4	1.1	4.7	-1.18
XX42	S. FOURCHES HAUTEVILLE	22/10/85	574.5	168.2	690	3.1	10.3	585	7.22	337	349	4.80	3.90	9.56	122	12.3	12.2	7.6	5.7	-1.61
XX43	S. LES TRONCS VILLARLOD	22/10/85	588.0	170.8	990	5.2	9.6	495	7.80	280	298	4.38	1.08	14.34	95	11.1	13.6	5.3	8.6	-0.80
XX44	S. PLANAFAYE VILLARLOD	22/10/85	588.7	170.9	935	5.2	8.9	456	7.85	259	275	2.05	0.55	10.64	93	10.6	18.2	1.9	7.4	-0.90
XX45	PUITS PROUVIN	22/10/85	572.4	173.5	753	3.1	8.5	586	7.00	310	345	4.94	2.84	11.86	119	17.7	21.0	12.0	7.3	-0.58

Tabl. 8 (3/8)

Num. réf.	Nom du point d'eau (S = source, P = puits)	Date de prélév.	Coor X [km]	Coor Y [km]	Alt. [msm]	Clas- se	Temp. [°C]	K20 [µS/cm]	pH	TAC [mg/l]	Dio. [mg/l]	Na ⁺ [mg/l]	K ⁺ [mg/l]	Mg ⁺⁺ [mg/l]	Ca ⁺⁺ [mg/l]	NO ₃ ⁻ [mg/l]	SO ₄ ²⁻ [mg/l]	Cl ⁻ [mg/l]	SiO ₂ [mg/l]	θ. Ion. [%]
XX46	KAISA D'AVAU 3 PUIITS ANC.	22/10/85	571.5	173.9	742	3.1	9.1	535	7.29	302	319	4.77	2.57	15.50	101	15.2	12.3	7.7	9.1	-1.27
XX47	KAISA D'AVAU PUIITS NEUF	22/10/85	571.8	173.4	745	3.1	9.4	534	7.30	302	318	4.33	2.14	14.70	105	15.9	11.2	6.9	8.9	-0.24
XX48	S LAITERIE HOFMATT	25/10/85	587.2	181.6	760	3.1	8.4	516	7.36	279	310	4.03	1.00	15.44	97	22.4	10.9	9.0	8.7	-0.96
XX49	PUIITS 1 HOFMATT	25/10/85	588.8	180.9	755	3.2	9.6	436	7.54	233	255	5.00	0.97	17.40	73	14.5	12.8	7.4	0.0	-0.49
XX50	PUIITS 2-4 HOFMATT	25/10/85	587.5	181.2	750	3.2	9.5	468	7.51	252	273	5.04	1.13	18.02	81	13.6	14.6	8.4	9.7	-0.23
XX51	S. ABBAYE HAUTERIVE	25/10/85	575.8	178.5	600	3.0	11.1	686	7.20	332	386	8.72	2.29	18.00	125	41.0	14.1	19.9	12.1	-0.53
XX52	S. HLM	26/10/85	568.7	185.0	645	3.0	11.1	798	7.14	329	380	12.00	47.40	13.90	129	65.9	29.7	38.5	14.9	-0.17
XX53	S. RUSSY PONTAUX	26/10/85	570.0	184.7	850	3.0	11.0	618	7.18	322	387	5.44	1.53	19.40	116	19.5	28.5	14.1	12.1	-0.28
XX54	S. NIERLET	26/10/85	570.8	185.5	885	3.0	11.0	691	7.14	329	362	9.60	26.20	16.44	117	41.5	20.9	24.0	12.8	-0.49
XX55	P. NESSLERA ST SYLVESTER	28/10/85	581.5	178.0	675	3.1	8.3	536	7.38	283	312	6.05	2.09	12.10	106	13.9	12.2	11.4	7.6	-0.44
XX56	S. SAEGEST SYLVESTER	28/10/85	583.2	176.5	815	3.1	9.4	564	7.43	304	332	6.72	1.48	21.80	88	13.3	21.8	11.8	9.7	-0.12
XX57	LE MOURET RUISSEAU	28/10/85	579.3	176.9	760	S	5.4	476	7.79	279	285	4.03	1.54	11.60	87	5.2	7.9	7.5	7.0	-0.25
XX58	S. CAPTAGE UDRY, LE BRY	29/10/85	571.7	171.0	920	5.2	6.6	465	7.47	262	277	2.82	1.23	10.20	95	14.0	10.8	3.9	11.2	-0.52
XX59	LONGVIE GRENILES	28/10/85	570.5	175.0	885	S	8.4	618	7.45	309	330	19.00	6.00	14.00	110	23.7	19.3	20.5	9.9	0.52
XX60	PUIITS BERSET CHIENENS	30/10/85	568.2	177.5	712	3.0	9.5	558	7.55	322	338	5.34	1.31	24.80	95	3.7	15.7	10.1	12.9	-0.45
XX61	S. LE RUSSEL PONTAUX	30/10/85	569.7	184.3	660	3.0	11.3	597	7.25	321	354	5.47	0.91	15.44	117	22.4	13.0	11.8	10.3	-0.10
XX62	MOULIN DE PREZ S. NOREAZ	30/10/85	567.6	182.2	560	3.0	8.8	658	7.49	332	375	7.93	6.20	15.16	125	34.9	18.1	17.5	9.9	-0.71
XX63	SOURCE DES ROMAINS	30/10/85	567.8	182.9	555	3.0	8.1	558	7.77	254	302	6.99	2.28	16.80	85	33.2	17.9	17.8	10.2	-0.07
XX64	LA SONNAZ LAC SEEDORF	30/10/85	570.3	182.7	612	S	8.1	485	7.41	251	263	9.14	4.40	15.94	79	2.1	16.3	16.1	2.2	-1.07
XX65	PUIITS LE MOULIN AVRY	30/10/85	571.3	183.0	610	3.0	9.8	639	7.24	327	370	7.22	3.00	18.89	117	32.5	15.1	17.8	11.0	-0.62
XX66	S. LES PRARYS, MARSENS	30/10/85	568.2	167.8	955	5.1	9.8	427	7.51	249	254	4.20	0.68	11.50	92	7.3	9.5	3.1	6.6	-1.16
XX67	S. GUMIEFENS, ASILE	30/10/85	570.9	170.3	945	5.2	7.3	448	7.45	253	270	2.05	0.80	12.20	89	12.6	14.2	1.4	7.2	-0.44
XX68	P. ASILE NEUF MARSENS	30/10/85	571.5	167.3	715	3.0	10.8	638	7.32	338	362	8.72	9.20	12.32	127	25.7	19.1	9.9	6.9	-0.17
XX69	SOURCE ECHARLENS	30/10/85	572.5	167.2	890	S	9.8	598	7.49	306	309	18.20	6.00	9.08	111	8.0	29.3	17.7	5.8	-1.26
XX70	SARINE MORLON	30/10/85	573.7	162.6	875	S	8.9	502	8.29	167	298	4.63	1.50	11.50	89	3.4	126.0	3.8	1.4	0.21
XX71	JOEGNE USINE GAILLER	30/10/85	575.2	161.6	685	S	5.8	386	8.20	161	224	3.05	1.12	8.80	77	2.4	88.7	2.6	3.2	0.08
XX72	PUIITS ECHARLENS	30/10/85	571.6	166.3	718	3.1	8.8	540	7.64	291	305	6.45	8.00	11.84	104	17.5	14.3	8.8	6.6	-0.12
XX73	SOURCE VUIPPENS	30/10/85	572.1	167.7	705	5.0	10.9	629	7.10	332	388	5.91	1.91	11.74	129	26.2	14.3	12.5	6.2	-0.05
XX74	SOURCE LES PRES CHIENENS	06/11/85	587.2	176.5	680	3.0	10.0	570	7.48	314	340	4.77	1.17	24.30	98	17.5	12.0	10.0	12.2	0.24
XX75	SOURCE MOULIN CHIENENS	06/11/85	568.6	175.7	835	3.1	10.2	595	7.59	329	355	4.87	1.93	16.00	117	21.4	12.8	9.0	9.0	-0.01
XX76	S. ESTAVAYER LE GBX	06/11/85	568.1	174.3	715	2.1	8.8	564	7.40	309	333	5.04	3.00	19.72	101	18.8	15.2	9.8	11.0	-0.45
XX77	S. PRA DU CHALET	06/11/85	568.0	171.1	980	5.2	7.3	375	7.66	207	223	2.48	0.66	12.26	89	9.5	13.5	1.6	7.1	-0.46
XX78	S. PLANCHES VILLARLOD	06/11/85	569.0	171.7	955	5.2	9.0	401	7.59	225	239	2.35	0.67	11.04	77	8.7	12.0	2.7	8.1	-1.14
XX79	PUIITS 2 ECUVILLENS	27/11/85	572.4	179.2	650	3.1	-	600	7.36	326	349	7.49	8.80	15.20	115	23.5	14.6	12.6	13.6	-0.15
XX80	PUIITS 5 ECUVILLENS	27/11/85	572.6	178.8	650	3.1	-	599	7.30	309	324	7.93	8.00	12.76	108	17.6	17.6	11.1	10.0	-1.08
XX81	P. CHAMP DU VAUZ LUCIENS	28/11/85	555.5	174.2	480	5.0	9.1	596	7.23	279	340	7.15	1.25	17.40	108	33.9	25.9	20.7	9.1	-0.46
XX82	S. SILLON G. HENNIEZ	28/11/85	558.0	176.9	510	3.1	9.7	612	7.18	317	358	6.38	0.95	18.60	113	28.4	15.7	14.0	10.3	-0.32
XX83	PUIITS 13-CANT	28/11/85	555.8	175.0	480	5.0	10.2	637	7.19	317	373	8.15	1.39	21.09	114	28.8	28.2	21.0	10.3	-1.72
XX84	PUIITS LE BASSET SURPIER.	28/11/85	554.8	176.9	640	3.1	8.5	494	7.28	280	311	4.63	1.39	21.50	88	7.8	19.9	8.1	12.2	-0.01
XX85	S. GRANDS ESSERTS CHEIRY	28/11/85	553.4	176.8	815	3.1	8.5	537	7.38	276	315	5.24	1.21	17.74	97	21.6	16.2	14.2	11.9	-0.36
XX86	S. LA BAUMAZ CHEIRY	28/11/85	553.8	179.8	640	2.1	8.3	550	7.59	240	311	4.43	1.23	22.86	98	43.3	15.9	27.1	12.6	-0.74
XX87	FETIGNY PUIITS NEUF	28/11/85	558.9	192.8	480	3.0	10.0	633	7.30	280	350	10.15	1.10	22.30	105	48.5	16.4	33.4	13.1	-0.59
XX88	FETIGNY ANC SOURCE	28/11/85	558.5	182.5	465	3.0	9.7	695	7.37	304	399	9.36	1.32	21.46	121	48.9	16.4	41.2	12.5	-0.56
XX89	P. CHEVREU 1 CHABLES	28/11/85	553.7	186.0	555	2.1	9.0	603	7.31	303	350	5.14	1.25	19.24	113	38.9	14.3	18.9	12.5	-0.42
XX90	P. CHEVREU 2 CHABLES	28/11/85	554.0	186.3	555	2.1	-	555	7.40	281	328	4.94	1.50	21.86	92	17.0	24.3	15.7	11.8	-1.48

Tabl. 8 (4/8)

Num. réf.	Nom du point d'eau (S. = source, P. = puits)	Date de prélév.	Coor X [km]	Coor Y [km]	Alt. [msm]	Crise-ss	Temp. [°C]	K 20 [µS/cm]	pH	TAC [mg/l]	Oto. [mg/l]	Na+ [mg/l]	K+ [mg/l]	Mg++ [mg/l]	Ce+++ [mg/l]	NO3- [mg/l]	SO4-- [mg/l]	Cl- [mg/l]	SiO2 [mg/l]	B. Ion. [%]
X291	S. BELLE-VUE FONTS	28/11/85	552.7	187.1	500	2.1	8.0	508	7.64	276	300	6.11	1.28	20.82	88	9.5	20.6	10.5	12.5	-0.09
X292	S. CHABLES ESTAVAYER	28/11/85	551.8	186.3	580	3.0	10.1	595	7.66	279	340	5.84	1.87	17.04	110	36.6	19.1	23.3	12.7	-0.49
X293	PUITS LA GRANGE DES BOIS	28/11/85	558.2	183.3	530	3.1	9.1	551	7.40	228	313	5.94	1.02	8.74	112	82.4	21.6	22.3	12.3	-0.43
X294	P. LA VERNAZ CORCELLES	28/11/85	563.4	187.4	448	3.0	10.0	807	7.25	380	482	12.30	4.20	19.50	153	41.5	33.0	31.1	10.1	0.25
X295	P. NESTLE PAYERNE	28/11/85	581.7	185.2	450	3.0	10.5	715	7.21	355	414	12.35	2.80	16.72	140	25.3	31.6	28.8	8.6	0.28
X296	LA BROYE PAYERNE	28/11/85	561.4	185.1	450	S	1.6	555	6.00	278	316	13.44	4.00	14.32	101	17.7	23.7	23.6	8.3	-0.66
X297	S. LES HACHES PAYERNE PA	29/11/85	584.3	181.8	825	3.1	8.9	573	7.58	309	343	4.03	1.43	19.48	108	20.3	14.2	12.0	12.6	0.44
X298	S. BOHEMIENS, PAYERNE	29/11/85	583.2	182.1	560	3.0	8.8	630	7.37	318	383	9.16	1.03	18.10	117	23.1	20.0	22.7	11.7	-0.23
X299	S. BRETONNIERE PAYERNE	29/11/85	562.8	181.8	580	3.1	8.6	580	7.37	308	338	4.84	1.26	22.26	100	11.4	21.2	8.9	12.8	0.24
X101	S. LA CHAUDANNE	30/11/85	573.9	146.1	900	1.2	8.8	322	7.46	169	183	3.79	0.92	8.28	63	4.0	19.5	2.0	3.4	-0.77
X102	LA SARINE A LA CHAUDANNE	30/11/85	575.4	148.0	800	S	2.8	574	8.18	177	348	5.10	1.62	12.40	118	3.2	162.0	5.7	3.2	-0.37
X103	S. CASCADE DE JAUN	30/11/85	568.4	182.1	1000	1.2	7.3	394	7.97	135	228	1.51	0.44	8.64	77	2.2	90.0	0.7	3.5	0.01
X104	S. LES MARCHES, BROU	04/12/85	574.2	159.7	700	1.2	8.8	274	7.93	152	180	1.04	0.53	2.08	60	4.2	11.8	0.9	4.2	-2.28
X105	S. SANDIL, JAUN	04/12/85	588.9	160.7	1080	1.2	6.3	301	7.78	118	174	0.47	0.30	4.76	81	2.2	55.0	0.6	2.4	-1.33
X108	P. PONT-DU-ROC BULLE	04/12/85	581.7	161.8	880	1.1	7.5	424	7.43	188	253	1.76	0.75	7.48	89	3.6	86.7	1.3	3.5	-0.91
X107	S. BONNEFONTAINE, CHARM	04/12/85	581.0	162.0	880	1.2	7.5	370	7.55	178	218	1.61	0.84	5.88	77	3.9	26.8	1.7	3.2	1.81
X108	P. PASQUIER, GRANVILLARD	04/12/85	572.5	154.6	750	1.1	6.5	334	7.64	162	189	1.94	0.66	8.76	82	3.0	31.0	1.5	4.9	-0.75
X108	P. CAMP MILIT. GRANOVILL.	04/12/85	572.6	155.8	750	1.1	9.7	420	7.77	229	247	5.00	1.00	19.32	88	1.7	28.7	1.5	10.2	-0.40
X110	PIEZO 2 GRANDVILLARD (?)	04/12/85	573.1	155.8	750	1.1	8.7	401	7.02	137	135	1.21	7.40	8.42	44	1.1	7.0	1.6	3.5	0.28
X111	PIEZO 8 GRAVIERE GRANDV.	04/12/85	573.4	155.4	750	1.1	7.9	407	7.64	223	230	1.34	0.88	8.56	78	5.5	5.3	1.8	6.0	0.19
X112	GLANE A MATRAN	28/10/85	573.8	180.8	580	S	4.9	525	8.38	265	310	10.96	3.60	15.58	88	11.0	15.0	16.8	11.0	1.03
MMG1	S. GRABOZ1	28/10/85	573.8	178.0	610	3.1	9.8	593	7.51	321	346	5.26	1.38	11.58	123	22.2	8.3	17.6	9.8	-0.78
MMG2	S. GRABOZ2	28/10/85	573.7	178.1	610	3.0	8.7	631	7.37	331	366	6.56	0.63	11.92	133	26.0	10.8	23.0	8.3	0.10
MMG3	S. GRABOZ3	28/10/85	573.8	178.2	610	3.0	8.7	606	7.39	328	357	4.87	0.62	10.08	128	25.3	9.4	18.8	8.6	-1.21
MMG4	S. GRABOZ4	28/10/85	573.7	178.3	610	3.0	8.8	625	7.52	303	350	10.44	1.11	13.68	117	34.8	12.2	35.5	10.3	-2.78
MMG5	S. GRABOZ5	28/10/85	573.6	178.4	610	3.0	9.6	643	7.58	327	367	8.60	3.45	15.08	132	34.2	17.2	26.1	13.3	0.63
MMT1	S. SGT1	28/10/85	573.9	177.8	610	3.1	9.8	577	7.30	315	339	4.60	2.47	13.70	115	23.5	10.1	15.3	8.5	-1.26
MM11	SOURCE 11 TUFFIERE	28/10/85	574.1	177.9	610	3.1	9.6	548	7.51	298	320	4.77	0.97	13.14	108	23.7	13.1	12.6	8.5	-1.34
MM18	S. SIFR 18	28/10/85	574.7	177.7	615	T	10.3	421	7.47	224	249	2.77	0.74	11.48	81	6.7	32.8	4.0	6.4	-2.47
MM19	S. SIFR 19	28/10/85	574.7	177.7	615	T	10.9	380	7.55	191	220	3.02	0.81	13.26	87	8.8	37.6	5.8	6.2	-2.97
MM20	S. SIFR 20	28/10/85	574.8	177.8	615	T	10.8	383	7.57	186	228	2.66	0.87	14.60	88	8.8	29.8	5.8	6.6	-1.94
MM21	S. SIFR 21	28/10/85	574.5	177.6	615	T	10.5	408	7.56	213	238	3.06	0.98	18.04	70	8.2	28.1	6.3	7.3	-0.19
MM22	S. SIFR 22	28/10/85	574.5	177.6	615	T	10.4	423	7.52	220	248	3.30	0.99	20.18	88	8.7	25.7	8.7	7.8	-0.38
MM23	S. SIFR 23	28/10/85	574.4	177.6	615	T	10.2	459	7.44	248	271	3.86	1.04	21.28	76	13.0	23.3	7.6	8.6	-1.12
MM24	S. SIFR 24	28/10/85	574.3	177.7	620	T	9.9	501	7.37	274	298	4.36	1.03	20.88	86	18.0	18.9	9.7	9.6	-1.60
MM25	S. SIFR 25	28/10/85	574.3	177.7	620	T	8.8	536	7.30	283	318	4.41	1.00	18.54	98	19.9	15.5	12.3	10.2	-1.61
MM26	S. SIFR 26	28/10/85	574.2	177.7	620	T	9.6	558	7.27	297	334	3.92	1.00	15.90	107	22.5	11.0	13.5	10.7	-0.50
MM61	S. BAUME 1	28/10/85	574.5	178.4	830	T	10.4	478	7.41	251	277	4.56	2.02	15.66	86	16.7	25.1	8.8	7.8	-2.18
MM62	S. BAUME 2	28/10/85	574.5	178.4	830	T	10.9	374	7.61	190	217	2.71	1.15	13.60	66	4.7	31.2	4.7	6.0	-1.06
MMB3	S. BAUME 3	28/10/85	574.5	178.5	630	T	11.1	352	7.70	178	204	2.30	0.85	12.18	61	5.1	33.4	4.4	5.5	-3.42
MM64	S. BAUME 4	28/10/85	574.6	178.6	830	T	11.0	362	7.66	160	209	2.31	0.82	13.06	63	5.8	32.8	3.6	8.3	-1.56
MM07	S. 07 BAUME	28/10/85	574.4	178.5	880	3.0	9.8	607	7.47	327	348	4.36	0.50	11.98	119	27.4	8.8	7.5	8.6	-1.75
MMFA	PIEZO FA	28/10/85	573.8	177.6	855	3.0	9.8	612	7.22	321	354	5.26	0.88	9.78	125	28.1	6.3	20.8	9.3	-2.21
MM55	PIEZO S5	28/10/85	573.9	178.3	680	T	8.8	508	7.41	274	301	5.06	0.88	20.00	87	14.1	20.9	9.3	10.2	-1.38
MM06	SOURCE 06 BEVELER	28/10/85	573.6	178.5	660	3.0	11.2	688	7.53	321	366	17.40	0.80	20.60	112	20.0	11.9	42.3	12.1	-0.73

Tabl. 8 (5/8)

Num. réf.	Nom du point d'eau (S. = source, P. = puits)	Date de prélév.	Coor X [km]	Coor Y [km]	Alt. [msm]	Claes- se	Temp. [°C]	K20 [µS/cm]	pH	TAC [mg/l]	Dto. [mg/l]	Na+ [mg/l]	K+ [mg/l]	Mg++ [mg/l]	Ca++ [mg/l]	NO3- [mg/l]	SO4-- [mg/l]	Cl- [mg/l]	SiO2 [mg/l]	B. Ion. [%]
MM09	S. OÛ ILLENS	28/10/85	574.2	176.1	875	3.1	9.3	555	7.28	312	334	4.20	0.95	10.78	118	14.1	11.8	6.2	9.7	-0.05
MML1	LAC GRUYÈRES SURFACE	28/10/85	575.0	174.1	875	S	13.3	342	7.75	139	189	2.49	1.05	7.20	85	1.8	49.2	3.5	2.8	0.50
MML2	IDEM -5 M	28/10/85	575.0	174.1	875	S	13.3	343	7.75	139	190	2.84	1.12	7.14	85	1.7	55.4	2.8	2.9	-0.82
MML3	IDEM -10 M	28/10/85	575.0	174.1	875	S	13.4	344	7.74	137	191	3.38	1.11	7.24	85	1.8	55.0	3.1	1.9	0.19
MML4	IDEM ILE DOGOZ	28/10/85	575.0	174.1	875	S	12.6	337	7.76	140	188	3.24	1.13	7.22	88	2.1	54.0	3.3	8.0	0.08
MMM1	PUITS MATRAN 1	28/10/85	574.2	181.5	580	2.2	12.2	410	7.84	255	241	7.76	1.03	33.80	43	0.8	8.2	1.1	20.8	-0.22
MMM3	SOURCE MOLASSE MATRAN	28/10/85	574.7	181.1	600	2.0	9.2	872	7.26	340	399	3.47	1.02	18.54	128	63.0	9.8	19.5	11.9	-2.37
MMV1	P. BOIS BOULEYRES	28/10/85	572.1	172.9	780	3.2	8.6	443	7.58	251	265	3.82	0.93	20.84	72	12.2	11.6	3.9	11.4	-0.79
MMP1	S. POSAT	28/10/85	570.5	176.1	650	3.0	9.7	628	7.53	335	360	5.32	0.92	12.56	124	33.5	10.7	14.2	11.3	-1.01
MMF1	PIEZO F1	28/10/85	573.4	177.6	675	3.0	9.8	645	7.12	352	386	4.32	0.77	10.84	139	22.5	7.2	15.8	9.0	0.13
MMF2	PIEZO F2	28/10/85	573.4	177.5	680	3.0	9.3	569	7.68	305	327	6.40	1.16	10.76	118	14.0	8.4	22.7	7.7	-0.83
LLF3	PIEZO F3	20/09/85	573.3	177.7	680	3.0	9.8	818	7.11	308	381	6.96	1.01	11.40	127	33.8	8.0	38.2	8.9	-1.97
MMF5	PIEZO F5	28/10/85	573.3	178.0	680	3.0	9.4	842	7.31	344	378	7.08	2.45	13.22	128	23.8	11.3	17.5	8.6	-0.62
LLF6	PIEZO F6	20/09/85	573.5	177.5	680	3.0	10.1	588	7.21	302	337	5.48	2.08	12.00	114	30.0	8.0	16.9	9.5	-1.41
MMF8	PIEZO F8	28/10/85	573.6	177.9	675	3.0	9.8	594	7.17	327	357	4.88	0.74	8.56	128	25.8	8.8	15.4	8.0	-1.66
MMFC	PIEZO FC	28/10/85	573.5	177.9	675	3.0	9.8	878	7.12	334	389	5.80	0.87	14.00	134	35.2	9.4	31.0	8.7	-1.24
MMFD	PIEZO FD	28/10/85	573.5	178.0	675	3.0	8.8	729	7.08	339	412	8.00	0.89	13.84	143	35.7	9.1	48.1	9.7	-1.46
LLFE	PIEZO FE	20/09/85	573.5	178.0	680	3.0	9.8	677	7.10	326	383	6.92	1.80	13.30	130	34.5	11.3	31.2	9.7	-1.66
MMFF	PIEZO FF	28/10/85	574.0	177.6	630	3.1	9.1	553	7.24	304	329	4.44	1.02	13.80	111	22.7	8.5	12.0	9.1	-0.61
MMFG	PIEZO FG	28/10/85	573.7	177.8	850	3.1	10.0	592	7.08	311	344	4.80	3.13	13.14	116	23.8	8.7	14.8	9.1	-0.27
MMS2	PIEZO S2	28/10/85	573.3	177.0	690	3.0	8.8	828	7.23	314	358	5.68	4.52	13.82	119	25.0	8.8	24.3	10.1	-0.78
MMS3	PIEZO S3	28/10/85	573.2	176.4	690	3.0	9.3	558	7.27	300	329	4.44	1.00	13.42	113	21.7	9.3	13.0	10.1	0.37
LLS4	PIEZO S4	20/09/85	573.8	177.3	690	3.0	10.1	557	7.27	289	315	4.78	1.12	15.58	100	21.8	9.8	10.9	10.1	-1.01
MM13	SOURCE MOLASSE BAUME	28/10/85	575.2	176.2	600	2.1	8.1	538	8.04	293	314	7.88	3.18	15.84	104	21.1	15.8	11.7	9.2	0.42
WW01	S. BOIS FOSSAU LEHELLES	28/11/87	589.4	188.2	825	3.2	8.4	498	7.44	277	286	3.95	1.04	19.20	85	10.9	10.0	7.2	12.4	-0.88
WW02	PUITS BAUMES LEHELLES	28/11/87	569.2	187.1	580	3.1	8.9	547	7.15	304	330	8.40	1.15	19.80	108	14.3	17.7	12.1	12.5	2.02
WW03	S. LES CREUX LEHELLES	28/11/87	587.7	187.4	590	2.2	9.2	382	7.27	222	228	2.85	0.85	18.89	64	5.8	12.8	2.9	15.2	-1.73
WW04	PUITS VILLAREPOS	01/12/87	572.2	192.2	475	4.1	10.5	564	7.61	310	312	18.80	1.53	20.00	92	18.4	13.2	9.9	12.9	0.30
WW05	S. FONTAINERS MONTAGNY	11/11/87	585.5	183.0	575	3.2	9.6	550	7.23	301	337	5.50	2.08	18.80	102	14.9	18.0	9.8	13.4	1.02
LJMC	SOURCE MC MONTAGNY	11/11/87	566.9	183.1	595	3.1	9.7	511	7.28	279	303	3.40	0.44	7.40	110	15.3	7.0	11.6	9.0	-0.34
WW08	SOURCE LAITIÈRE BELFAUX	28/11/87	573.4	188.1	620	3.1	10.2	541	7.35	269	309	3.85	1.12	16.40	97	30.1	9.4	18.5	17.4	-1.52
WW09	PUITS HORIAWALD GUIN	04/12/87	581.6	187.9	595	3.0	10.3	837	7.62	308	386	6.95	2.26	17.40	119	46.5	15.0	24.9	11.3	-1.24
WW10	S. TALMATT ST ANTONI	04/12/87	588.8	186.2	895	3.1	9.5	544	7.58	258	310	5.30	2.47	15.80	98	38.7	15.4	16.5	11.5	-0.66
WW11	LETTISWIL PUITS	04/12/87	588.2	185.4	745	3.1	9.0	506	7.71	264	284	3.45	2.20	16.20	90	29.0	8.7	10.2	11.5	-1.52
WW12	PUITS ARTESIEN MOOS	04/12/87	587.2	184.1	750	3.2	9.2	387	7.32	215	235	3.20	0.93	17.40	84	21.5	5.4	5.5	11.9	-1.29
WW13	SOURCE JUNGERGRABEN	04/12/87	586.8	183.8	795	2.2	8.0	353	7.44	195	207	3.00	0.85	14.00	57	12.1	8.8	2.4	12.3	-1.87
WW14	PUITS SOOBACH	10/11/87	590.7	185.8	680	3.1	8.7	481	7.37	250	282	3.85	1.37	15.40	88	23.6	7.8	11.0	9.5	0.07
WW15	SINGINESENSEGRABEN	10/11/87	590.9	185.3	850	S	8.0	462	8.26	183	272	3.40	1.47	7.80	96	3.2	105.0	2.8	3.2	0.37
WW16	S. HAYOZ JETCHWIL	10/11/87	581.7	188.9	645	3.0	9.3	630	7.33	293	366	4.85	1.05	17.40	119	45.3	14.5	23.8	13.7	0.28
WW17	PUITS1 MARLY	18/11/87	579.8	179.9	625	3.1	9.5	512	7.18	279	304	3.55	1.38	12.00	102	14.2	15.8	7.8	8.7	-0.69
LJY2	SOURCE Y1 MARLY	18/11/87	579.8	180.2	625	3.1	10.4	584	7.30	305	341	4.15	2.22	19.00	107	34.2	11.7	15.1	11.7	-1.25
LJY1	SOURCE Y2 MARLY	08/11/87	579.4	180.3	625	3.1	11.1	558	7.42	289	329	4.25	1.44	21.20	97	32.2	12.1	12.0	12.0	-0.80
WW20	GERINE MARLY	02/12/87	577.5	180.5	606	S	3.9	400	7.20	210	240	4.00	1.71	7.20	84	9.7	14.7	5.7	5.8	1.82
WW21	SOURCE 2 LA MONTAGNETTE	28/11/87	585.5	181.0	625	2.2	9.7	552	7.59	317	330	8.50	1.15	24.80	88	6.4	16.4	8.4	12.9	-1.61
WW22	TOFNY NOUVELLE SOURCE	24/11/87	565.7	181.4	820	3.2	9.6	592	7.27	329	359	5.80	1.23	24.20	102	14.8	14.8	12.4	12.5	-0.81

Num. réf.	Nom du point d'eau (S. = source, P. = puits)	Date de prélèv.	Coor X [km]	Coor Y [km]	Alt. [msm]	Claç. [se]	Temp. K20 [°C]	K20 [µS/cm]	pH	TAC [mg/l]	Dio. [mg/l]	Na+ [mg/l]	K+ [mg/l]	Mg++ [mg/l]	Ca++ [mg/l]	NO3- [mg/l]	SO4-- [mg/l]	Cl- [mg/l]	SiO2 [mg/l]	θ. Ion. [%]
WW21	S. ON LA MAISON ROUGE	24/11/87	569.5	181.6	645	2.1	8.9	563	7.38	305	342	4.40	1.24	25.00	93	21.7	15.1	12.7	13.1	-1.43
WW24	PUITS GAME	02/12/87	580.6	177.6	735	3.1	9.2	570	7.23	283	313	5.25	1.50	12.80	99	16.5	10.3	14.2	9.5	0.96
WW25	PUITS GRENG	25/11/87	574.4	195.9	448	3.0	11.2	675	7.16	332	394	6.45	1.59	16.20	131	42.8	16.2	23.1	12.7	-0.77
WW26	S. BOIS DE CRAUX	25/11/87	576.6	196.2	505	2.0	10.1	661	7.31	321	368	5.50	2.14	22.20	118	44.6	17.8	19.7	14.3	-0.35
WW27	S. OBERE PREHL	25/11/87	576.4	198.9	495	2.0	10.2	658	7.38	318	387	5.25	1.80	22.60	117	42.7	20.2	24.2	13.3	-1.11
WW28	S. PREHL	25/11/87	576.9	197.2	500	4.0	10.6	687	7.37	310	391	5.65	1.27	23.40	118	45.3	26.6	26.2	14.1	-0.90
WW29	S. FOUJERMONT	25/11/87	578.2	198.9	490	2.1	9.6	599	7.43	322	380	5.10	1.36	27.80	97	27.3	20.3	11.6	14.1	-1.63
WW30	P. LOEVENBERG	25/11/87	577.8	198.8	435	3.0	10.7	641	7.43	324	390	3.50	4.00	21.40	121	27.5	31.9	16.8	13.7	-0.05
WW31	S. CHAMPIGNONNIERE	25/11/87	570.5	191.2	530	2.2	9.1	511	7.72	266	309	3.15	1.27	22.40	85	19.3	34.4	2.7	14.8	-1.21
WW32	S. BAS DES RIAUX	07/12/87	569.7	190.8	520	2.2	8.4	493	7.33	286	297	3.45	1.28	22.00	83	8.0	34.6	3.3	13.8	-1.03
LJAZ	S. AVENCHES/OLEYRES 2	01/12/87	568.9	199.1	560	2.2	9.0	413	7.19	214	245	3.25	0.74	15.40	72	18.3	9.8	7.5	16.9	0.30
WW34	S. MOULIN NEUF CHANDON	07/12/87	570.9	190.3	495	3.0	9.8	625	7.69	305	364	5.30	1.18	20.20	113	37.4	22.2	18.7	14.0	-0.96
WW35	S. LES BAUMES MR LUTHY	01/12/87	573.6	192.5	500	4.0	11.0	619	8.23	300	367	4.95	1.30	14.00	124	59.1	17.7	15.6	13.9	-1.13
WW37	S. HINTERGRABEN TAFERS	09/12/87	584.1	182.2	655	3.1	8.9	565	7.30	292	340	4.95	1.63	16.80	109	31.2	20.1	15.3	10.6	-0.80
WW38	AMEISMUHE PUIITS TAVEL	09/12/87	583.1	183.8	640	3.0	9.1	678	7.12	331	382	9.20	3.07	13.60	131	31.8	16.2	30.6	10.9	-1.18
WW39	GOTTERON AMEISMUHE	09/12/87	583.3	183.1	610	5	2.5	522	7.64	252	284	5.40	2.45	12.60	93	26.2	14.3	13.0	9.8	-1.25
WW42	S. FOURCHES HAUTEVILLE	20/11/87	574.5	169.2	690	3.1	8.9	536	7.47	303	318	3.85	3.40	9.00	113	11.2	12.1	8.9	6.4	-0.47
WW43	S. LES TRONCS VILLAROD	26/11/87	566.0	170.8	890	5.2	8.5	423	7.36	230	250	2.55	0.67	10.90	82	14.7	12.7	4.7	10.5	-1.21
WW44	S. PLANAFAYE VILLAROD	26/11/87	566.7	170.8	935	5.2	8.5	484	7.39	275	289	3.70	0.96	15.20	91	11.8	14.4	5.4	10.7	-1.36
WW46	KAISA D'AVAU 3 PUIITS ANC.	02/12/87	571.5	173.9	742	3.1	9.0	530	7.24	298	313	4.20	2.58	15.90	100	13.8	12.0	8.5	10.9	-1.01
WW47	KAISA D'AVAU PUIITS NEUF	02/12/87	571.6	173.4	745	3.1	9.0	536	7.49	304	320	3.50	1.95	14.20	105	14.6	11.7	7.5	10.8	-1.20
WW48	S. LAITERIE HOFMATT	14/12/87	587.2	181.6	760	3.1	9.1	514	7.42	270	303	3.30	1.00	15.80	97	29.8	12.1	8.9	10.7	-0.69
WW49	PUITS 1 HOFMATT	14/12/87	588.9	180.9	755	3.2	9.6	434	7.60	234	253	4.15	0.95	18.00	73	14.8	13.6	7.3	11.9	-0.73
WW50	PUITS 2 HOFMATT	14/12/87	587.5	181.2	750	3.2	9.5	467	7.56	251	274	4.20	1.08	17.80	81	15.5	15.3	8.4	11.5	-0.94
WW51	S. ABBAYE HAUTERIVE	20/11/87	575.6	179.5	600	3.0	9.0	665	7.43	334	390	6.00	2.05	17.40	128	45.1	15.2	18.8	12.1	-0.74
WW55	S. NESSLERA ST SYLVESTER	02/12/87	581.5	179.0	675	3.1	9.2	547	7.30	308	338	5.25	1.34	13.20	114	17.4	13.2	11.9	9.8	-0.10
WW58	S. SAEGE ST SYLVESTER	02/12/87	583.2	176.5	815	3.1	9.3	580	7.27	303	343	5.50	1.37	21.00	103	15.4	21.6	10.6	11.5	0.57
WW57	LE MOURET RUISSEAU	20/11/87	579.3	176.9	760	5	8.2	427	7.13	248	265	2.55	1.60	9.40	87	4.0	8.7	6.7	6.1	-0.56
WW58	S. CAPTAGE ULDRY, LE 8RY	20/11/87	571.7	171.0	920	5.2	8.9	470	7.29	264	280	2.20	1.05	10.00	96	13.9	11.6	4.1	6.0	-1.12
WW59	LONGIVE GRENILLES	17/11/87	570.5	175.0	665	5	8.9	560	7.50	294	318	7.00	4.19	10.00	111	17.0	15.4	14.6	9.9	-0.83
WW61	S. LE RUSSEL PONTHAUX	24/11/87	569.7	184.3	660	3.0	10.4	600	7.29	314	355	4.40	0.75	15.20	118	30.4	16.7	15.8	12.3	-1.43
WW62	MOULIN DE PREZ S. NOREAZ	24/11/87	587.8	182.2	560	3.0	9.6	657	7.58	331	378	7.25	2.88	15.00	127	38.6	19.9	19.1	12.1	-1.34
WW63	SOURCE DES ROMAINS	24/11/87	567.6	182.9	555	3.0	8.0	547	7.95	253	303	5.95	2.27	16.00	95	35.6	18.9	19.3	12.1	-1.35
WW64	LA SONNAZ LAC SEEDORF	24/11/87	570.3	182.7	612	5	7.2	493	7.64	252	278	6.40	4.08	13.40	89	11.0	19.7	15.7	11.1	-1.20
WW65	PUITS LE MOULIN AVRY	24/11/87	571.3	183.0	610	3.0	10.2	670	7.62	338	390	6.15	3.33	18.20	126	40.5	16.5	20.3	12.7	-1.17
WW66	S. LES PRARYS, MARSENS	20/11/87	568.2	167.8	955	5.1	8.8	432	7.38	246	256	3.30	0.61	11.40	84	8.2	9.2	5.1	8.3	-0.92
WW67	S. GUMEFENS, ASILE	20/11/87	570.8	170.3	945	5.2	7.2	447	7.37	256	272	1.80	0.57	12.20	89	10.8	15.2	1.6	8.9	-1.14
WW69	SONGE ECHARLENS	15/11/87	572.5	167.2	690	5	7.7	445	8.09	259	274	3.80	2.25	5.80	101	8.8	10.1	9.9	6.1	0.12
WW70	SARINE MORLON	15/11/87	573.7	162.6	675	5	6.3	403	7.94	171	242	1.05	1.35	7.20	85	3.7	81.5	2.6	4.0	0.83
WW71	JOGNE USINE GAILLER	15/11/87	575.2	161.6	685	5	5.3	385	8.12	187	232	2.50	1.25	6.60	81	12.5	38.6	3.9	3.9	-1.18
WW72	PUITS ECHARLENS	20/11/87	571.6	166.3	718	3.1	9.2	603	7.33	341	367	3.05	2.30	13.20	126	15.5	14.2	9.7	7.3	-0.49
WW73	SOURCE VUIPPENS	20/11/87	572.1	167.7	705	5.0	10.9	825	7.25	330	366	6.15	1.77	11.40	126	27.9	13.3	15.9	7.0	-0.89
WW74	SOURCE LES PRES CHENENS	28/11/87	587.2	176.5	680	3.0	9.7	587	7.22	320	350	4.70	1.00	23.00	102	27.2	12.9	13.2	13.3	-1.82
WW75	SOURCE MOULIN CHENENS	28/11/87	569.6	176.7	835	3.1	9.9	554	7.55	305	339	4.10	1.84	15.40	110	25.2	15.5	9.6	10.2	-0.84
WW78	S. ESTAVAYER LE GBX	26/11/87	568.1	174.3	715	2.1	9.7	558	7.51	290	329	3.55	1.80	17.00	103	29.8	13.8	10.1	12.3	-0.83

Tabl. 8 (7/8)

Num. réf.	Nom du point d'eau (S. = source, P. = puits)	Date de prélév.	Coor X [km]	Coor Y [km]	Ait. [msm]	Claas-se	Temp. [°C]	K20 [µS/cm]	pH	TAC [mg/l]	Dio. [mg/l]	Na+ [mg/l]	K+ [mg/l]	Mg++ [mg/l]	Ca++ [mg/l]	NO3- [mg/l]	SO4-- [mg/l]	Cl- [mg/l]	SiO2 [mg/l]	S. Ion. [‰]
WW77	S. PRA DU CHALET	28/11/87	589.0	171.1	960	5.2	7.3	372	7.88	200	220	2.00	0.58	12.00	68	9.7	13.5	1.7	8.0	-0.03
WW78	S. LES PLANCHES VILLARLOD	28/11/87	589.0	171.7	955	5.2	9.2	395	7.42	223	237	1.65	0.60	10.80	77	7.5	12.1	2.5	9.5	-0.88
WW78	PUITS 2 ECUVILLENS	03/12/87	572.4	179.2	650	3.1	9.0	580	7.39	297	316	7.00	7.50	13.20	105	20.6	14.0	12.6	11.4	-0.71
WW80	PUITS 5 ECUVILLENS	03/12/87	572.6	178.8	850	3.1	8.0	572	7.38	302	322	6.70	7.24	13.60	107	18.4	23.5	11.8	11.7	-1.36
WW81	P. CHAMP DU VAUZ LUCENS	04/12/87	555.5	174.2	480	5.0	9.7	587	7.41	275	345	6.50	1.49	18.40	108	37.0	25.4	22.1	11.1	-0.17
LJE	S. SILLON G. HENNIEZ	11/11/87	558.0	178.6	510	3.1	9.9	600	7.33	318	357	5.05	0.84	17.80	114	27.9	13.8	13.9	12.1	-0.64
WW84	PUITS LE BASSET SURPIER.	27/11/87	554.8	178.8	640	3.1	9.7	520	7.39	318	351	3.70	1.34	21.40	103	13.6	18.9	9.8	13.3	-0.79
WW85	S. GRANDS ESSERTS CHEIRY	27/11/87	553.4	178.8	815	3.1	10.1	563	7.62	280	331	4.25	1.14	18.20	103	35.0	16.3	18.8	13.8	-0.91
WW86	S. LA BAUMAZ CHEIRY	27/11/87	553.9	178.6	640	2.1	9.5	548	7.24	235	310	3.60	1.10	22.80	87	45.3	17.0	26.2	13.9	-0.94
WW87	FETGVY PUIITS NEUF	27/11/87	558.8	182.8	480	3.0	10.4	824	7.58	285	340	8.45	1.22	20.00	103	48.3	17.9	30.1	14.6	-0.81
WW88	FETGVY ANCSOURCE	27/11/87	559.5	182.5	465	3.0	10.3	641	7.53	294	355	7.10	1.12	18.80	112	28.1	17.7	18.6	12.9	-1.60
WW89	P. CHEVREFU 1 CHABLES	27/11/87	553.7	186.0	555	2.1	9.8	587	7.35	260	311	3.95	1.23	19.60	93	35.1	18.8	17.1	13.0	-1.38
WW90	P. CHEVREFU 2 CHABLES	27/11/87	554.0	186.3	555	2.1	9.3	558	7.32	278	328	3.85	1.35	20.00	99	24.2	23.5	17.3	11.6	-1.02
WW91	S. BELLE-VUE FONTS	27/11/87	552.7	187.1	500	2.1	10.2	511	7.64	280	314	3.80	1.17	18.80	83	13.4	18.8	8.6	14.4	-0.14
WW92	S. CHABLES ESTAVAYER	27/11/87	551.8	186.3	560	3.0	10.4	600	7.32	272	350	5.80	1.62	18.80	113	38.8	19.0	27.1	14.1	-0.42
WW93	PUITS LA GRANGE DES BOIS	04/12/87	558.2	183.3	530	3.1	9.7	563	7.29	225	322	4.55	0.88	9.40	113	74.2	18.4	22.7	14.3	-0.85
WW94	P. LA VERNAZ CORCELLES	27/11/87	563.4	187.4	448	3.0	10.0	768	7.21	335	438	9.40	3.78	18.00	146	46.8	35.9	28.5	11.9	-1.45
WW96	LA BROYE PAYERNE	04/12/87	581.4	185.1	450	S	4.7	539	7.32	281	281	7.50	7.46	12.00	99	22.0	21.4	15.9	8.7	-0.19
LJA	S. LES HACHES PAYERNE PA	11/11/87	584.3	181.6	825	3.1	8.5	582	7.53	311	350	3.10	1.60	18.80	110	30.2	14.0	11.1	14.2	-0.69
WW98	S. BOHEMIENS, PAYERNE	04/12/87	563.2	182.1	560	3.0	8.9	651	7.58	325	375	10.20	0.85	18.40	123	32.9	18.2	28.1	13.5	-1.53
WW99	S. BRETONNIERE PAYERNE	04/12/87	562.8	181.6	580	3.1	8.9	595	7.58	290	345	4.40	1.24	20.80	104	20.3	40.5	14.4	14.1	-1.85
W101	S. LA CHAUDANNE	15/11/87	573.8	146.1	900	1.2	8.3	321	7.44	174	191	1.80	0.48	5.80	87	2.1	18.1	1.4	2.0	-0.45
W102	LA SARINE A LA CHAUDANNE	15/11/87	575.4	148.0	900	S	4.0	460	8.02	183	280	2.15	1.39	8.00	99	2.8	91.3	2.9	3.5	-0.35
W103	S. CASCADE DE JAUN	20/11/87	588.4	162.1	1000	1.2	7.0	289	7.91	133	169	0.45	0.35	3.80	82	2.2	35.2	1.1	2.2	-0.59
W104	S. LES MARCHES, BROG	15/11/87	574.2	159.7	700	1.2	8.9	272	7.81	150	158	0.70	0.48	1.84	60	3.6	7.8	1.1	4.7	-0.98
W105	S. SANDLI, JAUN	20/11/87	589.9	160.7	1090	1.2	8.4	294	7.81	114	169	0.32	0.30	4.00	61	1.8	55.2	0.8	2.3	-1.25
W106	P. PONT-DU-ROC BULLE	20/11/87	581.7	161.8	880	1.1	8.0	409	7.47	192	244	1.48	0.68	6.40	88	3.0	52.1	1.5	4.0	-0.16
W107	S. BONNEFONTAINE, CHARM	20/11/87	581.0	162.0	880	1.2	7.7	346	7.65	174	204	1.18	0.61	4.80	73	2.4	30.0	1.6	2.8	-1.01
W112	GLANEA MATRAN	07/11/87	573.6	180.6	580	S	5.8	500	8.15	281	300	4.70	2.80	8.40	104	14.5	8.0	11.0	8.1	-0.73
THG1	S. GRABOZ 1	07/11/87	573.8	178.0	810	3.1	10.0	804	7.57	315	357	4.50	1.27	11.80	124	25.9	9.0	18.7	9.8	-0.50
THG2	S. GRABOZ 2	07/11/87	573.7	178.1	810	3.0	9.7	619	7.33	312	359	6.10	0.84	11.20	127	27.9	10.1	25.0	9.4	-0.39
THG3	S. GRABOZ 3	07/11/87	573.6	178.2	610	3.0	8.7	601	7.37	312	355	4.50	0.88	9.80	128	28.5	9.7	17.5	9.5	0.00
THG4	S. GRABOZ 4	07/11/87	573.7	178.3	610	3.0	8.9	843	7.52	295	359	8.00	1.18	13.20	122	30.7	11.4	41.1	8.4	-1.27
THG5	S. GRABOZ 5	07/11/87	573.6	178.4	810	3.0	9.8	643	7.52	315	368	8.45	2.37	13.60	125	27.8	15.3	30.0	10.5	-0.80
TH11	S. SGT 1	07/11/87	573.9	177.9	810	3.1	9.8	576	7.48	307	341	4.00	2.28	13.80	114	26.5	9.1	13.7	9.9	-0.73
TH11	SOURCE 11 TUFFIERE	07/11/87	574.1	177.9	610	3.1	8.8	533	7.42	281	316	3.70	0.98	11.00	108	20.9	12.1	12.9	9.1	-0.71
TH18	S. SIFR 18	10/11/87	574.7	177.7	615	T	10.2	424	7.40	218	252	2.10	0.79	10.40	82	7.5	25.4	4.2	-	-0.68
TH19	S. SIFR 19	10/11/87	574.7	177.7	615	T	11.0	375	7.57	178	218	2.10	0.84	11.40	67	7.1	32.7	4.8	-	-1.04
TH20	S. SIFR 20	10/11/87	574.6	177.6	815	T	10.9	389	7.81	188	228	2.30	0.81	13.80	67	8.8	31.9	6.8	7.4	-1.23
TH21	S. SIFR 21	10/11/87	574.5	177.8	815	T	10.7	411	7.52	201	240	2.65	0.93	15.80	68	8.8	28.2	7.4	-	-1.50
TH22	S. SIFR 22	10/11/87	574.5	177.8	815	T	10.8	430	7.52	215	253	2.95	0.95	17.80	71	10.1	25.4	8.1	8.2	-0.73
TH23	S. SIFR 23	11/11/87	574.4	177.8	615	T	10.3	471	7.34	244	281	3.45	1.00	19.80	77	13.3	22.8	9.2	9.3	-1.59
TH24	S. SIFR 24	11/11/87	574.3	177.7	820	T	10.0	515	7.35	271	308	3.90	1.02	19.80	90	16.5	17.6	11.7	9.8	-0.52
TH25	S. SIFR 25	11/11/87	574.3	177.7	620	T	8.8	553	7.31	282	332	3.85	0.95	16.80	105	22.2	12.4	13.9	10.2	-0.25
TH26	S. SIFR 26	11/11/87	574.2	177.7	620	T	9.8	564	7.34	299	339	3.50	0.97	15.40	111	28.3	10.4	18.5	10.7	-0.73

Tabl. 8 (8/8)

Num. réf.	Nom du point d'eau (S. = source, P. = puits)	Date de prélév.	Coor X [km]	Coor Y [km]	Alt. [msm]	Clas. as	Temp. [°C]	K20 [µS/cm]	pH	TAC [mg/l]	Dio. [mg/l]	Na+ [mg/l]	K+ [mg/l]	Mg++ [mg/l]	Ca++ [mg/l]	NO3- [mg/l]	SO4-- [mg/l]	Cl- [mg/l]	SiO2 [mg/l]	B. Ion. [%]
THB1	S. BAUME 1	11/11/87	574.5	176.4	830	T	10.5	519	7.41	267	308	4.20	2.11	15.20	87	21.6	21.2	10.1	8.5	-0.68
THB2	S. BAUME 2	11/11/87	574.5	176.4	830	T	11.0	391	7.51	193	230	2.50	1.22	12.20	70	8.0	28.5	4.2	6.3	-0.91
THB3	S. BAUME 3	11/11/87	574.5	176.5	830	T	11.2	350	7.60	198	209	1.90	0.87	11.20	63	5.2	32.2	3.2	5.8	-0.39
THB4	S. BAUME 4	17/11/87	574.8	176.9	630	T	10.9	354	7.61	176	207	1.95	0.87	10.90	85	5.9	32.2	3.9	5.7	-1.72
TH07	S.07 BAUME	11/11/87	574.4	176.5	680	3.0	9.6	600	7.38	310	346	3.35	0.61	12.40	119	29.2	9.3	10.1	9.5	-0.58
THFA	PIEZO FA	17/11/87	573.6	177.8	855	3.0	9.8	622	7.54	315	365	4.25	1.05	8.80	131	28.4	8.7	22.1	9.1	-0.73
THS5	PIEZO S5	19/11/87	573.9	179.3	680	T	10.1	518	7.40	275	308	4.00	0.99	20.00	90	16.6	17.2	10.0	10.5	-0.56
TH08	SOURCE 08 BEYELER	18/11/87	573.6	176.5	880	3.0	10.6	712	7.75	337	400	20.40	1.45	16.00	134	19.5	12.2	47.0	11.8	1.67
TH09	S.09 ILLENS	17/11/87	574.2	176.1	675	3.1	9.5	577	7.29	315	340	2.65	0.84	10.00	119	21.9	13.4	4.5	9.9	-1.13
THL1	LAC GRUYERE SURFACE	17/11/87	575.0	174.1	875	S	11.3	348	7.69	140	192	2.05	1.19	6.20	69	3.0	55.2	2.7	2.0	-1.87
THL2	IDEM -5 M	17/11/87	575.0	174.1	875	S	11.1	350	7.80	142	195	2.10	1.19	6.00	66	3.0	54.1	2.7	1.9	-2.26
THL3	IDEM -10 M	17/11/87	575.0	174.1	675	S	11.5	349	7.64	140	193	2.30	1.20	6.40	66	3.0	51.4	2.7	2.2	-0.54
THL4	IDEM ILE DOGOZ	17/11/87	575.0	174.1	675	S	11.1	349	7.60	139	191	2.00	1.17	6.20	85	2.9	52.4	2.7	3.0	-1.55
THM1	PUITS MATRAN 2	18/11/87	574.2	181.5	580	2.2	11.2	411	7.70	256	242	7.05	0.98	33.30	43	0.7	9.6	1.7	22.0	-1.32
THM3	SOURCE MCLASSE MATRAN	18/11/87	574.7	181.1	900	2.0	9.8	699	7.67	339	397	3.00	0.99	17.40	130	50.2	11.9	19.0	11.9	-1.91
THV1	P. BOIS BOULEYRES	18/11/87	572.1	172.9	780	3.2	8.7	441	7.45	252	283	3.15	0.93	19.00	73	12.3	12.3	3.8	11.0	-2.14
THP1	S. ROSAT	17/11/87	570.5	176.1	650	3.0	9.9	822	7.44	333	358	4.40	0.72	11.60	124	33.8	10.7	15.2	11.0	-1.79
THL5	LAC DE LA GRUYERE -30 M	17/11/87	575.0	174.1	975	S	10.9	352	7.60	150	193	2.10	1.21	6.40	86	2.8	50.4	2.9	2.9	-2.95
THSE	S. SIFR DRAIN E	10/11/87	574.8	177.8	915	T	10.9	387	7.54	186	226	2.20	0.92	13.20	69	7.9	32.0	9.3	6.3	-0.44
THSW	S. SIFR DRAIN W	10/11/87	574.6	177.8	615	T	10.1	508	7.41	270	299	3.50	1.00	17.80	90	15.8	18.9	11.4	9.9	-2.01
THM7	MATRAN, PUIITS 1	18/11/87	574.2	181.5	580	2.2	11.9	407	7.62	253	241	9.75	0.94	32.80	41	0.7	8.7	1.3	22.7	-2.18
W113	S. GITE D'ALLIERE LA BERRA	08/11/87	580.1	188.9	1620	5.2	8.7	265	7.52	150	155	0.98	0.59	2.80	57	3.0	4.4	0.9	4.3	-0.49
W114	S. COUPE HALTERIVE	19/11/87	574.9	179.2	900	3.1	9.7	591	7.72	310	345	5.70	1.29	14.20	115	33.7	7.2	18.0	11.1	-1.48
W115	S. PRA RABOU, JPILLER	20/11/87	577.2	173.8	990	3.2	9.8	492	7.43	254	276	2.15	0.59	8.40	96	19.1	10.5	2.9	9.0	-0.85
W116	S. CHANDON MCLASSE	01/12/87	572.0	181.5	490	2.1	9.5	579	7.88	298	338	4.10	1.18	22.80	88	21.5	12.5	9.4	14.2	1.98
W117	GAL VERS-CHEZ SAVARY	03/12/87	563.6	183.6	600	2.0	10.0	599	7.44	298	354	3.95	0.85	13.80	119	30.6	15.2	17.4	12.4	-0.07
W118	F. AQUIT POMY PO3	05/02/88	540.8	178.7	545	2.2	5.8	976	8.34	395	55	245.00	1.12	1.20	2.8	0.8	133.0	9.1	7.6	0.06
W119	F. CHATTIEN POMY SE3	05/02/88	540.0	179.9	490	2.2	7.7	2810	7.07	225	1028	83.50	9.70	48.00	402	2.9	1085.0	26.5	10.0	0.33
W120	F. AQUIT QUARY CYI	05/02/88	542.4	179.9	540	2.2	10.4	410	7.99	250	73	93.00	1.20	7.20	10	0.7	13.9	2.9	11.3	-2.04
USZ	SOURCE STOLZENAUERLE	29/10/87	593.5	185.5	770	3.1	9.3	515	7.55	262	294	8.20	2.01	13.00	87	25.7	13.2	13.6	10.0	-0.65

Numéro réél.	Nom du point d'eau (S. = source, P. = puits)	Date de prélèvement	Coord. X [km]	Coord. Y [km]	Altitude [msm]	Classe K 20	Zn++	Fe++	Sr++	Ba++	Li+	F-	
							µS/cm	µg/l	µg/l	µg/l	µg/l	µg/l	
XX09	PUITS HORIAWALD GUIN	18/10/85	561.6	167.8	595	6.0	642	5	23	377	164	62	
XX13	SOURCE JUNKERGRABEN	18/10/85	566.8	163.8	795	2.2	356	0	5	312	22	33	
XX14	PUITS SODBACH	18/10/85	590.7	165.8	660	6.1	493	9	48	364	92	35	
XX24	PUITS GAME	21/10/85	580.6	177.6	735	6.2	577	15	38	406	91	39	
XX33	S. AVENCHESOLEYRES 1	21/10/85	568.9	189.1	560	2.2	437	3	8	196	8	79	
XX40	S. FONTAINE FROIDE BERRA	22/10/85	579.9	170.4	1560	5.2	325	328	227	517	58	101	50
XX41	S. LA MONTAGNETTE BERRA	22/10/85	580.1	170.9	1460	5.2	245	11	8	320	30	33	
XX45	PUITS PROUVIN	22/10/85	572.4	173.5	753	3.1	586	153	55	360	53	23	52.3
XX46	KAISA D'AVAU 3 PUIITS ANC.	22/10/85	571.5	173.9	742	3.1	535	6	4	450	45	38	
XX50	PUITS 2-4 HOFMATT	25/10/85	587.5	181.2	750	6.2	468	2	1	613	127	63	
XX53	S. RUSSY PONTHAUX	26/10/85	570.0	164.7	650	3.0	618	305	156	347	78	79	50
XX55	P. NESSLERA ST SYLVESTER	28/10/85	581.5	178.0	675	6.2	536	20	30	418	80	33	
XX61	S. LE RUSSEL PONTHAUX	30/10/85	569.7	164.3	660	3.0	597	0	37	295	52	55	
XX72	PUITS ECHARLENS	30/10/85	571.6	166.3	718	6.1	540	40	88	346	130	46	
XX81	P. CHAMP DU VAJZ LUCENS	28/11/85	555.5	174.2	480	5.0	596	482	3043	325	68	49	57.4
XX82	S. ALCALINA G. HENNIEZ	28/11/85	558.0	176.6	510	3.1	612	87	33	360	62	51	
XX83	PUITS 13-CANT. HENNIEZ	28/11/85	555.8	175.0	480	5.0	637	870	493	329	96	70	50
XX89	P. CHEVREFU 1 CHABLES	28/11/85	553.7	188.0	555	2.1	803	74	485	262	28	74	
XX94	P. LA VERNAZ CORCELLES	28/11/85	563.4	167.4	448	6.0	607	9	47	484	181	53	
XX95	P. NESTLE PAYERNE	28/11/85	581.7	185.2	450	6.0	715	400	560	498	95	51	50
X105	S. SANDLI JAUN	04/12/85	569.9	160.7	1090	1.2	301	45	10	627	23	15	
X106	P. PONT-DU-ROC BULLE	04/12/85	561.7	161.8	880	1.1	424	36	170	947	46	26	
X108	P. PASQUIER, GRANVILLARD	04/12/85	572.5	154.6	750	1.1	334	6072	4892	615	45	16	73.2
X109	P. CAMP MILIT. GRANDVILL.	04/12/85	572.6	155.8	750	1.1	420	6336	4861	702	59	56
X110	PIEZO 2 GRANDVILLARD	04/12/85	573.1	155.8	750	1.1	401	6305	3842	158	30	15
X111	PIEZO 8 GRAVIERE GRANDV.	04/12/85	573.4	155.4	750	1.1	407	6207	805	529	40	38
MMG2	S. GRABOZ 2	28/10/85	573.7	178.1	610	3.0	631	11	32	406	72	27	
MMG3	S. GRABOZ 3	28/10/85	573.8	178.2	610	3.0	606	2	20	400	63	28	
MM20	S. SIFR 20	28/10/85	574.6	177.9	615	7.1	393	32	42	454	106	75	
MM23	S. SIFR 23	28/10/85	574.4	177.8	615	7.0	459	17	50	539	112	86	
MM28	S. SIFR 26	28/10/85	574.2	177.7	620	7.0	559	38	36	394	133	49	
MM83	S. BAUME 3	28/10/85	574.5	176.5	630	7.1	352	20	42	470	89	58	
MM07	S. 07 BAUME	28/10/85	574.4	176.5	690	3.0	607	453	37	349	64	41	
MML2	IDEM -5 M	28/10/85	575.0	174.1	675	8.1	343	416	72	770	43	35	
MMM1	PUITS MATRAN 1	28/10/85	574.2	181.5	580	2.2	410	45	337	2104	78	63	
WW01	S. BOIS FOSSAU LEHELLES	28/11/87	568.4	186.2	625	3.2	496	97	136	344	65	77	78.2
WW02	PUITS BAUMES LEHELLES	28/11/87	569.2	187.1	560	6.1	547	90	194	370	90	75	75.4
WW03	S. LES CREUX LEHELLES	28/11/87	567.7	187.4	590	2.2	362	4	236	177	9	65	96.2
WW04	PUITS VILLAREPOS	01/12/87	572.2	192.2	475	4.1	564	431	4833	701	176	137	121
WW05	S. FONTAINIERS MONTAGNY	11/11/87	565.5	183.0	575	3.2	550	10	161	404	94	71	67.3
IJMC	SOURCE MCMONTAGNY	11/11/87	566.3	163.1	595	3.1	511	14	134	258	25	4	38.7
WW08	SOURCE LAITERIE BELFAUX	28/11/87	573.4	166.1	620	3.1	541	0	344	224	20	40	64.8
WW09	PUITS HORIAWALD GUIN	04/12/87	581.6	167.8	595	6.0	637	0	115	386	181	49	58.2
WW10	S. TALMATT ST ANTONI	04/12/87	586.8	186.2	695	3.2	544	0	366	265	43	34	46.6
WW11	LETTISWIL PUIITS	04/12/87	589.2	185.4	745	3.1	506	0	164	242	35	28	52.1
WW12	PUITS ARTESIEN MOOS	04/12/87	587.2	184.1	750	3.2	387	166	349	185	23	35	60
WW13	SOURCE JUNKERGRABEN	04/12/87	586.8	183.6	795	2.2	353	0	146	305	23	34	62.1
WW14	PUITS SODBACH	10/11/87	590.7	165.8	660	6.1	481	184	71	358	88	27	48.2
WW15	SINGINE SENSEGRABEN	10/11/87	590.9	185.3	650	6.1	462	5	196	1181	63	38	51.7
WW16	S. HAYOZ JETCHWIL	10/11/87	581.7	186.9	645	3.0	630	161	311	327	72	45	41.3
WW17	PUITS1 MARLY	16/11/87	579.6	179.9	825	6.1	512	0	594	487	96	44	58.9
IJY2	SOURCE Y1 MARLY	16/11/87	579.8	180.2	825	3.1	584	72	330	444	133	64	58.3
IJY1	SOURCE Y2 MARLY	06/11/87	579.4	180.3	825	3.1	556	49	429	401	145	63	52
WW20	GERINE MARLY	02/12/87	577.5	180.5	606	8.1	400	228	368	495	62	35	54.7
WW21	SOURCE 2 LA MONTAGNETTE	28/11/87	565.5	181.0	625	2.1	552	80	171	462	109	69	75.8
WW22	TOPNY NOUVELE SOURCE	24/11/87	565.7	181.4	620	3.1	592	55	189	421	124	65	78.6
IJON	S. ON LA MAISON ROUGE	24/11/87	569.5	181.6	645	2.1	563	13	513	332	42	66	65.3
WW24	PUITS GAME	02/12/87	580.6	177.6	735	6.2	570	24	634	377	92	34	58.5
WW25	PUITS GRENG	25/11/87	574.4	195.9	448	6.0	675	0	179	430	106	49	60.6
WW26	S. BOIS DE CRAUX	25/11/87	576.6	196.2	505	2.0	681	0	119	314	34	63	56.2
WW27	S. OBERE PREHL	25/11/87	578.4	196.9	495	2.0	658	0	140	413	43	78	70
WW28	S. PREHL	25/11/87	576.9	187.2	500	4.0	667	963	201	371	57	98	62.6
WW29	S. ROUGEMONT	25/11/87	578.2	198.8	490	2.1	599	1	125	333	61	92	64.8
WW30	P. LOEVENBERG	25/11/87	577.8	199.8	435	6.0	841	17	422	348	84	88	114
WW31	S. CHAMPIGNONIERE	25/11/87	570.5	191.2	530	2.2	511	15	35	262	60	104	98.9
WW32	S. BAS DES RIAUX	07/12/87	569.7	190.6	520	2.2	493	53	498	269	53	105	86.7
IJA2	S. AVENCHESOLEYRES 1	01/12/87	568.9	189.1	560	2.2	413	38	154	174	7	72	104
WW34	S. MOULIN NEUF CHANDON	07/12/87	570.9	190.3	485	3.0	625	0	190	297	70	64	53.7
WW35	S. LES BAUMES MR LUTHY	01/12/87	573.6	192.5	500	4.0	619	0	186	317	41	40	45.4
WW37	S. HINTERGRABEN TAFERS	08/12/87	584.1	182.2	655	3.1	585	0	92	345	170	42	42.2
WW38	AMEISMUHELE PUIITS TAVEL	09/12/87	583.1	183.8	640	3.0	676	59	795	393	104	40	45.9

Tabl. 9 (2/3)

Numéro réf.	Nom du point d'eau (S. = source, P = puits)	Date de prélèvement	Coord. X [km]	Coord. Y [km]	Altitude [msm]	Classe	K20	Zn ⁺⁺	Fe ⁺⁺	Sr ⁺⁺	Ba ⁺⁺	Li ⁺	F ⁻
							μS/cm	μg/l	μg/l	μg/l	μg/l	μg/l	
WW39	GOTTERON AMEISMUHE	09/12/87	583.3	183.1	610	8.0	522	459	152	332	84	28	47.9
WW42	S. FOURCHES HAUTEVILLE	20/11/87	574.5	188.2	690	3.1	536	0	2239	388	128	27	30.2
WW43	S. LES TRONCS VILLARLOD	26/11/87	588.0	170.8	890	5.2	423	0	213	227	46	22	71.2
WW44	S. PLANAFAYE VILLARLOD	26/11/87	566.7	170.8	835	5.2	494	0	88	348	88	37	64.4
WW46	KAISA D'AVAU 3 PUIITS ANC.	02/12/87	571.9	173.9	742	3.1	530	11	548	440	47	27	54.1
WW47	KAISA D'AVAU PUIITS NEUF	02/12/87	571.6	173.4	745	3.1	536	21	480	383	38	27	
WW48	S. LAITERIE HOFMATT	14/12/87	587.2	181.8	760	3.1	514	3	247	347	85	40	47.6
WW49	PUIITS 1 HOFMATT	14/12/87	586.9	180.9	755	6.2	434	0	148	660	111	48	58.7
WW50	PUIITS 2-4 HOFMATT	14/12/87	587.5	181.2	750	6.2	467	0	218	583	133	52	55
WW51	S. ABBAYE HAUTERIVE	20/11/87	575.6	179.5	600	3.0	665	12	585	359	118	46	50.2
WW55	S. NESSLERA ST SYLVESTER	02/12/87	581.5	178.0	875	6.2	547	0	250	427	93	30	61.6
WW56	S. SARGE ST SYLVESTER	02/12/87	583.2	176.5	815	3.1	560	45	219	398	157	78	52.9
WW57	LE MOURET RUISSEAU	20/11/87	579.3	176.9	760	8.0	427	3825	282	288	35	18	64
WW58	S. CAPTAGE ULDRY, LE BRY	20/11/87	571.7	171.0	820	5.2	470	26	121	243	68	16	56.3
WW59	LONGIVE GRENILLES	17/11/87	570.5	175.0	665	8.0	560	2200	212	320	42	16	68.8
WW61	S. LE RUSSEL PONTAUX	24/11/87	589.7	184.3	680	3.0	600	145	78	308	54	45	71.3
WW62	MOULIN DE PREZ S.NOREAZ	24/11/87	567.6	182.2	580	3.0	657	5	114	359	124	39	54
WW63	SOURCE DES ROMAINS	24/11/87	567.6	182.9	555	3.0	547	145	75	361	103	29	44.7
WW64	LA SONNAZ LAC SEEDORF	24/11/87	570.3	182.7	612	8.0	493	1454	85	325	59	40	71.8
WW65	PUIITS LE MOULINAVRY	24/11/87	571.3	183.0	610	3.0	670	147	811	432	100	49	52.8
WW66	S. LES PRARYS, MARSENS	20/11/87	588.2	167.8	955	5.1	432	9	249	408	102	45	65.7
WW67	S. GUMEPENS, ASILE	20/11/87	570.8	170.3	945	5.2	447	67	171	265	132	23	57.4
WW69	SIONGE ECHARLENS	15/11/87	572.5	167.2	890	8.0	445	1560	90	332	98	13	81.6
WW70	SARINE MORLON	15/11/87	573.7	182.6	675	8.2	403	342	87	694	48	28	70.7
WW71	JOEGNE USINE CAILLER	15/11/87	575.2	161.6	885	8.2	385	3316	122	871	42	33	73.2
WW72	PUIITS ECHARLENS	20/11/87	571.6	186.3	718	6.1	603	290	4900	380	165	23	48.3
WW73	SOURCE VUIPPENS	20/11/87	572.1	187.7	705	5.0	825	0	588	334	109	17	44.9
WW74	SOURCE LES PRES CHENENS	26/11/87	567.2	176.5	880	3.0	587	35	88	354	66	61	63.7
WW75	SOURCE MOULIN CHENENS	26/11/87	568.6	175.7	635	3.1	554	8	203	346	45	28	59.5
WW78	S. ESTAVAYER LE GBX	28/11/87	568.1	174.3	715	2.1	558	0	145	315	35	44	40.2
WW77	S. PRA DU CHALET	26/11/87	569.0	171.1	980	5.2	372	12	400	353	166	24	44.8
WW78	S. LES PLANCHES VILLARLOD	28/11/87	589.0	171.7	955	5.2	395	0	183	221	104	22	88
WW79	PUIITS 2 ECUVILLENS	03/12/87	572.4	179.2	850	3.1	580	366	785	372	77	32	48.2
WW80	PUIITS 5 ECUVILLENS	03/12/87	572.6	178.8	650	3.1	572	34	1705	385	78	25	46.4
WW81	P. CHAMP DU VAJAZ LUCENS	04/12/87	555.5	174.2	480	5.0	587	66	687	387	78	49	57.4
IJHE	S. SILLON G. HENNIEZ	11/11/87	558.0	176.6	510	3.1	600	0	123	337	63	46	54.2
WW84	PUIITS LE BASSET SURPIER.	27/11/87	554.8	176.8	640	3.1	520	3757	674	257	15	94	61.6
WW85	S. GRANDS ESSERTS CHERY	27/11/87	553.4	176.8	615	3.1	563	1	63	284	31	76	59.5
WW86	S. LA BAUMAZ CHERY	27/11/87	553.9	178.6	640	2.1	548	12	158	243	9	82	63.7
WW87	FETIGNY PUIITS NEUF	27/11/87	558.9	182.8	480	3.0	624	304	1711	425	93	63	63.7
WW88	FETIGNY ANC SOURCE	27/11/87	558.5	182.5	465	3.0	641	1055	168	399	111	65	78.5
WW89	P. CHEVREFU 1 CHABLES	27/11/87	553.7	186.0	555	2.1	587	170	4694	271	24	77	35.6
WW90	P. CHEVREFU 2 CHABLES	27/11/87	554.0	186.3	555	2.1	558	5063	4766	279	22	85	39.9
WW91	S. BELLE-VUE FONTS	27/11/87	552.7	187.1	500	2.1	511	45	488	245	20	85	75.8
WW92	S. CHABLES ESTAVAYER	27/11/87	551.8	186.3	560	3.0	600	132	145	284	10	64	59.5
WW93	PUIITS LA GRANGE DES BOIS	04/12/87	558.2	183.3	530	3.1	563	68	571	337	28	17	46.3
WW94	P. LA VERNAZ CORCELLES	27/11/87	563.4	187.4	446	6.0	768	0	102	493	182	47	41.3
WW96	LA BROYE PAYERNE	04/12/87	561.4	185.1	450	8.0	539	901	183	378	59	38	68.3
IJPA	S. LES HACHES PAYERNE PA	11/11/87	564.3	181.6	625	3.1	582	90	164	277	39	73	56.5
WW98	S. BOHEMIENS, PAYERNE	04/12/87	563.2	182.1	560	3.0	651	169	66	307	44	49	57.4
WW99	S. BRETONNIERE PAYERNE	04/12/87	562.8	181.6	580	3.1	595	84	188	297	34	76	70.7
W101	S. LA CHAUDANNE	15/11/87	573.9	146.1	900	1.2	321	302	125	655	37	30	136
W103	S. CASCADE DE JAUN	20/11/87	588.4	162.1	1000	1.2	288	334	55	486	36	18	63.7
W104	S. LES MARCHES, BROG	15/11/87	574.2	159.7	700	1.2	272	19	222	144	68	33	68.3
W105	S. SANDLI, JAUN	20/11/87	589.9	180.7	1090	1.2	294	26	415	584	23	4	59.5
W106	P. PONT-DU-ROC BULLE	20/11/87	581.7	161.8	880	1.1	409	1	920	911	47	20	75.8
W107	S. BONNEFONTAINE, CHARM.	20/11/87	581.0	162.0	880	1.2	346	27	403	473	34	18	87.1
W112	GLANE A MATRAN	07/11/87	573.6	180.6	580	8.0	500	1094	670	308	50	15	68.3
THG1	S. GRABOZ 1	07/11/87	573.8	178.0	610	3.1	604	21	71	437	128	17	42
THG2	S. GRABOZ 2	07/11/87	573.7	178.1	610	3.0	619	111	66	408	78	20	40.3
THG3	S. GRABOZ 3	07/11/87	573.6	178.2	610	3.0	601	38	97	401	90	17	42.1
THG4	S. GRABOZ 4	07/11/87	573.7	178.3	610	3.0	643	244	139	415	73	14	42.3
THG5	S. GRABOZ 5	07/11/87	573.6	178.4	610	3.0	643	331	140	409	78	37	45.3
THT1	S. SGT 1	07/11/87	573.9	177.8	610	3.1	576	225	38	408	152	41	45.8
TH11	SOURCE 11 TUFFIERE	07/11/87	574.1	177.9	610	3.1	533	121	45	370	134	41	47.3
TH18	S. SIFR 18	10/11/87	574.7	177.7	615	7.1	424	95	125	384	104	46	48
TH19	S. SIFR 19	10/11/87	574.7	177.7	615	7.1	375	114	166	462	114	55	61
TH20	S. SIFR 20	10/11/87	574.6	177.8	615	7.1	389	1	294	489	122	62	53.3
TH21	S. SIFR 21	10/11/87	574.5	177.8	615	7.1	411	39	57	520	120	67	66.5
TH22	S. SIFR 22	10/11/87	574.5	177.8	615	7.1	430	111	391	557	121	77	92.6
TH23	S. SIFR 23	11/11/87	574.4	177.8	615	7.0	471	134	186	585	132	79	85.7

Tabl. 9 (3/3)

Numéro	Nom du point d'eau	Date de	Coord. X	Coord. Y	Altitude	Classe	K20	Zn ⁺⁺	Fe ⁺⁺	Sr ⁺⁺	8a ⁺⁺	Li ⁺	F ⁻
réf.	(S. = source, P = puits)	prélèvement	[km]	[km]	[msm]		μS/cm	μg/l	μg/l	μg/l	μg/l	μg/l	μg/l
TH24	S. SIFR 24	11/11/87	574.3	177.7	620	7.0	515	168	358	556	139	73	78.3
TH25	S. SIFR 25	11/11/87	574.3	177.7	620	7.0	553	20	311	466	147	48	52.1
TH26	S. SIFR 26	11/11/87	574.2	177.7	620	7.0	564	29	261	411	155	43	50.7
TH81	S. BAUME 1	11/11/87	574.5	176.4	630	7.0	519	92	129	501	169	55	61.3
TH82	S. BAUME 2	11/11/87	574.5	176.4	630	7.1	391	26	101	553	124	54	96
TH83	S. BAUME 3	11/11/87	574.5	176.5	630	7.1	350	33	101	509	101	53	93.1
TH84	S. BAUME 4	17/11/87	574.6	176.8	630	7.1	354	41	371	478	111	50	92.2
TH07	S. 07 BAUME	11/11/87	574.4	176.5	680	3.0	600	4161	319	354	69	35	52.1
THFA	PIEZO FA	17/11/87	573.6	177.9	655	3.0	622	5226	2462	419	111	18	47.8
THS5	PIEZO S5	18/11/87	573.9	176.3	680	7.0	516	6302	1895	587	181	88	72.2
TH06	SOURCE 06 BEYELER	18/11/87	573.6	178.5	660	3.0	712	398	258	409	71	40	63.9
TH09	S. 09 ILLENS	17/11/87	574.2	176.1	675	3.1	577	251	672	354	89	29	53.7
THL1	LAC GRUYERE SURFACE	17/11/87	575.0	174.1	675	8.1	348	390	113	764	45	21	64.2
THL2	IDEM -5 M	17/11/87	575.0	174.1	675	8.1	350	865	542	751	43	17	66.5
THM1	PUITS MATRAN 2	18/11/87	574.2	181.5	580	2.2	411	156	1619	2138	90	75	50.2
THM3	SOURCE MOLASSE MATRAN	18/11/87	574.7	181.1	600	2.0	669	63	109	398	54	38	46.8
THV1	P. BOIS BOULEYRES	18/11/87	572.1	172.9	780	3.2	441	114	413	390	65	63	88.5
THP1	S. POSAT	17/11/87	570.5	176.1	650	3.0	622	31	120	342	72	28	42.7
THSE	S. SIFR DRAINE	10/11/87	574.6	177.8	615	7.1	387	8	110	472	117	56	96
THSW	S. SIFR DRAIN W	10/11/87	574.6	177.8	615	7.0	508	26	158	495	139	56	73.5
THM7	MATRAN, PUIITS 1	18/11/87	574.2	181.5	580	2.2	407	190	2659	2139	87	44	50.2
W113	S. GITE D'ALLIERE LA BERRA	08/11/87	580.1	168.9	1620	5.2	265	461	68	449	50	28	50
W114	S. OULPE HAUTERIVE	18/11/87	574.9	179.2	600	3.1	591	4	520	342	146	39	51.8
W115	S. PRA RABOU, J.PILLER	20/11/87	577.2	173.8	990	3.2	462	95	4904	318	23	25	51.8
W116	S. CHANDON MOLASSE	01/12/87	572.0	191.5	490	2.1	578	864	98	376	120	96	87.1
W117	GAL VERS-CHEZ-SAVARY	03/12/87	563.8	183.6	600	2.0	599	47	103	287	22	37	66
W118	F. AQUIT POMY P03	05/02/88	540.8	178.7	545	2.2	976	1753	1395	291	38	429	1320
W119	F. CHATTIEN POMY SE3	05/02/88	540.0	179.9	490	2.2	2810	8328	419	2019	13	983	565
W120	F. AQUIT CUARNY CY1	05/02/88	542.4	178.9	540	2.2	410	1189	171	693	140	206	665
IJSZ	SOURCE STOLZENMUEHLE	29/10/87	593.5	185.5	770	3.1	515	52	159	339	67	27	42.2

Tabl 9: Tableau des analyses physicochimiques relatives aux campagnes d'échantillonnage d'automne 1985 et 1987, paramètres secondaires.

Tabl. 10: MESURES ISOTOPIQUES DANS LES SOURCES									
Nom pt eau	Nb prél.	No Berne	Date pré.	3H [UT]	Err. 3H	$\delta^{18}O$ [o/oo]	Coordon- née X	Coordon- née Y	Alt. source
Graboz G2	G2	254	01-11-86			-10.59	573.70	178.09	610
Graboz G3	EEG3	28	12-02-85	57.8	4.3	-10.44	573.63	178.17	610
***	MMG3	54	28-10-85	44.7	3.5	-10.52			
***	COG3	168	19-02-86			-10.41			
***	POG3	169	09-06-86	46.1	3.7	-10.50			
***	ORG3	1085	13-08-86			-10.62			
***	G3	255	01-11-86	37.2	4.0	-10.50			
***	STG3	510	29-01-87			-10.44			
***	G3	511	20-04-87			-10.51			
**	TCG3	1084	30-05-87			-10.59			
**	G3	1086	21-07-87			-10.52			
***	G3	512	30-09-87			-10.54			
**	IKG3	1087	10-12-87			-10.51			
**	IMG3	1088	03-02-88			-10.51			
***	IOG3	702	29-03-88	30.1	3.8	-10.54			
***	***	702	***	33.7	3.0				
***	***	702	***	39.5	3.6				
**		767	31-05-88	33.1	3.0	-10.48			
**	ISG3	1027	22-08-88			-10.35			
**	G3	1264	10-02-89	33.0	2.9	-10.33			
GRABOZ AUTRES	G1	253	01-11-86	49.4	4.0	-10.34	573.75	178.01	610
***	G4	256	01-11-86			-10.47	573.69	178.27	610
***	G5	257	01-11-86	45.2	3.9	-10.31	573.62	178.40	610
SIFR 18	OO18	120	19-02-86	35.1	3.0	-11.15	574.70	177.66	615
SIFR 19	OO19	121	19-02-86	28.2	2.8	-12.09	574.67	177.74	615
SIFR 20	EE20	23	12-02-85	39.8	3.9	-11.76	574.61	177.79	615
***	HH20	139	13-05-85			-11.62			
***	JJ20	142	15-07-85			-11.44			
***	KK20	145	19-08-85	43.1	3.8	-11.50			
***	MM20	52	28-10-85	40.1	3.4	-11.79			
***	OO20	122	19-02-86	36.1	3.0	-11.98			
***	PP20	148	01-05-86	31.0	3.4	-11.82			
***	PQ20	151	09-06-86	37.2	3.0	-11.76			
SIFR 21	OO21	123	19-02-86	37.0	3.1	-11.70	574.54	177.79	615
SIFR 22	OO22	124	19-02-86	41.7	3.1	-11.48	574.48	177.79	615
SIFR 23	EE23	24	12-02-85	63.5	4.4	-11.04	574.38	177.77	615
***	HH23	140	13-05-85			-10.68			
***	JJ23	143	15-07-85			-10.84			
***	KK23	146	19-08-85	40.1	3.7	-11.01			
***	MM23	51	28-10-85	45.9	3.6	-11.23			
***	OO23	125	19-02-86	46.1	3.2	-11.10			
***	PP23	149	01-05-86	52.2	3.8	-10.95			
***	PO23	152	09-06-86	46.3	3.2	-10.88			
SIFR24	OO24	126	19-02-86	51.1	3.3	-10.81	574.31	177.72	620
SIFR 25	OO25	127	19-02-86	51.8	3.3	-10.61	574.25	177.69	620
SIFR 26	EE26	25	12-02-85	73.8	4.6	-10.35	574.18	177.65	620
***	HH26	141	13-05-85			-10.30			
***	JJ26	144	15-07-85			-10.34			
***	KK26	147	19-08-85	55.4	4.0	-10.37			
***	MM26	50	28-10-85	68.0	4.0	-10.46			

Tabl. 10 (2/6)

Nom pt eau	Nb prél.	No Berne	Date préél.	3H [UT]	Err. 3H	δ18O [o/oo]	Coordon- née X	Coordon- née Y	Alt. source
***	OO26	127	19-02-86	61.5	3.5	-10.50			
***	PP26	150	01-05-86	57.1	4.0	-10.41			
***	PQ26	153	09-06-86	60.1	3.4	-10.39			
SIFR dr. E	SSSE	403	28-11-86	32.4	3.7	-11.79	574.61	177.79	615
***	TTSE	405	27-02-87	26.1	3.7	-11.70			
***	TCSE	407	30-05-87			-11.41			
***	TFSE	409	03-09-87			-11.20			
SIFR dr. W	SSSW	402	28-11-86	44.7	4.0	-10.82	574.54	177.79	615
***	TTSW	404	27-02-87	45.1	4.0	-10.88			
***	TCSW	406	30-05-87	48.8	3.9	-10.76			
***	TFSW	408	03-09-87			-10.67			
Baume B3	EEB3	27	12-02-85	43.1	4.0	-11.92	574.47	176.53	622
***	MMB3	49	28-10-85	35.6	3.3	-12.33			
***	OOB3	118	01-03-86			-12.02			
***	PPB3	508	01-05-86			-11.74			
***	PQB3	509	09-06-86			-11.74			
Baume 07	EE07	22	12-02-85	52.1	4.2	-10.12	574.38	176.46	680
***	JJ07	114	15-07-85	41.9	3.1	-10.23			
***	MM07	53	28-10-85	33.0	3.3	-10.22			
***	NN07	116	02-12-85			-10.24			
***	OO07	115	01-03-86			-10.25			
Piezomètre S103	EES3	26	12-02-85	###	5.2	-8.42	573.16	176.43	690
***	MMS3	57	28-10-85	80.2	4.2	-10.45			
***	OOS3	119	17-02-86			-10.46			
***	S3	135	17-03-86	65.4	3.8	-10.53			
P. Bois Bouleyres	MMV1	160	28-10-85			-11.15	572.05	172.91	780
Lac surf 0m L1	EEL1	29	12-02-85	43.6	4.0	-12.19	575.00	174.10	675
***	HHL1	174	13-05-85			-12.43			
***	JJL1	175	15-07-85			-11.85			
***	MML1	56	28-10-85	31.3	3.2	-11.59			
***	OPL1	178	22-03-86	27.4	3.9	-11.58			
***	PPL1	180	13-05-86			-11.73			
***	PQL1	181	09-06-86			-12.24			
***	QQL1	504	18-07-86			-12.00			
***	ORL1	506	13-08-86			-11.26			
***	TDL1	410	06-07-87			-11.03			
***	TEL1	412	05-08-87			-11.10			
***	TFL1	415	03-09-87			-10.79			
Lac -5m L2	EEL2	30	12-02-85	43.6	4.0	-11.82	575.00	174.10	670
***	HHL2	173	13-05-85			-12.44			
***	JJL2	176	15-07-85			-12.19			
***	MML2	55	28-10-85	35.1	3.3	-11.55			
***	OPL2	177	22-03-86	27.4	3.9	-11.60			
***	PPL2	179	13-05-86			-11.81			
***	PQL2	172	09-06-86			-12.66			
***	QQL2	505	18-07-86			12.24			
***	QRL2	507	13-08-86			11.93			
***	TDL2	411	06-07-87			-11.34			
***	TEL2	413	05-08-87			-11.48			
***	TFL2	416	03-09-87			-11.37			
Lac -10m L3	L3	171	13-05-86			-11.86	575.00	174.10	665
Lac -20m L4	OPL4	170	22-03-86	32.1	4.0	-11.62	575.00	174.10	655

Tabl. 10 (3/6)

Nom pt eau	Nb prél.	No Berne	Date prél.	3H [UT]	Err. 3H	$\delta 18O$ [o/oo]	Coordon- née X	Coordon- née Y	All. source
***	TEL4	414	05-08-87			-11.51			
***	TFL4	417	03-09-87			-11.55			
Lac autres prélév.	YL1	108	16-08-85			-11.29	575.00	174.10	675
***	YL2	109	16-08-85			-11.83	575.00	174.10	670
***	YL4	110	16-08-85			-12.46	575.00	174.10	655
***	YL31	111	16-08-85			-11.40			675
***	YL32	112	16-08-85			-11.88			670
***	YL34	113	16-08-85			-12.24			655
Puits Matran M7	NNM7	117	02-12-85	<1.6		-10.29	574.20	181.50	580
***	M7	251	31-10-86			-10.25			
***	THM7	566	10-11-87			-10.21			
***	ISM7	1010	26-07-88	1.6	2.7	-10.20			
Puits Matran M1...	FFM2	31	12-02-85	2.0	3.2	-10.31	574.18	181.45	580
***	M1	248	31-10-86			-10.21			
***	THM1	565	10-11-87	1.9	2.6	-10.15			
***	M4	249	31-10-86			-10.26			
***	M5	250	31-10-86			-10.25			
***	M8	252	31-10-86			-10.24			
Henniez Alc.	XX82	572	28-11-85	45.3	3.6	-10.34	558.00	176.60	510
***	IBHE	396	03-03-87	34.8	4.0	-10.36	558.03	176.56	510
***	IEHE	397	01-06-87	45.3	3.4	-10.38			
***	HE	1080	07-07-87	38.9	3.5	-10.29			
***	IHHE	398	04-09-87	40.6	4.0	-10.26			
***	IIHE	513	01-10-87	37.5	3.4	-10.29			
***	IJHE	571	11-11-87	33.3	3.1	-10.25			
**	ILHE	1081	05-01-88			-10.30			
**	INHE	1082	29-02-88			-10.26			
***	IOHE	700	28-03-88	17.3	3.0	-10.23			
***		764	31-05-88	36.5	3.1	-10.26			
**	ISHE	1030	02-08-88			-10.23			
***	HE	1083	26-09-88	27.3	3.0	-10.27			
Payerne Haches	XX97		28-11-85	57.0	3.9		564.30	181.60	625
***	IBPA	399	03-03-87	41.6	4.1	-10.35	564.30	181.60	625
***	IEPA	400	01-06-87	40.2	3.4	-10.40			
***	IHPA	401	04-09-87	41.3	4.0	-10.40			
***	IIPA	514	01-10-87	39.6	3.4	-10.30			
***	IJPA	568	11-11-87	39.2	3.2	-10.34			
***	IOPA	701	29-03-88	37.1	3.2	-10.19			
**		763	31-05-88	38.9	3.0	-10.28			
**	ISPA	1026	13-08-88			-10.30			
**	PA	1246	03-02-89	39.9	3.0	-10.27			
**	PA	1365				-10.31			
Montagny-Cousset	XX7		17-10-85	36.4	3.2	-8.81	566.30	183.10	595
S Chanéa			11-11-87	22.3	2.8	-9.13			
**	MC	1271	11-02-89	36.0	2.9	-8.80			
**	MC	1366	30-09-89			-8.82			
Onnens	XX23	1011	19-10-85	23.6	3.2	-10.31	569.50	181.80	645
***		1012	03-03-87	22.2	3.0	-10.39			
***		1013	24-11-87	19.8	3.0	-10.39			
***		1023	29-03-88	20.0	3.0	-10.38			
***		1024	02-08-88	20.8	2.9	-10.35			
***	ON	1265	11-02-89	13.4	2.7	-10.32			

Tabl. 10 (4/6)

Nom pt eau	Nb prél.	No Barne	Date pré.	3H [UT]	Err. 3H	∂18O [a/ao]	Coordon- née X	Coordon- née Y	All. source
" "	ON	1367	30-09-89			-11.29			
Avenches-A1	XX33	129	21-10-85			-10.01	568.90	189.10	560
Avenches-A2	IBA2	384	09-03-87	?		-10.04	568.90	189.10	560
" "	A2	385	01-06-87	49.9	3.6	-9.98			
" "	A2	386	04-09-87	54.9	3.6	-10.03			
" "	IJA2	579	01-12-87	53.4	3.3	-9.99			
" "		1089	05-02-88	49.9	3.6	-10.03			
" "	IOA2	699	29-03-88	39.9	3.4	-10.01			
" "	A2	762	31-05-88	48.0	3.2	-9.99			
" "	ISA2	1025	16-08-88	51.1	3.5	-10.03			
" "	A2	1269	11-02-89	49.3	3.2	10.03			
Marly 1-2	XX18	562	18-10-85	53.6	3.7	-10.38	579.40	180.30	625
" "	IBY1	393	03-03-87	47.0	4.2	-10.39	579.40	180.30	625
" "	IEY1	394	01-06-87	44.2	3.5	-10.39			
" "	IGY1	395	07-08-87	40.3	4.0	-10.36			
" "	IJY1	563	16-11-87	37.6	3.1	-10.38			
" "	IMY1	1078	03-02-88	41.8	3.4	-10.40			
" "	IOY1	704	29-03-88			-10.42			
" "	Y1	765	31-05-88	42.1	3.1	-10.37			
" "	ISY1	1029	01-08-88			-10.36			
" "	ITY1	1079	26-09-88			-10.45			
Schwarzenbg	SZ	387	02-03-87			-11.80	593.50	185.50	770
S Stalzenmühle	SZ	388	01-06-87	48.8	3.6	-10.79			
" "	SZ	389	04-09-87	47.4	3.5	-10.74			
" "	IJSZ	567	10-11-87	45.6	3.3	-10.74			
" "	SZ	1090	03-02-88	43.6	3.5	-10.80			
" "	IOSZ	703	29-03-88	41.1	3.4	-10.78			
" "		766	31-05-88	43.4	3.2	-10.84			
" "	ISSZ	1028	01-08-88			-10.64			
" "	SZ	1253	07-02-89	42.8	3.1	-10.73			
" "	SZ	1364	04-09-89			-10.78			
Source Sodbach	XX14	159	18-10-85	52.1	4.6	-10.70	590.70	185.80	660
" "			06-06-86	57.7	3.8				
" "	14	162	20-06-86	50.0	4.6	-10.79			
" "	WW14	570	10-11-87	44.8	3.4	-10.53			
Puits le Game	WW24	771	02-12-87	?		-11.01	580.60	177.60	735
Font. froide barra	XX40	130	22-10-85			-11.76	579.90	170.40	1560
" "	40		12-06-88			-11.20			
Cousimbert	XX41	131	22-10-85			-11.78	580.10	170.90	1460
Keisa d'Avau	XX46	161	28-10-85			-11.18	571.60	173.40	745
" "	WW46	580	02-12-87			-11.23			
" "	46	1009	08-07-88	31.4	3.1				
Hofmatt Laiterie	XX48	156	25-10-85	58.2	3.6	-10.81	587.20	181.60	760
" "	48	165	06-06-86	48.5	3.2	-10.78			
" "	WW48	582	04-12-87	48.8	3.5	-10.75			
Hofmatt puits 3	XX49	157	25-10-85	50.2	4.1	-10.92	586.90	180.90	755
" "	49	166	06-06-86	50.4	3.3	-10.76			
" "	WW49	583	04-12-87	43.1	3.4	-10.79			
Hofmatt p. 1-2	XX50	158	25-10-85	54.4	4.7	-10.91	587.50	181.20	750
" "	50	166	06-06-86	57.7	3.8	-10.75			
" "	WW50	584	04-12-87	42.3	3.3	-10.79			
Ponthaux Russy	XX53	132	26-10-85			-10.19	570.00	184.70	650

Tabl. 10 (5/6)

Nom pt eau	Nb	No	Date prél.	3H	Err.	∂18O	Coordon-	Coordon-	Alt.
	prél.	Berne		[UT]	3H	[o/oo]	née X	née Y	source
ST Silvester Säge	56		18-06-88			-10.91			
Puits Echarlens	WW72	1006		33.7	3.1	?	571.60	166.30	718
Pra du Chalet Villa.	WW77	769	26-11-87			-11.18	569.00	171.10	980
"	77	770	14-06-88			-11.10			
Planches Villarlod	XX78	134	06-11-85			-11.29	569.00	171.70	955
"	WW78	768	26-11-87			-11.45			
Cheiry Baumaz	XX86	133	28-11-85	61.9	4.1	-10.44	553.90	178.60	640
***	WW86	574	27-11-87	53.0	3.6	-10.37			
Féligny, puits neuf	XX87	576	28-11-87			-10.06	558.90	182.80	480
***	WW87	575	28-11-85			-10.06			
Chévrelu E	XX90	1007	28-11-85	35.3	3.4		554.00	186.30	555
P Vernaz Corcelles	XX94	578	28-11-85	57.0	3.9	-9.84	563.40	187.40	446
***	WW94	577	27-11-87	41.6	3.6	-9.79			
Cascade Jaun 103	22Heur	1374	27-07-89			-10.52	588.40	162.05	1000
**	18 H	1375	07-08-89			-10.72			
**	18 H	1376	08-08-89			-11.22			
**	10 H	1377	09-08-89			-10.40			
**	17 H	1378	13-08-89			-10.12			
**	22 H	1379	06-10-89			-11.39			
**	12 H	1444	31-07-89			-11.81			
**	12 H	1445	01-08-89			-11.47			
**	12 H	1446	02-08-89			-11.55			
**	1 H	1447	05-08-89			-11.35			
**	0 H	1450	07-08-89			-11.62			
**	12 H	1452	08-08-89			-11.03			
**	10 H	1453	09-08-89			-11.03			
**	6 H	1454	09-08-89			-11.35			
**	13 H	1455	09-08-89			-11.26			
**	17 H	1456	09-08-89			-11.05			
**	21 H	1457	09-08-89			-11.15			
**	1 H	1458	10-08-89			-10.91			
**	5 H	1459	10-08-89			-10.84			
**	13 H	1461	10-08-89			-10.58			
**	21 H	1463	10-08-89			-10.60			
**	1 H	1464	11-08-89			-10.62			
**	13 H	1465	11-08-89			-10.78			
**	21 H	1467	11-08-89			-10.64			
**	13 H	1469	12-08-89			-10.36			
**	11 H	1473	16-08-89			-10.55			
Sandli Jaun 105	22Haur	1368	27-07-89			-11.99	589.90	160.74	1090
**	18 H	1369	07-08-89	29.9	2.9	-12.09			
**	18 H	1370	08-08-89			-11.98			
**	12 H	1371	09-08-89			-11.93			
**	22 H	1372	13-08-89			-11.97			
**	20 H	1373	06-10-89			-12.02			
Gîte d'Allières Bar.	W113	564	08-11-87			-11.15	580.10	168.90	1620
****	113	772	12-06-88			-11.47			
La Combent Pra-R.	W115	573	20-11-87			-10.62	577.20	173.80	990
**	115		14-06-88			10.62			
Pomy PO3	W118	696	05-02-88	<2.8		-10.85	540.80	178.70	545
Pomy SE3	W119	697	05-02-88	3.0	0.4	-9.50	540.00	179.90	490
Cuarny CY1	W120	698	05-02-88	<2.6		-10.49	542.40	178.90	540

Tabl. 10 (6/6)

Nom pt eau	No prél.	No Berne	Date prél.	3H [UT]	Err. 3H	$\delta^{18}O$ [o/oo]	Coordon- née X	Coordon- née Y	Alt. source
Riss - Tuffière		1362	20-01-89	26.1	2.9	-9.17	573.75	178.01	580
T1 Toulruit Matran		1363	03-05-89	30.5	3.1	-10.30	573.90	181.45	590
RIVIERE POUR RELATION O-18 / ALTITUDE									
Bibera à Biberen		1245	03-02-89			-9.87			
Broye à Payerne	XX96	1207	28-11-85			-10.22			
" "	WW96	1211	04-12-87			-10.01			
" "	IU3	1214	12-11-88			-10.02			
" "		1242	03-02-89			-10.05			
Broye à Moudon	IU4 NW	1215	12-11-88			-10.08			
" "	IU5 SE	1216	12-11-88			-10.06			
" "		1250	04-02-89			-10.15			
Broye à Palésieux	IU6	1217	12-11-88			-10.13			
" "		1252	04-02-89			-10.39			
Broye à Rogivue (pont rte Chatel)	IU7	1218	12-11-88			-10.29			
" "		1251	04-02-89			-10.51			
Glâne à Matran	X112	58	28-10-85	44.3	3.5	-10.66	180.6		580
" "		1243	10-02-89			-10.27			
Gottéron, rivière	XX39	155	22-10-85	54.3	4.2	-10.61	183.1		610
" "	39	164	20-06-86	46.0	3.2	-10.63			
" "	WW39	581	09-12-87			-10.43			
Sarine à Broc	XX70	1206	30-10-85			-12.02			
Pont de Morlon	WW70	1210	15-11-87			-11.17			
Sarine à la Chaudanne	X102	1208	30-11-85			-11.91			
" "	W102	1209	05-11-87			-11.64			
Singine rivière	XX15	154	18-10-85	48.6	3.4	-10.93			
" "	15	163	06-06-86	34.3	4.2	-10.91			
" "	WW15	569	10-11-87			-10.75			
Veveyse à Chatel St-Denis	IU8	1219	12-11-88			-11.51			

Tabl 10: Tableau des mesures isotopiques relatives aux eaux souterraines de la région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel.

Tabl. 11 et Tabl. 12

Matrice de corrélation, toutes les observations sauf les valeurs de la molasse

AlHl.	1																		
K2O	-.591	1																	
TAC	-.484	.922	1																
Dio.	-.588	.986	.947	1															
Ca++	-.476	.934	.86	.936	1														
Na+	-.217	.559	.491	.491	.472	1													
K+	-.219	.336	.33	.285	.336	.278	1												
Mg++	-.529	.566	.585	.595	.26	.277	.628	1											
SiO2	-.448	.636	.655	.645	.451	.326	.13	.753	1										
NO3-	-.477	.767	.601	.736	.695	.326	.178	.429	.622	1									
Cl-	-.484	.821	.638	.768	.759	.64	.225	.374	.484	.742	1								
SO4--	-.036	-.248	-.457	-.257	-.231	-.143	-.045	-.178	-.428	-.286	-.222	1							
Str++	.114	-.271	-.391	-.286	-.222	-.009	-.673	-.282	-.548	-.347	-.224	.875	1						
Ba++	-.11	.188	.232	.169	.163	.172	.06	.15	-.097	.005	.069	-.097	.245	1					
Li+	-.315	.198	.218	.223	-.062	.268	-.101	.781	.462	.092	.064	.058	-.053	.112	1				
F-	-.075	-.355	-.296	-.332	-.447	-.093	-.183	.116	-.013	-.395	-.348	.173	-.187	-.065	.407	1			

AlHl. K2O TAC Dio. Ca++ Na+ K+ Mg++ SiO2 NO3- Cl- SO4-- Str++ Ba++ Li+ F-

Tabl 11: Matrice des coefficients de corrélation linéaires entre les paramètres physico-chimiques des eaux souterraines de la région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel: Tous les points d'eau sauf ceux des aquifères profonds de la molasse (160 observations).

Matrice de corrélation, eaux souterraines du Plateau

AlHl.	1																		
K2O	-.83	1																	
TAC	-.452	.846	1																
Dio.	-.618	.975	.904	1															
Ca++	-.441	.909	.844	.916	1														
Na+	-.394	.55	.433	.468	.418	1													
K+	-.137	.307	.335	.263	.298	.185	1												
Mg++	-.468	.198	.183	.242	-.181	.144	-.074	1											
SiO2	-.504	.092	-.065	.082	-.175	.088	-.06	.658	1										
NO3-	-.483	.616	.253	.562	.534	.181	.099	.094	.31	1									
Cl-	-.508	.781	.455	.703	.686	.646	.133	.075	.13	.639	1								
SO4--	-.462	.37	.231	.388	.212	.177	.155	.462	.268	.151	.192	1							
Str++	-.136	.313	.36	.279	.27	.487	.152	.05	-.238	.008	.199	.014	1						
Ba++	.058	-.197	.283	-.183	.223	.246	.135	-.07	-.41	-.074	.022	-.013	.822	1					
Li+	-.475	.085	.118	.139	-.268	.174	-.111	.859	.645	-.044	-.053	.47	.062	-.077	1				
F-	-.183	-.249	-.152	-.214	-.4	.083	-.189	.44	-.489	-.321	-.289	.175	-.029	-.112	.633	1			

AlHl. K2O TAC Dio. Ca++ Na+ K+ Mg++ SiO2 NO3- Cl- SO4-- Str++ Ba++ Li+ F-

Tabl 12: Matrice des coefficients de corrélation linéaires entre les paramètres physico-chimiques des eaux souterraines de la région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel: Tous les points d'eau du Plateau, sauf ceux des aquifères profonds de la molasse (118 observations).

Tabl. 13 et Tabl. 14

Matrice de corrélation, eaux fortement influencées par les activités humaines

Altit.	1																	
K2O	.275	1																
TAC	.169	.69	1															
Dto.	.252	.94	.787	1														
Ca++	.078	.773	.777	.801	1													
Na+	-.061	.543	.207	.34	.332	1												
K+	-.025	.225	.316	.205	.231	.006	1											
Mg++	.52	.173	-.051	.223	-.403	-.009	-.078	1										
SiO2	-.345	.037	-.202	.068	-.339	-.119	-.031	.646	1									
NO3-	-.357	.157	-.185	.166	-.015	-.266	.026	.264	.5	1								
Cl-	-.085	.490	.007	.298	.269	.807	-.072	-.019	-.025	-.055	1							
SO4--	-.724	.331	.022	.368	-4.84E-4	.121	.127	.585	.194	.088	.007	1						
Sr++	-.203	.588	.317	.46	.48	.407	.132	-.067	-.294	-.014	.432	.126	1					
Ba++	-.002	.382	.222	.288	.325	.185	.23	-.098	-.309	.044	.08	.188	.57	1				
Li+	-.339	.162	-.012	.247	-.319	-.077	-.026	.902	.68	-.169	-.094	.824	-.192	-.199	1			
F-	-.368	-.038	-.05	.044	-.262	-.06	-.035	.491	.437	-.141	-.092	.313	-.188	-.187	.6	1		

Altit. K2O TAC Dto. Ca++ Na+ K+ Mg++ SiO2 NO3- Cl- SO4-- Sr++ Ba++ Li+ F-

Tabl 13: Matrice des coefficients de corrélation linéaires entre les paramètres physico-chimiques des eaux souterraines de la région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel: Points d'eau du Quaternaire fortement influencés par les activités humaines (44 observations)

Matrice de corrélation, eaux faiblement influencées par les activités humaines

Altit.	1																	
K2O	-.346	1																
TAC	-.274	.895	1															
Dto.	-.378	.877	.951	1														
Ca++	-.015	.881	.876	.898	1													
Na+	-.573	.723	.562	.875	.478	1												
K+	-.518	.742	.534	.705	.528	.822	1											
Mg++	-.796	-.238	.242	.276	-.165	.438	.41	1										
SiO2	-.843	-.044	-.085	-.014	-.332	.282	.2	.703	1									
NO3-	-.13	.405	.148	.347	.346	.47	.625	.004	.027	1								
Cl-	-.348	.698	.45	.608	.558	.883	.783	.106	.049	.673	1							
SO4--	-.443	.359	.348	.411	.180	.054	.26	.559	.312	-.068	-.143	1						
Sr++	.023	.277	.287	.25	.183	.463	.155	.205	-.19	-.011	.304	-2.60E-4	1					
Ba++	.354	.17	.213	.17	.226	.026	-.046	-.069	-.541	-.281	.025	.095	.584	1				
Li+	-.843	.228	.234	.276	-.12	.268	.256	.885	.799	-.134	-.04	.67	.007	-.221	1			
F-	-.661	-.084	-.017	-.031	-.282	-.055	-.103	.54	.798	-.289	-.231	.368	-.364	-.462	.76	1		

Altit. K2O TAC Dto. Ca++ Na+ K+ Mg++ SiO2 NO3- Cl- SO4-- Sr++ Ba++ Li+ F-

Tabl 14: Matrice des coefficients de corrélation linéaires entre les paramètres physico-chimiques des eaux souterraines de la région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel: Points d'eau du Quaternaire faiblement influencés par les activités humaines (26 observations)

Tabl. 16

Nom pt eau	nb val	$\delta^{18}\text{O}$	Coordonnées	Alt. sou	Alt. b.v. +/-	m
Graboz G2	1	-10.59	573.6/178.2	630	695	15
Graboz G3	14	-10.51	573.6/178.2	630	695	10
GRABOZAUTRES	3	-10.40	573.6/178.2	620	695	10
SIFR 26	8	-10.39	574.2/177.7	620	700	10
Baume 07	5	-10.21	574.4/176.5	680	715	5
Piezo S103	4	-10.46	573.2/176.4	690	700	10
P. Bois Bouleyres	1	-11.15	572.1/172.9	790	900	50
Lac surf 0m L1	6	-12.03	575.0/174.1	675	1368	40
Lac -5m L2	7	-12.07	575.0/174.1	675	1368	40
Lac -20m L4	3	-12.11	575.0/174.1	675	1368	40
Puits Matran	10	-10.24	574.2/181.5	580	650	20
Henniez Alc.	13	-10.29	558.0/176.6	510	645	40
Payeme Haches	10	-10.31	564.3/181.6	625	660	15
Monlagny-C.	4	-8.89	566.3/183.1	595	615	5
Onnens	7	-10.35	569.5/181.8	645	700	20
Avenches-A1	1	-10.01	568.9/189.1	560	605	10
Avenches-A2	9	-10.01	568.9/189.1	560	605	10
Marly 1-2	10	-10.39	579.4/180.3	625	680	20
Schwarzenbg	10	-10.76	593.5/185.5	770	800	10
Source Sodbach	3	-10.67	590.7/185.8	660	770	25
Font. Iroide barra	1	-11.76	579.9/170.4	1560	1610	20
Cousimbert	1	-11.78	580.1/170.9	1460	1530	20
Kaisa d'Avau	2	-11.20	571.6/173.4	745	840	30
Ponthaux Russy	1	-10.19	570.0/184.7	650	665	5
ST Silvester Säge	1	-10.91	583.2/176.5	840	870	10
Pre du Chalet Villa.	2	-11.18	569.0/171.1	980	1000	10
Planches Villarlod	2	-11.35	569.0/171.7	955	1020	10
Cheiry Baumaz	2	-10.40	553.9/178.6	640	690	10
Fétigny, puits neut	2	-10.06	558.9/182.8	480	490	5
P Vernaz Corcelles	2	-9.82	563.4/187.4	446	455	5
Cascade Jaun 103	8	-11.40	588.4/162.1	1000	1600	50
Sandli Jaun 105	6	-11.99	589.9/160.7	1090	1600	50
Sources Hofmatt	9	-10.81	587.5/181.0	755	880	20
Gite d'Allières Ber.	2	-11.40	580.1/168.9	1620	1650	10
La Combert Pra-R.	2	-10.62	577.2/173.8	990	1010	5

Tabl 16: Données concernant la relation entre les $\delta^{18}\text{O}$ des eaux souterraines et l'altitude des bassins versants (valeurs d'altitude déterminées sur la base de la topographie et de la géologie).

Tabl. 17

Paramètre:	A2	ON	G3	SZ	PA
O [l/min]	67	233	296	1390	530
T [°C]	8.58	8.9	9.6	9.28	8.28
K20	413	563	601	519	582
pH	7.38	7.39	7.32	7.26	7.41
TAC	218	305	312	262	310
Dto	245	341	352	299	355
Li+	72	86	29	27	73
Na+	3.67	4.88	5.15	6.55	3.54
K+	0.76	1.25	0.86	2.2	1.62
Mg++	16.13	25.86	10.06	13.67	19.07
Ca++	71.9	93.8	124.5	98.2	111.1
Sr++	174	332	400	339	277
Ba++	7	42	83	67	39
NO3-	15.2	18.1	25.7	22.1	22.3
SO4--	10	14.8	9.7	13.3	14.6
F-	103.9	65.3	42	42.2	56.5
Cl-	7	12.2	17.1	13.6	10.9
SiO2	14.7	12.2	8.6	8.8	12.6
t sej 3H	20	10 + 0 UT	6.5	10	9
Δ 218O	0.07	0.11	0.275	0.2	0.2
Δ K20	5	11	17	14	15
Alpha	0.00057	0.00042	0.0016	0.00077	0.00224

Tabl. 17: Données hydrogéologiques concernant les sources

A2	Avenches/Oleyres 2
PA	Haches à Payerna
G3	Graboz 3 à la Tuffière
ON	Onnens
SZ	Stolzenmühle Schwarzenburg

RESUME

Ce travail poursuit deux objectifs majeurs. D'une part, nous décrivons les principales caractéristiques physico-chimiques et isotopiques (^{18}O et ^3H) des eaux souterraines de la région située entre les Préalpes fribourgeoises et le lac de Neuchâtel. D'autre part, l'étude des mécanismes d'écoulement souterrain à l'aide de ces informations et d'autres méthodes d'investigation indirectes est appréhendée.

Une première partie traite des eaux liées au substratum molassique du Plateau au sein duquel nous distinguons deux types principaux d'aquifère. Le premier, dit aquifère épidermique est essentiellement tributaire de systèmes d'écoulement locaux. Il contient des eaux dont les caractéristiques se rapprochent des eaux bicarbonatées calciques et magnésiennes issues du Quaternaire sus-jacent et dont le temps de séjour souterrain moyen est habituellement compris entre 5 et 15 ans. Le deuxième type d'aquifère dit profond contient des eaux anciennes très particulières, exemptes de Tritium, qui s'écoulent au sein de systèmes régionaux.

La deuxième partie fait l'objet de l'étude hydrogéologique de l'aquifère de la Tuffière situé en milieu Quaternaire et alimenté à part égale par le lac de barrage de la Gruyère et les infiltrations locales. Cette étude se base sur les données de la géologie du Quaternaire, des investigations géophysiques (géoélectrique et électromagnétique VLF-R), de l'hydrodynamique et des caractéristiques hydrogéochimiques et isotopiques.

Dans la troisième partie, on décrit les caractéristiques physico-chimiques et isotopiques des eaux souterraines dans un cadre régional (eaux du Quaternaire, de la molasse et de diverses formations des Préalpes) mais aussi local (comportement et évolution de ces principaux paramètres dans des aquifères représentatifs). Nous tentons de tirer de cette étude des informations sur l'origine et la provenance de l'eau souterraine, son temps de séjour souterrain (à l'aide du Tritium, de ^{18}O , et de la chimie), sa vitesse de déplacement ainsi que les proportions de mélanges entre divers types ou composantes d'eau.

Mots-clés: Suisse occidentale, systèmes d'écoulement souterrain locaux, milieux poreux, traçage naturel, méthode électromagnétique, alimentation naturelle, temps de séjour souterrain, méthodologie

ABSTRACT

The first objective of this study is to describe the principal characteristics of the groundwaters in the region situated between the Prealps of Fribourg and the Lake of Neuchâtel. The second objective is to study the mechanisms of groundwater circulations by using indirect investigation methods, in particular the physico-chemical and isotopic approach.

First, we describe the groundwaters of the Plateau molassic substratum in which there are two general types of aquifer. The shallow aquifer is mainly fed by local flow systems. The characteristics of its groundwaters are very close to those of the overlying quaternary deposits (Ca - (Mg) - HCO_3 waters with mean residence time between 5 and 15 years). The second one is the deep aquifer, fed by regional flow systems, with ancient (no Tritium) and very typical waters.

The second part of this work is the hydrogeological study of the Tuffière aquifer (sand and gravel), fed in a mean proportion of 45% by the artificial lake of Gruyère. The study is based on data from quaternary geology, geophysical investigations, hydrodynamics and hydrogeochemical and isotopic data.

In a third part, we describe the physico-chemical and isotopic characteristics of the groundwaters in a regional geological framework (Quaternary deposits and molasses of the Plateau, flyschs, limestones, marls and evaporites of the Prealps), but in a local framework as well (behaviour and evolution of these principal parameters in typical and representative aquifers). From this study, we may deduce information about the origin of groundwater, its mean residence time (by Tritium, ^{18}O and chemical methods), its travel velocity and the mixing proportions between several water-types or components.

Key words: West Switzerland, local groundwater flow, porous media, natural tracer, electromagnetic method, natural recharge, underground residence time, methodology.