HAL
open science

Relations entre l'hydrogéologie, le thermalisme et les circulations d'eaux uranifères dans les roches fissurées: les massifs cristallins externes de basse Maurienne (Savoie) - Alpes françaises

Marc Cruchet

To cite this version:

Marc Cruchet. Relations entre l'hydrogéologie, le thermalisme et les circulations d'eaux uranifères dans les roches fissurées: les massifs cristallins externes de basse Maurienne (Savoie) - Alpes françaises. Hydrologie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1983. Français. NNT : . tel-00604532

HAL Id: tel-00604532

https://theses.hal.science/tel-00604532v1

Submitted on 29 Jun 2011

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

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

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE

THESE DE DOCTORAT DE SPECIALITE
Géologie appliquée
option : HYDROGEOLOGIE

08 NOV. 1983

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

RELATIONS ENTRE L'HYDROGEOLOGIE, LE THERMALISME ET LES CIRCULATIONS D'EAUX URANIFERES DANS LES ROCHES FISSUREES

Les massifs cristallins externes de Basse Maurienne (Savoie)

- par - Marc CRUCHET -

Thèse soutenue le 8 Novembre 1983 devant la Commission d'Examen

R. BARBIER	Professeur Emérite	USM GRENOBLE	Président
J. SARROT-REYNAULD	Professeur	USM GRENOBLE	Rapporteur
B. HERY	Ingénieur MINATOME		Examinateur
JC. FOURNEAUX	Maître Assistant	USM GRENOBLE	Examinateur
C NGUYEN TRUNG	Chercheur	CREGU NANCY	Invité

10118926

AVANT PROPOS

Ce travail a été réalisé dans le cadre d'une convention MINATOME S.A. - Université Scientifique et Médicale de Grenoble (USMG). Avant d'en présenter les résultats, je tiens à remercier toutes les personnes qui ont contribué à sa réalisation et qui ont bien voulu le juger.

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

Monsieur le Professeur J. SARROT-REYNAULD qui m'a accueilli dans son laboratoire et pour l'intérêt qu'il a porté à cette étude.

Monsieur B. HERY, représentant la Société MINATOME, pour la confiance qu'il m'a accordée dans ce travail, pour m'avoir permis de m'insérer au sein d'une équipe de géologues et de prospecteurs : qu'il trouve ici l'expression de ma gratitude.

Monsieur J.C. FOURNEAUX qui m'a largement fait profiter de son expérience d'hydrogéologue au cours des cinq années passées à Grenoble. Je le remercie d'avoir bien voulu faire partie de ce jury.

Monsieur C. NGUYEN TRUNG pour son accueil chaleureux au CREGU à Nancy et pour m'avoir initié à la géochimie de l'uranium. Je ne peux regretter que nos rencontres très enrichissantes aient été trop brèves.

Je tiens également à remercier Monsieur le Professeur P. GIRAUD qui a toujours favorisé la collaboration entre l'Institut Dolomieu et la Société MINATOME.

Je suis aussi très reconnaissant à Serge MENICUCCI géologue MINATOME, à qui revient l'initiative de cette étude. Je le remercie pour les analyses et prélèvements qu'il avait effectués avec toute la perspicacité d'un hydrogéologue.

Pour sa disponibilité, ses encouragements, je dois un grand merci à Roland AUMAITRE, chef de la Mission MINATOME Alpes, qui m'a toujours soutenu au cours de cette étude.

J'associe à ces remerciements Monsieur J. ROCHAT de la faculté de pharmacie de Grenoble qui m'a accueilli dans son laboratoire et m'a permis de réaliser les analyses des éléments traces, Madame USELLE de l'Institut Dolomieu, Monsieur B. BOSCH (BRGM) pour les analyses des isotopes du soufre.

Je voudrais également remercier Monsieur J.P. MEUNIER de l'E.D.F. REAL Chambéry qui a mis à notre disposition les données recueillies dans la galerie Arc-Isère, les responsables des stations thermales qui m'ont facilité l'accès aux sources, Messieurs les Maires de Basse Maurienne, le personnel de l'Institut Dolomieu.

Je tiens à saluer l'ensemble de mes camarades de 3ème cycle, mes amis de Grenoble, de MINATOME, de la Maurienne, avec qui il m'a été agréable de vivre et de travailler durant ces dernières années.

Enfin, je voudrais m'adresser plus intimement à mes parents, à mes frères et soeurs, à mes amis, Sarthois, qui m'ont toujours aidé durant toutes ces années passées loin d'eux.

SOMMAIRE

AVANT PROPOS.....1

INTRODUCTION.....7

Première partie : GEOLOGIE - FRACTURATION

Chapitre I - Géologie.....15

Chapitre II - Cadre structural.....25

Chapitre III - Etude de la fracturation.....31

Deuxième partie : HYDROGEOLOGIE

Chapitre I - Aperçu climatologique.....49

Chapitre II - Relation géologie - fracturation - écoulement.....57

Chapitre III - Hydrodynamisme.....71

Chapitre VI - Caractéristiques physicochimiques des eaux superficielles.....79

Chapitre V - Etude de l'activité hydrothermale de Basse Maurienne.....113

Troisième partie : HYDROGEOCHIMIE DE L'URANIUM

Chapitre I - Les eaux uranifères de Basse Maurienne.....151

Chapitre II - Modalités du lessivage.....163

Chapitre III - Géochimie des eaux uranifères.....177

Chapitre IV - Uranium et hydrothermalisme.....191

Chapitre V - Hydrogéochimie de l'uranium. Conclusions.....201

CONCLUSIONS GENERALES.....209

- Bibliographie.....215
- Annexes.....219
- Liste des figures.....227
- Liste des tableaux.....229
- Table des matières.....231

INTRODUCTION

A la demande de la Société MINATOME qui possède un permis de recherche d'uranium dans le massif de La Lauzière (Alpes françaises), une étude hydrogéochimique nous a été confiée.

Il s'agissait en premier lieu d'assurer un contrôle des sources situées à proximité des travaux de reconnaissances minières, ces sources alimentant les villages en eau potable.

Parallèlement, une étude hydrogéochimique des eaux uranifères a pu être élaborée. Elle s'appuie principalement sur l'hydrogéologie des massifs cristallins de Basse Maurienne et fait l'objet de ce mémoire.

La première démarche fut donc de définir le comportement hydrogéologique de ces milieux fissurés cristallophylliens par l'étude des sources et grâce aux données recueillies dans la galerie Arc-Isère.

La présence de venues hydrothermales reconnues dans la vallée de l'Arc nous a incité à élargir notre étude à la connaissance de l'hydrothermalisme dans les Alpes.

Ce n'est qu'après avoir défini toutes les modalités gouvernant les circulations d'eau dans le socle, que nous avons pu aborder l'étude de l'uranium dans les eaux.

Pour cela, nous disposions de campagnes géochimiques des eaux de surface mais, surtout, des données recueillies dans les galeries creusées sous ces massifs, occasions exceptionnelles d'appréhender le comportement de l'uranium dans les eaux en profondeur.

En collaboration avec le Centre de Recherche sur la Géologie de l'Uranium à Nancy, une approche de la géochimie de l'uranium est proposée.

Ce travail comporte donc trois parties : la première concerne la description géologique et l'étude de la fracturation du secteur compris entre Epierre et la Chambre en Basse Maurienne, dans le but de déterminer la géométrie, la structure du magasin. Dans la deuxième partie, nous avons défini l'hydrogéologie de ces massifs cristallins (hydroclimatologie, hydrothermalisme, chimie des eaux,...). L'étude de l'uranium est abordée dans la troisième partie.

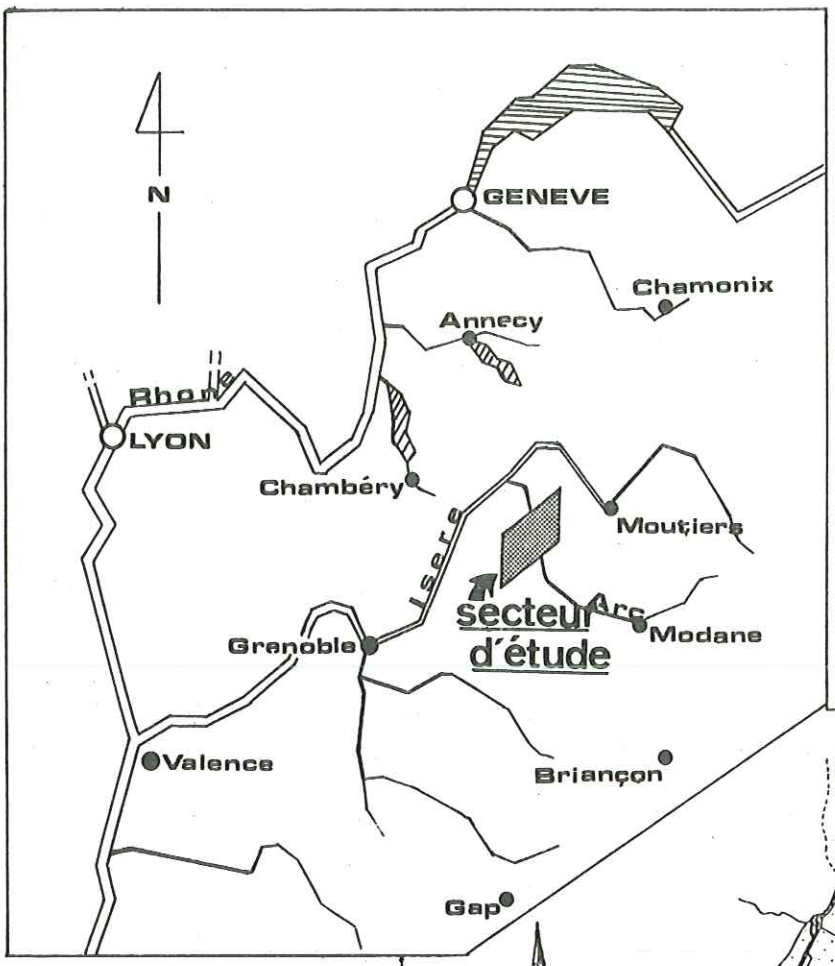


Fig. 1 - Situation géographique du secteur étudié

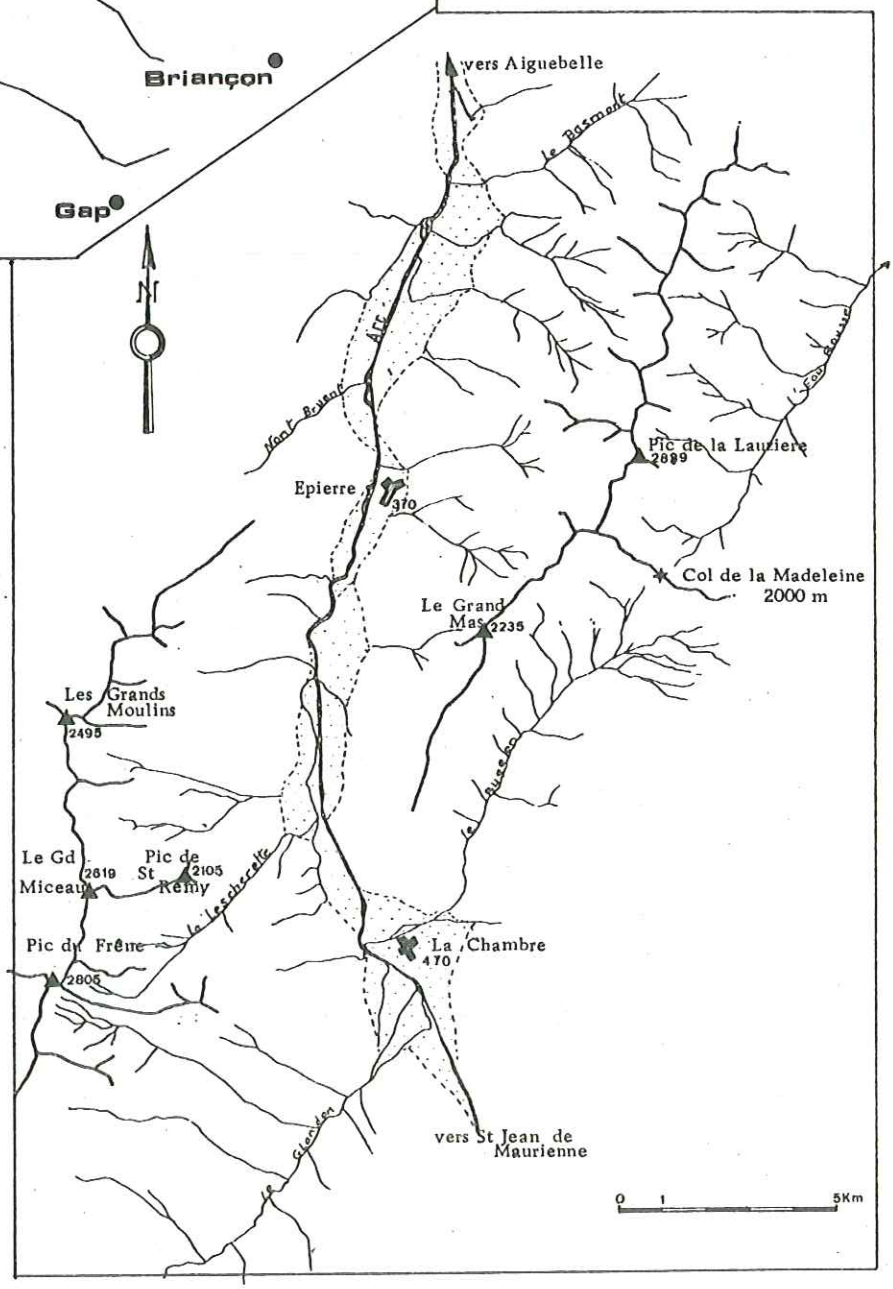


Fig. 2 - Schéma orohydrographique

Si l'hydrogéologie, l'étude du thermalisme, la chimie des eaux, ont été abordés spécifiquement, dans chaque cas, nous avons tenté de répondre aux éventuelles questions que nous posait l'interprétation de la distribution de l'uranium dans l'eau. Parfois, nous avons eu plus le souci de généraliser à partir de nos mesures et d'autres études menées dans les massifs cristallins que de donner une description fine, ponctuelle de chaque source par exemple. Dans ces milieux anisotropes, chaque exemple est en effet un cas particulier.

Avant de rentrer dans le détail, il fallait absolument comprendre quels étaient les principaux paramètres qui régissent les écoulements. C'est dans cette optique que ce travail a été réalisé, il consiste en fait à mettre au service de l'étude du comportement de l'uranium dans les eaux, des raisonnements propres à l'hydrogéologie.

CADRE GÉOGRAPHIQUE (fig. 1, 2)

Le secteur d'étude se situe dans le département de la Savoie en Basse Maurienne. Cette vallée, voie de communication importante vers l'Italie, relie les villes de Chambéry au nord et de Modane située en Haute Maurienne.

La vallée de la Maurienne est une plaine alluviale où s'écoule l'Arc, du sud vers le nord. Elle sépare le massif de Belledonne à l'ouest du massif de la Lauzière au nord est. Ces deux massifs culminent à très hautes altitudes ; ce sont les pics de Saint Rémy 2105 m, du Grand Miceau 2619 m, du Pic du Frêne dans le massif de Belledonne et les crêtes escarpées de la chaîne de la Lauzière avec le Pic de la Lauzière (2889 m).

De nombreux torrents ont entaillé ces massifs granitiques et certains les délimitent géographiquement. Les torrents du Nant Bruant, de Basmont constituent une dépression morphologique au nord au niveau d'Argentine, tout comme les torrents du Glandon et du Bugeon au niveau de la Chambre.

L'accès à cette chaîne est facilité par de nombreux sentiers pédestres et routes forestières. Cependant l'hiver , l'enneigement important à partir de 1000 m rend certains secteurs difficilement accessibles.

La végétation est constituée principalement de forêts jusqu'à 1500 mètres d'altitude environ. Au dessus, elle est constituée de landes et pelouses avec quelques pins jusqu'à 2000 mètres . Sur les sommets, elle est absente.

Cette répartition inégale de la végétation est due à la rigueur du climat de haute altitude et à l'érosion intense.

La forêt est moins développée sur les versants sud, ensoleillés et secs, alors qu'elle est dense sur les versants nord humides (hêtres - sapins, châtaigniers, aulnes verts appelés arcesses en Savoie,...).

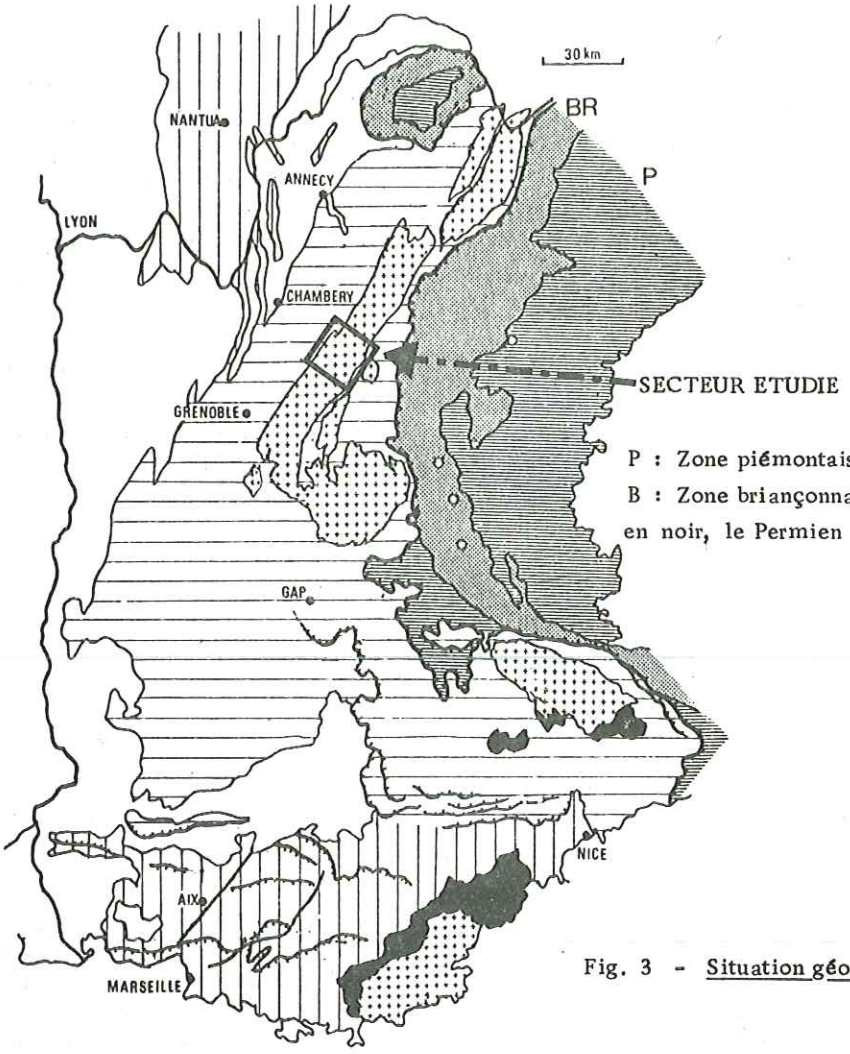


Fig. 3 - Situation géologique

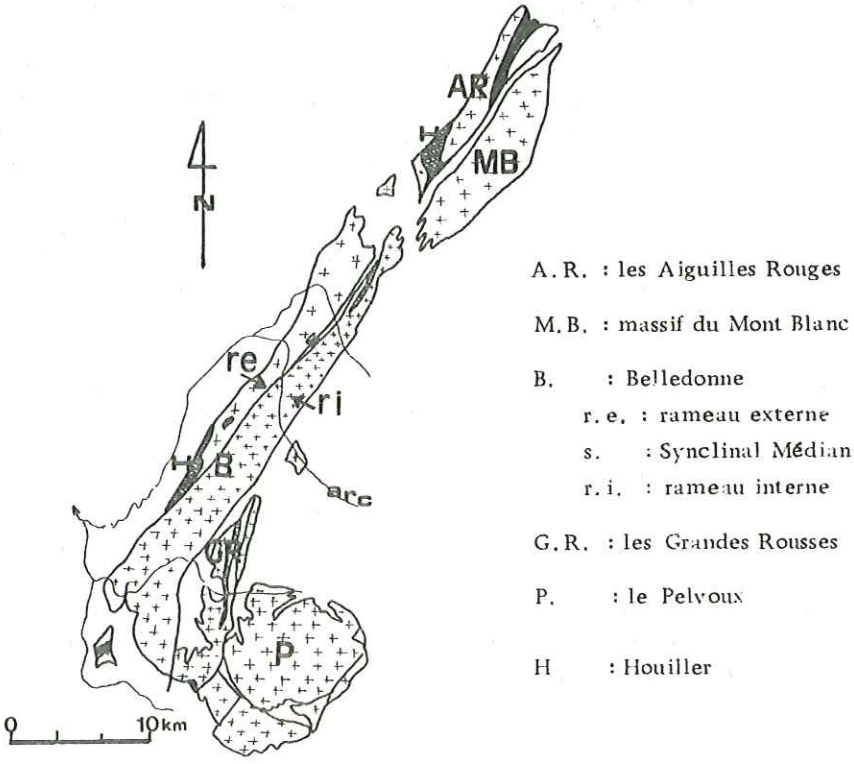


Fig. 4 - Les massifs cristallins externes

CADRE GÉOLOGIQUE (fig. 3, 4)

Les massifs de Belledonne et de la Lauzière appartiennent aux massifs cristallins externes des Alpes françaises au même titre que les massifs du Mont Blanc, des Aiguilles Rouges, du Pelvoux et des Grandes Rousses.

Ils sont en contact tectonique avec les assises sédimentaires mésozoïques de la zone dauphinoise occidentale (vallée du Grésivaudan) et orientale ("Synclinal de la Chambre"). Au sud est, cette couverture sédimentaire est chevauchée par la nappe ultradauphinoise du flysch des Aiguilles d'Arves qui forme le sommet du Cheval Noir.

Les massifs cristallins, dans le secteur étudié, sont divisés en deux ensembles séparés par le "Synclinal Médian" qui est un accident tectonique majeur cicatrisé par des terrains sédimentaires mésozoïques.

Ces deux ensembles sont :

- le rameau externe (à l'ouest) formé par un ensemble monotone de séricitochloritoschistes appelé Série Satinée ;
- le rameau interne qui possède une structure plus complexe. Il est formé de granitoïdes et de schistes cristallins.

De nombreux accidents, souvent très anciens et vraisemblablement hercyniens, découpent ce socle cristallophyllien en une série d'amygdales d'échelle kilométrique. Certains de ces accidents ont des caractères chevauchants très prononcés comme le "Synclinal Médian" faiblement penté vers l'est, le rameau interne chevauchant le rameau externe.

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

Première partie

GEOLOGIE - FRACTURATION

La compréhension des circulations aquifères dans les massifs rocheux fissurés résulte de la connaissance de la nature, de la géométrie, de la structure du magasin.

La répartition des fractures, leur extension vont donc déterminer les conditions de circulation de l'eau à travers les massifs.

Avant d'aborder l'étude de la fracturation, nous allons présenter les différentes formations géologiques rencontrées dans le secteur étudié et leur agencement structural.

CHAPITRE I

GÉOLOGIE

PRÉSENTATION

Les unités géologiques rencontrées dans la région étudiée, peuvent être regroupées en trois ensembles :

- Les terrains cristallins (fig.6) qui ont été étudiés par D. GASQUET (1979) dans la galerie Arc-Isère, et par E. PONCERRY (1981) dans le massif de La Lauzière.

- Les assises sédimentaires dauphinoises occidentales et orientales représentées par le "Synclinal Médian" à l'Ouest et par le synclinal de la Chambre au Sud Est.

- Les formations superficielles quaternaires que l'on retrouve sur les pentes de ces massifs montagneux et dans la vallée de l'Arc.

La figure 5 donne un apercu de l'agencement de ces formations en rive droite de l'Arc.

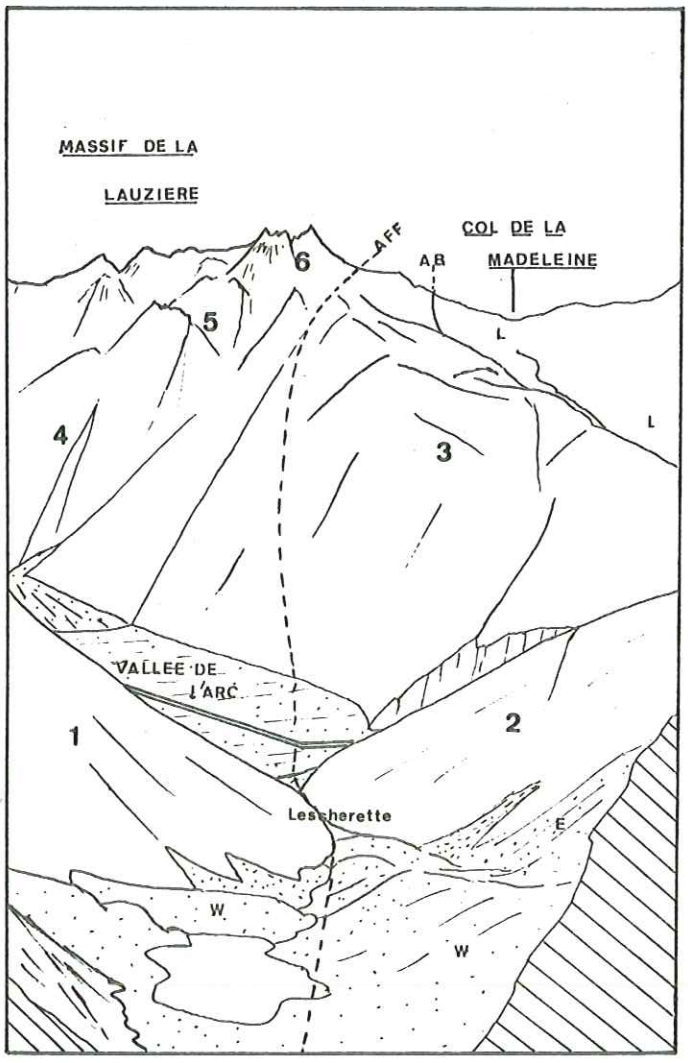


FIG.5 Le Massif de la LAUZIERE

Nord

1 Gneiss de St Rémy

2 Complexe de St Colomban

3 Série Verte

4 Granitoïdes de la Lauzière (sud de AFF)

5 Complexe de Montjoie

6 Granite de la Lauzière

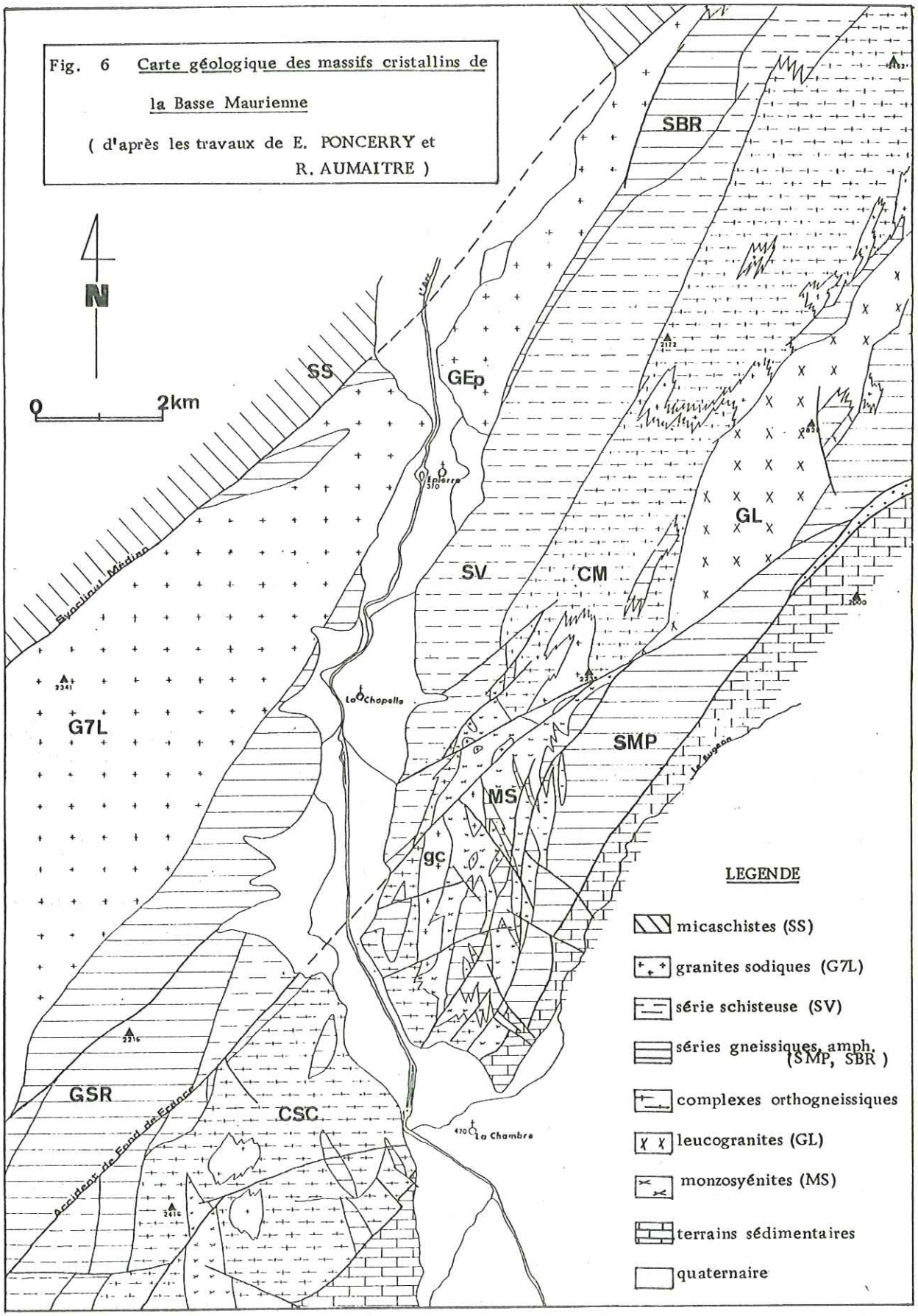
AFF Accident de Fond de France

AB Accident bordier (cristallin-sédimentaire)

L Lias

W Moraines

E Eboulis



SS: Série Satinée

G7L : Granite des Sept Laux, GEp : Granite d'Epierre, gc: granite de Champoudru

SBR : Série des Bois des Ravères, GSR: gneiss de St Rémy, SMP : Série de la Mntgne des Plans

SV: Série Verte ou Série du Plan du Tour

CM : Complexe orthogneissique de Montjoie, CSC: Complexe de St Colomban

GL : Granite de la Lauzière, MS : Monzosyénites de la Grande Léchère

I - LES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES

I - 1. La "Série Satinée"

Cette formation appartient au rameau externe de Belledonne. Située au nord du "Synclinal Médian", elle peut être observée au niveau d'Aiguebelle (verrou médian).

C'est un ensemble monotone de séricitochloritoschistes plus ou moins quartzeux, parfois graphiteux albitiques, à biotite, calcite, pyrite....

D'après Y. SIMEON (1979), il s'agirait d'une ancienne série sédimentaire de type flyschoïde avec quelques niveaux volcaniques basiques peu épais. On y observe un plissement à toutes les échelles ainsi qu'un déversement général des structures vers le nord-ouest.

La galerie Arc-Isère recoupe cette série d'une puissance apparente de 800 m, affectée par au moins quatre plis kilométriques.

I - 2. Les schistes cristallins du rameau interne

Ils constituent l'encaissant cristallophyllien des granites.

- Les séries gneissiques de Saint Rémy, du Bois des Ravères.

Cet ensemble est allongé selon une direction N 30 E parallèle à la chaîne.

Bien développés dans la galerie Arc Isère à l'aplomb du Pic de Saint Rémy, ces gneiss s'étranglent au niveau de l'Arc ; ils réapparaissent plus au nord (Bois des Ravères) et se biseautent à nouveau sur le "Synclinal Médian".

Du point de vue pétrographique, ils sont d'une grande hétérogénéité ; les principaux faciès sont des gneiss rubanés (alternances de gneiss à amphiboles, leptynites, amphibolites), de gneiss migmatitiques et de passées schisteuses.

Les études montrent qu'il pourrait s'agir d'une série à caractère volcano-sédimentaire marqué (grauwackes), affectée par une migmatisation préférentielle des niveaux grésopélitiques.

Les contacts avec les autres unités pétrographiques sont souvent tectoniques et correspondent à des zones mylonitiques plurihectométriques, par exemple, entre le granite d'Epierre et les gneiss de Saint Rémy au niveau de Saint Léger.

Au nord, E. PONCERRY (1981) décrit ce même contact comme une zone laminée, écrasée, il observe une convergence entre les faciès granitiques et gneissiques.

D'autre part, ces gneiss subsistent en enclaves dans le complexe de Saint Colomban au sud ouest,et se raccordent à la série de la Montagne des Plans dans le Massif de la Lauzière.

On retiendra que ces séries anciennes (briovérienne ?) ont un comportement mécanique peu "compétent" et qu'ils possèdent une grande hétérogénéité pétrographique.

- La série verte (Série du Plan du Tour)

Cette série essentiellement schisteuse apparaît sous forme d'une bande allongée depuis le col du Glandon au sud ouest jusqu'au nord du massif de la Lauzière.

Les faciès prédominants sont des schistes chloriteux verts alternant avec des schistes quartzeux (lits quartzofeldspathiques). On y distingue des horizons de schistes graphiteux d'aspect noirâtre,riches en pyrite. Des faciès moins typiques (gneiss amphiboliques) pourraient appartenir à ce groupe.

Dans la galerie Arc Isère, ces schistes dont la structure d'ensemble est subisoclinale N 30 E, se confondent avec l'accident de Fond de France. Au contact, les pyrites sont nombreuses soit dissiminées dans la roche, soit dans les plans de schistosité.

L'âge du dépôt de ces schistes serait cambrien par analogie de ces faciès avec les schistes d'Huez dans le massif des Grandes Rousses.

I - 3. Les complexes orthogneissiques

Ces granitoïdes sont les plus anciens parmi tous les granites en présence. On distingue le complexe de Saint Colomban en rive gauche de l'Arc et le complexe orthogneissique de Montjoie dans le Massif de la Lauzière.

La parenté entre ces deux complexes a été mise en évidence par D. BONNET (1982) ; ils présentent des caractères subvolcaniques.

- Les orthogneiss de Montjoie

Cette série est bien individualisée dans le massif de la Lauzière entre la Série Verte et les mongogranites de la Lauzière. Ils constituent l'axe de la chaîne (Grand mas - Grande Muraille).

Ce complexe présente une très grande diversité de faciès avec une prédominance des faciès à mégacristaux de feldspaths potassiques.

On y distingue des alternances en bandes métriques à plurihectométriques :

- de faciès gneissiques à mégacristaux de feldspaths alcalins centimétriques. Ces feldspaths, d'aspect automorphe ou plus ou moins oeillés, sont moulés par la foliation. L'orientation de la roche est souvent nette à trame tantôt gneissique, tantôt mylonitique. Ces gneiss passent, dans les zones très tectonisées (contact avec la Série Verte) à des gneiss oeillés.

- de faciès leptynitiques représentant d'anciens faciès plus franchement granitiques.

- de faciès biotitiques fins également en panneaux hectométriques orientés selon la foliation N 30 E. Ils sont à considérer comme des enclaves non digérées de l'encaissant cristallophyllien, dont ils se rapprochent géochimiquement.

- Le complexe de Saint Colomban

Cet ensemble affleure sur le versant ouest de la vallée du Glandon jusqu'à la vallée de l'Arc, entre l'accident de Fond de France et la couverture sédimentaire. Ce complexe géologique, très hétérogène, est constitué par une juxtaposition de gneiss et de granitoïdes.

On y retrouve essentiellement des formations à mégacristaux de feldspaths alcalins. Ce sont des gneiss oeillés soit étirés, soit isogranulaires, des "migmatites" porphyroïdes, des granites porphyroïdes. Ces derniers affleurent plus en surface (d'où le nom de granite de Saint Colomban).

Ces faciès sont toujours orientés, ils alternent avec des faciès non porphyroïdes et des gneiss biotitiques à amphiboles, assimilables aux gneiss de Saint Rémy.

Ces granitoïdes plus ou moins porphyroïdes ne dérivent pas de ces gneiss par des processus anatectiques mais proviennent d'un vaste complexe plutonovolcanique (D. BONNET, 1982).

I - 4. Le granite d'Epierre

Le granite d'Epierre constitue l'extrémité nord du granite des Sept Laux qui forme l'ossature de la chaîne de Belledonne.

Ce granite présente une homogénéité pétrographique et géochimique ; les enclaves gneissiques et le cortège filonien associé n'occupent qu'un faible volume.

Deux faciès principaux le caractérisent :

- un faciès à grain fin isogranulaire ;

- un faciès grossier hétérogranulaire à tendance porphyroïde.

Tous les intermédiaires entre ces deux types de faciès peuvent exister.

La texture est équante ou légèrement orientée, selon une direction N 20 à N 30 E.

Sa mise en place a été datée de 322 MA (P. DEMEULEMEESTER, 1982). Elle est caractérisée par des manifestations tardimagmatiques : nombreux filons granitiques et pegmatitiques que l'on retrouve dans l'encaissant gneissique.

Des corps granitiques peuvent être rattachés à cette activité magmatique, ce sont les granites de Champoudru-les Chavanes plus leucocrates, les granites de la Croix du Cuchet dans le complexe de Saint Colomban.

I - 5. Les granitoïdes de la Lauzière

Cet axe granitique est limité par la série gneissique de la Montagne des Plans au sud-est et par les gneiss porphyroïdes de Montjoie. L'accident de Fond de France découpe ces granites en deux ensembles qui possèdent des caractéristiques pétrographiques différentes.

. Les granites au nord de Fond de France

Ils se biseautent au nord du massif de la Lauzière et disparaissent également en profondeur ; la galerie E.D.F. Isère-Arc à la cote 500 m ne l'a pas recoupé ; il semble qu'il s'agisse d'une quille d'un laccolithe.

Les faciès pétrographiques sont formés de monzosyénites allant à des monzogranites.

Les monzosyénites sont des roches grenues, non orientées, riches en éléments ferromagnésiens et apparaissent sous forme d'enclaves décamétriques à hectométriques dans la masse granitique. Allongés selon une direction N 30 E, ces granites ont un faciès équant à grain grossier et sont plus évolués au sud où les faciès sont plus leucocrates souvent hématisés (Roc Rouge).

. Les monzosyénites de la Grande Lèchère

Dans ce secteur au sud de l'accident de Fond de France, seuls les faciès basiques monzosyénitiques sont représentés, ils s'individualisent selon des failles subméridiennes.

Ces syénites se sont mises en place selon une direction nord-sud qui caractérise aussi les directions de l'encaissant.

Si elles sont laminées en général, cataclasées, elles peuvent présenter une texture équante sans orientation avec des contacts intrusifs nets.

Sur l'accident de Fond de France, la cataclase est intense, ces syénites correspondent alors à des mylonites riches en biotites, en chlorites ; on y observe des reliques de microclines plus ou moins broyés.

En rive gauche, ces faciès syénitiques affleurent dans le complexe de Saint Colomban en bordure de l'Arc et plus à l'ouest (Grand Jarnalet).

II - LES TERRAINS SEDIMENTAIRES

II - 1. Le "Synclinal Médian"

Ce synclinal est en réalité un important accident mettant en contact la Série Satinée avec le Rameau Interne.

En surface, ces terrains sédimentaires sont en partie masqués par le recouvrement quaternaire. Ils peuvent être observés au col de Basmont en rive droite de l'Arc, où affleurent des calcaires marneux noirs liasiques jalonnés par des cargneules et dolomies triasiques ; la série y est renversée.

Les galeries EDF Isère-Arc et Arc-Isère l'ont recoupée toutes deux et la présence d'anhydrite y a été décelée sous forme de lentilles. La puissance de cette lame sédimentaire est de 300 mètres dans la galerie Arc-Isère (fig. 7).

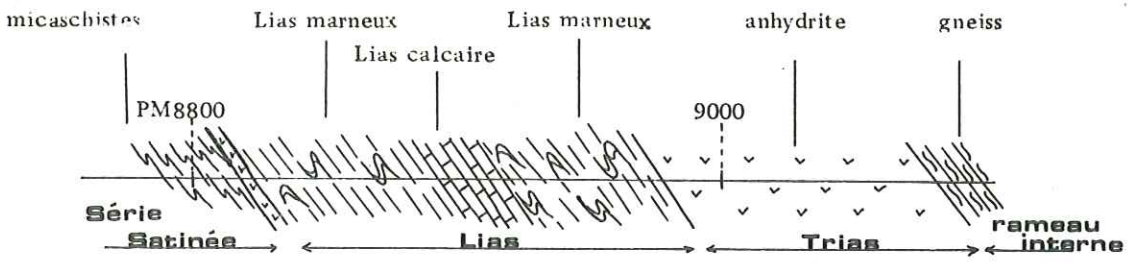


Fig. 7 - Détail du "Synclinal Médian" dans la galerie E.D.F. Arc-Isère

II - 2. Le "Synclinal de la Chambre"

Cet ensemble sédimentaire, entaillé par les torrents du Bugeon et du Glandon, est en contact tectonique avec les massifs cristallins au nord ouest.

On distingue à la base des formations triasiques : calcaires dolomitiques, cargneules, gypses ; ces derniers étant bien visibles sous le village de Montgellafrey en rive droite du Bugeon.

La série se poursuit par le Rhétien (10 à 20 m) constitué de calcaires et d'argiles colorées, par le lias avec des niveaux de calcaires sombres et des schistes noirs (500 à 600 m) et se termine par un niveau de calcaires gréseux (Dogger).

Cette série est réduite au col de la Madeleine.

D'un point de vue structural, on observe un redoublement de la série, souligné par des gypses qui affleurent dans la vallée du Glandon, et sous le hameau de Montailler en bordure du Bugeon.

Dans la galerie Arc-Isère, le contact entre le cristallin et le Synclinal du Glandon est particulier : la coupe montre le passage d'un monzogranite fin à des calschistes noirs (8 m), puis on retrouve sur 25 mètres un granite leucocrate mylonitisé et à nouveau les schistes liasiques. Ce contact correspond en fait à des mouvements complexes, notamment à une remontée du socle par rapport à la couverture sédimentaire, au cours des phases tectoniques alpines.

III - LES FORMATIONS SUPERFICIELLES

Elles sont très répandues et très diversifiées dans ce contexte montagnard. La connaissance de leurs caractéristiques est indispensable pour aborder une étude hydrogéochimique. Par leur puissance, elles peuvent

constituer des aquifères, masquant ou modifiant les caractéristiques des aquifères du substratum.

Ces formations superficielles proviennent de l'érosion subactuelle ou ont été disposées lors des dernières glaciations quaternaires.

On distingue les éluvions et colluvions, les éboulis, les moraines, et les dépôts fluvioglaciaires dans les vallées.

- Les éluvions et les colluvions :

On les rencontre dans les zones à substratum schisteux telles que la Série Verte ou le lias. Ces formations essentiellement argileuses et de perméabilité faible sont des remaniements du substratum altéré et leurs puissances peuvent atteindre quelques mètres.

- Les éboulis :

Ils sont très développés au pied des crêtes granitiques amphiboliques à haute altitude mais aussi sur les pentes de ces massifs. Ils sont des témoins de la jeunesse du relief et d'une érosion active.

Ces éboulis constituent des zones très perméables.

- Les dépôts glaciaires :

. Les argiles glaciolacustres

Ces argiles sont bien conservées dans la vallée du Bugeon depuis Montailler jusqu'à Saint François. Le matériel argileux de type glaciolacustre a pu être déposé dans un lac dans la vallée du Bugeon alors qu'un glacier occupait la vallée de l'Arc.

Les argiles présentent des formes d'érosions actuelles spectaculaires (cheminées de fées à Saint François - Longchamp).

. Les moraines

Ces formations tapissent les versants de part et d'autres de la vallée de l'Arc ; elles sont particulièrement développées au niveau de Saint Rémy et de la Chapelle dans les formations schisteuses (vallums morainiques de Saint Rémy), et de Saint Alban des Hurtières au nord.

Ces moraines régionales, würmiennes, sont à dominante argileuse (argiles à blocaux).

Leur perméabilité est faible mais elles peuvent néanmoins constituer de petits aquifères.

. Les moraines de hautes altitudes

Nous les rencontrons dans les vallées suspendues à hautes altitudes où certaines sont très bien conservées. Leur matériel est grossier et elles se confondent parfois avec les éboulis. Très perméables, elles peuvent constituer des aquifères importants donnant de nombreuses sources (sources des Fées issues de la Grande Pierraille à Saint François, glacier rocheux).

- Les cônes de déjection :

Ils se développent à la confluence des torrents issus de la chaîne et de l'Arc (cône de la Chapelle, de Saint Rémy, d'Epierre,...).

Le matériel est varié et fonction de la nature des terrains des bassins versants secondaires.

Leur mise en place a pu être étalée dans le temps, ou bien brusque à l'image de l'écroulement de la Chapelle qui au 15 è siècle a enseveli le village et créé un lac temporaire dans la vallée de l'Arc.

Ces cônes de déjection sont en général bien draînés ; des sources apparaissent parfois au pied de ces derniers.

- La nappe alluviale :

Des alluvions fluviatiles ou fluvioglaciaires remplissent la vallée de l'Arc ; leur extension est maximale à l'amont des verrous glaciaires dans les ombilics. La puissance de ces alluvions, non reconnue, est probablement supérieure à 50 mètres.

Le matériel observé dans les gravières, est constitué de galets, de graviers, de sables et limons, d'argiles.

La structure de ce remplissage est marquée par un litage entrecroisé dû à d'anciens méandres de l'Arc.

En dessous de ces formations grossières fluviatiles ou lacustres (niveau de tourbes), nous pouvons présumer l'existence d'horizons plus argileux, par analogie avec d'autres remplissages des vallées alpines connus.

La présence de lentilles plus ou moins perméables va conditionner les écoulements souterrains dans cette nappe alluviale.

CONCLUSION

La description de ces terrains, effectuée sur la base de travaux de pétrographie, met en évidence l'hétérogénéité des formations rencontrées dans ces massifs cristallins tant du point de vue de leurs caractéristiques mécaniques que minéralogiques.

Quant aux formations sédimentaires et superficielles, elles n'occupent qu'une place limitée dans notre étude. Leur connaissance est cependant indispensable pour discuter de leur rôle éventuel sur les écoulements des eaux.

CHAPITRE II

CADRE STRUCTURAL

Lors du cycle hercynien, des tectoniques polyphasées ont façonné la structure des massifs cristallins, tout comme la tectonique alpine.

Nous allons aborder la chronologie de ces évènements à partir des travaux effectués dans cette région (en particulier à partir de l'étude de P. DEMEULEMEESTER, 1982), puis dégager les grands traits structuraux de ces massifs cristallins.

I - HISTOIRE TECTONIQUE

I - 1. Tectoniques anciennes

Ces évènements sont surtout marqués par la mise en place des divers granitoïdes (Saint Colomban, Sept Laux, Lauzière) ainsi que par des épisodes métamorphiques.

Un premier évènement métamorphique principal s'est traduit par l'acquisition d'une foliation (schistosité cristallophyllienne) pour les séries très anciennes et par des plissements synschisteux. Une première déformation correspondrait à des plis N 30 E suivie d'un plissement d'axe N 135 E. Ces deux phases, témoignant d'un niveau structural très profond, vont déterminer la structure des séries cristallophylliennes ; elles appartiennent à un cycle antérieur au cycle hercynien, contemporain de la mise en place des complexes granitiques de Saint Colomban et de Montjoie (500 M.A. ?) donc probablement calédonien.

A l'Hercynien, une tectonique cassante très prononcée a provoqué un découpage du socle et le jeu d'accidents coulissants comme celui de Fond de France. Cette période hercynienne est également marquée par la mise en place du granite des Sept Laux (322 $\pm$ 43 M.A.) qui forme un pluton homogène à l'ouest du secteur étudié, et par le développement d'un métamorphisme cataclastique, bien développé sur l'accident de Fond de France.

Les granitoïdes de la Lauzière sont plus tardifs, ils apparaissent plus à l'est dans le massif de la Lauzière par la mise en place des monzosyénites selon une direction nord-sud et, postérieurement, de monzogranites leucocrates selon une direction N 30 E. Ces intrusions se feraient dans des zones en distension liées à un système décrochant (contrainte approximativement subméridienne) selon E. PONCERRY (1981).

Une tectonique finihercynienne est également responsable du pincement des "Synclinaux" de houillers connus au nord et au sud dans les massifs cristallins.

Pendant ces évènements tectonométamorphiques hercyniens et finihercyniens qui accompagnent les granitisations, va s'ébaucher la structure du socle, notamment par le fonctionnement de couloirs tectoniques à l'image de l'accident de Fond de France.

I - 2. Tectoniques alpines

L'ouverture des bassins sédimentaires mésosoïques a pu être amorcée lors des dernières déformations hercyniennes (distension N 30 E), elle s'est poursuivie pendant le début du mésosoïque (trias, lias, dogger). Cette période correspondrait au rifting téthysien (M. LEMOINE, 1981), les accidents comme le "Synclinal Médian" et l'accident bordier auraient rejoué, lors de ce rifting, en failles normales synsédimentaires plurikilométriques, déterminant la sédimentation mésosoïque.

Pendant le cycle alpin, la reprise des déformations du socle s'est faite de façon inégale dans ces massifs cristallins.

Une phase éoalpine a pu être déduite des mesures radiométriques (P. DEMEULEMEESTER, 1982), elle se traduit par le rejeu important des accidents majeurs du socle. Cette phase, d'âge crétacée probable (84 MA) est suivie d'une phase à l'éocène-oligocène (orogénèse alpine proprement dite) qui se caractérise par un écaillage des massifs cristallins.

Les derniers évènements se matérialisent par la surrection de ces massifs (phengite dans la galerie Arc-Isère datée à 15 M.A.). Cette surrection, encore actuelle, a été estimée à 1 mm par an.

II - STRUCTURE DES MASSIFS CRISTALLINS

Un aperçu de la structure actuelle de ces massifs est donné par la coupe géologique entre Arc-Isère, faite à partir des relevés de la galerie E.D.F. (fig.8).

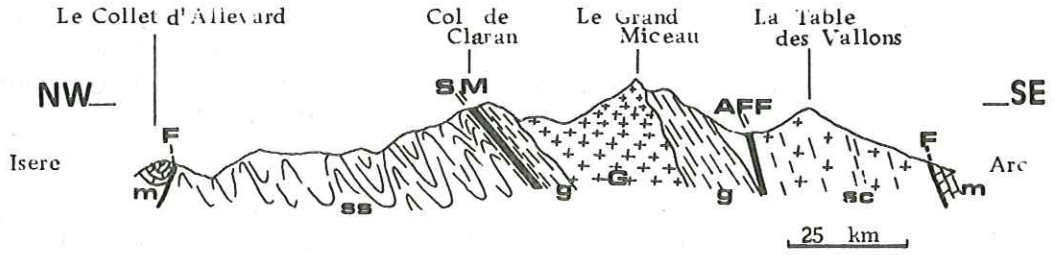


Fig. 8 - Coupe géologique du Massif de Belledonne entre Arc et Isère

F : failles bordières des massifs cristallins

S.M. : Synclinal Médian A.F.F. : accident de Fond de France

ss : Série Satinée g : séries gneissiques

G : granite des Sept Laux SC : complexe orthogneissique de St Colomban

m : mésozoïque

Quatres accidents majeurs apparaissent sur cette coupe. Ils délimitent des ensembles de nature différente dont les structures sont déversées vers le nord ouest. On y constate l'ampleur du chevauchement du "Synclinal Médian".

Cartographiquement, ces accidents anciens délimitent des "amygdales" d'échelle kilométrique (fig. 9).

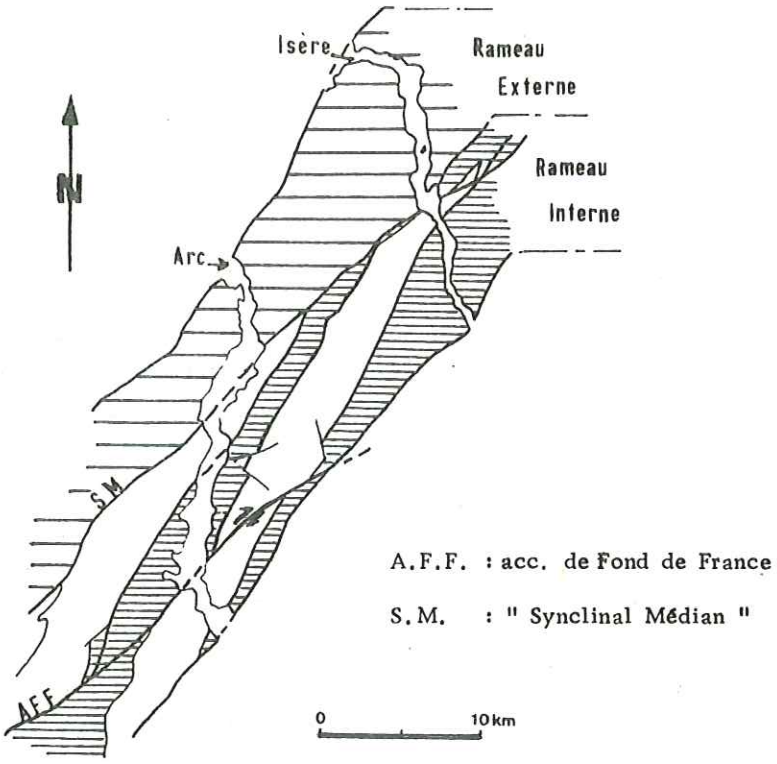


Fig. 9 - Découpage amygdalaire des massifs cristallins

Cette disposition qui est un trait caractéristique de la structure des massifs cristallins, est probablement héritée des tectoniques hercyniennes.

Il apparaît que les accidents majeurs ont eu des comportements différents lors des différentes phases tectoniques, en particulier lors de l'écaillage du socle lors de l'orogénèse alpine ; l'accident médian est le linéament majeur de la chaîne à cette période et joue en chevauchement vers le nord-ouest.

Un chevauchement principal, plurikilométrique, existerait au front des massifs cristallins externes ; il a été déduit des sondages sismiques réalisés dans cette région.

A plus grande échelle, la structure de cet ensemble cristallophyllien est très variable. Si le granite des Sept Laux et les granitoïdes de Lauzière constituent des ensembles homogènes, il en est autrement dans le complexe de Saint Colomban ou au niveau du secteur du lac de la Grande Lèchère (cf. schéma géologique fig. 6, p. 16).

On observe dans ces secteurs une juxtaposition de roches pétrogénétiquement différentes, n'ayant pas subies les mêmes déformations. Ainsi, dans le secteur de la Grande Lèchère, pointe sud-ouest du massif de la Lauzière, sont juxtaposés des schistes cristallins, des granitoïdes anciens à affinité Saint Colomban - Montjoie, les granites de Champoudru à affinité Sept Laux, et les monzosyénites de Lauzière. Cette hétérogénéité pétrographique a pu être accentuée par les phases tectoniques qui ont provoqué localement un découpage cartographique en amygdales d'échelle hectométrique et mètrique de ces unités.

En conclusion, nous pouvons résumer la structure de ces massifs en une juxtaposition de lentilles, de nature pétrographique différente, limitées par des zones de déformations intenses ; l'ensemble étant chevauchant vers le nord-ouest.

III - LA MYLONITISATION

Comme nous l'avons mentionné dans la description des formations géologiques, les contacts entre les unités structurales correspondent fréquemment à des zones broyées, cataclasées, par exemple entre le granite d'Epierre et les gneiss de St Rémy ou de la Série de Bois des Ravères. Ces contacts sont des couloirs mylonitiques que l'on observe particulièrement bien dans le granite des Sept Laux.

D. GASQUET (1979) a étudié finement ce phénomène de mylonitisation dans la galerie E.D.F. Arc-Isère.

III - 1. Le granite des Sept Laux

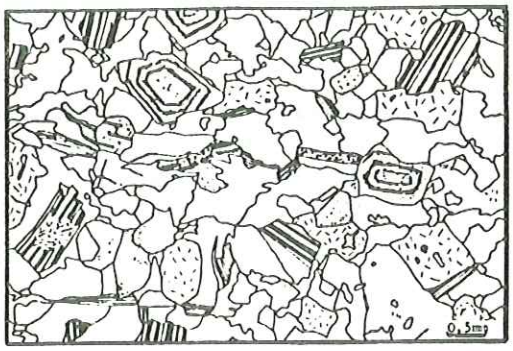
La schistosité mylonitique observée, subverticale, détermine des couloirs parallèles à l'axe de la chaîne. Le granite ainsi déformé acquiert une pseudofoliation dans ces zones très schistosées où il peut y avoir déstabilisation minéralogique.

Les caractères microscopiques, décrits par D. GASQUET, (fig. 10) représentent différents stades de la mylonitisation. Il y a destruction des minéraux préexistants et formation d'une mésostase à quartz, chlorites, séricites, oxydes,... Les plagioclases ont été déstabilisés et les biotites ont été chloritisées (fig. 10 a, b, c).

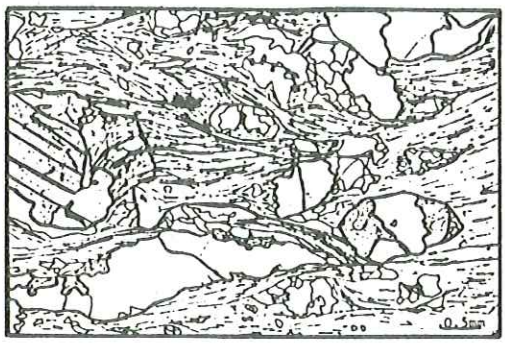
Géochimiquement, il peut y avoir un départ de Ca O, Na_2 O, et de SiO_2 dans les parties très déformées.

Cette mylonitisation conduit à une déstabilisation plus ou moins prononcée de la roche, mais il existe des stades intermédiaires (fig.10 b).

En surface, ces couloirs d'intenses déformations sont très développés sur les bordures du granite et en rive droite de l'Arc (terminaison nord du granite des Sept Laux). Ce style de déformation se retrouve au contact entre la Série Verte et les orthogneiss de Montjoie.

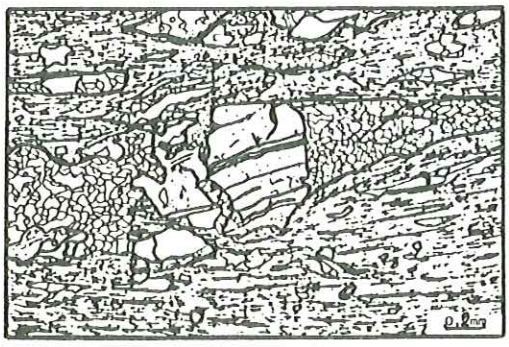


10a granite sain



10b stade intermédiaire

Les minéraux commencent à être déstabilisés, déformés



10c état très déformé

Quelques phénoclastes subsistent dans une mésostase de quartz, chlorite, calcite, séricite.

Fig. 10 - Caractéristiques microscopiques de la mylonitisation dans le granite des Sept Laux

(D. GASQUET 1979)

III - 2. Dans le complexe de Saint-Colomban

La mylonitisation observée à l'approche de l'accident de Fond de France est différente de celle précédemment décrite. Il y a passage progressif des granites porphyroïdes à des granites mylonitiques puis à des blastomylonites. Les minéraux néoformés (biotite, muscovite, chlorite) témoignent d'une plus grande température au cours de la déformation qui serait plus ancienne (hercynienne) que la mylonitisation affectant le granite des Sept Laux. Cette dernière qui est surtout développée à l'approche du "Synclinal Médian" est à rattacher aux déformations alpines, mais peut se superposer à la mylonitisation hercynienne.

La présence de mylonites qui caractérisent la majeure partie des accidents longitudinaux influencera l'hydrogéologie des massifs. Dans ces zones, la roche acquiert une nouvelle texture et structure et, selon l'intensité de la déformation, des recristallisations peuvent apparaître à partir du départ des éléments plus mobiles (Ca, Na, Si) colmatant ainsi la zone déformée.

IV - CONCLUSION

Ces massifs cristallins possèdent des caractéristiques très différentes d'un secteur à l'autre ; cette hétérogénéité est due à la présence de roches pétrogénétiquement différentes et aux tectoniques polyphasées qui se sont succédées depuis les périodes hercyniennes à l'actuel.

Le découpage de ces massifs en "lentilles" d'échelle mètrique à plurihectométrique est un trait structural ancien qui a conditionné les déformations alpines. A la suite de ces considérations structurales et pétrographiques, nous avons divisé notre secteur d'étude en plusieurs ensembles :

- le granite des Sept Laux, masse homogène ;
- le complexe de Saint Colomban en rive gauche de l'Arc ;
- le secteur, au sud de l'accident de Fond de France en rive droite de l'Arc ;
- les séries cristallophylliennes schisteuses.

Nous n'avons pas abordé l'étude des granitoïdes de la Lauzière au nord de l'accident de Fond de France.

CHAPITRE III

ÉTUDE DE LA FRACTURATION

Le but de l'étude de la fracturation n'est pas de dégager un modèle cinématique des phases tectoniques mais de décrire l'agencement fissural de ces massifs, milieux anisotropes.

Pour cela, nous nous sommes intéressé aux différentes fractures ou discontinuités qui définissent la géométrie du magasin, et à leurs caractéristiques pouvant influencer l'hydrogéologie dans de tels milieux.

La méthodologie employée fut un relevé de la fracturation à l'affleurement et une analyse photogéologique du secteur. Les résultats ont été regroupés en trois ensembles :

- le granite d'Epierre (granite des Sept Laux) ;
- le complexe de Saint Colomban ;
- les granitoïdes au sud de l'accident de Fond de France dans le massif de la Lauzière.

Nous avons recalé nos observations et mesures par rapport aux travaux antérieurs régionaux, c'est-à-dire à l'histoire structurale du massif.

I - PHOTO-INTERPRETATION

L'interprétation des photos aériennes repose sur l'analyse des formes du relief par un relevé des alignements morpho-structuraux.

Les accidents ou failles ont une incidence sur la morphologie, tout comme le degré d'altération de la roche, sa composition minéralogique, sa structure, mais cette incidence doit être mesurée.

En effet, les alignements relevés correspondent à la trace des accidents sur la surface topographique et non à la direction exacte des plans des accidents.

L'analyse photo-interprétative est bien une approche de la fracturation.

I - 1. Carte photo-interprétative (fig. 11)

Les relevés effectués à partir de photos au 1/25 000 ont été complétés par ceux de D. GASQUET dans la partie ouest.

Sur cette carte, des marques morphologiques majeures apparaissent ; ce sont le vallon de la Lescherette (Accident de Fond de France) en rive gauche et le "Synclinal Médian" au nord.

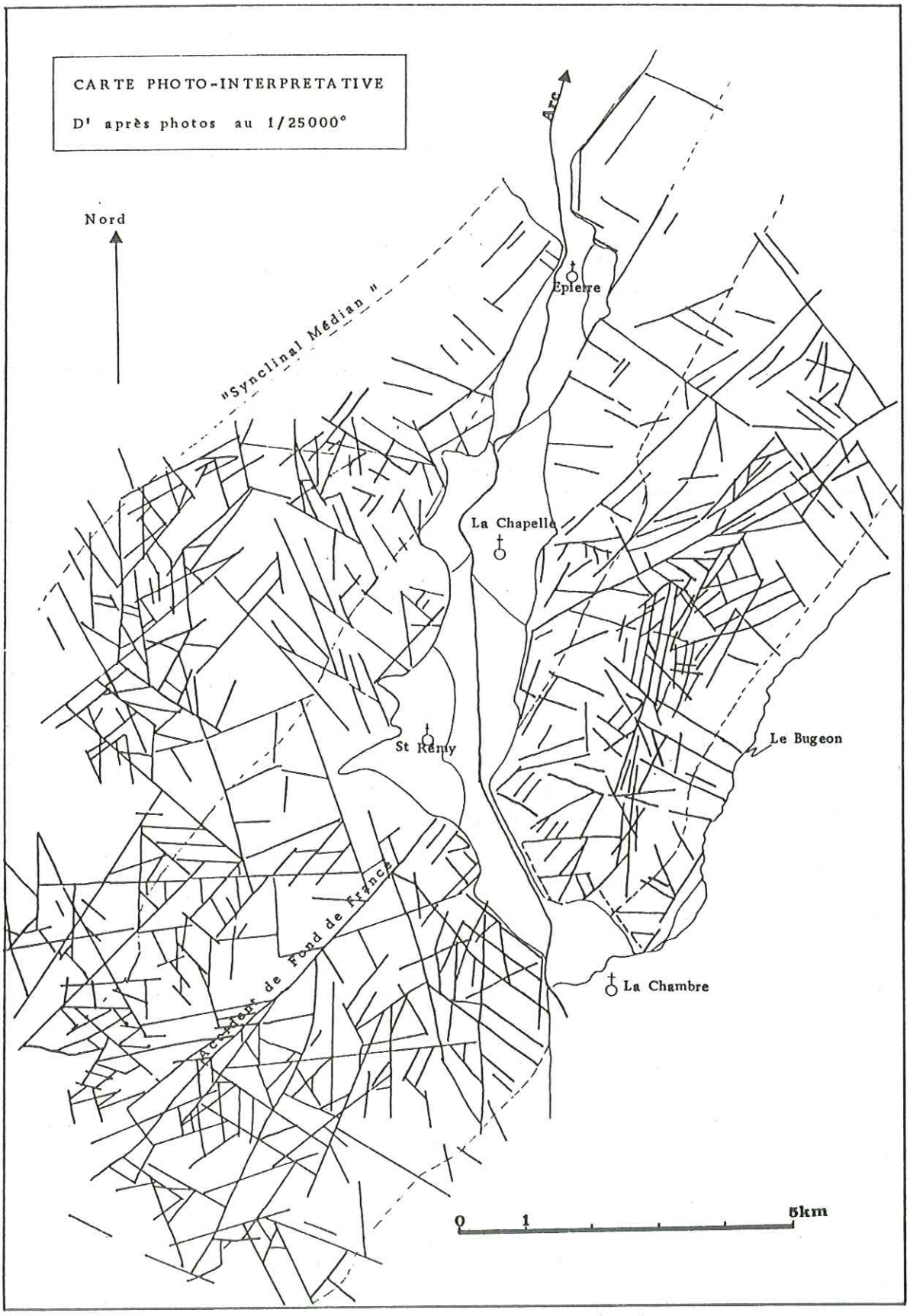


Fig. 11 Carte photo-interprétative des massifs cristallins

En rive droite, l'accident de Fond de France est peu marqué ; il est repris par un accident N 70 E depuis la vallée de l'Arc au Grand Mas. Au nord, le contact granite d'Epierre-série gneissique Bois des Ravères apparaît nettement.

Le contact cristallin-sédimentaire, au sud, n'est pas souligné ; il ne ressort pas comme une marque morphologique majeure.

Les alignements relevés sont beaucoup plus nombreux sur les crêtes et au niveau des verrous glaciaires que sur les flancs des massifs, recouverts par les formations superficielles morainiques et la végétation. Cette différence d'intensité des fractures apparente n'est pas à relier à un état de fissuration particulier de ces zones, elle reflète plutôt l'hétérogénéité du recouvrement de ces massifs.

I - 2. Directions relevées (fig.12)

Les représentations graphiques en rosases du nombre (N %) et de la longueur cumulée (L) des fractures par classes d'azimut (0,10° , 10,20 ...) permettent d'appréhender la structure régionale.

I - 2. a) Secteur Lauzière (au sud de l'accident de Fond de France) (fig. 12 a)

Les alignements N 30 à N 40 E sont les plus nombreux ainsi que les fractures subméridiennes (N 00 à N 10 E).

Un réseau de fractures N 60 à N 70 E est bien développé de part et d'autre de l'accident de Fond de France.

Les directions N 100 à N 110 E ne sont pas prédominantes ; elles délimitent les autres fractures sans les décaler.

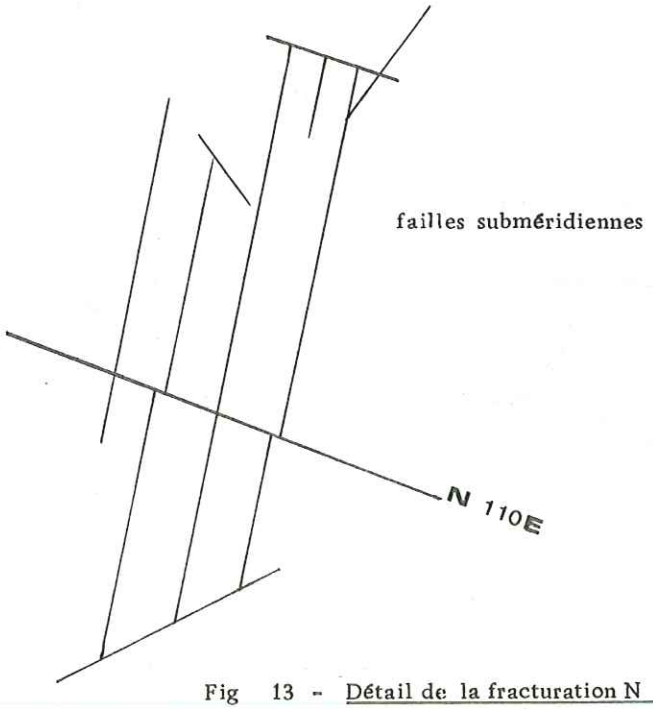


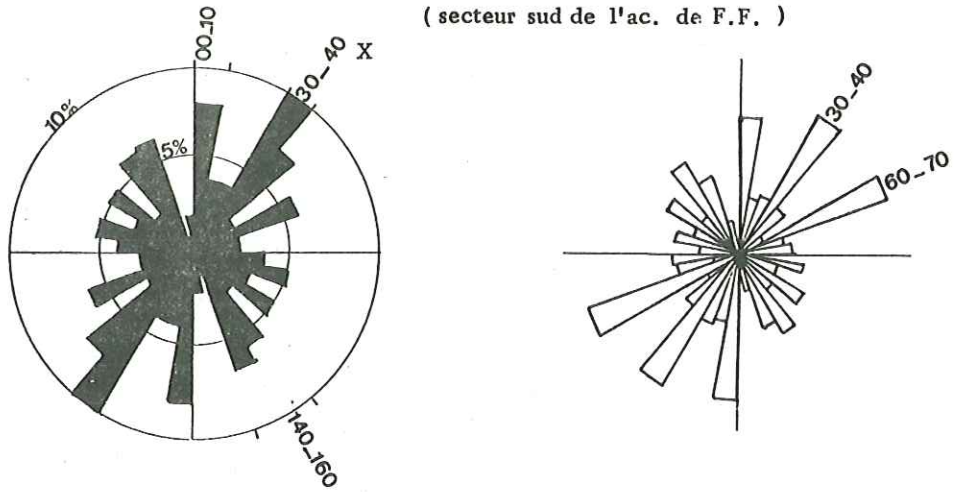
Fig 13 - Détail de la fracturation N 110 E en photo aérienne

N : pourcentage du nombre de fractures en%

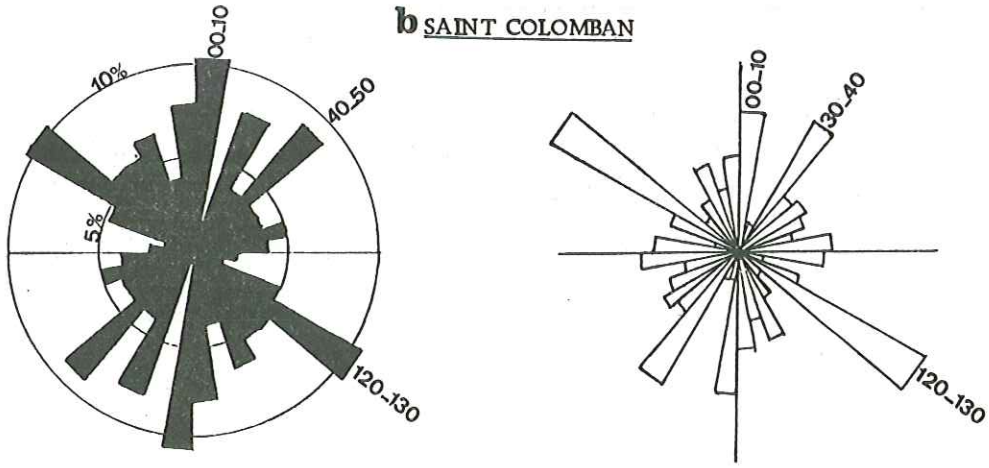
L : longueur cumulée des fractures

a LAUZIERE

(secteur sud de l'ac. de F.F.)



b SAINT COLOMBAN



c GRANITE DES SEPT LAUX

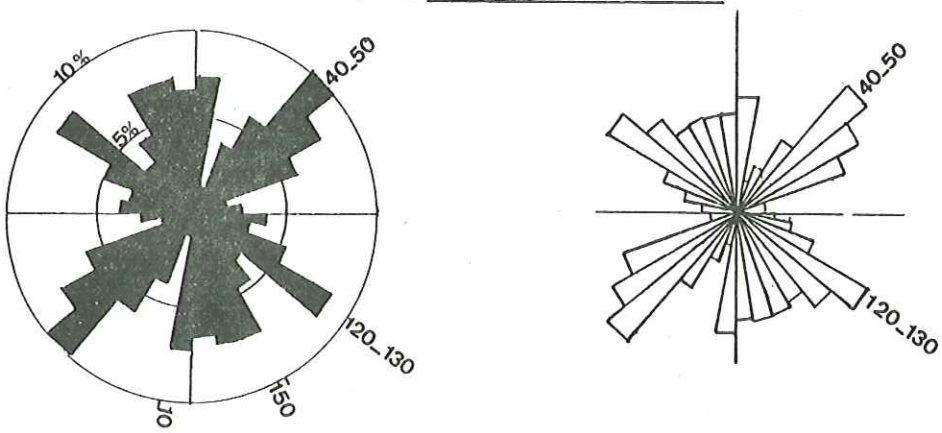


Fig. 12 Fractures relevées sur photos aériennes . Longueur cumulée et pourcentage du nombre par classes d'azimut

Des fractures de direction N 140 à N 150 E sont également assez fréquentes.

I - 2. b) Le complexe de Saint Colomban (fig. 12 b)

La famille N 120 à N 130 E prédomine tant par le nombre que par la longueur ; cette direction est celle des nombreux torrents issus de ces granitoïdes en rive gauche du Glandon (Combes des Villards).

On retrouve un réseau de fractures N 30 à N 50 E parallèle à l'accident de Fond de France, ainsi que les directions subméridiennes décrites en rive droite de l'Arc.

I - 2. c) Le granite des Sept Laux (fig. 12 c)

Un réseau de fractures N 30 à N 60 E se démarque nettement sur les rosaces. Ces directions déterminent la géométrie de la terminaison nord du granite des Sept Laux, coincé entre le "Synclinal Médian" et les gneiss de Saint Rémy et les Bois de Ravères.

La direction N 120 à N 130 E est bien exprimée ainsi qu'un réseau de fractures N 150 à N 10 E qui comprend les directions subméridiennes.

Les directions de fractures relevées en photo-aériennes qui vont être confrontées aux mesures de fracturation faites à l'affleurement permettent déjà de montrer que la fracturation n'apparaît pas tout à fait homogène à l'échelle de la région :

- Les rosaces des trois zones diffèrent,par exemple la famille N 120 à N 130 E n'est pas prédominante au sud de l'accident de Fond de France dans le massif de la Lauzière.

- L'influence des grands accidents se fait souvent ressentir.

Cependant, trois grandes familles de directions de fracturation se dégagent :

- une direction N 30 à N 50 E qui est celle de l'allongement de la chaîne ;
- une direction orthogonale à la précédente : N 110 à 130 E ;
- des fractures subméridiennes.

II - MESURES DE LA FRACTURATION A L'AFFLEUREMENT

Les mesures de la fracturation en surface ont été effectuées dans les différentes unités géologiques ; il s'agit d'un relevé de toutes les discontinuités de la roche sur une longueur de 5 à 10 mètres, relevés répartis en stations.

Les mesures, regroupées en trois ensembles, sont reportées sur des diagrammes de densité (canevas de Schmidt, hémisphère supérieur, fig. 14) et sur rosace (classe angulaire de 10°, fig. 15).

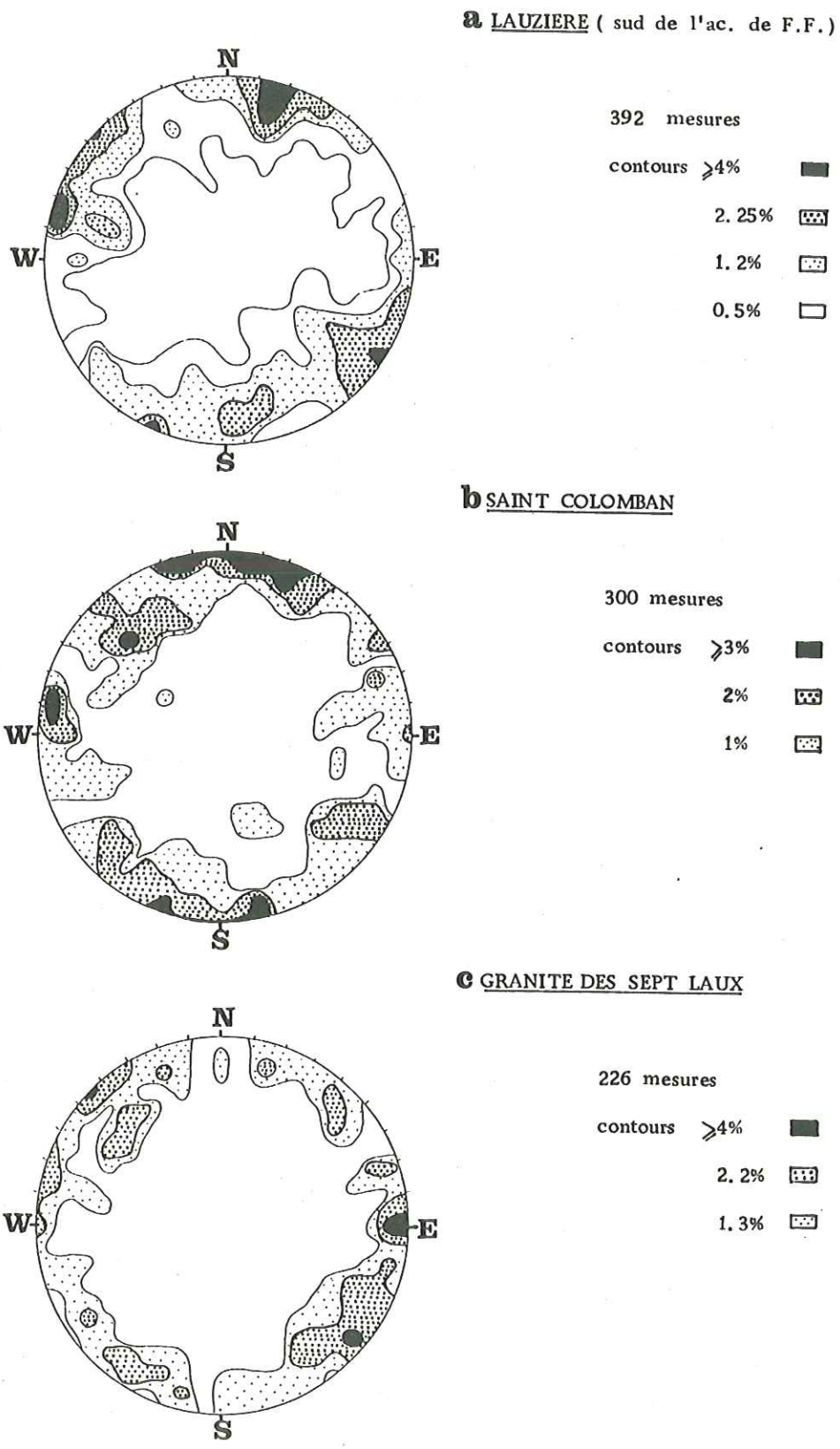


Fig. 14 Diagrammes de densité . Cannevas de Schmidt (hémisphères supérieurs)

(mesures à l'affleurement)

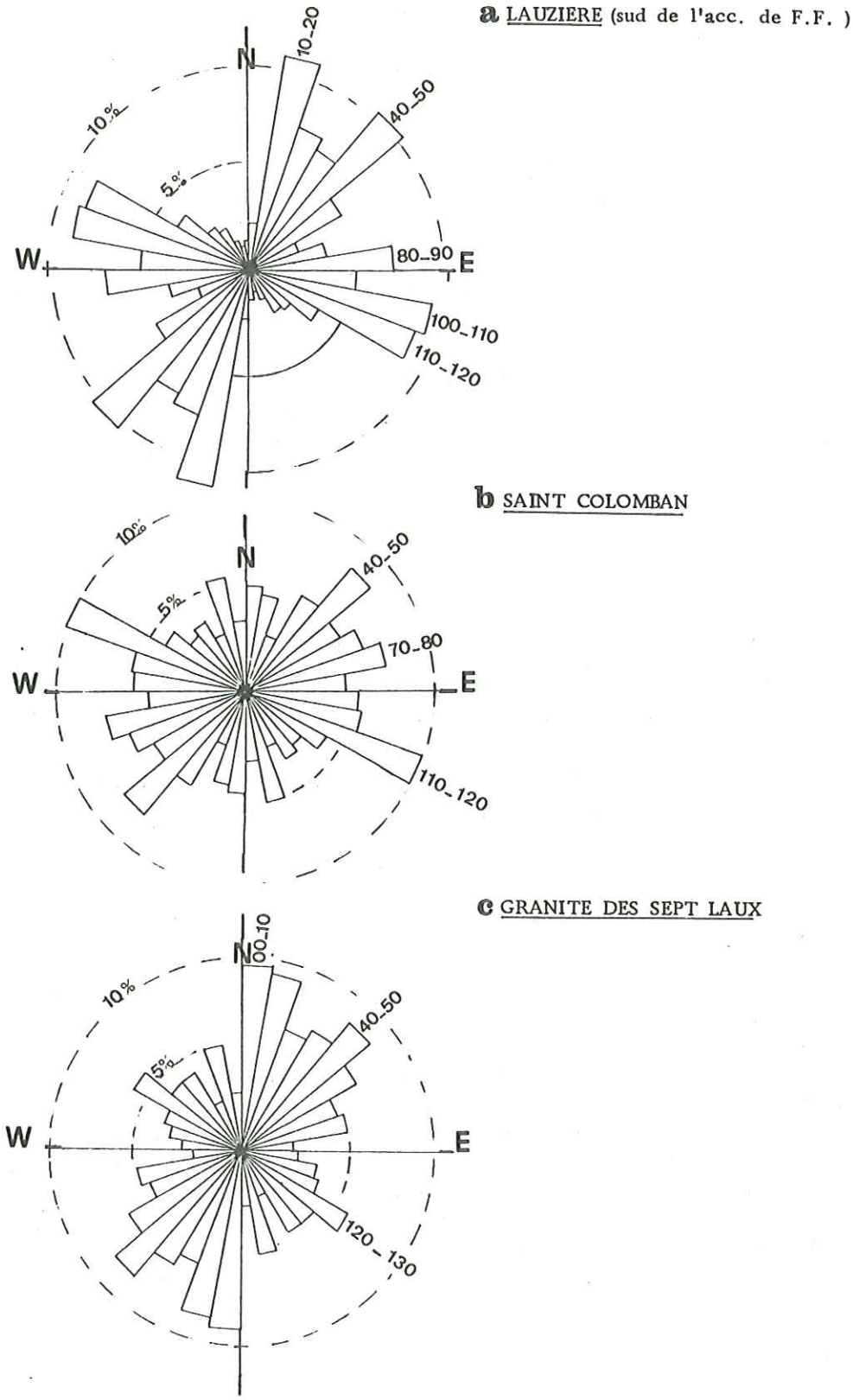


Fig. 15 Rosases des pourcentages des directions de fracturation

(mesures à l'affleurement)

II - 1. Directions mesurées

II - 1. a) Secteur Lauzière (sud de Fond de France), fig.14a, 15a

Trois directions principales ressortent de ces diagrammes :

- N 10 à N 20 E ;
- N 40 à N 50 E ;
- N 100 à N 120 E.

Les fractures N 10 à N 50 E forment un faisceau bien visible sur le diagramme de densité alors que les directions N 100 à N 120 E constituent une famille très dense et homogène tout comme les fractures N 80 à N 90 E.

II - 1. b) Le complexe de Saint Colomban (fig. 14 b, 15 b)

Toutes les classes d'azimut ressortent sur les diagrammes. Les directions les plus représentées sont les familles :

- N 40 à N 50 E ;
- N 70 à N 80 E ;
- N 110 à N 120 E.

Une aire de densité maximale s'étend entre les directions N 70 et N 120 E sur le diagramme de Schmidt. Sur ce même schéma, l'aire de densité des fractures nord-sud est très bien concentrée alors que les fractures N 40 à N 50 E sont plus dispersées et moins pentées.

II - 1. c) Le granite des Sept Laux (fig. 14 c, 15 c)

Trois directions principales de fractures prédominent :

- Nord-sud, fractures subverticales ;
- N 40 à N 50 E ;
- N 120 à 130 E.

Sur le diagramme de Schmidt, les fractures N 30 à N 60 E forment un nuage assez dispersé.

Les mesures à l'affleurement que nous venons d'énumérer confirment les premières constatations faites à partir des photos aériennes. La répartition des fractures n'est pas identique dans ces trois secteurs ; des différences angulaires existent entre les familles prédominantes. Ainsi, les fractures N 120 à N 130 E fortement exprimées dans le granite des Sept Laux ne ressortent pas dans le complexe de Saint Colomban où elles sont N 110 à N 120 E. De même, la direction N 160 à N 170 E ne prédomine pas dans le secteur des Chavannes Montgellafrey (sud de Fond de France).

III - LES DIFFERENTS TYPES DE FRACTURES OBSERVEES

Les directions mises en évidence correspondent aux directions de tous les plans de discontinuités de la roche : schistosité, diaclases, failles. Il est utile de décrire ces fractures qui n'auraient pas toutes la même incidence sur le comportement hydrogéologique du massif.

III - 1. Le granite d'Epierre (les Sept Laux)

Des observations ont été effectuées dans la galerie de Charrière Chaude à Argentine, creusée dans le granite d'Epierre.

On y voit de nombreuses fractures faiblement pentées vers l'Est qui découpent l'ensemble du granite. Ces fractures de direction N 160 à N 180 E et N 30 à N 60 E, de pendage 70 à 50 E correspondent à des bandes mètriques, argileuses et talqueuses. Certaines failles N 165 E montrent des mouvements sénestres.

En surface, ces couloirs mylonitiques apparaissent nettement dans la terminaison nord du granite sur les chemins forestiers au dessus de la commune d'Argentine.

Une schistosité mylonitique N 30 E accompagne ces fractures.

En rive gauche de l'Arc, le granite est beaucoup plus équant. Dans ces faciès moins déformés qui sont limités par des couloirs mylonitiques (Saint Léger), on observe un diaclasage de maille métrique découpant les affleurements en trapézoïdes, et des fentes d'extension. Ces fentes qui ont une direction N 120 à N 130 E, sont de l'ordre du mètre. Elles sont presque toujours remplies de cristallisations de quartz ou de chlorite ou d'épidote.

Selon cette direction N 125 E, on trouve aussi des mouvements décrochants de faible ampleur (stries horizontales) et des failles argileuses postérieures.

En résumé, les fractures relevées dans le granite des Sept Laux correspondent à un diaclasage dense des parties les moins déformées, à de nombreuses failles argileuses dont les directions varient entre N 165 à N 10 E et N 30 à N 60 E et à des fractures N 120 à N 130 E.

La mylonitisation, décrite dans le chapitre précédent est un trait majeur de l'architecture de l'extrémité nord du granite des Sept Laux, ainsi que les failles inverses faiblement pentées vers l'Est que nous pouvons relier à l'écaillage du socle.

III - 2. Les séries gneissiques et schisteuses

La foliation est la discontinuité la plus représentée dans ces séries, elle varie en direction entre N 170 et N 30 E. Ces plans de foliation ont servi de zones de faiblesse et ont rejoué lors des épisodes tectoniques successifs.

Un réseau de diaclases N 80 E est bien exprimé dans les niveaux amphiboliques plus compétents.

Des failles argileuses N 25 E et N 120 E environ apparaissent fréquemment : elles se surimposent à la foliation et aux diaclases et fentes préexistantes.

III - 3. Le complexe de Saint Colomban

La géologie de cet ensemble est bien hétérogène. La foliation des gneiss encaissants N 165 E semble avoir guidé la fracturation de ces secteurs au même titre que les schistosités mylonitiques anciennes.

On observe des zones très déformées de direction N 45 à N 50 E, parallèles à l'accident de Fond de France, direction qui ressort très nettement à l'échelle du massif. Ces couloirs correspondent aux mylonites que nous avions décrites (chapitre II), ils ont rejoué tardivement.

La direction N 110 à N 120 E,marque morphologique majeure, est bien exprimée dans les niveaux compétents ; elle correspond à des mouvements décrochants en général et surtout à des fentes d'ouvertures subverticales, diaclases à lèvres disjointes.

Les diverses roches, en raison de leur mise en place plus ou moins tardive, ne présentent pas toutes la même fracturation, et cette hétérogénéité apparait aussi bien en photo aérienne qu'à l'affleurement par une dispersion des directions de fractures.

III - 4. Le secteur du sud de l'accident de Fond de France (Lauzière)

Comme dans le complexe de Saint Colomban, ce secteur présente une grande hétérogénéité pétrographique, alternances de schistes cristallins gneiss, monzosyénites, granites.

La foliation des schistes cristallins, subméridienne, semble responsable des directions N 00 à N 10 E observées en photos aériennes qui représentent également les couloirs très tectonisés des monzosyénites de la Grande Lèchère.

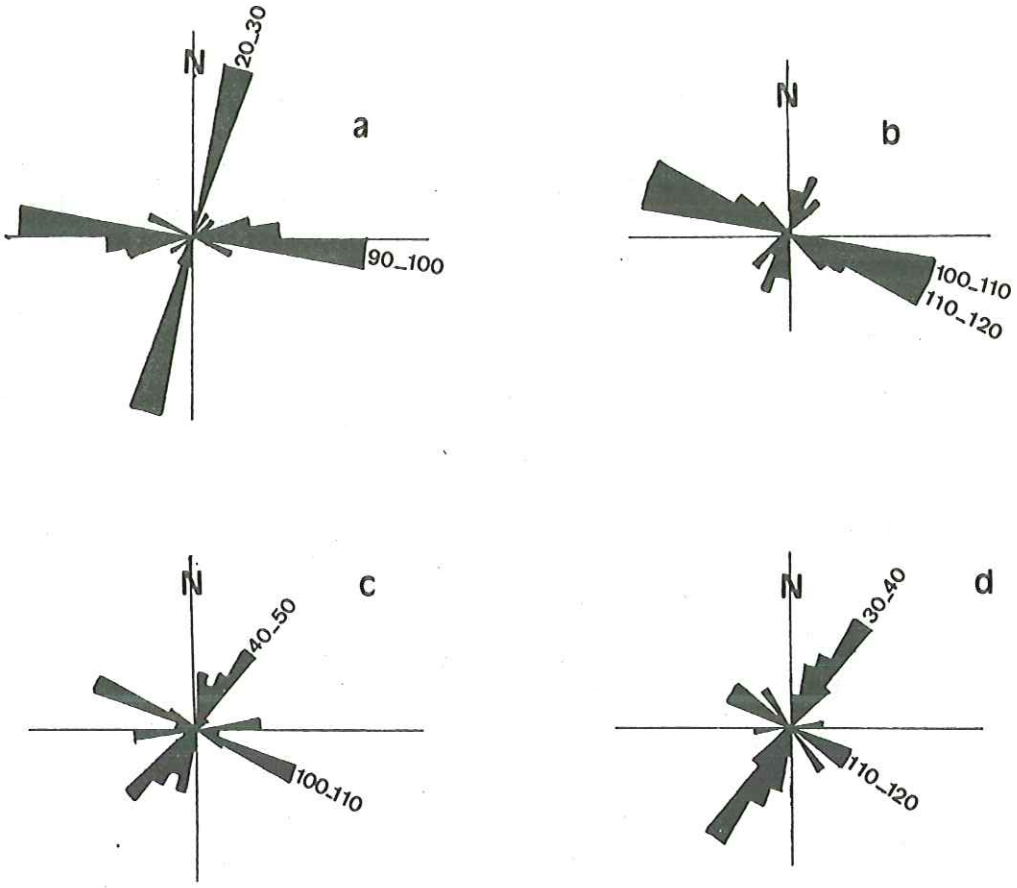
A proximité de Fond de France, une schistosité mylonitique N 30 à N 40 E est bien développée.

Dans cette même direction, on recense de nombreux mouvements cisaillants dextres (N 20 à N 30 E) alors que les fractures N 150 E jouent en mouvements sénestres.

Les fentes d'ouvertures observées aussi bien dans le granite des Sept Laux que dans le complexe de Saint Colomban ont une direction N 100 à N 110 E ; leur remplissage est quartzeux dans les granites et chloriteux dans les monzosyénites.

Dans ce secteur, on note une hétérogénéité des déformations en fonction de la lithologie. La fracturation s'est concentrée dans les roches schisteuses moins compétentes, ou dans les monzosyénites très riches en éléments ferromagnésiens qui se sont plus déformées que les granitoïdes leucocrates, plus durs.

Nous avons retenu quatre stations de mesures qui montrent la variation de l'importance de chaque famille de fracture d'un point à l'autre (fig. 16).



a , b : granite Chemin de Champoudru

c : gneiss monzonitique à biotite Le Poisat

d : gneiss massif La Porte

Fig. 16 - Stations de mesures de la fracturation dans le massif de la Lauzière au sud de l'accident de Fond de France

Les rosaces a et b proviennent de mesures effectuées à deux stations distantes de 30 mètres environ dans un même granite. On constate que la direction N 10 à N 20 E disparaît presque dans la station b où abondent les fractures N 100 à N 110 E (fentes d'extension). Cette direction que l'on retrouve dans les stations c et d où elle est associée à la direction N 30 à N 40 E, semble se concentrer en certains points qui présentaient des zones de faiblesse relative lors de la déformation. Des failles argileuses réempruntent ces directions tout comme elles réempruntent les directions N 25 à N 50 E.

Ces failles argileuses peuvent être matérialisées par des roches broyées sur plusieurs centimètres d'épaisseur avec des argiles colmatant cette roche broyée, schistosée.

IV - SYNTHESE SUR LA FRACTURATION - EVOLUTION STRUCTURALE

Les directions observées au cours du relevé de la fracturation sont à rattacher aux différentes déformations ayant affecté ces massifs cristallins. La synthèse de cette fracturation peut être élaborée à partir de l'évolution structurale régionale.

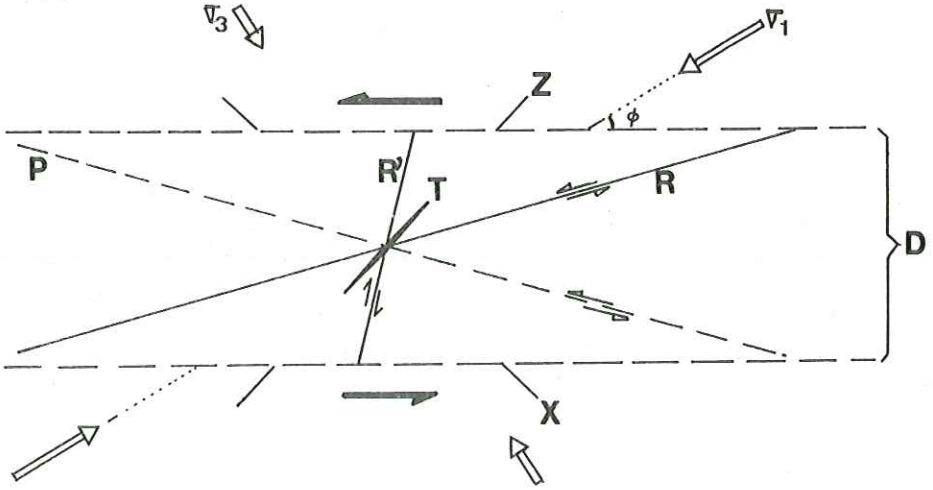
IV - 1. Les déformations hercyniennes et tardihercyniennes

Ces déformations se sont superposées aux directions anciennes (foliation) héritées des épisodes tectonométamorphiques, ce seraient les fractures subméridiennes.

Les phases tectoniques hercyniennes sont contemporaines de la mise en place des granitoïdes de la Lauzière. Plusieurs déformations se sont succédées au cours de cette période avec des ouvertures nord-sud (mise en place des monzosyénites) et postérieurement, avec l'ouverture des systèmes N 30 à N 40 E (mise en place des granites de la Lauzière) contemporaine d'une compression subméridienne.

Le diaclasage N 80 E qui simule une "speudo-schistosité" pourrait être en relation avec ces déformations. De même, nous devons admettre un jeu cisaillant dextre, assez important, de l'accident de Fond de France qui serait postérieur à la mise en place des monzosyénites.

D. GASQUET (1979) et E. PONCERRY (1982) rapportent tous deux ces déformations à un décrochement régional sénestre. Nous pouvons penser que les mécanismes cisaillants responsables de l'écaillage amygdalaire du socle effectué à cette époque sont très complexes ; le "Synclinal Médian" jouerait en décrochement sénestre, l'accident de Fond de France en décrochement destre. Pour cette raison, nous n'essayerons pas de décomposer chaque mouvement, mais nous retiendrons que les "lentilles" kilométriques se sont déplacées les unes par rapport aux autres, dans un système de compression approximativement nord sud (fig. 17).



R et R' : fractures de Riedel : T : fracture de tension : P : fracture symétrique de R

Z : axe de raccourcissement maximal : X : axe d'allongement maximal

σ1 : direction de contrainte maximale : σ3 : direction de contrainte minimale (ϕ = 30 °)

Fig. 17 - Répartition des fractures pouvant apparaître dans une zone de cisaillement senestre .

Les décrochements ont pu jouer alternativement lors des déformations successives.

A ces tectoniques, nous pouvons rattacher les blastomylonites N 40 à N 50 E et l'écaillage amygdalaire qui reprend les directions préexistantes, avec des fractures N 25 E à N 165 E.

Cette fracturation aboutit à l'édification de blocs découpés selon le modèle fig. 18 : la concentration des cisaillements se fait sur les bordures des blocs dans les roches de moindre compétence.

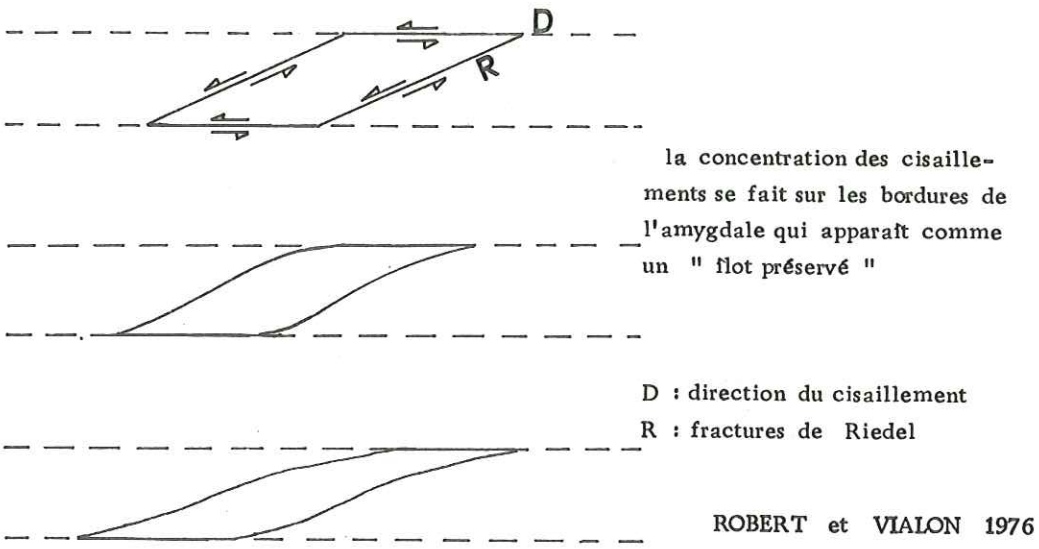


Fig. 18 - Evolution sigmoïde des blocs découpés

IV - 2. La fracturation alpine

La tectonique alpine a pu être précisée chronologiquement par des datations radiométriques (P. DEMEULEMEESTER, 1982).

Ces déformations qui semblent s'être réparties de façon non homogène dans ces massifs cristallins, sont marquées par l'apparition des fentes d'extension subverticales N 110 E à N 125 E relevées dans les différentes unités géologiques et d'un diaclasage de mailles mètriques des niveaux les plus durs.

Certains mouvements décrochants de faible ampleur apparaissent sur les fractures N 30 E à N 70 E (dextre) ainsi que sur les fractures N 130 E à N 140 E.

Une contrainte dans un tel système est probablement N 110 E,c'est à dire subparallèle à la direction d'ouverture des diaclases N 100 à 120 E.

Certains travaux rapportent ces déformations à un système de décrochement régional dextre effectué selon l'axe de la chaîne (N 30 à N 40 E).

Pour notre part, nous pensons qu'une telle direction de contrainte est à priori peu favorable à la création d'un décrochement régional N 30 E (en effet, l'angle entre ∇ et D serait trop élevé, de 70°). C'est bien pour cette raison que nous ne parlerons pas uniquement d'un décrochement régional mais aussi d'un rejeu de faible ampleur des failles préexistantes sous un état de contrainte $\nabla 1$ orienté N 110 à N 120 E, (fig.19), antérieur au décrochement régional dextre.

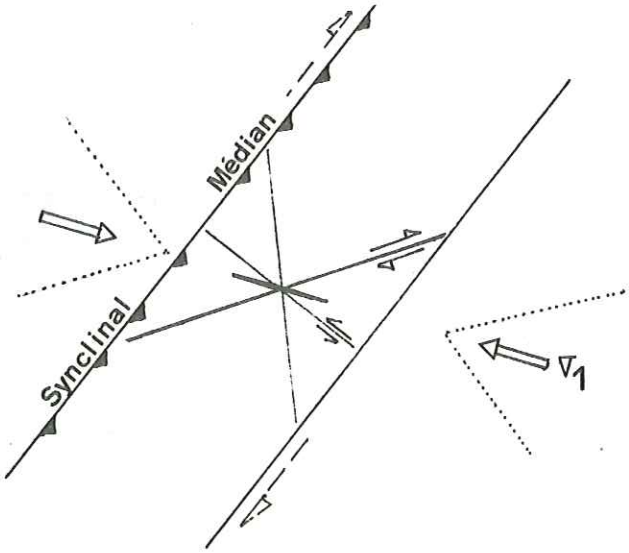


Fig. 19 - Système de fracturation à l'alpin

Le Synclinal Médian a probablement joué en charriage dans un premier temps, le décrochement destre serait plus tardif.

Cette contrainte a pu provoquer des mouvements cisaillants sur les fractures N 70 E à N 80 E, dextres, bien exprimés dans les niveaux très compétents, et sur les directions N 30 E.

Le comportement de l'accident de Fond de France montre un rejeu faible lors de l'épisode alpin si l'on en juge par son influence sur le contact cristallin sédimentaire, à l'Est, le contact n'est pas décalé ; il semble qu'il soit repris par un accident N 70 E que nous avions mis en évidence en photo aérienne depuis l'Arc vers le Grand Mas à l'Est.

Ces fractures N 70 à N 80 E se retrouvent dans le complexe de Saint Colomban et dans le granite des Sept Laux.

Le granite des Sept Laux est le plus affecté par ces déformations alpines, notamment par la fracturation N 120 E et la schistosité mylonitique N 30 à N 40 E, qui est parfois très peu pentée 40° à 60° vers le sud-est.

Les déformations alpines peuvent se décomposer, dans un premier temps, en un charriage vers le nord ouest au niveau du "Synclinal Médian" (cisaillement chevauchant N 40 E), perpendiculaire à la contrainte σ_1 (N 110 à N 120 E). Au cours de cet épisode, l'accident de Fond de France n'aurait qu'un rejeu de faible ampleur.

Dans un deuxième temps, nous pouvons penser que ce chevauchement a pu évoluer en décrochement dextre tardif, selon une directions N 35 E, avec des mouvements senestres N 140 E. Les fractures N 165 E pentées vers le NE auraient rejoué en failles inverses.

Un tel modèle de déformations, en plusieurs phases, concorderait avec les travaux de P. DEMEULEMEESTER (1982) qui décrit des évènements précoces (crétacé), d'autres d'âges éocène et oligocène, et enfin des évènements tardifs.

Le décrochement dextre tardif a été décrit par P. GOURLAY (1983) au niveau de la suture de Chamonix. Celui-ci rattache ce décrochement à une ambiance décrochante dextre périadriatique (ligne du Gail, ligne insubrienne).

L'image de la tectonique alpine dans notre secteur peut être donnée par l'écrasement du socle selon une contrainte N 120 E, provoquant un chevauchement du rameau interne sur le rameau externe, puis par une évolution du chevauchement en un décrochement dextre.

Le style devient moins pénétratif au fur et à mesure que le socle se soulève. Les dernières déformations qui correspondent aux nombreuses failles argileuses et aux fractures subverticales témoignent d'un style tectonique superficiel sous une faible surcharge.

V - CONCLUSION

Les tectoniques polyphasées aboutissent à la génèse de plusieurs familles de fractures qui ont des caractéristiques différentes.

Il ressort de cette étude que :

- les failles longitudinales parallèles à l'axe de la chaîne ont fonctionné en zones de cisaillement lors du cycle hercynien, et ont été reprises lors des évènements alpins ; une schistosité mylonitique les accompagne.

Cette direction est grossièrement la direction d'aplatissement des structures sous l'effet des contraintes nord ouest - nord est.

- la direction N 120 E à N 140 E correspond à des bandes de fracturation qui englobent les directions d'ouvertures (fentes d'extension N 120 E) et des mouvements décrochants de faible ampleur. La répartition de ces acci-

dents transverses à la chaîne n'est pas homogène. Ceux-ci semblent se concentrer dans certaines zones plus fragiles à l'intérieur des unités amygdalaires définies par les accidents longitudinaux. Ces couloirs transverses de style cassant seraient déterminants quant à l'hydrogéologie du massif.

L'héritage hercynien se manifeste par des déformations pénétratives alors que la fracturation alpine est plus cassante.

Les dernières déformations ne semblent pas avoir modifié les caractéristiques des systèmes de fractures probablement alpines, en particulier celles des ouvertures transverses à la chaîne.

Deuxième partie

HYDROGEOLOGIE

La première approche hydrogéologique fut de définir quels étaient les types d'eaux rencontrés dans le secteur d'étude.

Sur les versants, il existe de nombreuses sources froides qui alimentent les villages en eau potable, des torrents et ruisseaux alimentés par la fonte des neiges et névés de haute altitude.

Au niveau de la plaine alluviale de l'Arc qui draine ou alimente la nappe aquifère des alluvions, des venues thermominérales apparaissent en bordure de la plaine et en pied de versant.

Nous nous sommes intéressé aux sources superficielles issues du substratum cristallophyllien et aux émergences thermominérales. L'étude a pu être complètée par les observations effectuées dans la galerie Arc-Isère.

En préliminaire, nous donnerons un aperçu climatologique de la région, puis nous aborderons l'étude des eaux superficielles du point de vue de leur répartition et de leurs caractéristiques physicochimiques. Dans le dernier chapitre, nous aborderons séparément l'étude des eaux thermales qui constituent une entité hydrogéologique différente des eaux superficielles (sources, venues en galerie), à savoir que :

- les eaux froides ont un circuit "per descensum" depuis la surface ;

- les eaux thermales ont un circuit "per ascensum" provenant des zones très profondes des massifs.

CHAPITRE I

APERÇU CLIMATOLOGIQUE

Dans cet approche de la climatologie, nous allons définir les caractéristiques du climat de Basse Maurienne. Ces paramètres climatiques vont déterminer directement ou indirectement l'infiltration des eaux dans les massifs tant du point de vue quantitatif que qualitatif.

Les documents utilisés sont les mesures effectuées par la météorologie nationale et les travaux réalisés dans cette région, en particulier l'étude de J.P. VACHER (1971) sur l'hydrologie du bassin de l'Isère.

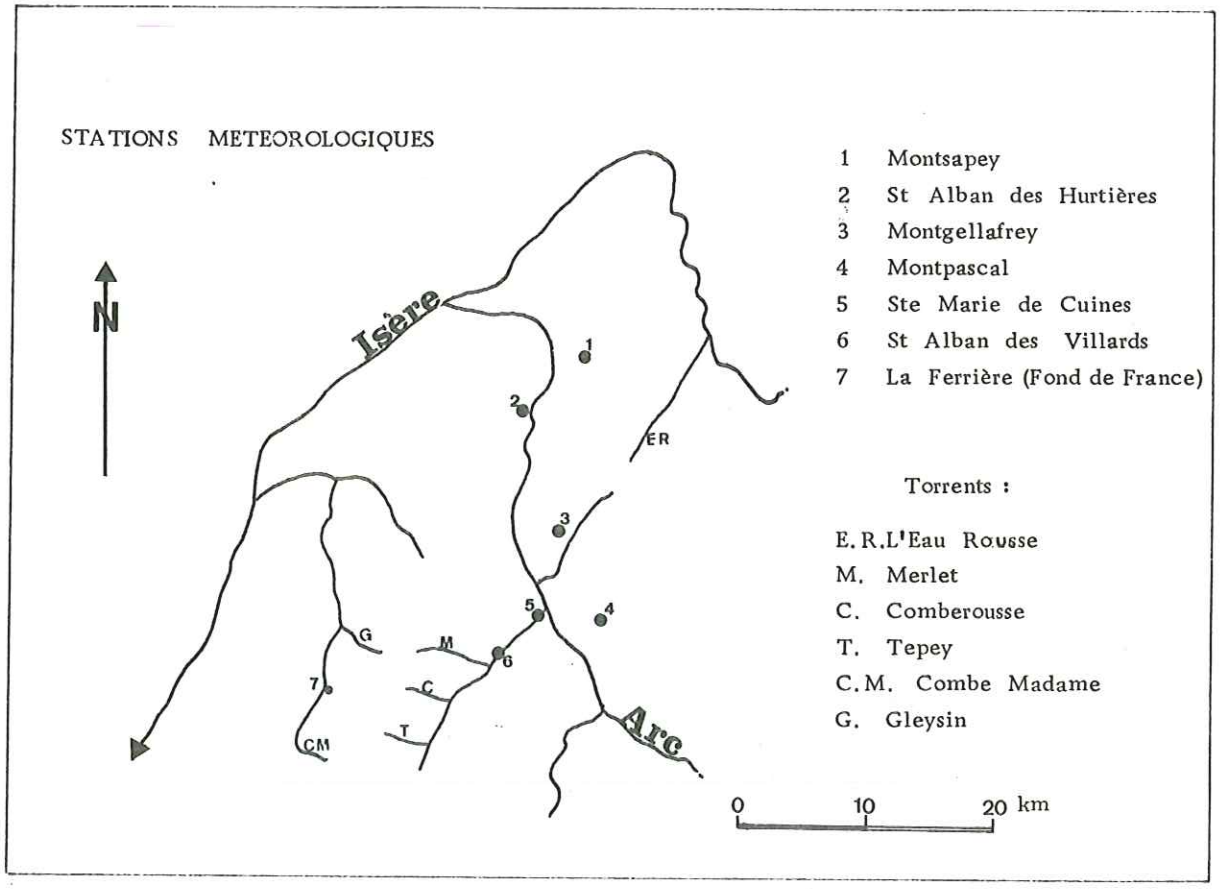


Fig. 20 Emplacement des postes météorologiques et des torrents jaugés

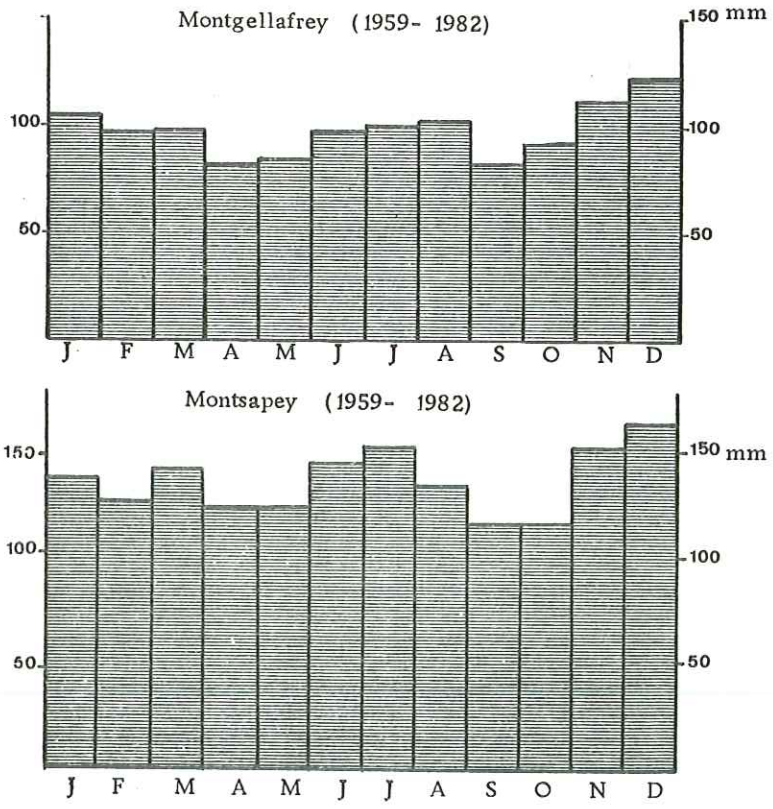
Tableau I - Précipitations moyennes annuelles en mm

	Altit.	1959 - 82 Précipitations moyennes	1981 Précipitations maximales	1976 Précipitations minimales
Ferrière.Fond de France	1082 m	1736	2196	1397
Montgellafrey	1080 m	1177	1639	778
Montpascal	1420 m	1050	1550	753
Montsapey	1050 m	1608	2098	1180
St Alban des Hurtières	620 m	1328	1744	875
St Marie de Cuines	543 m	988	1358	728
Les Villards	850 m	1164	1744	834

Tableau II - Débits spécifiques moyens de quelques bassins versants de la chaîne de Belledonne

Bassin versant du	Altitude moyenne en m	Année	Débit spécifique en l/sec/km^2	Lame d'eau écoulée en mm
Tepey	2054	66 - 68	73,5	2310
Comberousse	2012	67 - 68	77,3	2435
Merlet sup.	2140	67 - 68	78,7	2480
Merlet aval	1325	66 - 68	65	2042
L'eau ousse	1985	62 - 68	53	1680
Gleysin amont	2229	67 - 68	90	2845
Gleysin aval	2009	60 - 68	72	2255
Combe adame	2004	66 - 68	67	2102

Fig. 21 - Répartition des précipitations au cours de l'année
Moyennes mensuelles en mm



I - LES PRECIPITATIONS

Nous disposons des données météorologiques de plusieurs stations de 1959 à 1982 (fig.20 et tableau I). Les valeurs moyennes des précipitations annuelles sont comprises entre 988 mm à Sainte Marie de Cuines et 1736 mm à la station de la Ferrière située à l'ouest.

A la lecture de ces données, on constate que pour une même altitude, les précipitations varient. A Montsapey, station située à l'entrée de la vallée de la Maurienne, il pleut beaucoup plus (1608 mm) qu'à Montgellafrey (1177 mm).

On peut définir des zones à pluviosité élevée , ce sont les versants nord-ouest de la chaîne de Belledonne exposés aux masses océaniques venant de l'ouest et du nord-ouest, et des zones abritées comme le sont les villages de Montgellafrey et de Montpascal.

La répartition spatiale des précipitations dans la vallée de l'Arc montre une diminution de celles-ci vers les zones internes. Le module moyen de 600 mm à Avrieux (Haute Maurienne) confirme cette tendance.

Toutes ces observations ont été faites dans la vallée, or la région culmine à des altitudes beaucoup plus élevées atteignant 3000 mètres, où nous ne disposons pas de données climatologiques.

Aux stations de Montsapey et de Saint Alban des Hurtières, les précipitations moyennes annuelles montrent l'existence d'un gradient de pluviosité, de 65 mm pour 100 mètres d'altitude.

Un tel gradient donnerait des précipitations de l'ordre de 2200 mm à 2000 mètres et de 2500 mm à 2500 mètres.

Ces valeurs extrapolées peuvent être confrontées à des études hydrogéologiques effectuées sur des bassins versants de haute altitude dans le massif de Belledonne (M.F. FOURNIER et G. NICOUD, 1983). La position de ces bassins est représentée en figure 20, et les données recueillies sont regroupées dans le tableau II.

Les lames d'eau écoulées oscillent entre 2000 mm et 2500 mm pour des bassins versants dont l'altitude moyenne est à 2000 mètres.

En l'absence de données météorologiques, ces lames d'eau écoulées qui sont inférieures aux précipitations tombées sur ces bassins versants en raison du déficit d'écoulement dû à l'infiltration et à l'évapotranspiration, confirment que la pluviosité est très importante sur les zones hautes de ces massifs.

L'exposition des bassins versants et l'orientation des vallées jouent un rôle sur ces débits qui sont plus faibles pour le torrent de l'Eau Rousse, et très élevés dans les bassins ouest de la chaîne (Gleysin, Tepey) ; ce qui confirme également la tendance à une diminution des précipitations d'ouest en est.

Tableau III - Températures moyennes annuelles

Stations de mesure	Altitude	Période	Température moyenne en °C
Sainte Marie de Cuines	520 m	1970 - 1980	9,3
Saint Alban des Hurtières	620 m	1970 - 1980	9,9
La Ferrière (Fond de France)	1080 m	1960 - 1970	5,8

Tableau IV - Calcul de l'altitude de l'isotherme 0°C d'après le gradient thermique

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Gradient admis en °C par 100 m	0,4	0,5	0,63	0,7	0,7	0,66	0,61	0,58	0,55	0,49	0,41	0,37
Altitude moyenne de l'isotherme o°C	268	715	1298	1801	2360	3044	3574	3615	3118	2446	1516	594

Tableau V - Températures moyennes mensuelles à Sainte Marie de Cuines (1970- 1980)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Température maximale	4,04	8,08	11,6	14,9	19,8	22,6	-	24,7	20,8	15,16	8,4	3,86
Température minimale	-3,20	-1,98	-0,39	2,9	6,35	9,09	-	11,34	8,04	3,81	-0,63	-3,37
Température moyenne $\left(\frac{\text{maxi + mini}}{2}\right)$	0,4	3	5,6	8,9	13	15,8	-	18	14,4	9,5	3,9	0,25

Ces données permettent de faire une approche des précipitations de haute altitude et de mentionner que les mesures recueillies dans la vallée ne sont pas représentatives des précipitations sur la chaîne de Belledonne.

Répartition des précipitations au cours de l'année

La répartition des précipitations aux stations de Montgellafrey et de Montsapey (fig. 21) est homogène au cours de l'année. Il n'existe pas de saison sèche, cependant l'automne apparaît comme la saison la plus humide avec des précipitations intenses parfois génératrices de crues.

Les mois d'été sont également très humides (Montasapey),J.P. VACHER (1971) avait fait des mêmes observations pour le bassin de l'Isère où l'on rencontre des zones à précipitations maximales en été, type La Ferrière Fond de France et des zones à précipitations maximales en automne.

La définition d'un indice saisonnier est à priori aléatoire dans cette région, nous retiendrons que les précipitations sont réparties de façon relativement homogène au cours d'un cycle annuel.

II - LA TEMPERATURE

Du fait de la rareté des postes thermométriques, il est difficile d'appréhender avec rigueur le régime thermique de la Basse Maurienne. Nous disposons cependant de quelques valeurs moyennes annuelles (tableau III).

La température diminue avec l'altitude mais aussi vers les zones internes des Alpes. La température moyenne à Saint Alban des Hurtières est supérieure à celle relevée à Sainte Marie de Cuines bien que cette dernière station soit située à plus basse altitude. Nous retrouvons les traits caractéristiques du régime thermique des Alpes où les zones les plus internes sont les plus froides avec la rigueur des climats montagnards, par rapport aux zones périphériques soumises aux masses océaniques et plus chaudes.

Le gradient altimétrique annuel qui traduit une baisse de la température avec l'altitude, peut être approché par la formule (VACHER, 1971) :

$T = 12 - 0,005\ h$ h : altitude en mètre ;
T : température moyenne annuelle en °C.

Ce gradient varie au cours de l'année, tout comme la température. Nous pouvons citer les travaux de M. COUTAGNE (1942) (tableau IV) qui a calculé l'altitude de l'isotherme 0°C et du gradient thermique au cours des différents mois dans les Alpes françaises

Ces valeurs sont en bon accord avec les températures relevées à Sainte Marie de Cuines, l'hiver étant la saison la plus froide (tableau V).

Les températures très basses vont déterminer l'importance de la neige l'hiver.

III - LA NEIGE

L'enneigement, facteur déterminant de l'hydrologie de haute montagne, commence en octobre, novembre et persiste pendant plusieurs mois.

La fonte s'effectue au printemps, elle est de plus en plus tardive avec l'altitude croissante de mars à juin, juillet sur les sommets. Des névés subsistent dans les parties à l'ombre jusqu'en août, septembre.

L'estimation de la hauteur du manteau neigeux peut être faite par la formule (VACHER, 1971) :

$$n\ \% = 0{,}0325\ h - 10$$

h : altitude en mètres

n : coefficient de nivosité = $\frac{\text{neige en mm d'eau}}{\text{précipitations en mm}}$

Dès 1000 mètres, 25 % des précipitations tombées sur ces pentes se font sous forme de neige, 50 % à 2000 mètres.

Une forte proportion de ces précipitations solides vont s'accumuler sur les versants en constituant un stockage dont la fonte aura une répercussion sur les comportement hydrodynamique et hydrochimique des aquifères ; la fusion nivale pouvant avoir lieu lors de redoux hivernaux.

IV - L'EVAPOTRANSPIRATION

Une partie des précipitations tombées va s'évaporer ou être consommée par les végétaux. Ce phénomène appelé évapotranspiration est règlé par de nombreux facteurs qui sont la température de l'air, l'importance et la répartition des précipitations, la végétation, la nature du substratum, les vents, ...

Parmi les diverses formules qui permettent de quantifier la lame d'eau évapotranspirée (formules de Thornthwaite, Turc, Penman,...), nous retiendrons la formule proposée par J.C. FOURNEAUX et J. SARROT-REYNAULD (1977). Il s'agit d'une approximation de l'évapotranspiration moyenne calculée par la formule de Turc en fonction de l'altitude dans les Alpes du nord :

(1) $E = -0{,}24\ z + 585\ (\pm 20)$

E : évapotranspiration en mm

z : altitude en mètres.

(2) Formule de Turc : $E = P / \sqrt{0{,}9 + \frac{P^2}{L^2}}$

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

P : précipitations en mm

T : température moyenne annuelle.

A Sainte Marie de Cuines (alt. 543 m), E peut être estimée à 455 mm (1). A partir de la formule de Turc (2), en considérant une température moyenne de 9,3°C et une précipitation moyenne annuelle de 1000 mm, nous obtenons une valeur pour E de 500 mm, légèrement supérieure, mais dans un même ordre de grandeur.

Grâce à la formule (1), nous pouvons estimer l'évapotranspiration à 225 mm à 1500 mètres, soit deux fois moins qu'au niveau de la vallée de l'Arc.

Ceci semble être en accord avec le contexte de cette vallée, l'évapotranspiration est plus importante au niveau des forêts de basses altitudes que sur les sommets où il n'existe ni végétation, ni sol pouvant retenir l'eau près de la surface où la température est très faible.

L'évapotranspiration sera maximum en été, période chaude et pluvieuse, alors qu'elle sera négligeable l'hiver, saison froide pendant laquelle l'activité biologique est minimale.

Conclusion à l'étude climatologique

Les principales caractéristiques sont regroupées dans la figure 22 qui permet de faire un bilan et d'en déduire les conséquences sur l'hydrogéologie.

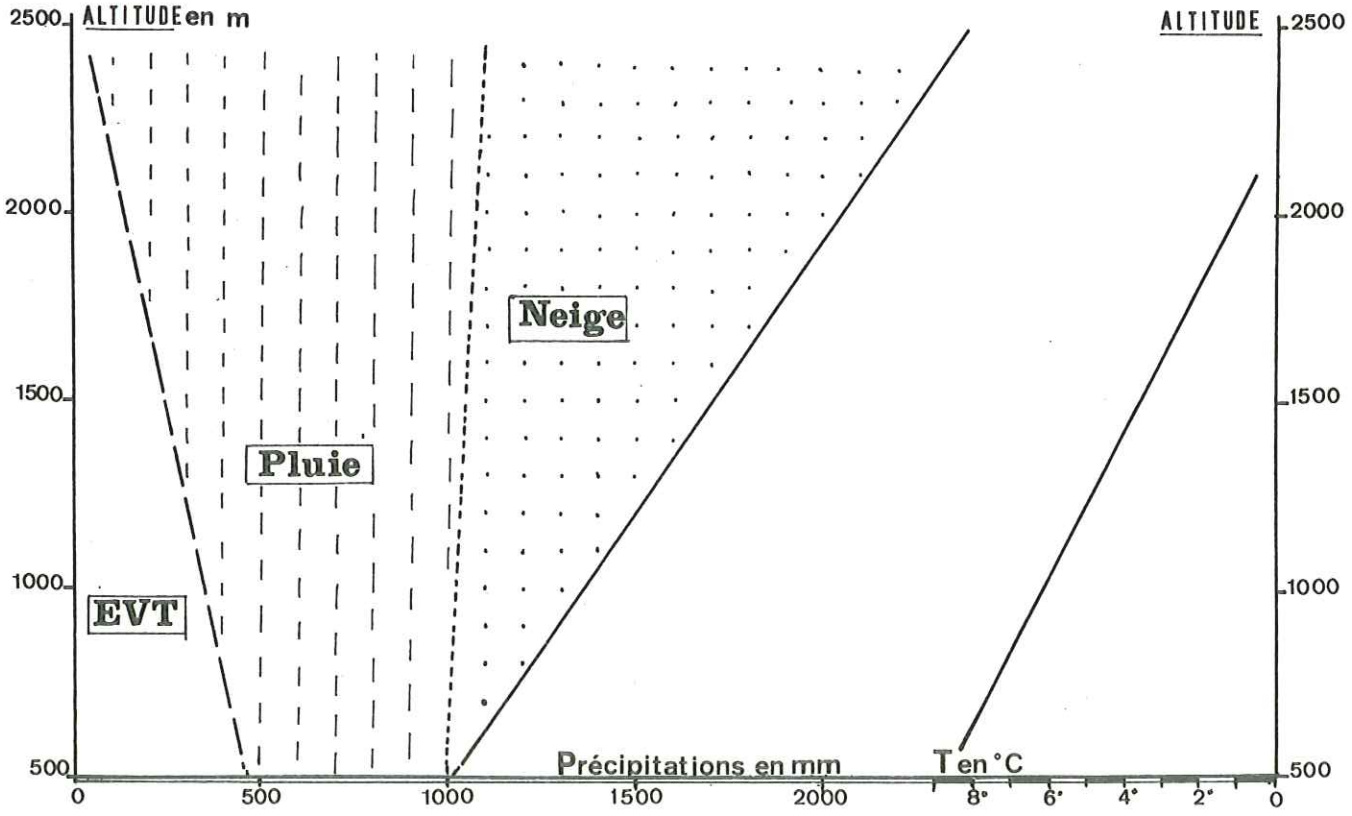


Fig. 22 Schéma récapitulatif des caractéristiques hydroclimatiques de la Basse Maurienne

Chaque paramètre varie en fonction de l'altitude si bien que les précipitations efficaces (lame d'eau précipitée-lame d'eau évapotranspirée) passent de 600 mm au niveau de la vallée à plus de 2000 mm sur les sommets, soit en moyenne 3 fois plus.

Les domaines les plus ensoleillés sont parfois très déficitaires en précipitations (Montgellafrey) et inversement, il existe des versants à très forte pluviosité où l'évapotranspiration est faible, voir nulle (Gleysin).

On conçoit alors que l'incidence de la climatologie est importante sur l'hydrogéologie régionale et que toute interprétation doit tenir compte de cette diversité des paramètres climatiques.

CHAPITRE II

RELATION ENTRE GÉOLOGIE - FRACTURATION - ECOULEMENTS

Après avoir décrit le contexte géologique et approché la fracturation de la région étudiée, nous allons tenter de déterminer les paramètres qui contrôlent les écoulements des eaux dans ces milieux fissurés.

Si la compréhension de tels systèmes aquifères résulte de la connaissance du contexte lithologique et des directions principales de la fracturation du magasin, il est aussi fondamental d'examiner l'ouverture des fractures qui définit les capacités d'emmagasinement et de circulation de l'eau dans les roches cristallophylliennes.

I - DONNEES HYDROGEOLOGIQUES

Nous avons effectué un inventaire des principales sources de la région depuis Epierre au nord jusqu'à la Chambre au sud. De plus, nous disposons des données hydrogéologiques concernant la galerie E.D.F. Arc-Isère creusée sous le massif de Belledonne.

I - 1. Les sources

Elles apparaissent sur les flancs des massifs de part et d'autre de la vallée de l'Arc, bon nombre d'entre elles sont captées pour l'alimentation des villages situés dans la vallée. Nous nous sommes intéressé aux sources issues du substratum qu'il a fallu différencier des sources issues des formations quaternaires.

- Les sources du Quaternaire

Elles sont nombreuses à haute altitude où elles correspondent à des circulations dans les moraines et éboulis, formations souvent très perméables. Ce sont par exemple les sources des Fées à Saint François Longchamp , de grosses sources dans le vallon de la Lescherette ou dans les combes des Villards en rive gauche du Glandon. Leurs débits sont en général très élevés (10 à 50 l/sec) mais variables ; ils sont en relation directe avec la fonte des neiges et des névés, ainsi qu'avec les précipitations estivales.

Sur les versants, on trouve fréquemment de petites sources liées aux placages morainiques ou à des infiltrations de versant dans la tranche superficielle altérée. Dans les talwegs, à proximité des torrents, existent des successions de pertes et de résurgences au milieu de gros blocs.

Enfin, des sources apparaissent au pied des cônes de déjection au niveau de la plaine de l'Arc (sources des Etalons à Saint Rémy, de la Madeleine à Argentine,...). Elles peuvent être assimilées à des sources de trop plein des nappes existant dans ces cônes ; nappes alimentées par l'infiltration d'une partie des torrents.

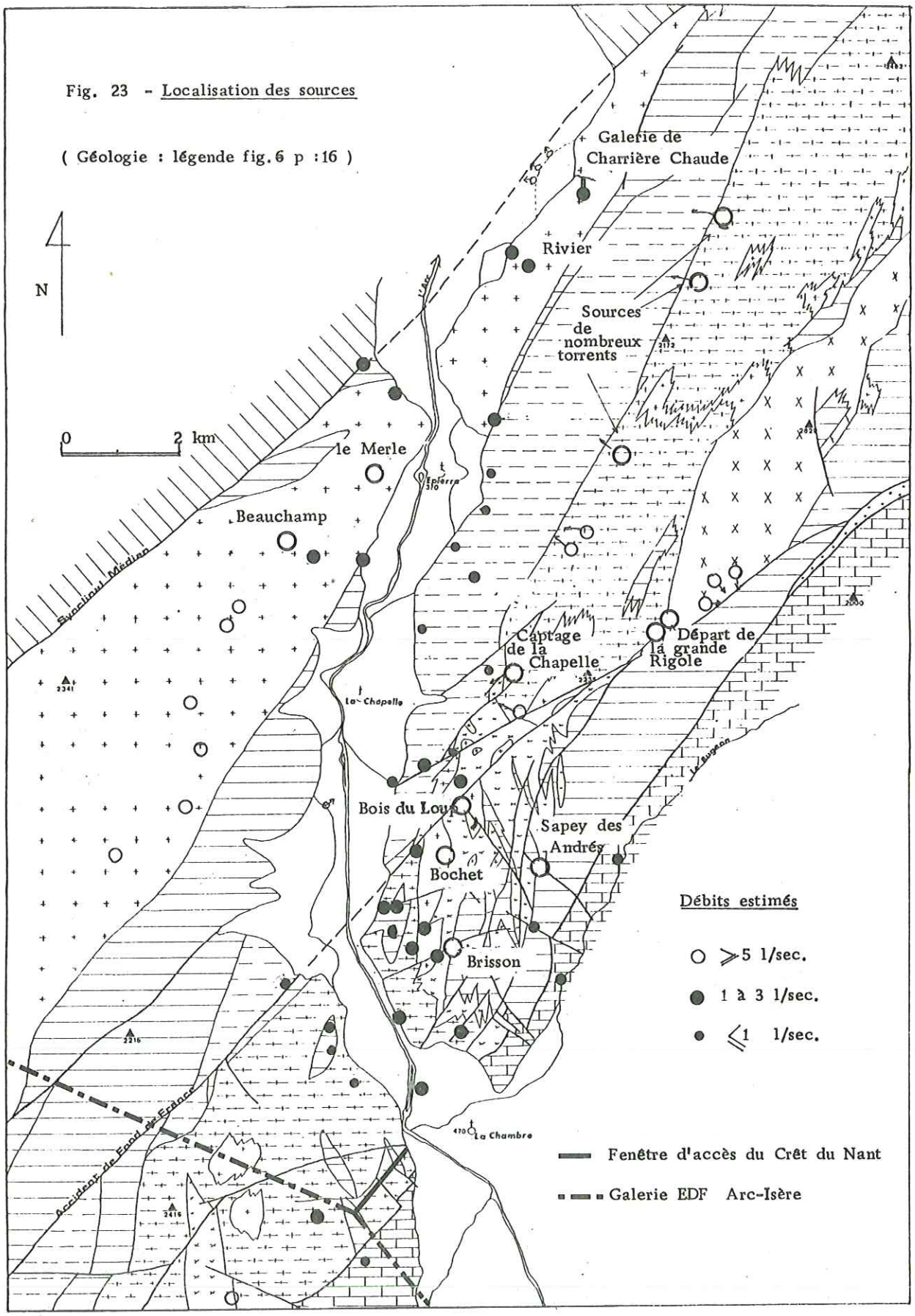


Fig. 23 - Localisation des sources
(Géologie : légende fig. 6 p : 16)
N
0 2 km
Galerie de Charrière Chaude
Rivier
Sources de nombreux torrents
le Merle
Beauchamp
Synclinal Médian
Captage de la Chapelle
Départ de la grande Rigole
Bois du Loup
Sapey des Andrés
Bochet
Brisson
Accident de Fond de France
Débits estimés
≥5 l/sec.
1 à 3 l/sec.
≤1 l/sec.
Fenêtre d'accès du Crêt du Nant
Galerie EDF Arc-Isère

Les terrains de couverture peuvent masquer des venues du substratum, si bien qu'une source apparemment liée à une moraine peut être une venue cachée d'eau provenant du substratum.

La détermination exacte de l'origine d'une source est,dans certains cas, ambiguë : des mélanges peuvent s'effectuer.

- Les sources du substratum

Les sources répertoriées sont positionnées sur la figure 23. Cet inventaire est incomplet en raison des difficultés d'accès rencontrées, et certaines sources ne sont pas connues.

La plupart sont captées pour leur bonne tenue à l'étiage et leurs bonnes caractéristiques physicochimiques.

I - 2. Les données de la galerie Arc-Isère

Les données recueillies dans cette galerie qui traverse le massif de Belledonne à l'altitude de 500 m, ont été mises à notre disposition par le service E.D.F. REAL (Chambéry).

Cette galerie fait partie de l'aménagement hydroélectrique Arc-Isère de Saint Etienne de Cuines (vallée de l'Arc) au Cheylas (vallée de l'Isère). Elle est actuellement en exploitation et donc noyée ; les eaux drainées autour de celle-ci sur les 7,5 km amont, sont captées et détournées vers l'Arc par la fenêtre d'accès du Crêt du Nant à Saint Etienne de Cuines.

Les informations recueillies pendant les travaux (1976 à 1978) sont regroupées sur la figure 24. Il s'agit d'observations faites par S. MENICUCCI et R. AUMAITRE (Géologues MINATOME) qui ont permis de localiser les principales venues; à partir des jaugeages effectués dans le canal d'exhaure des eaux de la galerie par les services E.D.F., nous avons pu calculer les débits spécifiques linéaires en litres/sec/m.

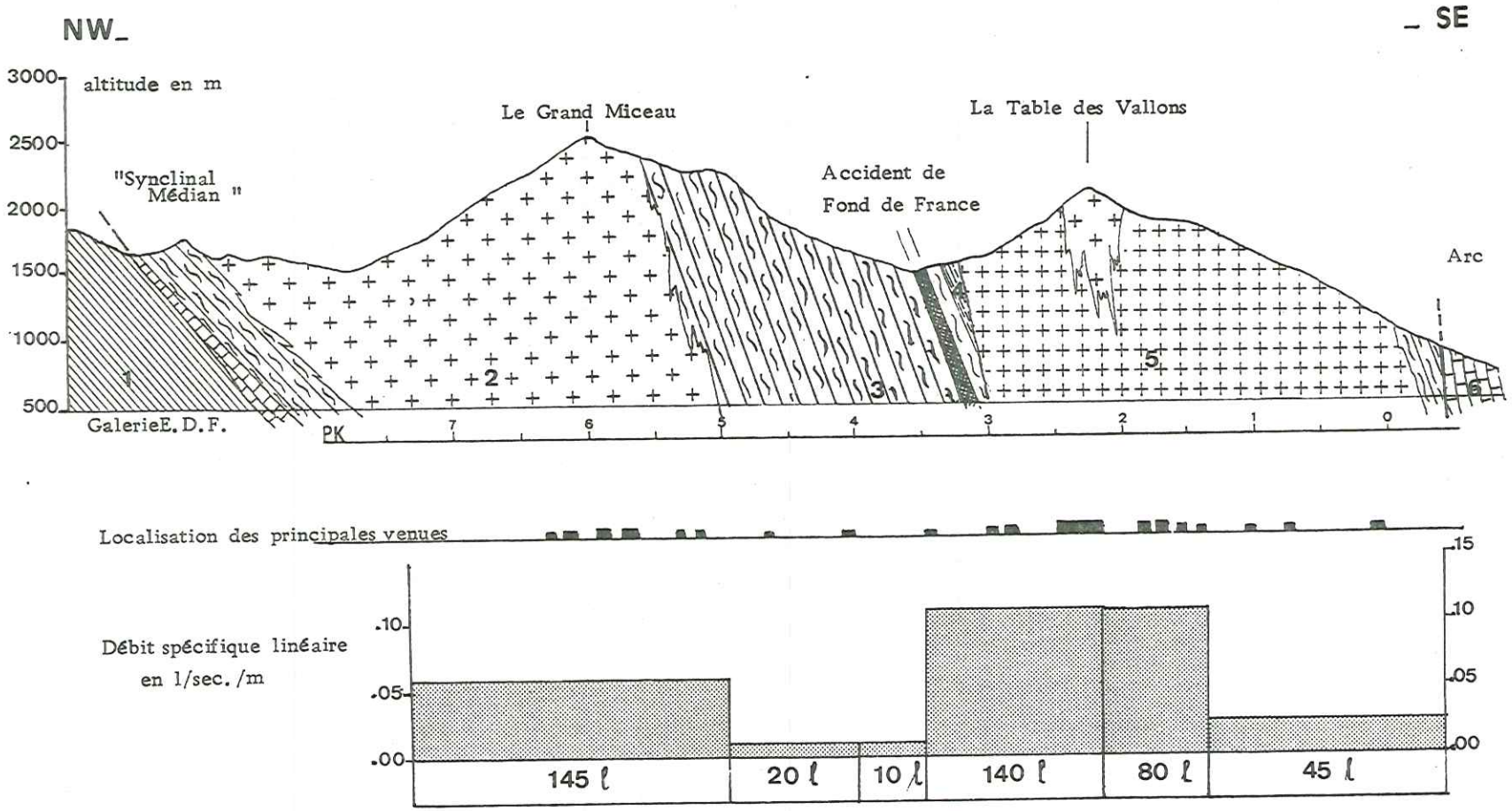
Les valeurs des débits portées sur la figure 24 ne sont que des ordres de grandeur car les venues sont localisées en certains points, et leurs débits varient au cours de l'année.

Les débits d'exhaure, fluctuant entre 250 et 500 l/sec, regroupent les eaux issues du complexe granitique de Saint Colomban, du granite des Sept Laux et des gneiss de Saint Rémy.

II - LE CONTEXTE LITHOLOGIQUE

Bien que les terrains cristallophylliens du substratum appartiennent aux milieux fissurés anisotropes, ils ne présentent pas tous les mêmes caractéristiques pétrographiques et structurales. Dans une première approche de l'hydrogéologie régionale, il paraît utile de confronter la lithologie et les venues d'eau associées à celle-ci.

Fig. 24 - Répartition des venues d'eau et des débits dans la galerie Arc-Isère (branche amont)



1 Série Satinée
2 Granite des Sept Laux
3 Séries gneissiques, amphiboliques, leptynitiques
4 Série Verte
5 Complexe orthogneissique de Saint Colomban
6 Couverture mésozoïque (Lias)

II - 1. Dans la galerie Arc-Isère

Les débits spécifiques linéaires sont les plus élevés dans le complexe de Saint Colomban et dans le granite des Sept Laux tandis que dans les séries schisteuses et gneissiques ils sont faibles.

Les débits d'exhaure proviennent pour 60 % du complexe de Saint Colomban et pour 30 % du granite des Sept Laux.

Les valeurs des débits spécifiques pour ces ensembles granitiques (0,055 et 0,11 l/sec/m) sont voisines de celles observées dans la galerie du Trient (massif du Mont Blanc) où les débits calculés par D. JAMIER (1975) étaient compris entre 0,12 et 0,15 l/sec/m., et de celle du tunnel routier du Mont Blanc qui est de 0,07 l/sec/m GUDEFIN H. (1967).

La profondeur des galeries par rapport à la surface joue probablement un rôle sur les possibilités d'infiltration ; les débits sont deux fois plus élevés dans la galerie du Trient creusée à 1000 m sous la surface que dans le tunnel du Mont Blanc creusé à 2000 m de profondeur. Les débits trouvés dans la galerie Arc-Isère qui est à 1500 m sous la topographie, sont intermédiaires entre ceux des deux autres galeries. Il apparaît que les débits spécifiques diminuent avec la profondeur dans ces roches granitiques, signifiant une diminution de la perméabilité.

Il convient de mentionner l'absence de venues d'eau dans les micaschistes de la Série Satinée (tronçon aval) où le débit aval s'est stabilisé à 20 l/sec sur 10 km.

II - 2. Les sources

L'étude de la répartition des sources confirme la faiblesse des circulations dans les séries cristallophylliennes schisteuses où les sources ont des débits faibles (inférieur à 1,5 l/sec). Ce sont le plus souvent des suintements de quelques litres par minutes (source de Tigny à la Chapelle).

On peut citer les sources du secteur des Hurtières, très nombreuses mais de faibles débits, inférieurs à 1 l/sec. La plupart sont d'ailleurs à rattacher aux petits aquifères des moraines très développées dans cette zone à substratum micaschisteux.

Par contre, dans les roches schisteuses, le réseau hydrographique est bien marqué, indice d'un ruissellement intense et d'une infiltration faible.

Les sources recensées dans les ensembles granito-gneissiques sont nombreuses et présentent, pour certaines, de très forts débits atteignant plusieurs dizaines de litres par seconde.

Ces sources se rencontrent :

- dans le granite des Sept Laux - Epierre : source du Merle, de Beauchamp, du Plan d'en Haut à Saint Léger, du Rivier à Argentine,... ;

- dans les granitoïdes de la Lauzière (secteur des Chavannes) source de Brisson , du Bochet, du Bois du Loup à la Chapelle, du Sapey des An-

drés à Montgellafrey, des sources de la Grande Rigole (col de Montjoie). Sur la seule commune des Chavannes de 5 km^2 de superficie, une dizaine de sources ont été recencées ;

- dans les orthogneiss de Montjoie : captage de la Chapelle situé à 1000 m. Un grand nombre de torrents prennent leur source dans ces granitoïdes anciens ;

- dans le complexe de Saint Colomban : le comportement hydraulique de ce massif a été perturbé par le creusement de la galerie Arc-Isère, si bien que de nombreuses sources ont tari. Des grosses sources existaient dans ces granitoïdes à l'image de l'ancien captage de Saint Etienne de Cuines qui avait un débit de 10 l/sec à l'étiage.

En surface, les circulations sont abondantes dans les roches granitiques et rares dans les séries schisteuses. Ces observations rejoignent celles effectuées sur les venues de la galerie Arc-Isère.

Dans cette région des Massifs Cristallins, les réserves en eaux et les circulations se localisent dans les granitoïdes. Cependant, ces circulations sont inégalement réparties, les galeries présentent par endroits des zones totalement sèches.

Par exemple,dans la galerie de Charrière Chaude à Argentine, creusée dans le granite d'Epierre, il n'existe aucune venue d'eau significative sur 400 mètres.

Les capacités aquifères des granitoïdes ne sont pas à rattacher à une perméabilité intrinsèque de la roche mais à une perméabilité liée à son état de fissuration.

Chaque famille de roche a un comportement hydraulique spécifique en liaison avec son mode de fissuration. Il en résulte que les séries schisteuses, plastiques sont faiblement aquifères alors que les granites, plus cassants, sont favorables à la constitution d'aquifère.

III - LES DIRECTIONS D'ECOULEMENT

III - 1. Observations

Dans la galerie Arc-Isère, les venues observées résultent de l'accumulation de nombreuses venues élémentaires débitant de l'ordre du litre par seconde selon des directions approximativement N 110 à N 130 E. Les fractures aquifères sont des failles en direction par rapport à l'axe de la galerie.

Au niveau de la fenêtre d'attaque du Crêt du Nant longue de 750 m, les directions de fractures drainantes sont N 100 à N 120 E.

Dans la galerie de la Pontière située à l'extrémité sud du massif de la Lauzière, (captage de la Chambre, 25 m de longueur), on observe une venue d'eau principale sur une fracture N 115 E subverticale à carbonates (5 cm). D'autres venues moins importantes se localisent sur des diaclases (N 80 à N 100 E) dans des monzosyénites très saines à structure

équante ; le débit de cette source a pu être estimé à 2 l/sec. Bien que ce captage soit situé dans un contexte où apparaissent morphologiquement des couloirs subméridiens, l'eau sort au niveau d'une fracture E-W.

Nous n'énumérons pas tous les exemples mais les sources se situent généralement sur des accidents transverses au massif, de direction N 110 à N 120 E environ, aussi bien dans le granite d'Epierre que dans les granites de Lauzière.

Les écoulements ne concernent pas uniquement les drains, mais aussi les fractures humides.Dans la galerie de Charrière Chaude à Argentine, les failles argileuses N 30 à N 60 E faiblement pentées vers l'Est sont souvent humides (goutte à goutte). De même, on a pu observer dans la galerie des Epellées aux Chavannes, des suintements sur des fractures subméridiennes colmatées par de l'argile.

Ces fractures, sans être le siège de circulations importantes, constituent des zones de percolation des eaux dans les massifs, elles interviennent donc au niveau de la porosité de ces milieux fissurés en ce sens que l'eau peut y être stockée. Bien que faible, cette porosité est néanmoins intéressante étant donné que les roches granitiques ont des porosités pratiquement nulles.

III - 2. Direction d'écoulement et fracturation

Dans l'étude de la fracturation, nous avions mis en évidence la présence de plusieurs familles de fractures et les avions rattachées aux différentes phases tectoniques.

Les directions N 100 à 130 E avaient été repérées sur photos aériennes et à l'affleurement. Ces fractures drainantes ont fonctionné en fractures de tension au cours des déformations alpines, elles sont subparallèles à la contrainte principale. Nous remarquons que la direction d'ouverture lors des déformations tectoniques est celle des drains et des circulations aquifères. De même, beaucoup de sources se situent sur des fractures tardives apparues sous faible surcharge qui ont réemprunté les directions N 100 à 120 E.

L'étude de la fracturation nous a permis de constater que ces fractures transverses correspondaient à des zones plus déformées qui semblent primordiales dans les circulations aquifères.

III - 3. Les couloirs aquifères

Dans la galerie Arc-Isère, les venues d'eau se sont localisées principalement entre :

- les PK 1,600 et 2,100 (complexe de Saint Colomban) ;
- les PK 5,700 et 6,300 (granite des Sept Laux).

Il n'existe pas que quelques fractures drainantes mais des couloirs très fracturés,sièges de nombreuses venues.

Cette notion de zone aquifère se retrouve également en surface et nous citerons deux exemples :

- les sources de Chavannes ;

Dans ce secteur, il existe un nombre important de sources (fig.25). Elles se regroupent dans une bande de direction N 110 E depuis la vallée de l'Arc jusqu'à l'altitude de 1100 mètres. L'étude hydrogéologique (variations des débits, variations physicochimiques) a montré l'indépendance des sources entre elles. Une autre zone de sources se situe plus au nord dans les Bois du Loup, elle regroupe quatre venues.

- les sources de la Grande Rigole situées au sud du col de Montjoie illustrent l'existence des ces zones aquifères ; en effet, les sources émergent en une quinzaine de points dans une bande de 200 mètres de large, de direction N 120 E. Leur débit total est de 10 à 40 l/sec.

Ces couloirs très fracturés semblent primordiaux pour la circulation d'eaux dans les massifs fissurés.

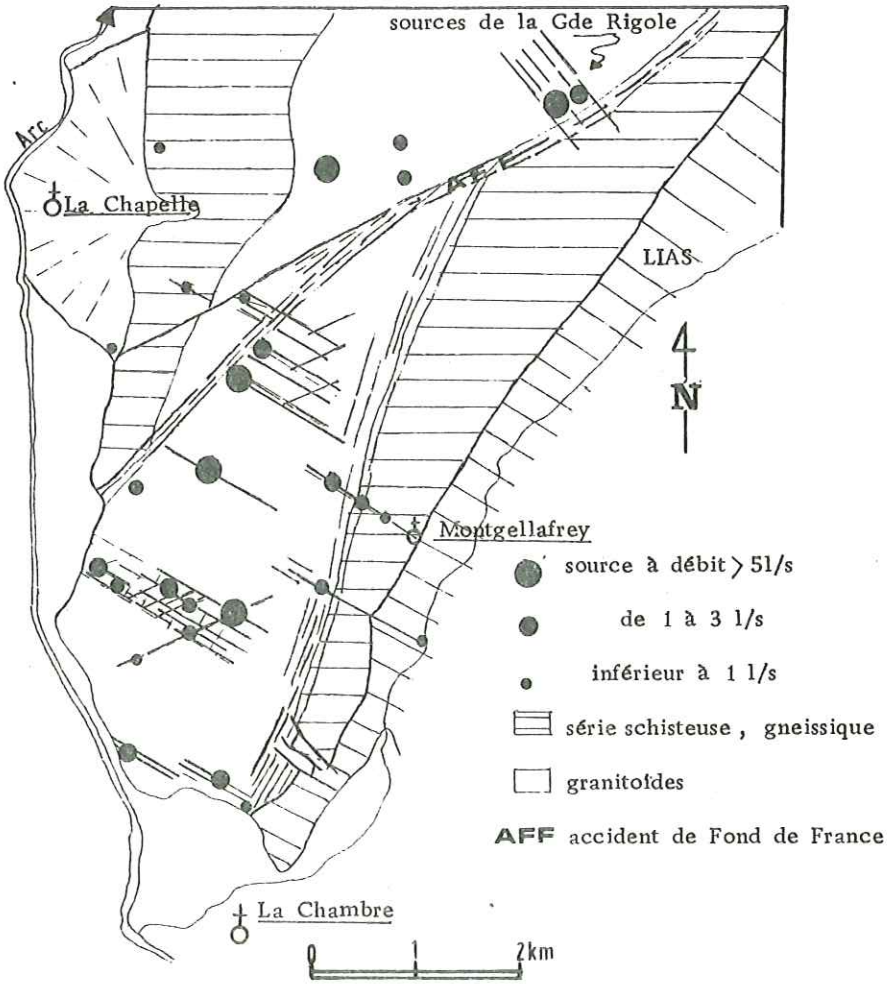


Fig. 25 - Direction d'écoulement . Couloir aquifère

Exemple des sources des Chavannes et de Montgellafrey

La notion de couloir aquifère caractérise bien les écoulements dans ces roches car l'eau circule dans les différentes fractures ou diaclases, nombreuses dans ces couloirs.

Il apparaît que l'intensité de la fracturation joue un rôle dans l'abondance des circulations. A ce propos, nous pouvons citer les travaux de D. JAMIER (1975) et ceux de B. GOURGAND (1983). Ces deux auteurs ont observé, respectivement dans la galerie du Trient (massif du Mont Blanc) et dans les galeries E.D.F. du massif du Rissiou, que les venues d'eau se localisaient dans les zones plus fracturées. La forte intensité de la fracturation tend à favoriser l'intercommunication entre les fissures qui permet une meilleure percolation des eaux dans les massifs.

En résumé, les circulations aquifères dans la région des Massifs Cristallins comprises entre Epierre et la Chambre se concentrent en général sur des fractures orientées N 110 à N 120 E : elles peuvent être ponctuelles en relation directe avec une fracture drainante, ou regroupées en plusieurs venues élémentaires dans des zones plus fracturées d'extension hectométrique.

IV - LES GRANDS ACCIDENTS

Il nous a paru intéressant de connaître le rôle hydrogéologique des grands accidents, discontinuités majeures, fortement exprimés dans la morphologie (accident de Fond de France, Synclinal Médian).

Dans la galerie Arc-Isère, les venues d'eau se sont avérées très faibles au niveau de ces accidents orientés N 50 E, tout comme en surface où les sources sont peu nombreuses et de faibles débits.

En pratique, les sources et circulations se localisent à l'intérieur des lentilles délimitées par ces accidents (fig. 26).

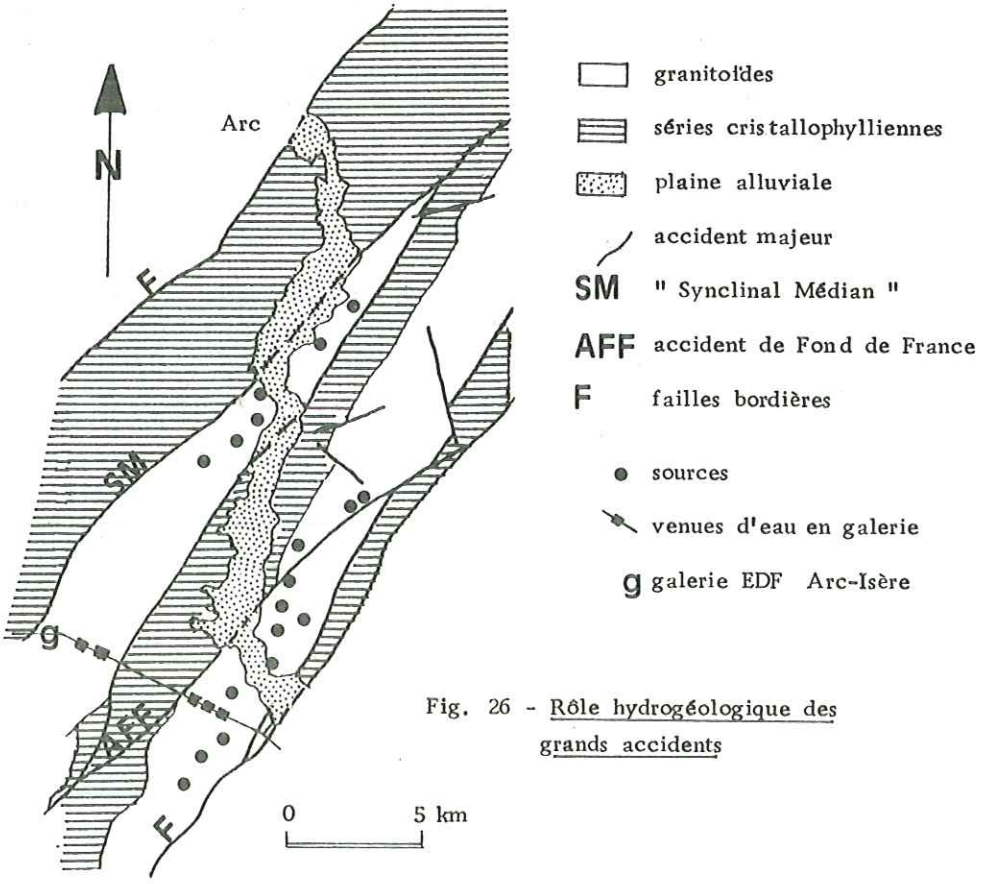


Fig. 26 - Rôle hydrogéologique des grands accidents

Dans le secteur sud de la Lauzière (Chavannes, Montgellafrey), nous remarquons également que les sources se situent dans les roches plus compétentes alors qu'elles sont absentes sur l'accident de Fond de France et dans les couloirs de monzosyénites très déformées au sud Est (fig. 25).

Contrairement à ce que l'on aurait pu penser, les grands accidents ne sont pas des directions drainantes. Plusieurs raisons peuvent être invoquées :

- ces grands accidents se superposent à des roches schisteuses facilement déformables, roches de perméabilité faible ;

- ces directions correspondent à la direction d'aplatissement lors des déformations tectoniques, ce qui explique que les fissures soient fermées ;

- ces fractures sont accompagnées d'une schistosité mylonitique et d'une déstabilisation minéralogique de la roche ; phénomènes de chloritisation (granite des Sept Laux) ou de blastomylonitisation sur l'accident de Fond de France (Cf Chapitre II). Il s'agit de déformations intimes de la roche nées au cours de contraintes pénétratives, qui modifient ses caractéristiques.

Les monzosyénites, sur l'accident de Fond de France, ont perdu leur structure équante sous l'effet de la cataclase : on y voit des reliques de feldspaths dans une matrice argileuse de broyats de minéraux.

Selon le degré d'évolution des mylonites, les écoulements seront plus ou moins importants. En effet, si dans notre secteur, ces accidents ne sont pas drainants, dans le massif du Mont Blanc (D. JAMIER, 1975), les filons de mylonites de direction NE - SW jouent un rôle primordial dans la conduction hydraulique. Ceci montre que pour prévoir le comportement des mylonites, il est indispensable de connaître le contexte géologique et la nature exacte de ces mylonites. Le terme de mylonites désigne en effet, au sens large toute roche broyée plus ou moins finement, brèche tectonique, mais au sens strict des pétrographes une roche d'origine tectonométamorphique. De plus, un état de contrainte subactuel du massif peut avoir tendance à réouvrir ces accidents permettant la circulation des eaux.

- sur ces accidents, on observe fréquemment un colmatage argileux qui est à mettre en relation avec les percolations très lentes dans les plans de schistosité conduisant à la néoformation d'argiles (suintements observés en galerie).

D'un point de vue hydrogéologique, les grands accidents de type Fond de France délimitent simplement des ensembles dont les capacités aquifères sont étroitement liées à leur organisation fissurale et à leur lithologie.

V - PHENOMENES DE DECOMPRESSION

Dans les roches cristallophylliennes, les fissures nombreuses ne peuvent emmagasiner de l'eau que si elles sont ouvertes. Comme nous venons de le décrire, cette ouverture peut être d'origine tectonique mais nous devons invoquer le rôle de la décompression dans la constitution de l'aquifère.

La décompression des milieux fissurés provient de phénomènes bien distincts. Tout d'abord, la roche est décomprimée à proximité de la surface , ceci peut être amplifié dans le cas de reliefs montagneux par des basculements de versants ou "poussée au vide".

Pendant les périodes glaciaires, les glaciers qui occupaient les vallées alpines ont pu déstabiliser ces massifs par les poussées qu'ils exerçaient à leur surface et par le relachement des contraintes lors du retrait.

Cet état de décompression se matérialise à l'affleurement par des fauchages dans les séries schisteuses, par des basculements dans les roches à structure équante. L'ensemble des fissures, joints, diaclases, est affecté; toutes les discontinuités ont tendance à s'ouvrir.

Cependant la décompression gravitaire, morphologique, ne suffit pas pour interpréter certaines dépressions fermées comblées par du matériel morainique, de petits écroulements qui pourraient être en partie liés à une tectonique subactuelle.

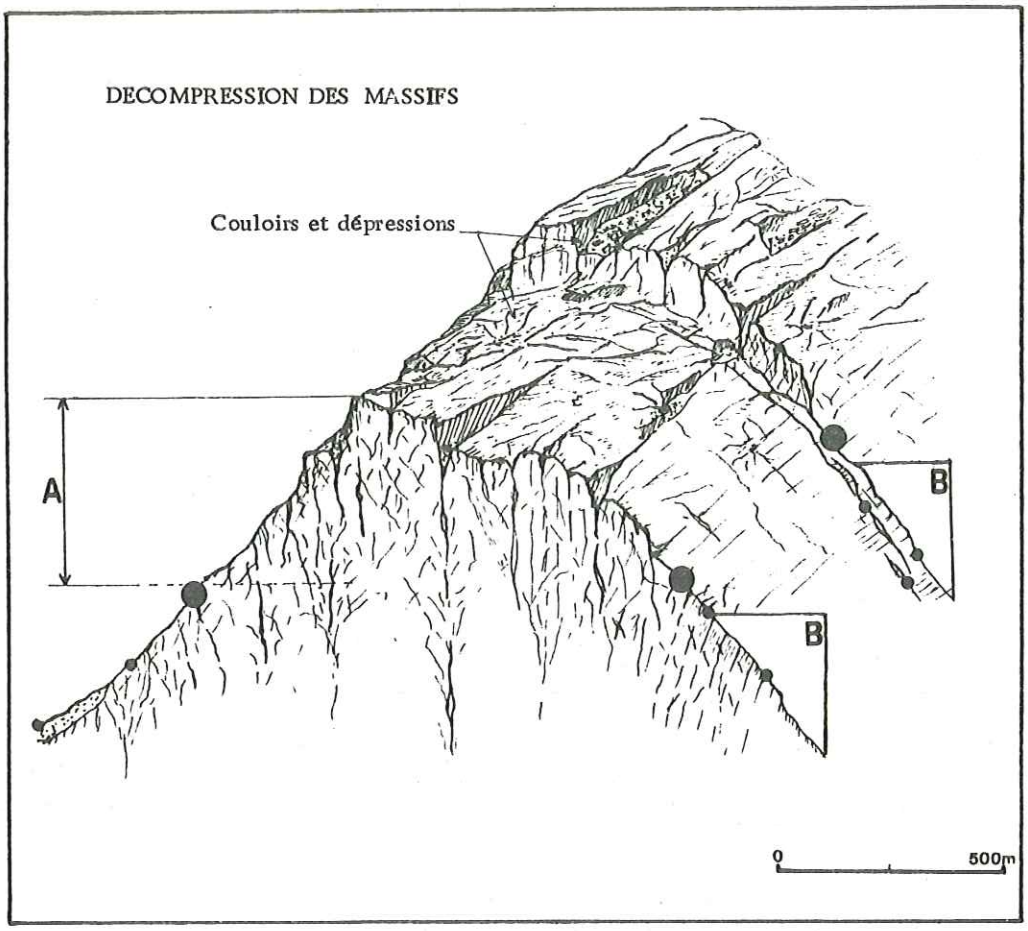
Des failles vivantes avaient été décrites par P. BORDET (1970) sur les crêtes des massifs de Belledonne dans la région des Grands Moulins. Cet auteur décrit à partir de photos prises d'avion, des systèmes de failles qui décalent des formations morainiques.

L'existence d'une tectonique "vivante" se manifeste par le soulèvement actuel des massifs cristallins externes chiffré à 1 mm par an, comme l'attestent les courbes de nivellements effectuées par J. FOURNIGUET (1977) dans la vallée de l'Arc. Ce soulèvement n'est pas uniforme ; des zones se soulèvent plus que d'autres. Il doit donc exister des mouvements relatifs entre blocs, réactivant d'anciennes fractures. Par ailleurs, nous pouvons mentionner l'existence d'une activité sismique dans la vallée de l'Arc, qui fut responsable de l'écroulement de la Chapelle au 15è siècle.

Pour notre part, les mouvements récents (quaternaires) doivent être pris en compte pour expliquer la déstabilisation des massifs cristallins.

INFLUENCE DE LA DECOMPRESSION SUR L'HYDROGEOLOGIE

Une esquisse de l'hydrogéologie du secteur des Chavannes - Montgellafrey est proposée en figure 27 ; elle tient compte d'un état de décompression très marqué du massif qui se signale par une morphologie particulière. Sur le plateau, on peut observer de nombreuses dépressions fermées, des couloirs d'effondrements (le Grand Pré, Roc Rouge), des écroulements décamètriques (Bois de l'Ours). Des sondages effectués lors de la prospection minière y ont rencontré jusqu'à 100 mètres de profondeur des fractures ouvertes.



A : Zone décomprimée

B : Drain ou " couloir aquifère"

● : Sources à débit >5l/s

● : Sources à débit <3l/s

Fig. 27 - Représentation schématique de la zone décomprimée et esquisse hydrogéologique

Les points d'eau et le ruissellement sont absents sur le plateau, les eaux s'infiltrent dans le massif à l'image de celles du lac de la Grande Lèchère qui, bien qu'alimenté par la Grande Rigole (10 l/sec), ne possède pas d'exutoire superficiel.

Les sources issues du massif apparaissent à mi-pente et au bas des versants où elles sont nombreuses. Les sources les plus hautes possèdent les plus forts débits (supérieur à 5 l/sec). Ce sont les sources de Brisson (5 à 16 l/sec), du Bochet, de la source du Bois du Loup (10 à 20 l/sec), qui draînent une grande partie de la zone décomprimée, tandis que les sources basses ont des débits plus faibles.

Cette limite, très hypothètique, ne correspond pas à un niveau de base mais à une diminution de la perméabilité en profondeur qui est à relier en partie à une moins grande ouverture des fissures.

Ce qui est important, c'est qu'il y ait une baisse brutale de la perméabilité à partir d'une certaine profondeur et non une variation linéaire qui rendrait l'ensemble homogène.

Des observations analogues peuvent être faites dans le granite des Sept Laux et dans les granitoïdes de Saint Colomban où les sources les plus importantes sont situées à mi-pente sur les versants (source du Merle et de Beauchamp à Saint Lèger).

La décompression qui affecte les parties hautes des massifs, favorise l'infiltration des eaux dans le massif et augmente les capacités d'emmagasinement de l'eau dans ces milieux fissurés. Les réserves d'eau ainsi constituées sur le haut de ces massifs pourraient alimenter les fissures aquifères plus profondes assurant une bonne tenue des débits à l'étiage des sources qui en sont issues.

La décompression dont l'existence n'est souvent ressentie qu'intuitivement joue un rôle primordial dans l'infiltration et l'accumulation de l'eau, les massifs cristallins offrent des exemples probants de sa réalité et de son importance.

VI - LE REMPLISSAGE DES FISSURES

La nature du remplissage de certaines familles de fractures est variée. Il s'agit de filons aplitiques, pegmatitiques contemporains de la granitisation type Sept Laux, de filons de quartz, de filons à carbonates (calcite, dolomie, ankérite,...), de brèches carbonatées et d'argiles.

Ces fractures constituaient donc des systèmes ouverts à une époque donnée, permettant la mise en place de ces remplissages. Ces phénomènes peuvent être actuels ; dans ce cas il y a colmatage de la fissure qui tend à diminuer la perméabilité du milieu.

Il peut se produire le processus inverse. En effet, on constate que les filons à carbonates, anciens, sont soumis à la dissolution par les eaux. Dans la galerie de la Pontière (La Chambre), l'eau émerge dans les monzosyénites sur une fracture à carbonates, qui est très affectée par la dissolution. Ceci apparaît nettement dans les analyses physicochimiques

des eaux circulant dans les roches cristallines riches en filons à carbonates. Dans le secteur des Chavannes, les teneurs élevées en bicarbonates des eaux de sources sont à relier aux nombreux filons de cette zone.

Cette dissolution engendre une plus grande perméabilité de la fracture par agrandissement du conduit drainant ; elle est en liaison avec les caractères agressifs ou incrustants des eaux vis à vis du remplissage.

CONCLUSION

La compréhension des écoulements des eaux dans les massifs cristallins nécessite la connaissance de nombreux paramètres : lithologie, fracturation, décompression, colmatage.

A propos de l'hydrogéologie du secteur de Basse Maurienne, nous pouvons formuler quelques conclusions :

- Les réserves en eau se localisent dans les granitoïdes alors que, dans les séries schisteuses, les réserves comme les circulations sont faibles.

- L'étude de la fracturation nous a permis de relier les directions drainantes aux directions de distension créées au cours des tectoniques cassantes (alpines).

Il s'avère que selon le mécanisme de déformation, les fractures peuvent avoir des propriétés hydrauliques très variables. L'analyse qualitative de la fracturation (observations à l'affleurement) est nécessaire et complète l'analyse photointerprétative qui permet de repérer des alignements morphostructuraux ainsi que de recaler les observations plus ponctuelles à l'échelle régionale.

- Il apparaît que les dernières déformations sont primordiales ; elles témoignent d'un niveau structural très superficiel et réempruntent la fracturation plus ancienne. Ce sont des fractures subverticales qui servent de drains.

- Les phénomènes de décompression, spécifiques aux massifs montagneux augmentent les capacités aquifères de ces milieux fissurés.

Tous ces phénomènes ont un rôle considérable dans les circulations aquifères à l'échelle du massif. Cependant, ils ne se superposent pas toujours et il est parfois difficile de dégager la cause exacte d'une venue d'eau. Ainsi, certaines fractures initialement fermées peuvent acquérir des caractères drainants à la suite d'une réouverture par décompression.

A l'hétérogénéité lithologique et structurale, s'ajoutent d'autres phénomènes tardifs qui vont accroître cette hétérogénéité, ou pourront modifier les propriétés hydrauliques initiales de certaines fractures acquises lors de leur génèse.

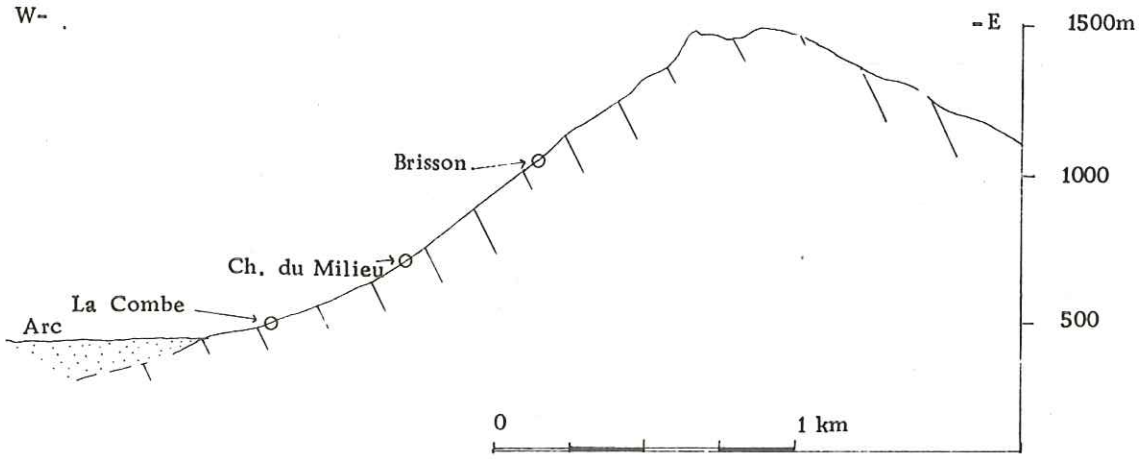
CHAPITRE III

HYDRODYNAMISME

Des jaugeages mensuels réalisés sur les sources des Chavannes en Maurienne permettent de donner un aperçu de l'hydrodynamisme de ces massifs cristallins. Trois sources situées sur un même versant ont été retenues. Il s'agit de :

- la source de Brisson (alt. 1050 m) ;
- la source des Chavannes du Milieu (alt. 710 m) ;
- la source de la Combe (alt. 520 m) ;

issues du substratum granitogneissique.



I - LES DEBITS

Les variations du débit de ces trois sources au cours de la période de janvier 1981 à décembre 1982 sont reportées sur l'hydrogramme (fig. 28).

La source de Brisson possède les débits les plus élevés entre 5 et 16 l/sec, tandis que ceux des sources de la Combe fluctuent entre 6 et 1 l/sec et des Chavannes du Milieu entre 3,5 et 1,25 l/sec.

Les débits furent maximaux au printemps 1981, et de décembre 1981 jusqu'au printemps 1982. Un tarissement succède à ces hautes eaux durant l'été.

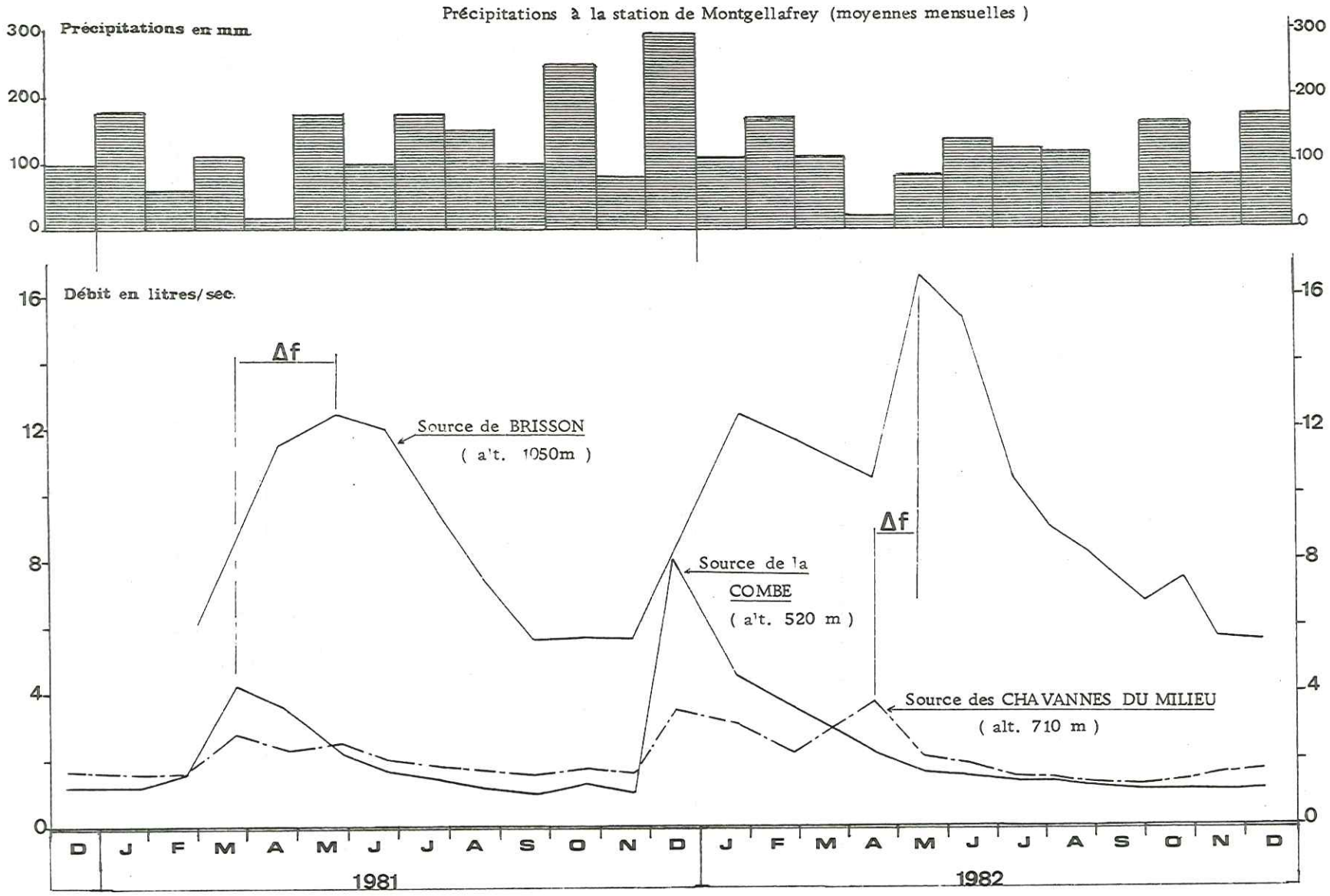


Fig. 28 - Hydrogramme des sources des Chavannes en Maurienne

En dehors du fait que ces débits sont différents, les hydrogrammes présentent une certaine disharmonie, nette pendant les hautes eaux.

II - DEBITS ET PRECIPITATIONS

Les précipitations mensuelles relevées à la station de Montgellafrey sont également reportées sur la figure 28 ; elles permettent de mesurer l'incidence des précipitations tombées sur ces pentes, sur le régime des sources.

On constate tout d'abord que les hautes eaux ne correspondent pas forcément à des périodes pluvieuses mais à la fusion nivale, c'est à dire à la fonte des neiges qui se sont accumulées sur le massif pendant l'hiver.

Le phénomène est très net pour la source de Brisson dont les débits ont été maximaux d'avril à juin (1981 et 1982) alors que les précipitations durant ces deux printemps étaient faibles. Le débit de 17 l/sec mesuré à cette source en mai 1982 était consécutif à la fusion du stock neigeux accumulé sur le plateau amont, de décembre à février.

Pour les sources à basse altitude, l'incidence de la fusion nivale est fonction de la rigueur de l'hiver. Elle ne s'est faite ressentir qu'en 1981 à la Combe.

Un décalage dans le temps s'observe entre les hautes eaux dues à la fusion nivale avec l'altitude croissante, entre celles de la Combe et de Brisson en 1981 ou entre celles des Chavannes du Milieu et de Brisson en 1982 (Δ f sur figure 28).

En décembre 1981, les débits très élevés mesurés à la source de la Combe sont contemporains de la période très pluvieuse de cette fin d'année. Ces précipitations, tombées sous forme de neige au dessus de 800 mètres ont eu une répercussion plus modeste sur les débits des sources hautes.

Le tarissement des sources se poursuit jusqu'à la fin de l'été et en automne. Or, pendant ces mois chauds, les précipitations sont loin d'être négligeables. De mai à septembre 1981, il est tombé 640 mm d'eau à la station de Montegellafrey, tout comme en 1982 avec 420 mm pour la même période... Mais ces pluies estivales sont en partie compensées par les phénomènes d'évapotranspiration. La quantité d'eau évaporée ou consommée par les végétaux a pu être estimée à 450 mm par an à basse altitude.

Les pluies estivales ne semblent jouer qu'un rôle minimum dans l'alimentation des sources de ce versant recouvert de forêt. Ce sont les précipitations tombées à l'automne et en hiver qui participent le plus à la recharge des aquifères ; la neige étant favorable à l'infiltration et l'évapotranspiration est faible pendant ces saisons froides.

A très haute altitude au dessus de 1500 mètres, où nous ne disposons pas de mesures de débits, le rôle de la fusion nivale sera encore plus accentué. Les étiages de haute altitude s'observent d'ailleurs l'hiver, les débits n'augmentent qu'à la suite de redoux ou lors de la fusion nivale de mai à juillet.

Il ressort que les variations observées sur le débit de ces sources sont en étroite relation avec les conditions hydroclimatiques régnant sur ce versant.

III - ETUDE DU TARISSEMENT

Par l'étude des courbes de tarissement, il est possible d'évaluer les caractéristiques hydrodynamiques des aquifères notamment par le calcul des coefficients de tarissement et du volume des réserves.

Ne disposant que de jaugeages mensuels, nous ne ferons que quelques observations sur ces courbes (fig. 29). De plus, il faudrait s'assurer que la recharge est faible au cours du tarissement.

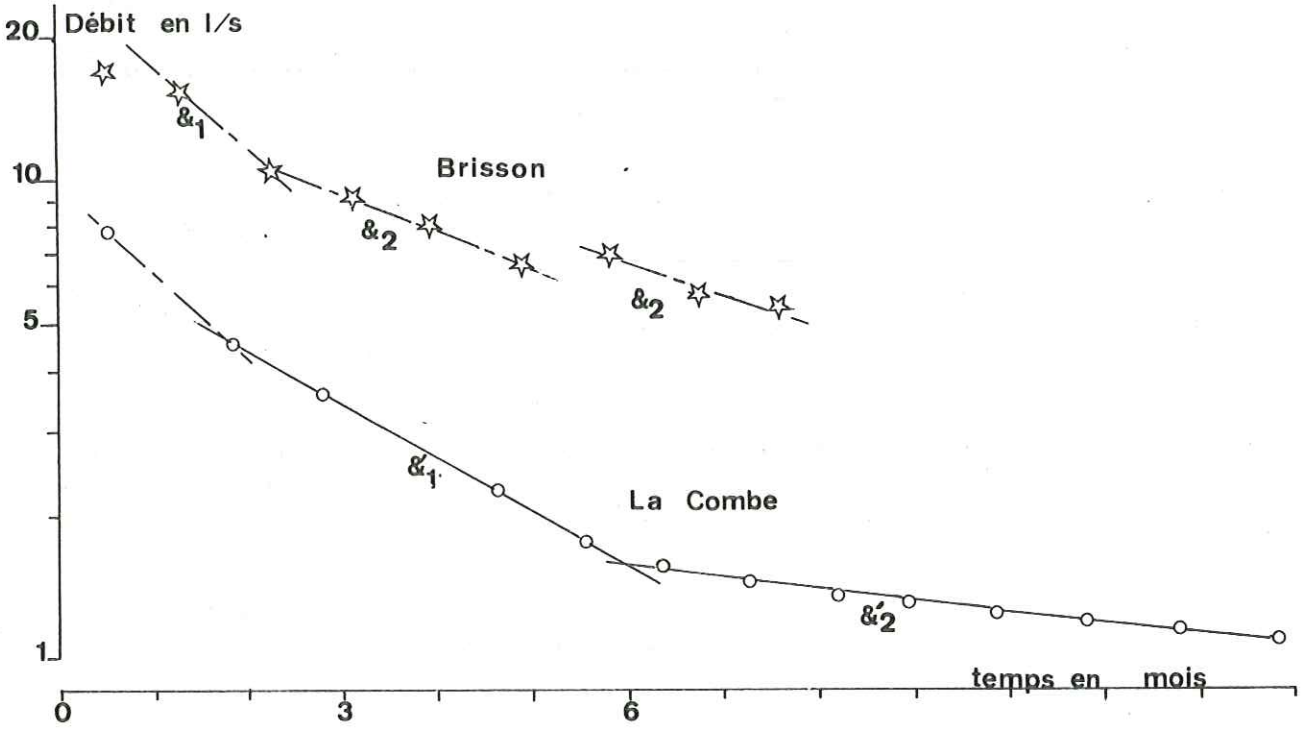


Fig. 29 - Courbes de tarissement des sources de Brisson et de la Combe
(& : coefficient de tarissement)

Ces courbes traduisent le mode d'alimentation des sources qui correspondent d'abord à une vidange rapide de fractures ouvertes (& 1) puis à l'écoulement de l'eau contenue dans les fissures des granito-gneiss (& 2).

Le tarissement de la source de Brisson est beaucoup plus marqué, dû à la vidange de la zone décomprimée que nous avons décrite dans le chapitre précédent. Les réserves y sont importantes mais la rétention y est plus faible, en raison de l'ouverture plus grande des fissures.

Quant à la source de la Combe, son débit se stabilise à 1 l/sec de juin à novembre. Pour cette source, nous devons admettre une dualité de son alimentation, une alimentation par le versant situé à l'amont de l'émergence et une alimentation profonde assurant une stabilité de son débit à l'étiage (fig. 30).

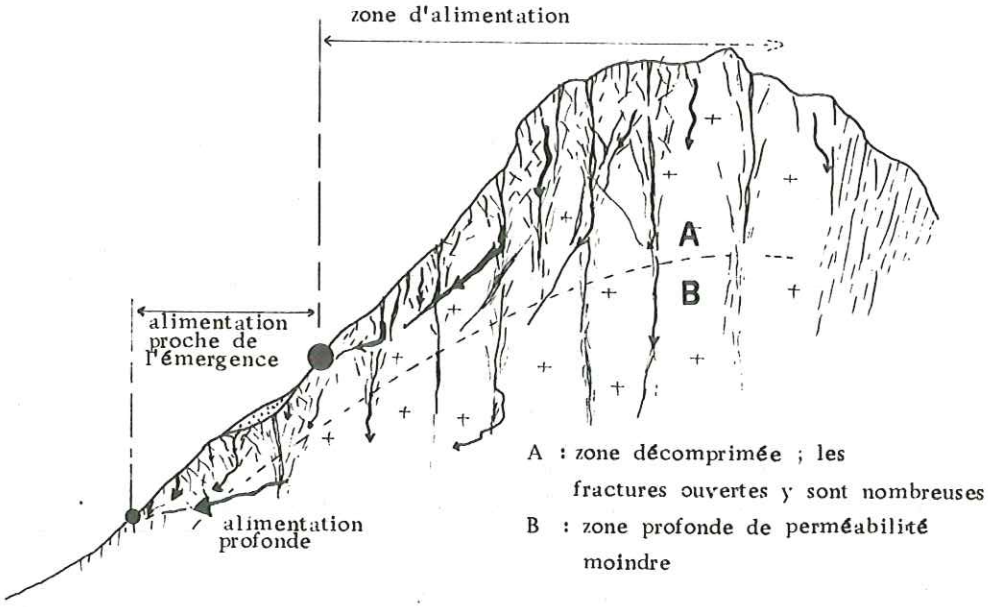


Fig. 30 - Mode d'alimentation des sources

Cette approche du tarissement des sources confirme que les réserves sont fortement amplifiées dans les parties décomprimées des massifs. Elle permet également de souligner l'hétérogénéité des écoulements dans ces milieux fissurés , où coexistent des circulations rapides avec des circulations lentes.

IV - ECOULEMENTS DANS LES MILIEUX FISSURES - INDEPENDANCE DES SYSTEMES AQUIFERES

Si chaque source possède une zone d'alimentation propre, il est toutefois possible de définir l'existence de "nappes" au sein des systèmes ou couloirs aquifères définis dans le chapitre précédent.

En effet, lors du creusement de la galerie Arc-Isère à l'altitude 500 m, des sources ont été assèchées comme la source de l'Arche à 1000 m d'alt. située à l'aplomb de fortes venues dans la galerie (fig. 31). Il y a eu vidange des eaux circulant dans cette zone aquifère.

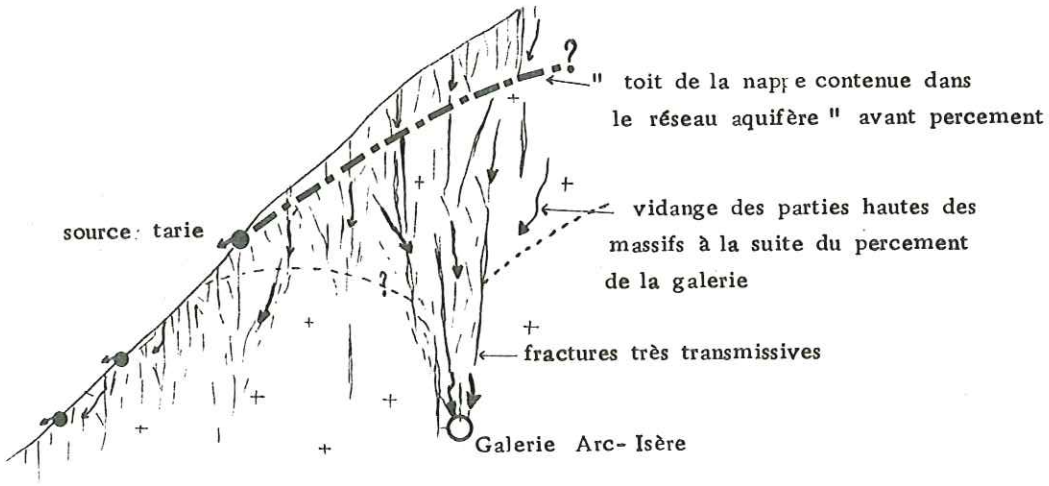


Fig. 31 - Tarissement des sources au cours du percement de la galerie Arc-Isère

Les sources apparaissent comme les trop pleins ou les exutoires des nappes définies dans ces couloirs tectonisés, alimentés par les zones hautes, décomprimées, favorables à l'infiltration.

La source du Bochet, située à 1000 m d'altitude à la limite entre la commune des Chavannes et de la Chapelle, est tout à fait caractéristique des sources de trop plein. En mai 1982, période de fusion nivale, les venues abondantes se situaient à 1000 mètres d'altitude, alors qu'à l'étiage d'octobre, elles avaient totalement disparu à cette altitude et émergeaient plus bas à 850 m (fig. 32).

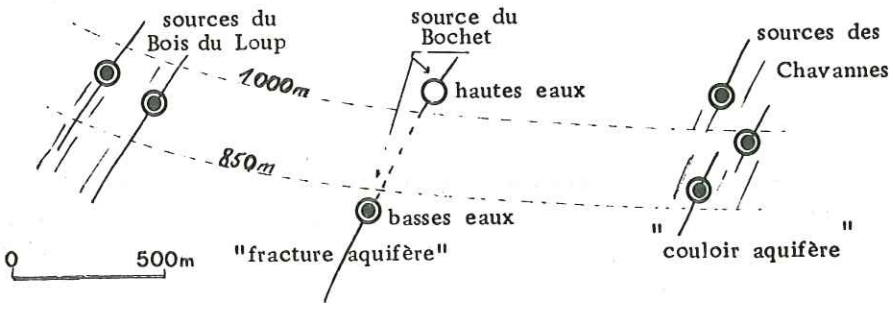


Fig. 32 - Schéma montrant l'indépendance des systèmes aquifères

Ce comportement n'a pas été observé pour les sources de Brisson a des sources du Bois du Loup situées sur ce même versant aux mêmes altitudes (1050 m), ce qui traduit l'indépendance des systèmes aquifères entre eux.

V - CONCLUSIONS

L'étude du régime des sources permet de dégager quelques caractéristiques quant aux modes de circulation des eaux dans les massifs cristallins de Basse Maurienne.

- Les zones hautes des massifs où affleurent le plus souvent les roches compétentes à fracturation ouverte constituent les lieux d'infiltration privilégiés des eaux.

Les conditions climatiques à haute altitude sont favorables à l'infiltration du fait du stockage de la neige, de la faiblesse de l'évapotranspiration (sublimation), de l'abondance des précipitations (2000 mm).

Les forts débits trouvés dans la galerie Arc-Isère se situent sous les parties hautes des massifs. Leur interprétation doit tenir compte de cette infiltration particulièrement élevée sur les sommets.

- Le régime des sources est fortement influencé par les conditions hydroclimatiques de cette région au cours d'un cycle annuel.

- Les écoulements dénotent l'existence de "nappes" verticales indépendantes entre elles, qui correspondent soit aux couloirs aquifères, soit à des fractures aquifères.

- L'organisation des circulations au sein de chaque système comporte des fractures à vidange rapide et des fissures ou microfissures plus propices à la rétention de l'eau, ces fractures à vidange rapide étant plus nombreuses dans les zones hautes décomprimées où se situent la majeure partie des réserves en eau qui alimentent les fissures et fractures aquifères plus profondes des massifs.

CHAPITRE IV

CARACTÉRISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES DES EAUX SUPERFICIELLES

Les eaux superficielles concernent les eaux des sources situées sur les pentes des massifs et les venues dans les galeries.

Leur circulation se fait depuis la surface où les eaux traversent le sol, les formations superficielles vers les zones plus profondes des massifs par un processus per descensum. Elles s'opposent ainsi aux eaux thermales, à circulation per ascensum, qui proviennent des parties profondes des massifs.

Dans ce chapitre, nous allons donner les caractéristiques physico-chimiques de ces eaux superficielles, puis nous aborderons les phénomènes responsables de la minéralisation des eaux, à partir des mesures effectuées sur les sources et sur les venues dans la galerie E.D.F. Arc-Isère. D'autres considérations géochimiques sont développées dans la troisième partie de ce mémoire, en relation avec l'uranium.

I - ETUDE DES SOURCES

Comme dans le chapitre II, seules les sources issues du substratum ont été retenues, leurs localisations sont reportées en figure 33.

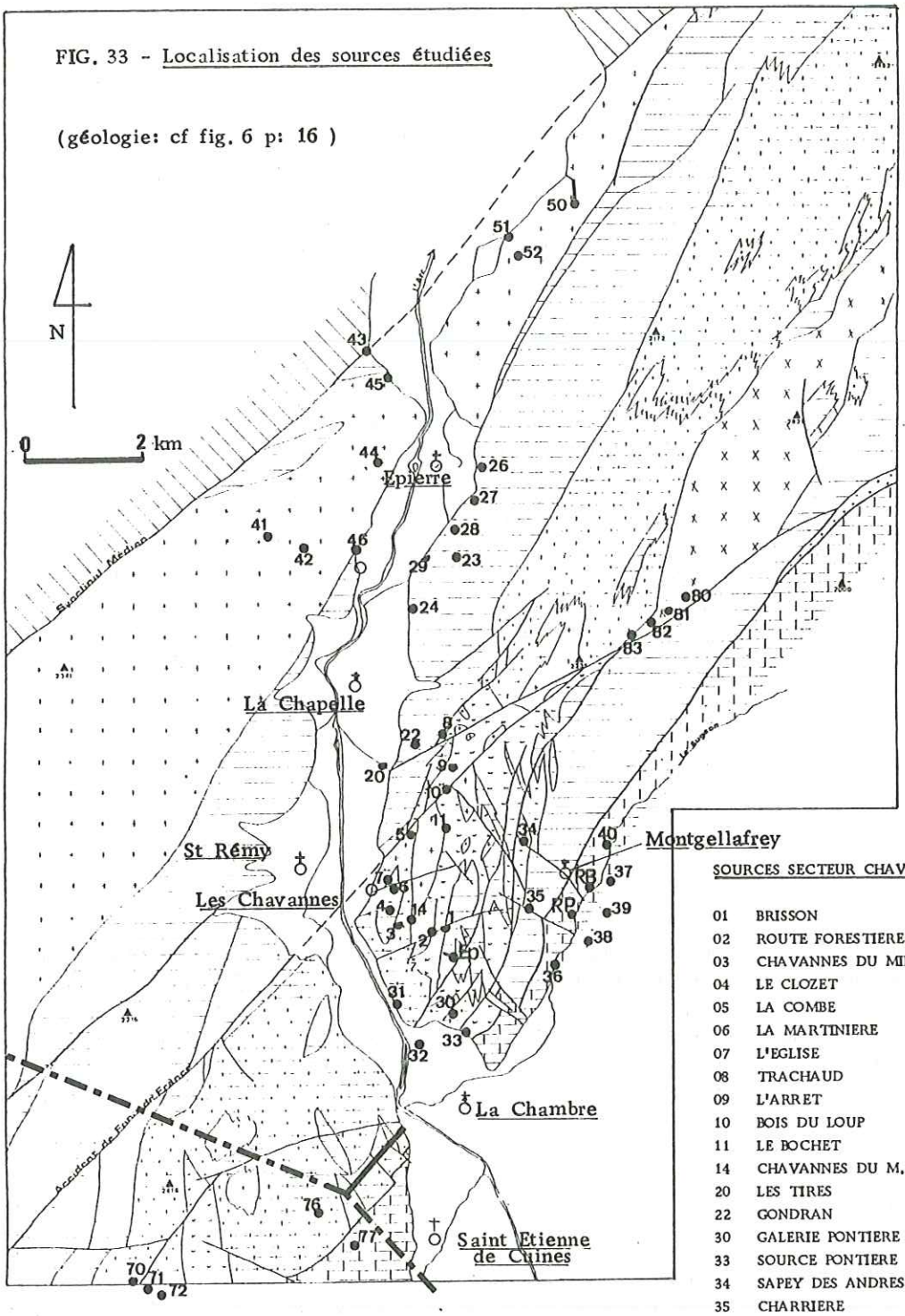
L'approche des caractéristiques physico-chimiques a comporté des mesures sur le terrain (température, conductivité, pH, O_2 dissous, CO_2 dissous), ainsi qu' un échantillonage des eaux pour les analyses effectuées en laboratoire.

I - 1. La température

Avant leur infiltration dans les terrains, la température des eaux correspond à celle des eaux météoriques (température de l'air au lieu considéré), puis les eaux auront tendance à se mettre en équilibre thermique avec les roches traversées. Comme la température moyenne de l'air diminue avec l'altitude croissante, il existe une relation entre la température des sources et l'altitude des émergences (fig. 34).

FIG. 33 - Localisation des sources étudiées

(géologie: cf fig. 6 p: 16)



SOURCES SECTEUR CHAVANNES-MONTGELLAFREY

01	BRISSON
02	ROUTE FORESTIERE
03	CHAVANNES DU MILIEU
04	LE CLOZET
05	LA COMBE
06	LA MARTINIERE
07	L'EGLISE
08	TRACHAUD
09	L'ARRET
10	BOIS DU LOUP
11	LE BOCHET
14	CHAVANNES DU M. Amont
20	LES TIRES
22	GONDRAN
30	GALERIE PONTIERE
33	SOURCE PONTIERE
34	SAPEY DES ANDRES
35	CHARRIERE
EP	GALERIE EPELLEES

SOURCES DU GRANITE D'EPIERRE

41	BEAUCHAMP BAS
42	BEAUCHAMP HAUT
44	LE MERLE
45	CORBIERE USINE
46	PLAN D'EN HAUT
50	GALERIE DE CHARRIERE CHAUDE
51	LE RIVIER BAS
52	LE RIVIER HAUT

SOURCES DE LA SERIE VERTE

23	LES COTES
24	LAVOIR DE TIGNY
26	LA PERRIERE
27	LE TARDY
28	LE COLOMBET
29	LA FABRIQUE

SOURCES DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE

32	LAVOIR LA CHAMBRE
36	NOTRE DAME DU CRUET
37	L'ECHAILLON
38	MONTAILLER
39	MONTOUDRAS
40	COVATIERES
RB	RUISSEAU LE BE
RP	RUISSEAU PLANCHAMP
43	CORBIERE (Synclinal Médian)

SOURCES DE HAUTE ALTITUDE

80	ROC ROUGE
81	GRANDE RIGOLE
82	GRANDE RIGOLE
83	ROCHER DU VIEUX
70	COMBE DU MERLET
71	"
72	"
76	VACHERET
77	LES COTES

Galerie EDF Arc - Isère Fenêtre d'accès du Crêt du Nant

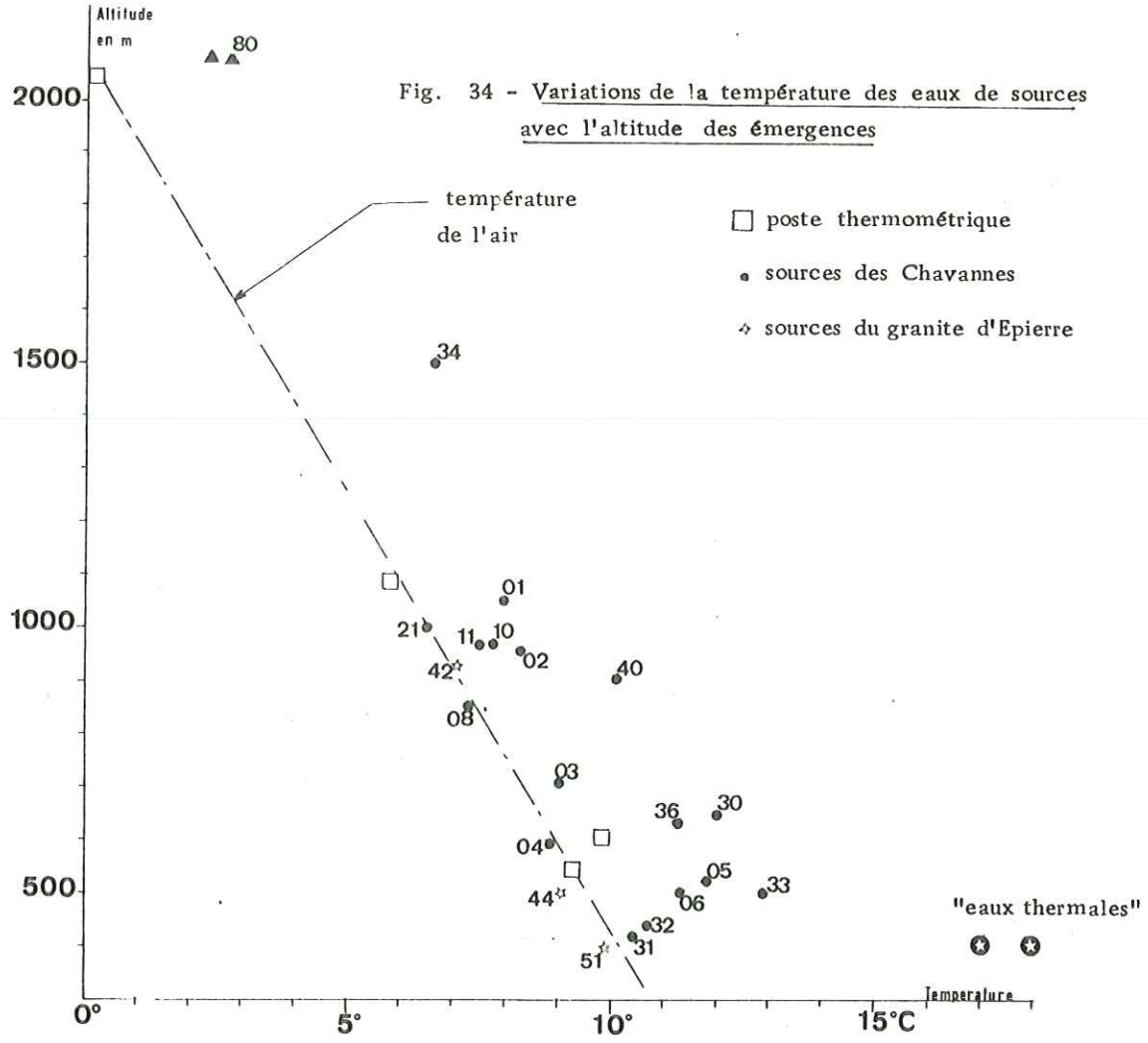


Fig. 34 - Variations de la température des eaux de sources avec l'altitude des émergences

Il apparaît sur ce diagramme que la température des eaux des sources diminue avec l'altitude.

Si certaines sources ont des températures proches de la température de l'air, d'autres sont plus chaudes. Ce sont les sources de la Combe (05), de la Martinière (06) sur la commune des Chavannes et des sources émergeant à proximité du contact bordier (30, 33, 36, 40).

Plusieurs raisons peuvent être invoquées pour expliquer ces anomalies :

- La présence d'une activité thermale dans la vallée de l'Arc. Un flux de chaleur accompagne généralement les venues thermominérales. Cette hypothèse peut être retenue pour les sources de la Combe et de la Martinière situées à proximité des sources chaudes des Chavannes et de la Chapelle.

- Ces sources, plus chaudes, se situent des zones où les circulations sont faibles. Il n'y a donc pas refroidissement des roches encaissantes par des eaux froides. La température est souvent fonction de la perméabilité environnante d'un secteur.

- Les températures élevées des sources sur le contact bordier peuvent être dues aux très fortes concentrations en radon rencontrées dans ces sources (33, 30) ou aux éléments radioactifs (K des monzosyénites ; U, Th,... des minéralisations uranifères et des granitoïdes) qui lors de leur désintégration libèrent de la chaleur.

Tableau VI - Composition chimique des eaux issues du granite d'Epierre.

N°	Dénomination	Alt en m	T °C	pH	C µs/cm	Teneurs en mg/l							r en meq	
						HCO_3^-	SO_4^{--}	Cl^-	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^+	K^+	$r\frac{HCO_3^-}{SO_4^{--}}$	$r\frac{Ca^{++}}{Mg^{++}}$
41	Beauchamp (Bas)	750	8,5	7,9	84,5	37	11	0,5	13	1,0	2,4	1,2	2,7	8,5
42	Beauchamp (Haut)	930	7,05	7,7	82	40,5	6,5	0,6	12	1,0	3,4	1,1	5,1	7,7
44	Le Merle	500	9,0	7,6	109	51	12,5	0,85	16	2,2	4,0	2,1	3,2	4,4
45	Corbière	390	9,8	7,9	246	77	61	0,9	42	3,8	4,5	1,8	1,0	6,6
46	Plan d'en Haut	400	9,2	/	128	62	18	0,6	21,6	1,2	3,2	3,6	2,7	10,8
50	Charrière Chaude	520	11,5	7,75	249	116,5	38,5	0,7	45	3,0	4,0	5,3	2,4	9,4
51	Rivier (Bas)	396	11,3	8,0	210	99	30	0,95	37	3,2	4,1	3,3	2,6	4,8
52	Rivier (Haut)	490	10,3	7,7	188	90	24	0,85	32	2,9	3,9	2,8	3	6,6

Tableau VII - Composition chimique des eaux issues de la Série Verte

N°	Dénomination	Alt m	T °C	pH	C en µs/cm	Teneurs en mg/l							r en méq	
						HCO_3^{--}	SO_4^{--}	Cl^-	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^+	K^+	$r\frac{HCO_3^-}{rSO_4^{--}}$	$r\frac{Ca^{++}}{Mg^{++}}$
23	Les Côtes	690	(9,0)	7,65	297	109	70	1,5	52	5,1	4,5	5,5	1,24	6,2
24	Lavoir de Tigny	460	(11,5)	7,7	294	121	59	1,3	51	5,1	6,7	4,5	1,6	5,6
26	La Perrière	490	10,0	7,65	400	91	150	1,5	71,5	7,0	6,1	5,5	0,48	6,2
27	Le Tardy	470	9,9	7,7	220	52,5	62	0,55	29,7	6,3	6,0	4,2	0,66	2,9
28	Le Colombet	450	9,5	7,85	238	84	52	2,5	39,3	3,6	5,1	3,5	1,3	6,5
29	La Fabrique	410	9,3	7,1	307	135	58	1,3	55,7	9,5	5,3	4,4	1,6	3,56

- Un ensoleillement plus prononcé sur les versants sud pourrait intervenir également.

Bien que la température soit un paramètre difficile à interpréter, il ressort que certaines sources situées dans le secteur sud de la Lauzière (Chavannes, Montgellafrey) présentent des températures plus élevées que la normale. La température des eaux apporte d'utiles renseignements sur les conditions de circulations des eaux superficielles.

I - 2. Types d'eaux rencontrées

Dans ce paragraphe, nous allons présenter les faciès chimiques des eaux rencontrées dans les formations géologiques du rameau interne et de la couverture sédimentaire.

I - 2. a) Les sources du granite d'Epierre (tableau VI)

Elles présentent toutes des débits supérieurs à 1 l/sec ; certaines sont même remarquables avec des débits supérieurs à 5 l/sec (source du Merle).

Leurs caractéristiques physico-chimiques sont regroupées dans le tableau VI.

La conductivité varie entre 80 µs/cm pour la source de Beauchamp, située la plus haute en altitude, à 250 µs/cm pour la source de Corbière et pour les eaux de la galerie de Charrière Chaude. La conductivité maximale mesurée fut de 270 µs/cm, valeur mesurée en février 1982 à la venue dans la galerie de Charrière Chaude, tandis que les valeurs minimales dans ce granite correspondant aux eaux très peu minéralisées de haute altitude (C = 20 µs/cm).

Elles sont du type bicarbonaté calcique, sulfaté

$r\ HCO_3 > r\ SO_4 > r\ Cl$; $r\ Ca > r\ Mg > r\ Na > r\ K$.

Les sulfates peuvent devenir prédominants comme dans les eaux de la source de Corbière $\left(r \frac{HCO_3}{r\ SO_4} > 1 \right)$.

I - 2. b) Les sources des séries schisteuses et gneissiques (tableau VII)

Seules quelques sources ont été retenues comme caractéristiques de ces ensembles schisteux. Ces sources, de débit faible, se confondent avec celles en relation avec de petits aquifères morainiques.

Les émergences considérées se situent dans la Série Verte, entre la Chapelle et Epierre, en rive droite de l'Arc.

Leurs conductivités sont supérieures à celles des eaux du granite d'Epierre et comprises entre 220 et 400 µs/cm.

Tableau VIII - Composition chimique des eaux issues des granitoïdes du secteur des Chavannes-Montgellafrey

						Teneurs exprimées en mg/l							r en méq	
N°	Dénomination	Alt.m	T°C	pH	C en µs/cm	HCO_3^-	SO_4^{--}	Cl^-	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^+	K^+	$r\frac{HCO_3^-}{SO_4^{--}}$	$r\frac{Ca^{++}}{Mg^{++}}$
01	Brisson	1050	8,0	7,85	254	142	23	1,00	44	6,6	3,9	5,9	4,8	4,1
02	Route Forestière	950	8,9	8,1	251	138	21,5	1,2	44	5,1	4,0	5,8	5,0	5,2
03	Chavannes du Milieu	710	9,6	7,5	317	178	31,5	1,3	55	6,8	4,6	7,9	4,45	4,9
04	Clozet	590	9,7	7,55	323	189	30,5	1,05	59	7,3	4,7	6,3	4,9	4,9
05	La Combe	520	12,1	7,55	322	165	40	1,9	52,5	7,0	5,7	9,25	3,25	4,6
06	La Martinière	500	11,9	7,8	300	150	40	1,05	47	7,3	5,4	9,8	2,95	3,9
07	L'Eglise	480	12,3	7,8	298	149	40,5	1,4	47	7,0	5,4	9,7	2,9	4,0
08	Trachaud	850	7,7	7,7	191	95	20,5	1,3	33	3,4	3,3	5,6	3,6	5,9
09	L'Arrêt	950	7,6	8,0	253	138	21	1,4	44	4,6	3,7	6,4	5,2	5,8
10	Bois du Loup	970	7,7	8,0	232	107	31,5	1,05	37	5,3	4,6	6,6	2,7	4,2
11	Le Bochet	940	7,3	7,95	216	106	28,5	1,2	38,5	5,6	4,8	7,05	2,95	4,2
14	Chavannes du M. amont	800	9,05	7,95	274,5	143	31,5	0,85	48	4,9	4,5	7,3	3,55	6,0
20	Les Tires	400	10,7	7,85	241	102	38	3,5	41	2,9	6	5,7	2,1	8,5
22	Gondran	600	8,8	7,85	201	106	20	1,5	37	2,7	3,5	5,6	4,2	8,4
30	Galerie Pontière	650	12,05	7,8	327	186	28	1,0	54	9,3	4,6	7,5	5,25	3,5
31	Fontaine des Pèlerins	430	10,7	7,8	263	145	21	1,2	47	4,4	4,8	6,3	5,45	6,5
33	Source Pontière	500	13,4	7,7	626	229	177,5	1,2	99	16	6,4	10	1,0	2,3
34	Sapey des Andrés	1500	6,6	8,0	169	107	2,6	0,5	32	2,2	2,5	4,1	31,5	8,9
35	Charrière	1210	8,10	7,6	294	176	10	0,8	52,5	4,9	4,5	7,25	14	6,5
Ep	Galerie Epellée entrée	1180	/	/	326	221	15,5	0,5	46	14,8	4,35	4,6	11,2	1,91
Ep	Galerie Epellée Fond	1180	/	8,1	314	192	10	0,8	51	11,9	5,0	5,7	15	2,59

Le rapport $r \frac{HCO_3}{SO_4}$ est voisin de 1, parfois inférieur comme à la source de la Perrière où il est égal à 0,48.

Deux faciès peuvent être distingués :

un faciès bicarbonaté calcique : (source des Côtes)

$r\ HCO_3 > r\ SO_4 > r\ Cl$ et $r\ Ca > r\ Mg > r\ Na > r\ K$

et un faciès sulfaté calcique : (source de la Perrière)

$r\ SO_4 > r\ HCO_3 > r\ Cl$ et $r\ Ca > r\ Mg > r\ Na > r\ K$.

On peut retenir que les sulfates sont nombreux dans les eaux de ces roches schisteuses, riches en pyrite et faiblement aquifères.

I - 2. c) Les eaux du secteur Chavannes - Montgellafrey (tableau VIII)

Les sources considérées se situent au sud de l'accident de Fond de France, dans les granitoïdes de la Lauzière. Leurs débits sont supérieurs au l/sec, sauf pour les deux venues d'eau recueillies dans la galerie des Epellées qui sont des suintements inférieurs au litre/minute.

Le tableau VIII regroupe des analyses types de chacune de ces sources.

Ces eaux sont bicarbonatées calciques et magnésiennes, avec des rapports $(r \frac{HCO_3}{SO_4})$ compris entre 2,1 et 15 environ. Quelques valeurs divergent cependant, comme pour les eaux de la source du Sapey (34) située à 1500 mètres d'altitude ou pour la source de la Pontière qui présente une forte minéralisation et un caractère plus sulfaté $(r \frac{HCO_3}{SO_4} = 1)$.

Nous pouvons constater que les eaux de ce secteur sont plus minéralisées que les eaux du granite d'Epierre. Ceci amène déjà à formuler quelques réflexions sur la minéralisation des eaux à propos du rôle du contexte lithologique que nous développerons dans le paragraphe suivant.

I - 2. d) Les eaux de la couverture sédimentaire

Plusieurs sources ont été visitées, de part et d'autre du ruisseau du Bugeon, ainsi que la source de Corbière située au niveau du "Synclinal Médian".

Les résultats, regroupés dans le tableau IX, révèlent tout d'abord les très fortes minéralisations de ces eaux qui ont des conductivités de l'ordre de 1000 µs/cm.

Elles sont soit sulfatées pour celles ayant lessivé les gypses triasiques, soit bicarbonatées calciques (source de Montailler dans le lias).

Tableau IX - Composition chimique des eaux issues de la couverture sédimentaire

N	Dénomination	Alt. en m	T °C	pH	C µs/cm	Teneur en mg/l							Rapport en méq	
						HCO_3^-	SO_4^{--}	Cl^-	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^+	K^+	$r\frac{HCO_3^-}{SO_4^{--}}$	$r\frac{Ca^{++}}{Mg^{++}}$
32	Lavoir La Chambre	430	10,6	7,25	1140	306	512	3,3	222	44	8,4	4,5	0,47	3,1
36	Notre Dame du Cruet	640	11,8	7,65	1045	226	470	1,8	163	62	12,4	5,2	0,37	1,16
37	Echaillon	890	10,0	7,3	974	396	275	1,8	135	70	10,2	1,2	1,14	1,2
38	Montailler	860	/	/	828	525	90	1,6	159	25	7	3	4,6	3,8
39	Montoudras	1120	9,8	7,35	1154	460	393	1,5	160	91	9	0,7	0,9	1,05
40	Les Covatières	900	10,9	7,1	1151	361	475	1,1	200	55	13	2,2	0,60	2,2
RB	Ruisseau Le Bé	780	8,8	/	907	260	420	1,1	160	44,5	8,7	2,75	0,50	2,2
RP	Ruisseau Planchamp	730	7,1	/	970	265	365	1,3	142	40	8,6	3,15	0,57	2,2
43	Corbière	400	10,0	7,5	768	85	395	1,2	154	17	10,2	2,7	0,17	5,5

Tableau X - Composition chimique des eaux de haute altitude

N°	Dénomination	Alt. en m	T en °C	pH	C µs/cm	en mg/l							en méq	
						HCO_3^-	SO_4^{--}	Cl^-	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^+	K^+	$r\frac{HCO_3^-}{SO_4^{--}}$	$r\frac{Ca^{++}}{Mg^{++}}$
80	Roc Rouge	2080	3,3	8,0	51	28	1,2	0,4	9,0	0,6	1,0	0,4	18	9
81	Grande Rigole	2080	2,35	9,1	51	28	1,4	0,2	9,2	0,4	1,2	0,2	16	14
82	Grande Rigole	2080	2,7	9,1	53	29	1,2	0,2	10	0,45	1,3	0,3	19	13,5
83	Rocher du Vieux	2020	4,0	8,0	56	27,5	4,0	0,3	10,4	0,45	1,1	0,3	5,6	14
76	Vacheret	1220	8,5	7,9	96	53	4,3	0,5	17	1,0	1,9	0,9	10	11
77	Les Côtes	900	8,0	/	114	71	4,0	0,5	22	1,2	2,6	0,8	14,5	11
70	Combe du Merlet	1730	5,9	8,0	86,5	53	2,5	0,5	16,5	0,75	1,8	0,7	16,7	14
71	Combe du Merlet	1620	6,6	7,5	80	41	6,6	0,3	14	0,5	2,5	0,4	5,0	17
72	Combe du Merlet	1495	5,9	7,9	74	43	2,4	0,3	14	0,7	1,7	0,6	14	12

Le rapport $r \frac{Ca}{Mg}$, fréquemment inférieur à 2,5 , est caractéristique de ces formations alors que dans le socle il est supérieur, entre 3 et 10.

La source de Corbière , peu bicarbonatée, est très sulfatée en relation avec la présence de gypses et d'anhydrite au niveau du "Synclinal Médian".

I - 2. e) Les eaux de haute altitude (tableau X)

La campagne géochimique effectuée sur les eaux des massifs cristallins de cette région a montré que les eaux de haute altitude (1500 à 2500 mètres) sont toujours peu minéralisées avec des conductivités de l'ordre de 20 à 70 μs/cm.

Dans le tableau X, sont reproduits quelques faciès caractéristiques ; ce sont les eaux des sources de la Grande Rigole dans le massif de la Lauzière et des sources situées dans le complexe de St Colomban en rive gauche du Glandon.

Les bicarbonates, bien qu'en faible quantité, sont les anions prédominants. Les sulfates sont pratiquement absents avec des teneurs parfois inférieures à 2 mg/l, le rapport $r \frac{HCO_3}{SO_4}$ devenant très élevé.

Parmi les cations, seul le calcium est bien représenté alors que les autres éléments (Na, K, Mg) sont pratiquement absents.

Leur faciès est de type bicarbonaté calcique.

I - 3. Influence du contexte géologique

Comme nous l'avions fait pour l'étude des propriétés aquifères des milieux fissurés, nous allons confronter les caractéristiques physico-chimiques des eaux et la lithologie des diverses formations.

Pour cela, il paraît utile de comparer les eaux de chaque unité géologique, puis de dégager quels sont les processus de mise en solution des ions et quelle est l'origine de la minéralisation de l'eau.

I - 3. a) Diagramme $\left(\text{conductivité} - r \frac{HCO_3}{SO_4}\right)$ (figure 35)

La diversité des eaux rencontrées en Basse Maurienne apparaît nettement sur cette figure, en particulier entre les eaux de très haute altitude et les eaux de la couverture sédimentaire à conductivité élevée.

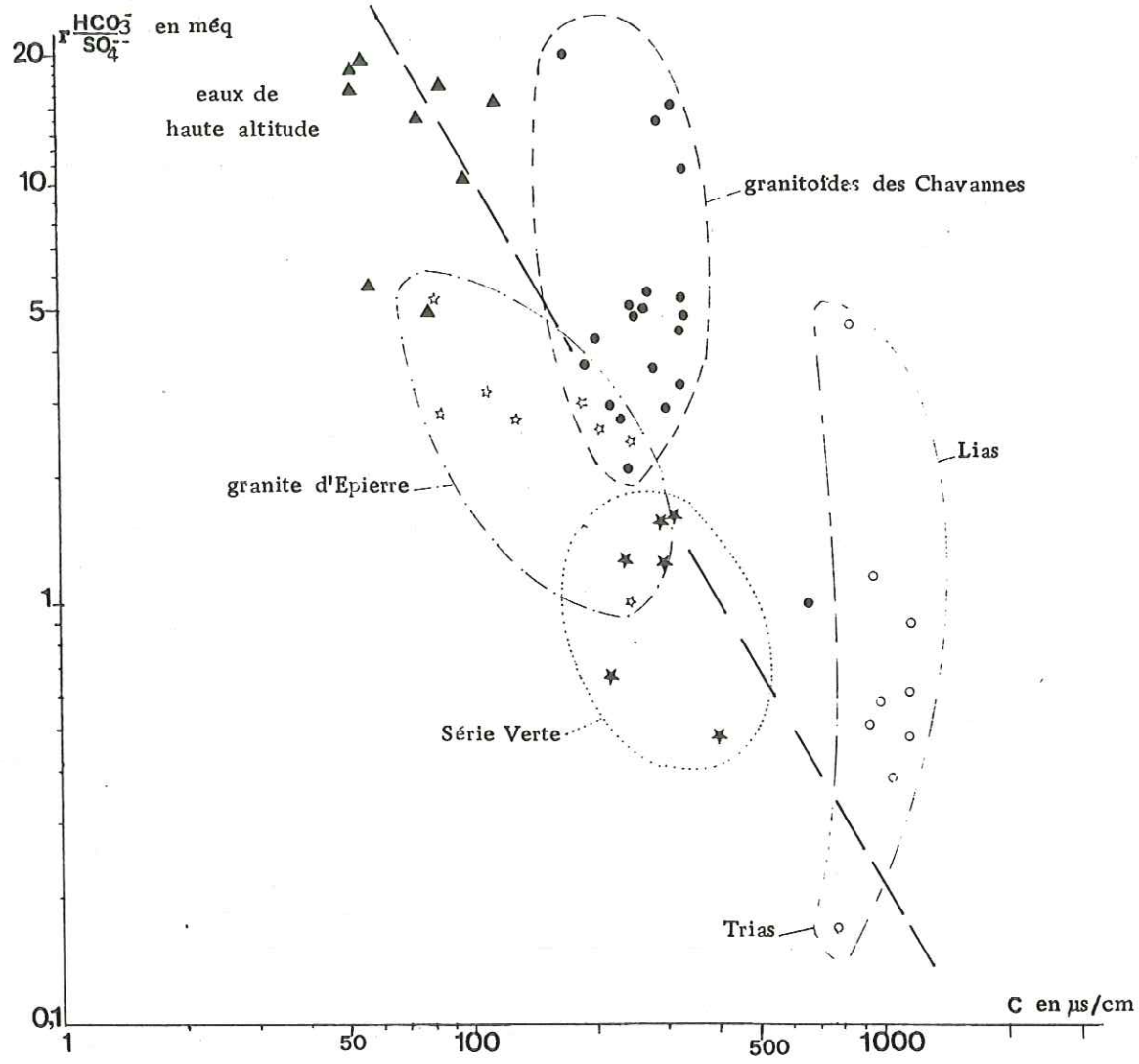


Fig. 35 - Diagramme (conductivité - rapport $\frac{\text{bicarbonates}}{\text{sulfates}}$) des eaux de surface

La tendance qui ressort est une diminution du rapport r $\frac{HCO_3}{SO_4}$ avec l'augmentation de la minéralisation (conductivité). Cependant, des eaux sont plus sulfatées (r $\frac{HCO_3}{SO_4}$ faible) comme les eaux de la Série Verte ou celles ayant lessivé le trias.

Le regroupement des eaux issues d'une même unité géologique souligne l'influence de la nature des terrains sur les caractéristiques physico-chimiques des eaux qui y percolent. Au sein d'une même famille, une évolution des faciès s'observe, ce qui montre que d'autres paramètres entrent en compte dans l'acquisition de la minéralisation de l'eau.

On constate sur la figure 35, que certaines eaux issues du granite d'Epierre, de la Série Verte ou des granitoïdes de la Lauzière ont des conductivités et rapports similaires. Il n'existe donc pas un faciès chimique caractéristique de chaque formation géologique.

I - 3. b) Les bicarbonates

Les ions bicarbonates sont toujours présents dans les eaux superficielles de la région avec des concentrations allant de 30 mg/l à 500 mg/l.

Il n'a pas été décelé de carbonates (CO_3^{--}) dans ces eaux dont le PH est généralement compris entre 7 et 8,3 , domaine de PH où les quantités de CO_3^{--} sont négligeables devant celles de HCO_3^-.

Avant d'aborder l'étude de leur répartition dans les eaux rencontrées, il est utile de rappeler quels sont les processus de solubilisation des carbonates.

De nombreux auteurs s'accordent pour situer dans le sol l'origine de la potentialité de mise en solution des carbonates.

En effet, en l'absence de CO_2 dissous dans l'eau, la solubilité des carbonates est très faible. Par exemple, à 10°C, on ne peut dissoudre que 5,87 mg/l de Ca CO_3 dans l'eau pure (Lepiller, 1980).

La présence de CO_2 dissous dans l'eau va favoriser leur mise en solution selon :

$$\underset{\text{(solide)}}{Me\ CO_3} \underset{2}{\overset{1}{\rightleftharpoons}} Me^{++} + CO_3^{--}$$

En présence de CO_2, l'équilibre aura tendance à se déplacer vers la droite (sens 1), c'est à dire que la capacité de dissolution des carbonates augmentera.

Les mécanismes et équilibres sont largement commentés par M. BAKALOWICZ (1979) et M. LEPILLER (1980) qui ont, tous deux, étudié les phénomènes de karstogènèse.

Deux conditions sont indispensables à la présence de carbonates dans les eaux :

- la présence de carbonates dans la roche lessivée (calcite, dolomie, ankérite,...) ;

- des variables capables de déplacer l'équilibre de telle sorte à favoriser leur dissolution, la pression partielle de CO_2 dans la phase gazeuse étant le facteur principal de cette dissolution.

Sur la figure 36, les diverses phases du cycle carbonique sont représentées, le flux d'eau et du CO_2 sera déterminant dans la dissolution des carbonates de la roche.

Nous avons également représenté sur ce schéma la morphologie des zones à très haute altitude où le sol est pratiquement absent, tout comme la végétation.

Cette absence de flux de CO_2 permet de comprendre pourquoi les eaux de très haute altitude contiennent peu de bicarbonates. Les teneurs mesurées aux sources de la Grande Rigole (alt. 2100 m) dans le massif de la Lauzière sont comprises entre 28 et 30 mg/l.

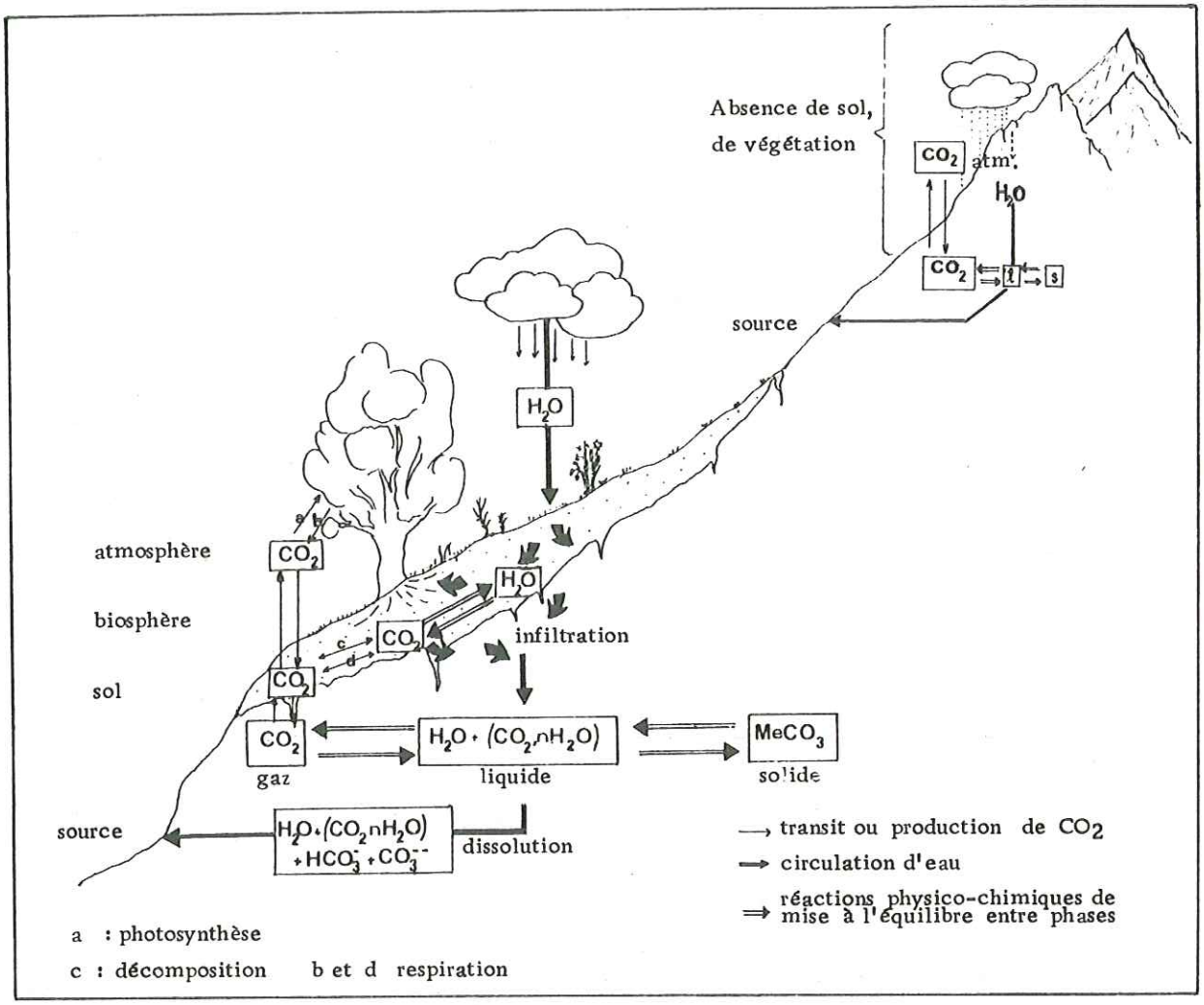


Fig. 36 - Le flux d'anhydrite carbonique dans les massifs

(inspiré des travaux de M. BAKALOWICZ 1979)

La température moyenne annuelle est de 0°C à 2400 mètres, elle bloque toute activité biologique, c'est à dire qu'il ne peut y avoir production de CO_2 par la matière organique.

L'influence de la température sur l'acquisition de la charge en CO_2 est bien plus considérable comme facteur de contrôle de l'activité biologique, c'est à dire de la production de CO_2, que comme paramètre faisant varier la solubilité de CO_2 dans l'eau ; le gaz carbonique est en effet plus soluble dans les eaux froides.

Le rôle de la neige doit aussi être pris en considération puisque ces sommets sont recouverts de neige de novembre à avril. Contrairement aux eaux froides, la neige (état solide) possède une faible capacité de dissolution du CO_2. Les eaux de fonte de neige ou de névés sont faiblement chargées en CO_2, peu agressives (C.EK, 1964). Cependant, l'existence d'un manteau neigeux peut provoquer l'enrichissement du sol susjacent en CO_2 par protection thermique et par interruption de circulation d'air et d'eau.

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

Dans le cadre de la Basse Maurienne, on conçoit alors que les processus de solubilisation des carbonates seront très variables selon qu'on se trouve au niveau de la vallée de l'Arc ou bien sur les crêtes de la chaîne de Belledonne ; la végétation étant développée jusqu'à 1200 mètres et absente au dessus de 2000 mètres.

Les analyses reportées ci-dessous traduisent cette diminution de la teneur en bicarbonates dans les eaux. Il s'agit de 4 sources situées dans le même contexte lithologique au sud de Fond de France dans le massif de la Lauzière.

		Altitude	HCO_3^- en mg/l
80	Source de la Grande Rigole	2080 m	28
34	Sapey des Andrés	1500 m	107
01	Brisson	1050 m	142
03	Chavannes du Milieu	710 m	178

Pour plus de rigueur, il faudrait considérer l'altitude du lieu d'infiltration de l'eau et non celle de l'émergence. Le stade initial au moment de l'infiltration est donc primordial. Ce thème sera redéveloppé à propos des eaux de la galerie Arc-Isère.

La deuxième considération intervenant sur la composition en bicarbonates des eaux est la nature de la roche mère lessivée. Les eaux des séries liasiques constituées de calschistes et de calcaires sont très bicarbonatées, alors que les eaux du socle ont des teneurs moindres.

Dans le secteur des Chavannes-Montgellafrey, nous devons rattacher les teneurs élevées en bicarbonates des eaux à la présence de nombreux filons de carbonates anciens (filons dolomitiques, calcitiques, à ankérites, ...) dans les roches granito-gneissiques. Les deux échantillons d'eaux prélevés dans la galerie des Epellées aux Chavannes correspondent à des suintements sur des fractures à carbonates de direction N 20 E, ces eaux ont effectivement des valeurs élevées, 220 et 190 mg/l de HCO_3^- (tableau VIII).

Les eaux du granite d'Epierre sont par contre moins minéralisées en bicarbonates avec des valeurs maximales de 120 mg/l. La même remarque peut être faite pour les eaux de la Série Verte dont les teneurs ne dépassent pas 130 mg/l, ces séries contiennent très peu de carbonates.

En résumé, les teneurs en bicarbonates rencontrées dans les eaux de surface sont fonction de la potentialité de dissolution de l'eau acquise lors de son infiltration et de la nature de la roche lessivée.

I - 3. c) Les sulfates

Les très fortes teneurs en sulfates se rencontrent dans les eaux issues des gypses du trias comme à la source de Corbière (43, "Synclinal Médian") ou dans les sources situées sur le contact bordier en rive droite du Bugeon. Le gypse ($Ca\ SO_4$, $2\ H_2O$) ou l'anhydrite ($Ca\ SO_4$) sont facilement solubles.

Les sulfates peuvent aussi provenir de l'oxydation des sulfures métalliques existant dans les roches. C'est le cas des eaux de la Série Verte riche en pyrite (FeS_2) qui ont des teneurs atteignant 150 mg/l de sulfates. Cette oxydation des pyrites s'accompagne souvent de néoformations de goethite ($FeO(OH)$) ou d'hématite (Fe_2O_3), il s'agit dans ce cas d'une simple oxydation par les eaux très oxydantes. Mais il peut se produire des oxydations ménagées incomplètes qui conduisent à des ions et à des complexes de niveaux d'oxydations intermédiaires (HSO_3^-, $S_2O_3^{--}$, HS^-,...). BOULEGUE (1981) décrit ces réactions qui peuvent s'accompagner d'une recristallisation de pyrite secondaire. Il est probable que les pyrites que l'on observe dans les moraines altérées ou dans les roches granitiques altérées correspondent à ces recristallisations secondaires.

Nous pouvons attribuer les sulfates des séries granitogneissiques à l'oxydation des sulfures. Les eaux les plus riches en sulfates sont celles qui circulent plus longuement dans les terrains, ce sont les sources à faible débit en pied de versant par exemple, ou provenant de couloirs très tectonisés peu transmissifs. La source de la Combe, riche en sulfates, se situe à proximité de l'accident de Fond de France ; il en est de même pour la source de la Pontière (33) située dans un couloir très tectonisé où les circulations sont faibles. Ces observations s'accordent avec le fait que les sulfates marquent des eaux souvent anciennes, à circulation lente. B. GOURGAND (1983) a pu observer que les eaux les plus sulfatées étaient des eaux anciennes, non tritiées, dans la galerie du massif du Rissiou.

Il est intéressant de noter que la distribution des sulfates dans les eaux circulant dans ces roches cristallophylliennes est assez fluctuante, comprises entre 6 et 60 mg/l pour les eaux du granite d'Epierre, de 10 à 40 mg/l pour les eaux du secteur des Chavannes Montgellafrey (cf. tableau VI et VIII).

En admettant que ces teneurs en sulfates sont gouvernées par le temps de séjour de l'eau dans les fissures, elles souligneraient que les circulations ne sont pas homogènes au sein d'une même unité géologique. Les eaux plus sulfatées rencontrées dans le granite d'Epierre (source de Corbière : 61 mg/l ou venue de Charrière Chaude : 38,5 mg/l) ou dans les granitoïdes de la Lauzière, prouveraient que, dans ces formations, doivent exister des circulations lentes dans des fissures peu transmissives.

Au passage, nous pouvons remarquer que la minéralisation plus élevée des eaux des Chavannes par rapport à celles du granite d'Epierre n'est pas à rattacher aux teneurs en sulfates mais provient plutôt des teneurs en bicarbonates élevées dans les eaux des Chavannes.

Enfin, il faut signaler que des recristallisations de gypses (Ca, SO_4) sont fréquentes dans les moraines (BOSCH, SARROT-REYNAULD, 1972). Remis en solution par les eaux superficielles, ils sont une origine possible pour les sulfates dans les eaux de sources.

I - 3. d) Les ions alcalins

Les teneurs en sodium, potassium ne dépassent que rarement 10 mg/l dans les eaux de surface.

Comme ces eaux ne contiennent pratiquement pas de chlorures, leur présence ne peut pas être imputée à des remobilisations de sels (Na Cl, K Cl). Dans les roches cristallophylliennes, ils sont généralement présents dans les minéraux silicatés tel que les feldspaths potassiques, les plagioclases ou dans les minéraux argileux.

La figure 37 montre la répartition du sodium (Na) et du potassium (K) dans les eaux de surface. Si le rapport molaire $r \frac{Na}{K}$ est inférieur ou égal à 1, les teneurs varient d'une formation géologique à l'autre. Les eaux émergeant au sud de Fond de France, dans les monzosyénites de la Grande Lèchère sont riches en potassium qui provient du microcline abondant dans ces roches.

La source de Charrière à Montgellafrey présente des teneurs de 10 mg/l de K, elle se situe dans les couloirs syénitiques très déformés.

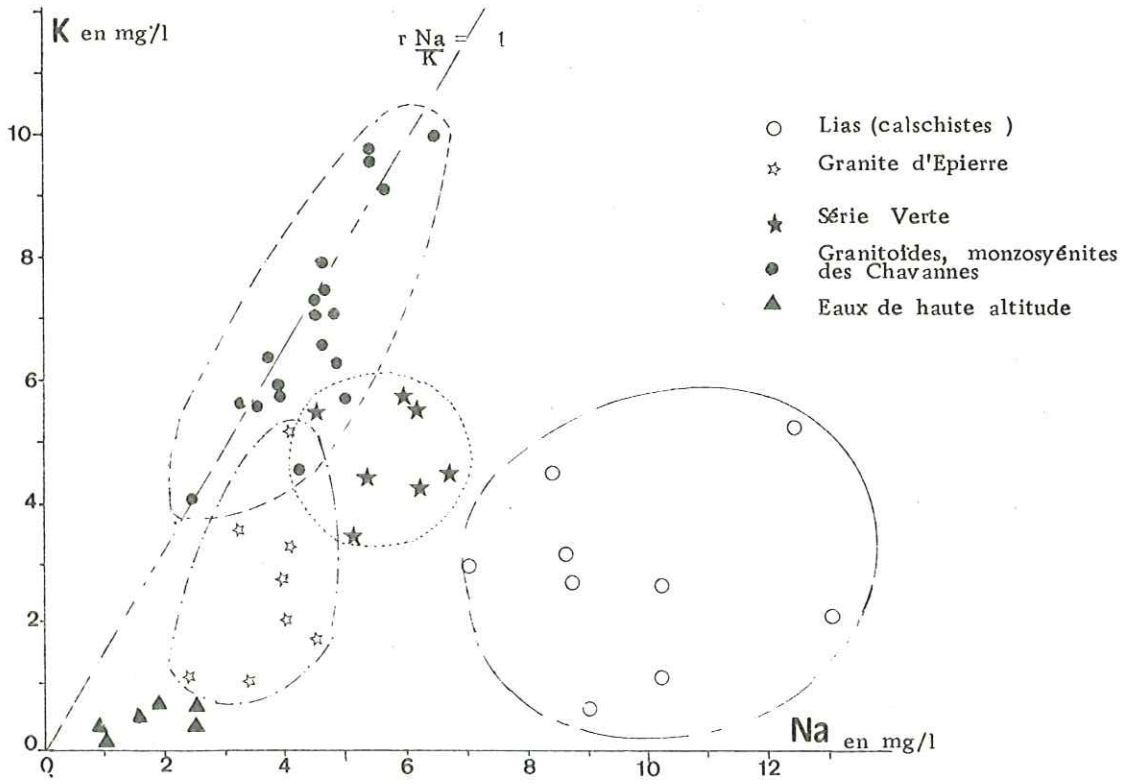
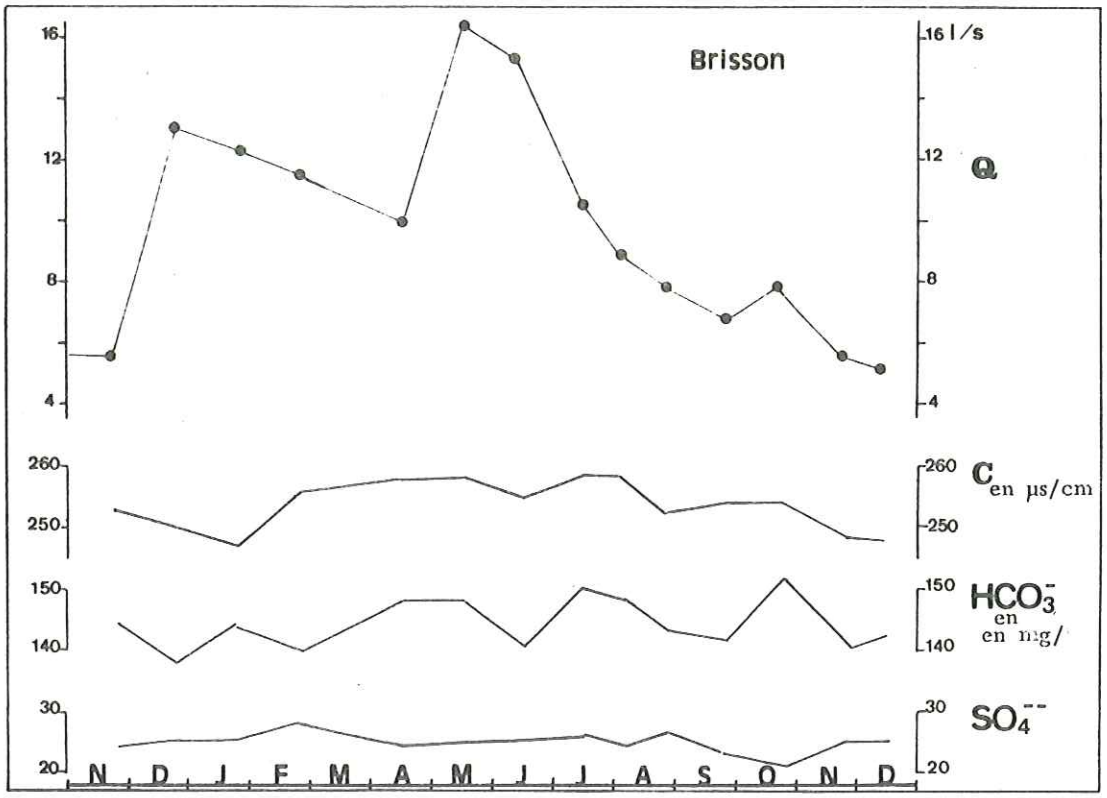


Fig. 37 - Répartition du sodium et du potassium dans les eaux de surface



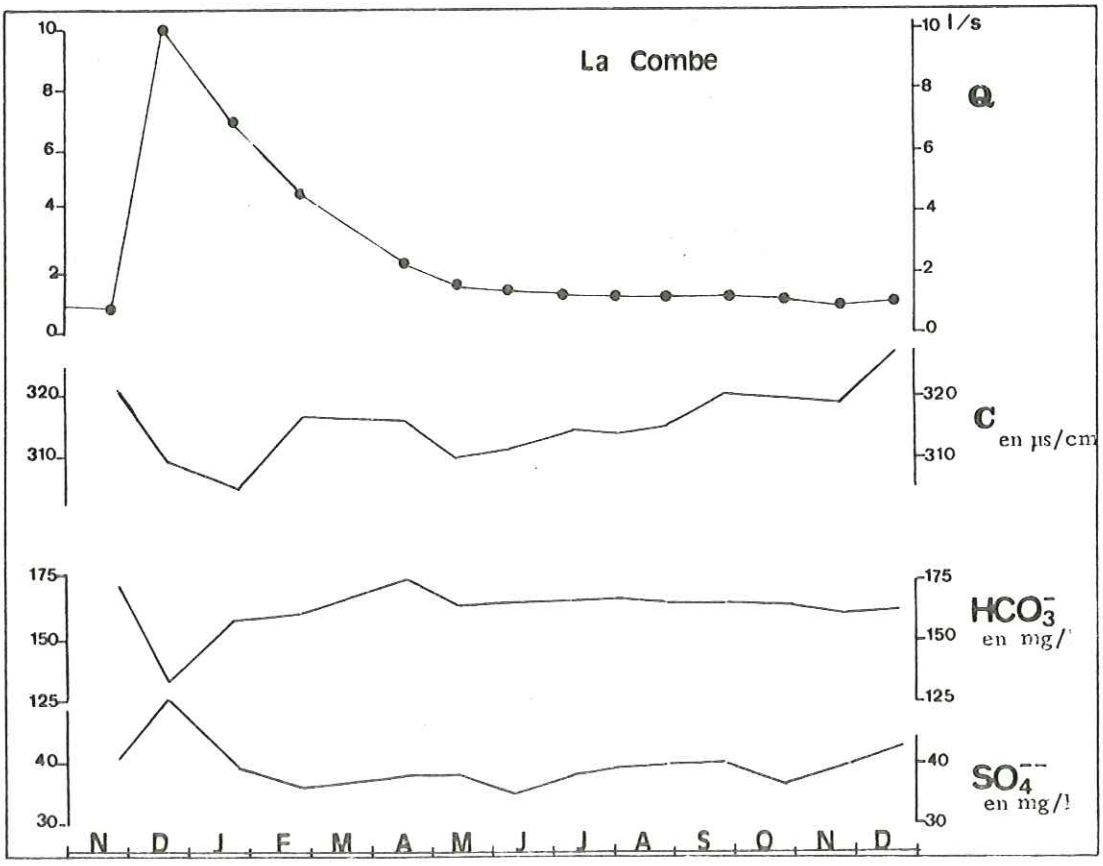


Fig . 38 - Variations des caractéristiques physico-chimiques des eaux de sources au cours de l'année . Exemple des sources de Brisson et de la Combe

La teneur en potassium des eaux est fortement influencée par la nature géochimique et pétrologique de la roche mère.

Quant à la distribution du sodium dans les eaux, son interprétation est plus complexe. Dans les roches cristallophylliennes, il a pu être emprunté aux feldspaths que l'on retrouve dans toutes les séries (anorthite, albite) ; alors que dans la couverture sédimentaire, nous devons invoquer des processus d'échange cationique afin d'expliquer les fortes valeurs en sodium. Les argiles régissent ces processus selon :

$$(Na)\ \text{argiles} + Ca^{++} \longrightarrow (Ca)\ \text{argiles} + 2\ Na^{+}\ .$$

Il y a enrichissement de la solution en sodium par rapport au calcium ; c'est le cas des eaux du lias où le sodium, en quantité importante, ne peut pas provenir des feldspaths.

Nous reviendrons sur la répartition des ions alcalins dans les eaux à propos des venues de la galerie Arc-Isère.

I - 4. Les variations saisonnières

Un suivi mensuel des caractéristiques physico-chimiques de certaines sources a été effectué pendant la période de surveillance de 1981 à 1982.

Il s'est avéré que les fluctuations saisonnières étaient de faibles amplitudes, bien souvent inférieures aux incertitudes analytiques.

Nous avons retenu deux exemples : ce sont les variations physico-chimiques des sources de la Combe (05) et de Brisson (01) situées sur la commune des Chavannes (fig. 38) :

- Relation entre débit et minéralisation

Nous aurions pu penser qu'aux débits élevés correspondraient des minéralisations faibles à cause d'une vitesse de circulation plus rapide de l'eau. Les deux diagrammes montrent que la variation de la conductivité n'est pas reliée à la variation des débits. Ainsi, à la source de Brisson, bien que le débit passe de 16 l/sec à 5 l/sec, la conductivité ne varie pas. Il en est de même pour la source de la Combe.

- Les hautes eaux de décembre

A la suite d'une période très pluvieuse, en décembre 1982, les débits de nombreuses sources avaient augmenté brutalement comme pour la source de la Combe dont le débit a été multiplié par 10. Nous constatons que ces hautes eaux se sont traduites à cette période par une augmentation de la teneur en sulfates et par une diminution de la teneur en bicarbonates. Ce phénomène, fréquemment observé au cours des crues, correspond à une expulsion d'eaux en réserve dans les zones peu transmissives (fissures, diaclases, sols) sous l'effet d'un changement des caractéristiques hydrodynamiques de l'écoulement. Ces eaux riches en sulfates proviennent des zones de réserves peu ou non sollicitées en l'absence de crue où l'eau n'est évacuée que difficilement.

Les bicarbonates ont, à cette même période, diminué probablement en raison d'une vitesse de percolation trop rapide des eaux, si bien que les carbonates n'ont pas pu être dissous. Il aurait été intéressant de connaître la teneur en CO_2 dissous à cette période pour porter des conclusions plus précises.

Les variations du chimisme au cours d'une crue ou de hautes eaux sont à relier à l'intensité des précipitations et de l'infiltration de l'eau, qui selon le cas, n'aura pas le temps de se mettre en équilibre avec les minéraux ; ces eaux vont expulser les eaux en réserve dans les parties peu transmissives de composition physico-chimiques différentes.

- Le cycle saisonnier

Les variations que nous pouvons appeler saisonnières sont dues aux conditions hydroclimatiques (évapotranspiration, activité biologique,...) différentes d'une saison à l'autre.

Nous avons pu constater que des teneurs élevées en chlorures sont apparues en septembre, octobre à la suite de périodes pluvieuses. Une reconcentration des chlorures s'effectue dans le sol durant les périodes estivales pendant lesquelles l'évapotranspiration est intense. Dès que surviennent les premières pluies d'automne, ces chlorures sont entrainés vers les sources. Ce phénomène, mis en évidence par H. SCHOELLER (1962), concerne des eaux stockées près de la surface dans la zone d'infiltration. Ainsi en septembre 1980, deux anomalies (8 mg/l) étaient apparues aux sources de la Route Forestière (02) et de la Combe (05) sur la commune des Chavannes alors que leurs teneurs moyennes étaient de 1 à 2 mg/l.

Les bicarbonates sont souvent plus abondants de l'automne au printemps, par suite d'un enrichissement des eaux en CO_2 tombées après l'été. Ces variations n'apparaissent pas nettement sur la figure 38. Seulement à Brisson, en octobre 1982, l'accroissement du débit s'est accompagné d'une légère hausse de la teneur en bicarbonates.

Les fluctuations dues aux variations hydroclimatiques saisonnières ne peuvent pas toujours être mises en évidence, notamment à cause des temps de transit de l'eau entre l'infiltration et l'émergence qui amortit ces fluctuations tout comme les dilutions.

Les variations des caractéristiques physico-chimiques des eaux du complexe cristallophyllien sont en général de faible amplitude. Seule l'évolution des teneurs en sulfates lors des crues peut permettre de préciser l'organisation des aquifères,c'est à dire que doivent coexister des zones à vitesse de circulation lente avec des axes plus drainants. Ceci rejoindrait dans le cas de résultats plus probants, nos observations faites sur la relation entre fracturation et hydrogéologie : les modes de circulations des eaux diffèrent selon le type de fracturation dans ces massifs granitiques. Les fractures ouvertes transmissives servent de drains alors que les zones intensément déformées schistosées sont le siège de suintements (goutte à goutte observé en galerie).

I - 5. Conclusions sur la chimie des eaux de surface

Les analyses des paramètres physico-chimiques des eaux des sources rencontrées en Basse Maurienne ont permis de distinguer des eaux bicarbonatées calciques et des eaux sulfatées calciques.

Une diminution de la minéralisation s'observe avec l'altitude croissante, les eaux de haute altitude présentent des conductivités faibles (conductivité inférieure à 100 µs/cm), en relation avec les conditions bioclimatiques règnant sur ces sommets.

Les faciès physico-chimiques de ces eaux sont largement influencés par la nature lithologique des terrains traversés. Cette influence est de plusieurs ordres :

- Elle provient de la nature des minéraux constituant ces roches et plus particulièrement de leur solubilité (carbonates, K, ...).

- Parce que les roches ont un comportement hydraulique spécifique (cf. chapitre II), elles pourront influencer indirectement le chimisme des eaux, compte tenu des vitesses d'écoulements, du temps de séjour plus ou moins long des eaux dans les fissures. Par exemple, en l'absence de gypses, les sulfates sont plus abondants dans les zones fracturées peu transmissives que l'on trouve fréquemment dans les roches schisteuses. Ce type de fractures existe également dans les roches granitiques d'où la présence d'eaux sulfatées dans le granite d'Epierre ou dans les couloirs intensément déformés, schistosés dans le secteur des Chavannes-Montgellafrey.

On constate des variations du chimisme des eaux d'une source à l'autre dans une même unité géologique comme dans le granite d'Epierre (tableau VI), ou dans les granitoïdes de la Lauzière (tableau VIII). Ces faits traduisent le comportement hydrogéologique hétérogène de ces milieux.

Il est apparu que la connaissance de la nature de la roche n'est pas suffisante pour comprendre le pourquoi de la minéralisation d'une eau, il est aussi nécessaire de connaître les caractéristiques de l'eau avant sa percolation dans la roche, c'est à dire d'apprécier son pouvoir de solubilisation (teneur en CO_2, oxygène). La traversée du sol et des parties altérées semble fondamentale dans l'acquisition de la minéralisation d'une eau.

II - LES EAUX DE LA GALERIE ARC-ISERE

Les analyses chimiques des eaux de la galerie E.D.F. Arc-Isère ont porté sur des échantillons prélevés en avril 1978, par S. MENICUCCI et R. AUMAITRE (géologues MINATONE). Les résultats sont reportés sur la figure 39.

En 1981 et 1982, des mesures ont pu être effectuées sur les eaux d'exhaure, drainées autour de la galerie, qui sont renvoyées vers la vallée de l'Arc , ainsi que sur les eaux de la fenêtre du Crêt du Nant à Saint Etienne de Cuines.

Nous présenterons tous ces résultats en les comparant à ceux des eaux des sources.

II - 1. La conductivité

Ramenée à 20°C, elle varie entre 80 et 230 µs/cm. Les conductivités maximales, supérieures à 200 µs/cm correspondent aux eaux de la fenêtre du Crêt du Nant et du PM 0 au PM 1100 dans la galerie principale.

Au dela du PM 1500, elles ne dépassent jamais 170 µs/cm et fluctuent le plus souvent aux environs de 90 à 130 µs/cm.

Dans cette galerie, des tronçons secs alternent avec des couloirs aquifères où se localisent les venues d'eau. Nous avons regroupé graphiquement les eaux de ces couloirs. On constate, par exemple, que les eaux du PM 1500 au PM 2400 constituent une famille homogène du point de vue de leur conductivité, il en est de même pour les venues du PM 2700 à 3030, du PM 3400 à 4120.

Ces zones sèches séparent des réseaux aquifères qui peuvent avoir des conductivités différentes comme entre les deux tronçons aquifères délimités par la zone sèche du PM 1100 à 1500.

Dans le granite des Sept Laux, la conductivité des eaux apparaît moins homogène, elle fluctue entre 90 et 170 µs /cm.

Au vu de ces premiers résultats, nous pouvons dire qu'il n'existe pas de nappe unique dans ces massifs cristallins mais plutôt des réseaux aquifères, délimités par des bandes sèches, où circulent des eaux de composition chimique différente d'un système à l'autre.

Les conductivités révèlent que ce ne sont pas les eaux les plus chaudes ayant traversé la plus grande épaisseur de terrain qui sont les plus minéralisées. Les conductivités des eaux prélevées dans la fenêtre du Crêt du Nant sont deux fois plus fortes que celles des eaux situées à 1500 mètres sous la surface du PM 1500 au PM 3030.

Dans une même unité géologique comme le granite d'Epierre, il apparait que les venues en galerie à l'aplomb du Grand Miceau présentent des conductivités inférieures à celles des sources rencontrées en surface.

Conductivité des eaux du granite des Sept Laux (Epierre) en µs/cm.

Surface	Galerie Arc-Isère
100 à 270	90 à 170

II - 2. Faciès chimiques des eaux de la galerie Arc-Isère

Quelques analyses types sont reproduites dans le tableau XI.

Tableau XI - Composition chimique des eaux de la galerie Arc-Isère
(galerie principale , branche amont)

PM		C en µs/cm	teneurs en mg/l HCO_3^-	SO_4^{--}	Cl^-	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^+	K^+	r en méq r HCO_3^- SO_4^{--}	r Ca^{--} Mg^{--}
500	Complexe de St Colomban	235	113	34	0.9	42	4.0	6	2.6	2.7	5
711		135	83	31	0.3	32	2.25	6	2.9	2.2	8
1548		115	51	18	0.4	17	0.4	7	3.2	2.5	17
1835		90	41	12	0.6	12	0.25	5	3.8	2.6	18
3030		102	44	16	0.3	15	0.1	5.5	3.4	2.3	46
4120	Gneiss de St Rémy	102	33	22	0.4	13	0.1	8	1.0	1.15	44
5610	Granite des Sept Laux	97	32	20	0.4	14	0.3	5.5	1.0	1.3	15
5650		140	34	31	-	17	0.25	9	1.0	0.85	18

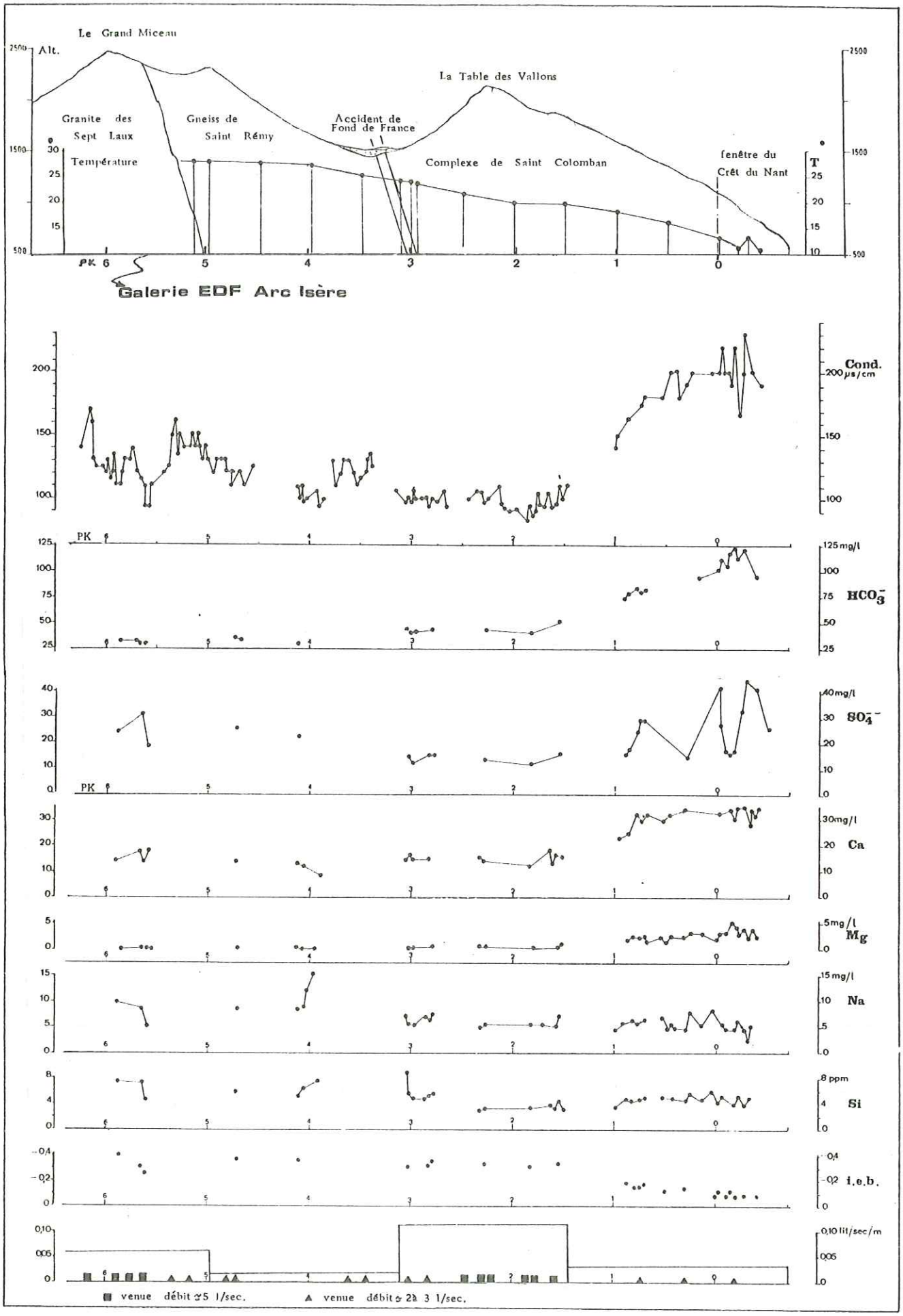


Fig . 39 - Caractéristiques physico-chimiques des eaux de la galerie Arc-Isère

Jusqu'au PM 3030, les eaux présentent un rapport $r \frac{HCO_3}{SO_4}$ supérieur à 2, elles sont du type bicarbonaté calcique , légèrement séléniteuses :

(PM 500) : $r\ HCO_3 > r\ SO_4 > r\ Cl$; $r\ Ca > r\ Mg > r\ Na > r\ K$.

Dans le granite des Sept Laux et dans les séries gneissiques et schisteuses du Groupe de St Rémy, certaines eaux présentent un faciès sulfaté calcique et sodique :

(PM 5653) : $r\ SO_4 > r\ HCO_3 > r\ Cl$; $r\ Ca > r\ Na > r\ K > r\ Mg$.

Ne disposant pas d'analyses complètes de toutes les eaux, nous pouvons penser que les eaux sulfatées correspondent aux conductivités supérieures à 130 µs/cm dans le granite des Sept Laux.

A partir des analyses regroupées sur la figure 39, nous allons discuter la répartition des ions en solution dans les eaux de la galerie.

- Les bicarbonates

Jusqu'au PM 1100, ils sont prédominants avec des teneurs supérieures à 75 mg/l. Ils diminuent ensuite au fur et à mesure que la charge augmente de 40 à 50 mg/l dans le complexe granito-gneissique de Saint Colomban, de 30 à 36 mg/l dans le granite des Sept Laux et les gneiss de Saint Rémy.

Pour comprendre la répartition de ces anions, il est nécessaire de confronter les teneurs en HCO_3^- des eaux avec leur altitude d'infiltration.

Au dela du PM 1500, les venues d'eau se situent à l'aplomb des zones hautes des massifs (altitude supérieure à 1800 m). Les mesures isotopiques effectuées sur l'oxygène O_{18} (cf. p. 173) tendent à montrer que ces eaux se sont infiltrées à très haute altitude où il n'y a ni sol, ni végétation. Initialement, l'eau sous forme de neige ne présente que des teneurs très faibles en CO_2 dissous qui est le facteur déterminant de la mise en solution des carbonates. Les valeurs faibles en bicarbonates trouvées dans les eaux au dela du PM 1500 traduisent bel et bien ce pouvoir de dissolution des carbonates acquis dans le sol.

Pour bien visualiser ce phénomène, nous avons représenté sur la figure 40, la répartition des bicarbonates dans les eaux des sources situées sur les versants de part et d'autre de la vallée de l'Arc et dans la galerie Arc-Isère, dans le granite des Sept Laux (Epierre).

On constate que les eaux débouchant dans la galerie Arc Isère contiennent beaucoup moins de bicarbonates que les eaux de surface de basse altitude et ce, bien que les eaux rencontrées dans cette galerie aient traversé plus de 1500 mètres de formations.

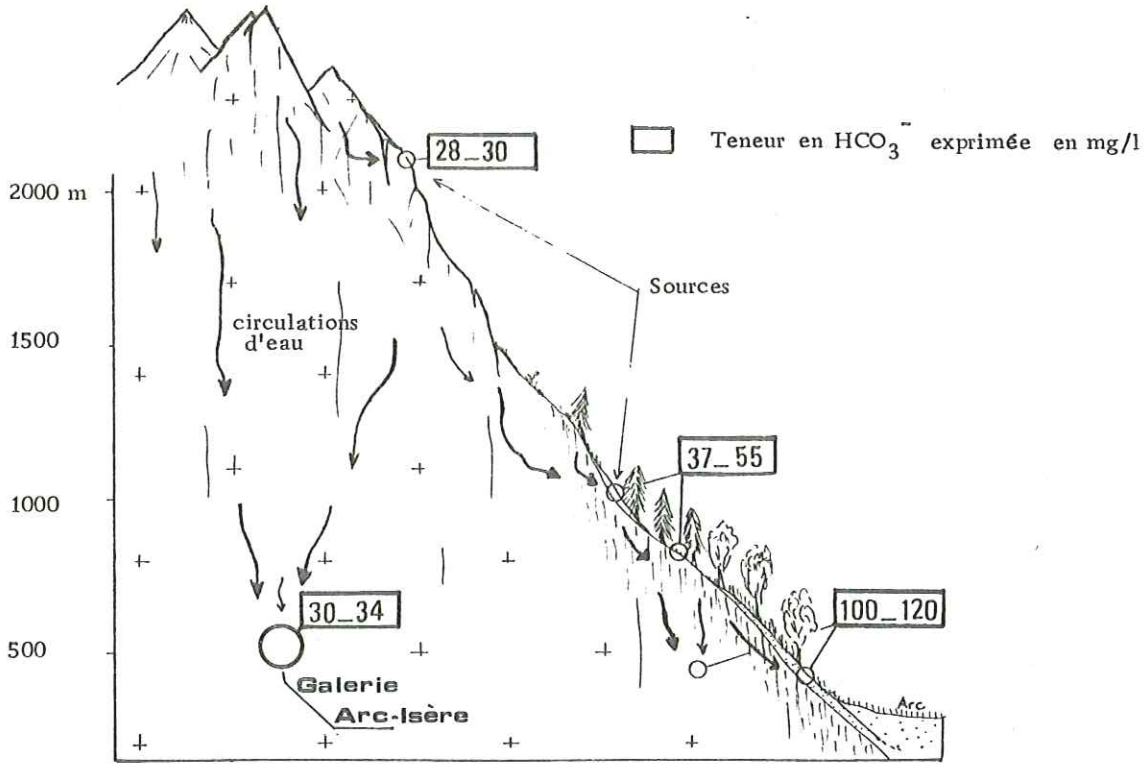


Fig. 40 - Répartition des bicarbonates dans les eaux du granite des Sept Laux (d'Epierre) . Influence de l'altitude d'infiltration

Dans le massif du Mont Blanc, les eaux du tunnel routier du Mont Blanc (GUDEFIN, 1967) et de la galerie du Trient (JAMIER, 1975) présentent des teneurs en bicarbonates faibles, inférieures à 30 mg/l, lorsque les venues se situent à la verticale des reliefs élevés (altitude de 2500 à 3500 m).

- Les sulfates

Les teneurs fluctuent entre 12 et 45 mg/l pour les échantillons d'eau analysés.

Le profil des teneurs en sulfates (fig. 39) se dissocie de celui des teneurs en bicarbonates. Deux zones présentent des valeurs élevées, elles correspondent aux eaux de la fenêtre du Crêt du Nant et de la galerie principale jusqu'au PM 1100 et aux eaux des gneiss de Saint Rémy et du granite des Sept Laux. Cependant, au sein des domaines ainsi définis, les teneurs en sulfates ne sont pas homogènes. Dans le tronçon de la galerie jusqu'au PM 1100, on trouve des eaux contenant 10 mg/l à 45 mg/l de SO_4 , même remarque pour le granite des Sept Laux.

Les eaux faiblement minéralisées (conductivité de l'ordre de 100 μs/cm) que l'on rencontre dans le complexe de Saint Colomban (PM 1500 au PM 3030)

ou dans le granite des Sept Laux sont peu sulfatées ; leur teneur est souvent inférieure à 20 mg/l. Elles correspondent aux tronçons aquifères où se localisent les principales venues.

Comme nous l'avions mentionné dans l'étude des caractéristiques chimiques des eaux de surface, la présence de sulfates est liée aux fractures à transmissivité faible. Ce type d'écoulement se rencontre dans les roches peu aquifères comme dans les gneiss de Saint Rémy et très probablement dans le granite des Sept Laux. Il est probable que dans ce dernier, il existe des circulations lentes (eaux plus sulfatées) dans les couloirs mylonitiques (N 30 à N 60 E) et des circulations rapides comme celles rencontrées entre les PM 5600 et 5700.

Il aurait été intéressant de disposer des teneurs en tritium de ces eaux afin de les corréler avec les débits et les teneurs en sulfates.

- Les cations

. Le calcium est le cation prédominant comme dans les eaux de surface. Il peut provenir soit des carbonates que l'on retrouve en filons dans le complexe de Saint Colomban en bordure du Lias ; soit de la calcite recristallisée dans les zones mylonitiques du socle ; soit des minéraux des roches cristallophylliennes (feldspaths, amphiboles).

Les teneurs en Ca oscillent entre 25 et 30 mg/l jusqu'au PM 1100, alors qu'au delà elles ne dépassent pas 20 mg/l.

. Le magnésium est pratiquement absent dans les eaux du socle peu minéralisées. Les teneurs sont relativement plus élevées jusqu'au PM 1100 , où elles sont comprises entre 2 et 5 mg/l.

. Le potassium, faiblement exprimé dans les eaux issues des gneiss de Saint Rémy et du granite d'Epierre, atteint des teneurs plus élevées dans le complexe de Saint Colomban (2 à 4 mg/l) où les feldspaths potassiques sont plus abondants.

La présence d'albite dans ces séries inhibe la solubilisation des feldspaths potassique (Y. TARDY, 1969).

. Quant au sodium, il est bien représenté dans les eaux de la galerie. Des eaux sodiques se rencontrent dans les gneiss de Saint Rémy et dans le granite des Sept Laux, avec des concentrations supérieures à 8 mg/l voire de 15 mg/l. Dans le complexe de Saint Colomban, les teneurs ne dépassent pas 9 mg/l. Comme nous l'avions décrit dans l'étude des sources, la répartition de cet élément est fortement influencé par les processus d'échange de base . A cet égard, nous avons calculé l'indice d'échange de base (i.e.b.), défini par H. SCHOELLER (1962),

$$\text{i.e.b.} = \frac{r\,Cl - (r\,Na + r\,K)}{r\,SO_4 + r\,HCO_3}$$

qui correspond aux échanges entre les ions alcalinoterreux (Ca, Mg) et les ions alcalins (Na, K).

Dans la galerie (fig. 39), cet indice est inférieur à - 0,25 à partir du PM 1500 ; avant le PM 1100, il est voisin de - 0,1. Un i.e.b. de - 0,25 indique des échanges poussés pour ces eaux. Ce fait contraste avec les mesures tritium (cf. p.171) qui montrent que ces eaux sont jeunes, et d'autre part avec les faibles teneurs en sulfates trouvées dans les eaux du PM 1500 à 3000.

Il est probable que cet indice est plutôt originel et peu influencé par les échanges de bases.

Si l'on peut admettre une modification des rapports cationiques liée à des circulations lentes comme pour les eaux du granite d'Epierre et des gneiss de Saint Rémy, il ne faut pas négliger les conditions de solubilisation des ions alcalins. Ces ions, dans les solutions fortement alcalines, ont tendance à jouer le rôle de cations majeurs par rapport aux ions calcium et magnésium (FRITZ, 1981).

De ce fait, nous ne pouvons pas tirer de conclusions catégoriques de cet indice.

Enfin, nous ferons une dernière remarque sur le rôle de la mylonitisation décrite dans la première partie de ce mémoire. D. GASQUET a pu observer que dans le cas d'une déformation très poussée de la roche, des néoformations et recristallisations de minéraux apparaissent. Les minéraux néoformés à partir des éléments "libérés" par la mylonitisation, constituent des milieux plus favorables aux ions pour passer en solution (albite, quartz, chlorite, épidote, ...). Dans le granite des Sept Laux, la minéralisation de certaines eaux semble avoir un lien avec la mylonitisation de ce granite.

- La silice

Le silicium ayant été dosé par spectomètrie, l'extrapolation de la teneur en Si à celle de la silice dissoute doit tenir compte de la phase colloïdale qui peut exister en solution.

Les valeurs fortes se situent sur l'accident de Fond de France, dans le granite des Sept Laux et les gneiss de Saint Rémy.

A partir de 15°C, la silice peut provenir de la solubilisation du quartz, en dessous la silice est en partie contrôlée par les silicates (argiles).

La très bonne corrélation existant entre la silice et les ions alcalins (fig. 39) prouverait que la silice provient des feldspaths potassiques et sodiques. Aux valeurs élevées en Si correspondent des valeurs élevées en Na.

- Les chlorures

Les quelques mesures effectuées (tableau XI) dénotent les faibles quantités en chlorures des eaux de la galerie ; leur teneur inférieure à 1 mg/l est du même ordre de grandeur que celle des eaux de haute altitude.

En résumé, les eaux de la galerie Arc-Isère sont faiblement minéralisées, bicarbonatées calciques ou sulfatées calciques et sodiques ; les ions alcalins ont tendance à devenir prédominants tout comme les sulfates avec la maturation croissante des eaux due à un temps de séjour plus long dans les roches encaissantes.

Ce temps de séjour est variable pour les venues rencontrées dans cette galerie, il reflète l'hétérogénéité des écoulements dans ces milieux anisotropes qui se répercute sur les caractéristiques chimiques des eaux. Cette hétérogénéité apparaît d'une formation à l'autre mais aussi dans un même système comme dans le granite des Sept Laux où se côtoient des eaux bicarbonatées calciques et des eaux sulfatées sodiques.

II - 3. Comparaison entre les eaux de haute altitude et les eaux de la galerie Arc-Isère (fig. 41)

Cette comparaison repose sur deux analyses représentatives des eaux de haute altitude, peu minéralisées (type eau de la Grande Rigole) et des eaux de la galerie Arc-Isère également peu minéralisées. Elle permet de récapituler nos observations.

	A		B	
Altitude en mètres	2100		500	$R = \frac{[B]}{[A]}$
Température en °C	2.5		28	
Conductivité en µs/cm	51		97	1.9
HCO_3^- en mg/l	28.5		35	1.2
SO_4^{--} "	1.5		19	12
Cl^- "	0.3		0.4	1.0
Ca^{++} "	9		14	1.6
Mg^{++} "	0.3		0.3	1.0
Na^+ "	1.0		5.5	5.5
K^+ "	0.2		1.0	5.0

A: eau de haute altitude (type n° 81) ; B : eau de la galerie Arc-Isère (PM 5610)

Fig. 41 - Evolution du chimisme des eaux trouvées dans la galerie Arc-Isère depuis leur infiltration à haute altitude

La température qui passe de 2,5° à 28° n'a que peu d'influence sur l'acquisition de la minéralisation totale ; mais elle souligne que l'eau a eu le temps de se mettre en équilibre thermique avec la roche. Son influence entre 2 et 25° est bien plus importante comme facteur contrôlant l'activité du sol et de la végétation que comme paramètre modifiant les équilibres des ions en solution.

- Les teneurs en bicarbonates augmentent peu. Le rôle de l'acidité libérée au cours de l'oxydation des sulfates ne semble pas prépondérante dans leur mise en solution.

- Les sulfates voient leur teneur multipliée par 12, en liaison avec le caractère très oxydant des eaux de haute altitude, thème que nous développerons dans l'étude de l'uranium.

- La constance des teneurs en chlorures tend à montrer qu'il n'y a pas eu remobilisation de chlorures pouvant provenir des granites.

- Parmi les cations, les alcalins deviennent prédominants alors que les teneurs en Ca, Mg subissent un accroissement faible.

L'augmentation de la minéralisation se traduit principalement par un accroissement marqué de la teneur en sulfates et en sodium. Cet enrichissement est corroboré par l'apparition des faciès sulfatés sodiques des eaux ayant circulé plus longuement dans les fissures et qui présentent des conductivités plus élevées.

Cette comparaison, entre les eaux de haute altitude et celles de la galerie Arc-Isère situées à la verticale de ces reliefs, permet de souligner que le rôle de la température entre 0 et 25°C est faible quant à son influence directe sur la composition chimique des eaux par modification des équilibres homogènes.

II - 4. Les eaux de la fenêtre d'accès du Crêt du Nant

Contrairement à la galerie principale actuellement ennoyée, nous avons pu visiter cette fenêtre.

Les analyses d'eau, reproduites dans le tableau XII, sont également reportées sur la figure 39.

Les venues observées sur les 700 mètres de cette galerie correspondent soit à des fractures isolées de direction approximativement N 120 E (PM 300, PM 445), soit à des zones ou couloirs aquifères (PM 580 à 620) où existent plusieurs venues. Elles confirment nos observations sur l'hydrogéologie des massifs cristallophylliens.

Les caractéristiques physicochimiques des eaux reflètent l'hétérogénéité des écoulements. Ainsi, les températures sont plus faibles au PM 580 à 620 respectivement 11,1° et 11,7° , alors que les venues isolées ont des températures supérieures, 13,6° au PM 445. Un renouvellement plus rapide des eaux dans les zones perméables a tendance à refroidir la roche encaissante. Des observations analogues peuvent être faites à propos de la température des eaux issues du complexe de Saint Colomban.

Tableau XII - Composition chimique des eaux de la fenêtre d'accès du Crêt du Nant à Saint Etienne de Cuines

(prélèvements de novembre 1982)

				Teneurs en mg/l							r en méq	
PM	T en°C	C en µs/cm	pH	HCO_3^-	SO_4^{--}	Cl^-	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^+	K^+	r $\frac{HCO_3}{SO_4}$	r $\frac{Ca}{Mg}$
300	10.7	194	-	94	26	1.4	33	4.5	4	2.25	2.9	4.4
445	13.6	275	7.9	134	43	0.7	50	4.4	5.5	2.7	2.4	7
550	12.6	256	7.88	115	45	0.5	47	3.6	4.7	2.6	2	8
580	11.1	225	7.75	125	16.5	2.3	41	2.9	5.3	2.4	6	8.5
620	11.7	213	8.0	126	16	0.7	39	2.7	6.6	2.1	6.3	8.8
690	12.6	188	7.92	105	17	0.6	36	1.9	4.7	1.8	4.9	11
730	12.8	217	7.85	113.5	27	0.7	39	4.1	4.5	2.2	3.3	5.7
750	13.3	242	7.9	109	42	0.9	41	4.9	6.3	2.5	2.0	5.1

et 3030 , où un abaissement relatif de la température se superpose aux débits élevés, lié à la perméabilité environnante élevée de ce tronçon.

Il faut cependant souligner la température élevée de l'eau au PM 445, 13,6° (13,7° en mai 1982) qui n'est pas sans rappeler les anomalies des sources situées à proximité du contact bordier en rive droite de l'Arc.

Du point de vue chimique, les eaux de la fenêtre du Crêt du Nant sont bicarbonatées calciques et magnésiennes. Elles se rapprochent, par leur conductivité et leurs rapports caractéristiques $r\frac{HCO_3}{SO_4}$, $r\frac{Ca}{Mg}$, des eaux des sources de basse altitude.

Les eaux de la zone aquifère du PM 580 à 690 moins minéralisées ont des teneurs en sulfates faibles, alors que celles en bicarbonates sont semblables aux teneurs des autres venues (entre 100 et 125 mg/l). Le temps de séjour lié à un renouvellement rapide des eaux dans les terrains doit encore être invoqué pour expliquer ces faibles teneurs en sulfates.

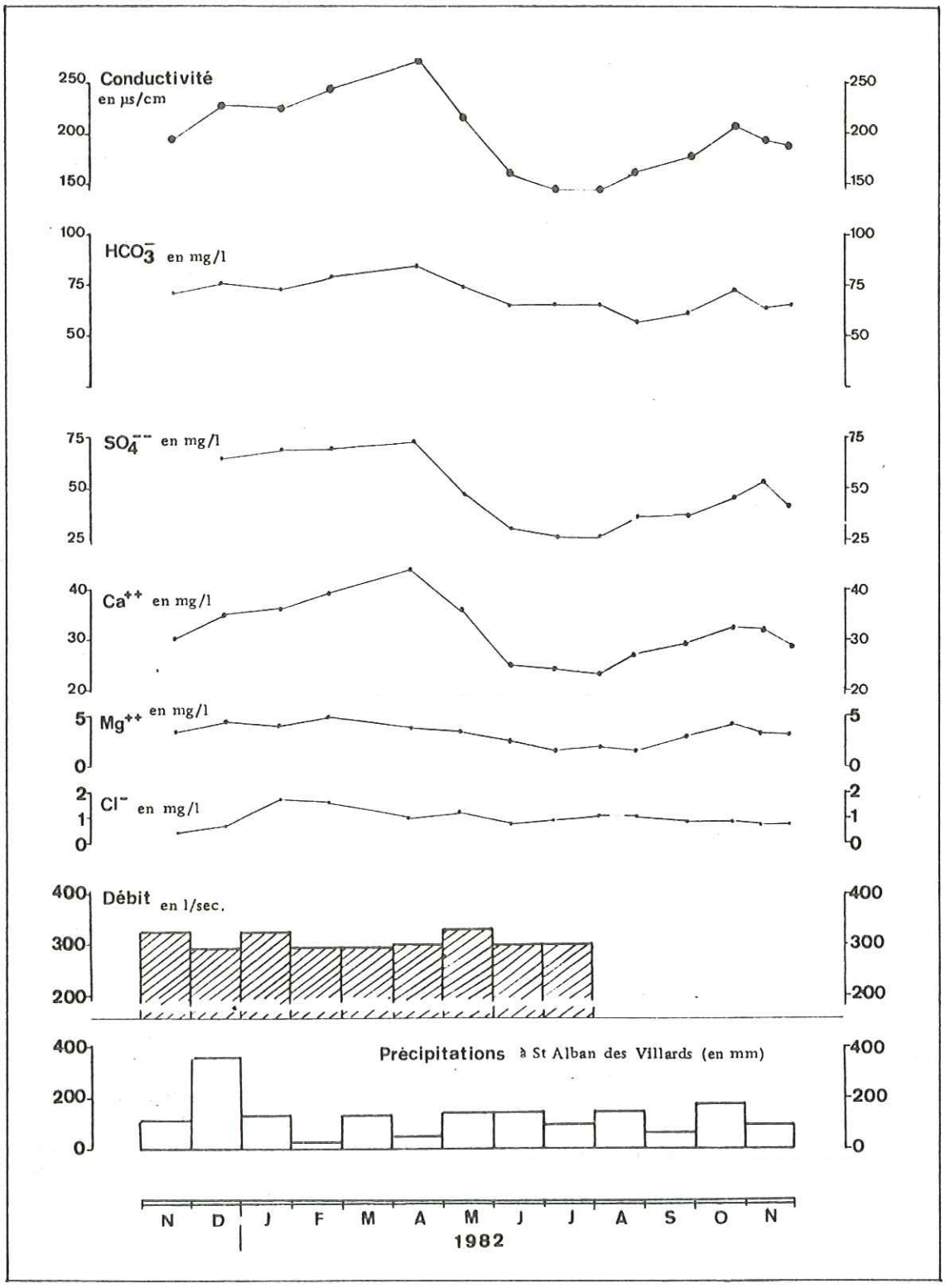


Fig. 42 - Caractéristiques physico-chimiques des eaux d'exhaure de la galerie Arc-Isère

Nous pouvons remarquer que les teneurs en sulfates dans les eaux de cette fenêtre sont supérieures à celles de la galerie principale. Il paraît utile de mentionner le rôle du sol, où les sulfates peuvent provenir des sulfures par dégradation biogénique due aux bactéries.Ne disposant pas d'argument pour évaluer cette dégradation biogènique, on peut noter que les eaux de surface (sources) contiennent plus de sulfates que les eaux de haute altitude et celles rencontrées dans la galerie. De plus, les tranches superficielles altérées constituent des zones argileuses, désagrégées qui sont le siège de circulations lentes, où les eaux peuvent séjourner.

Nous retiendrons que les eaux de la fenêtre se démarquent du point de vue physicochimique des eaux de la galerie principale, par une minéralisation totale des eaux plus élevée, à mettre en relation avec l'infiltration de ces eaux à basse altitude.

Nous n'avons pas évoqué jusqu'à présent la possibilité de mélange entre les eaux du socle et des eaux provenant de la couverture sédimentaire.

Un tel mélange, paraît improbable vu que ces terrains sont relativement éloignés (500 m) par rapport à l'axe de la fenêtre et qu'ils sont plutôt imperméables avec des circulations faibles.

Par contre, la dissolution de carbonates visibles dans les fractures drainantes est à envisager. D'ailleurs les faciès chimiques des eaux de la fenêtre s'apparentent nettement à ceux des eaux du secteur des Chavannes où nous avons pu relier les fortes teneurs en bicarbonates des eaux à la présence de filons de carbonates anciens dans le socle.

II - 5. Les eaux d'exhaure de la galerie Arc-Isère (figure 42)

En guise de conclusion sur les eaux de la galerie Arc-Isère, nous allons présenter les mesures physicochimiques effectuées à l'exhaure, de novembre 1981 à novembre 1982.

Avant de commenter les variations observées, il faut souligner que ces eaux regroupent l'ensemble des venues sur les 7,5 km de la galerie amont Arc-Isère. Ce mélange artificiel est constitué par les eaux des granites de Saint Colomban et d'Epierre, par les eaux des schistes et gneiss du Groupe de Saint Rémy et par celles de la couverture sédimentaire.

Les résultats sont comparés aux débits moyens mensuels recueillis auprès des services E.D.F. et aux précipitations moyennes à Saint Alban des Villards.

Les débits fluctuent entre 250 et 500 l/sec. avec des moyennes se situant généralement à 300 l/sec. En 1982, deux périodes ont présenté des débits plus élevés, en janvier et fin mai, qui correspondent respectivement aux fortes précipitations enregistrées en automne 1981 et à la fusion nivale au printemps. Toutefois, si le régime des eaux d'exhaure est légèrement influencé par les conditions hydroclimatiques extérieures, il montre une certaine régularité au cours de l'année. Deux phénomènes entrent en jeu dans les fluctuations observées :

- le temps de transit des eaux depuis la surface jusqu'à la galerie, fonction de l'épaisseur de la couverture traversée et de la vitesse de circulation de l'eau ;

- un retard de la fusion nivale avec l'altitude croissante, de mars à juin, juillet sur les sommets.

Les paramètres physicochimiques

Jusqu'en avril, la minéralisation de l'eau augmente. Elle traduit l'arrivée plus précoce des eaux de faible altitude à conductivité élevée.

A partir de mai, jusqu'en août, la conductivité baisse brutalement et se corrèle avec des débits élevés. Il s'agit des eaux de fonte de neige à circulation rapide ; leur faciès chimique correspond à celui des eaux faiblement minéralisées rencontrées dans les tronçons très aquifères de la galerie.

De septembre à octobre, la minéralisation croît de nouveau ; elle se matérialise par une constance des teneurs en bicarbonates et une augmentation de celles en sulfates. Nous pouvons penser que ce sont les eaux ayant séjourné plus longuement dans les fissures qui arrivent tardivement.

Nous reprendrons ces propos en relation avec l'étude de l'uranium, mais nous pouvons déjà dire que :

- les eaux de la galerie Arc-Isère sont en partie influencées par les conditions hydroclimatiques règnant sur le massif de Belledonne ;

- les mesures effectuées en 1982 ne montrent pas une évolution significative des caractéristiques physicochimiques des eaux depuis 1978, période où a été fait l'échantillonnage des eaux de la galerie principale.

III - CONCLUSIONS SUR LA CHIMIE DES EAUX SUPERFICIELLES

L'étude comparée des caractéristiques physicochimiques des eaux de surface et des eaux de la galerie Arc-Isère a permis d'approcher les facteurs influant sur la composition chimique des eaux superficielles.

Nos résultats montrent qu'il existe une relation étroite entre la composition chimique d'une eau et la nature de la roche lessivée, cette influence provient de la composition minéralogique des roches qui fixe les quantités d'éléments mis à la disposition de l'eau, mais aussi des types d'écoulements rencontrés dans ces formations. Les vitesses d'écoulements variables d'une fracture à l'autre vont se traduire par des faciès physicochimiques différents pour les eaux empruntant ces fractures, plus ou moins sulfatées sodiques.

Les conditions bioclimatiques, règlées par la température extérieure, doivent être prises en compte pour expliquer la minéralisation des eaux superficielles. Elles déterminent le pouvoir de dissolution de l'eau vis à vis des minéraux contenus dans les roches et l'altération qui découle de cette dissolution.

Ces informations hydrochimiques tendent à confirmer nos observations sur l'hydrogéologie de ces massifs cristallins, c'est à dire que les écoulements ne sont pas homogènes dans ces milieux.

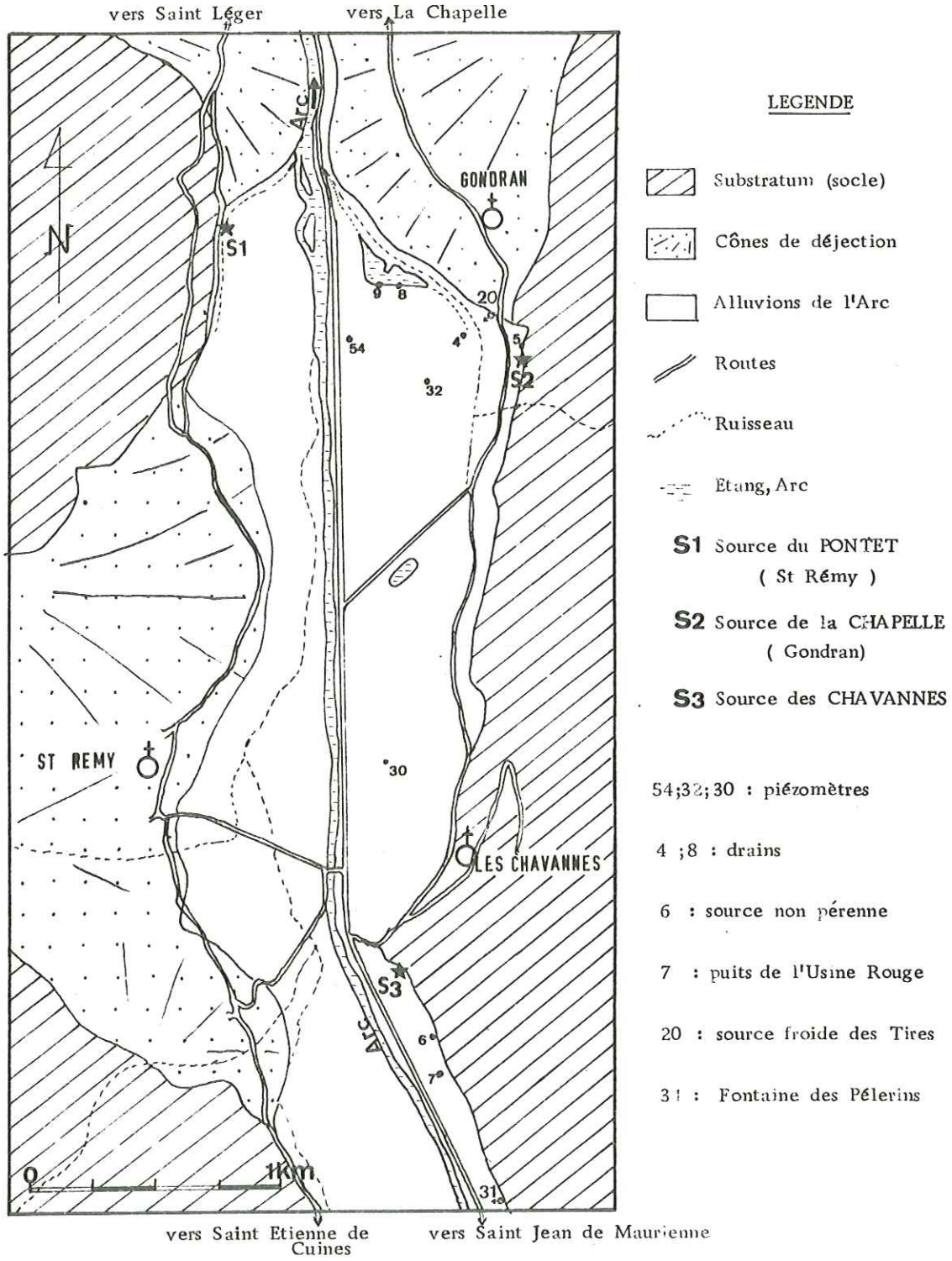


Fig. 43 - Situation géographique des émergences thermales de Basse Maurienne

CHAPITRE V

ÉTUDE DE L'ACTIVITÉ HYDROTHERMALE DE BASSE MAURIENNE

PRESENTATION - SITUATION GEOGRAPHIQUE (fig. 43)

Les venues hydrothermales de Basse Maurienne émergent au niveau de la plaine alluviale de l'Arc. Trois venues principales ont été recensées, ce sont :

S_1 : la source du Pontet, en rive gauche de l'Arc.
L'eau chaude (19°) sort dans des blocs en pied de talus à proximité d'un ruisseau.

S_2 : la source de la Chapelle (17°). Elle se situe en pied de versant, à 20 mètres de la route reliant les communes de la Chapelle et des Chavannes.
Cette source sauvage, jusqu'alors méconnue , est à rattacher à des venues minéralisées recensées dans la plaine alluviale (4, 8, 9, 32, ...).

S_3 : la source des Chavannes, au sud.
L'eau s'écoule au pied d'un mur, toujours en bordure de la plaine alluviale et en pied de versant. Des eaux minéralisées, chaudes ont aussi été identifiées dans le puits de l'Usine Rouge (7) et dans un ancien captage (6).

Au pied du cône de Saint Rémy, il m'a été signalé à plusieurs reprises que "l'eau fumait l'hiver", mais aucune venue minéralisée n'a pu être identifiée. Il se peut que ces eaux chaudes n'affleurent plus.

La répartition géographique des eaux thermales montre deux zones : l'une au nord qui correspond aux sources du Pontet (S_1) et de la Chapelle (S_2) ainsi qu'à des anomalies minéralisées de la nappe, l'autre plus au sud en rive droite de l'Arc, qui comprend la source des Chavannes (S_3) et le puits de l'Usine Rouge. Les venues hydrothermales s'étalent sur une longueur de 3 km depuis la source du Pontet au nord jusqu'au puits de l'Usine Rouge au sud ; cette dispersion est une première caractéristique de l'activité thermale de Basse Maurienne.

Une deuxième particularité est le contexte géologique des émergences. En effet, ces eaux thermales, bien que masquées par les alluvions de l'Arc, émergent au droit des massifs cristallins externes, alors que les eaux thermominérales de cette région des Alpes se situent le plus souvent dans des formations sédimentaires (triasiques) ou en bordure du socle. Il nous a paru intéressant de comparer les caractéristiques physico-chimiques de ces eaux chaudes avec celles des autres sources thermominérales.

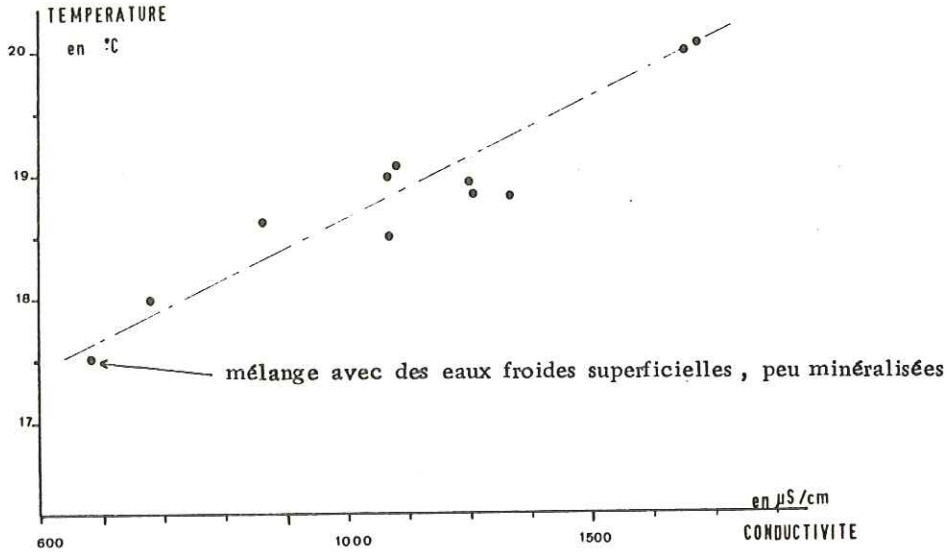


Fig. 44 - Variations des caractéristiques (température- conductivité) de l'eau de la source du Pontet.

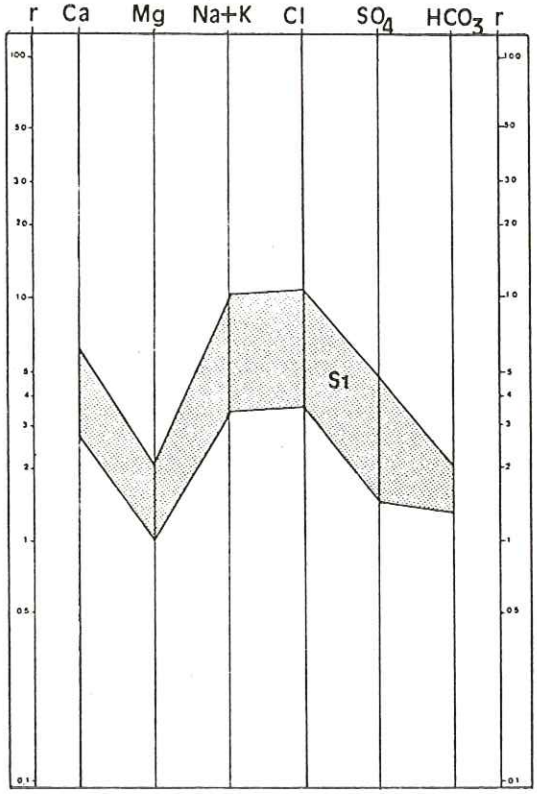


Fig. 45 - Aire de la composition chimique des eaux de la source du Pontet (S1)

Des boues "rougeâtres" accompagnent les eaux chaudes ; elles ont pu être prélevées dans la plaine au pied du cône de la Chapelle où elles abondent.

Des dégagements gazeux sont visibles dans les étangs de la Chapelle où l'on voit périodiquement des colonnes de gaz remonter à la surface, et en association avec les venues d'eaux chaudes. Ils n'ont pu être prélevés et analysés.

L'étude hydrogéochimique de cette activité thermale comprend :

- l'étude du chimisme des eaux minéralisées et des eaux de la nappe alluviale ;
- la comparaison de cette activité avec d'autres eaux thermominérales alpines ;
- l'étude des boues rouges, de certains éléments traces et des isotopes du soufre (^{34}S).

Elle est complétée par des mesures plus spécifiques (PH, O_2 dissous, CO_2 dissous) en liaison avec la géochimie de l'uranium dans la troisième partie de ce mémoire.

I - CARACTERISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES DES VENUES MINERALISEES - RELATION AVEC LA NAPPE

Les analyses physico-chimiques ont été réalisées au laboratoire d'hydrogéologie de l'Institut Dolomieu et à la faculté de pharmacie de Grenoble en collaboration avec J. ROCHAT. Les méthodes analytiques sont décrites en annexe 1.

I - 1. La source du Pontet

La température mesurée oscille entre 17,5 ° et 20,2°. Cette fluctuation s'accompagne d'une variation de la conductivité de 700 à 1700 µs/cm, c'est à dire de la minéralisation totale (fig. 44). La variation observée est due au mélange avec les eaux froides peu minéralisées du ruisseau qui coule à proximité.

Les caractéristiques chimiques fluctuent en fonction du taux de mélange avec les eaux de surface. Les valeurs extrêmes limitent le domaine de variation établi sur le diagramme SCHOELLER - BERKALOFF (fig. 45).

La diminution de la minéralisation totale est caractérisée par une diminution de toutes les espèces ioniques, moindre pour les bicarbonates, le calcium et le magnésium. Le faciès très minéralisé de type chloruré sodique tend vers un faciès plus bicarbonaté calcique et magnésien qui est celui des eaux de surface.

Nous pouvons caractériser cette eau par sa minéralisation maximale de :

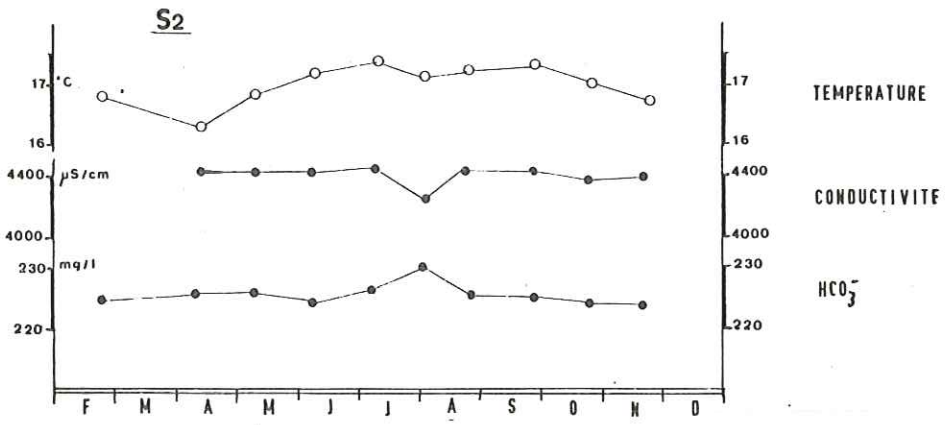


Fig. 46 - Variations des caractéristiques de l'eau de la source de la Chapelle au cours de l'année 1982

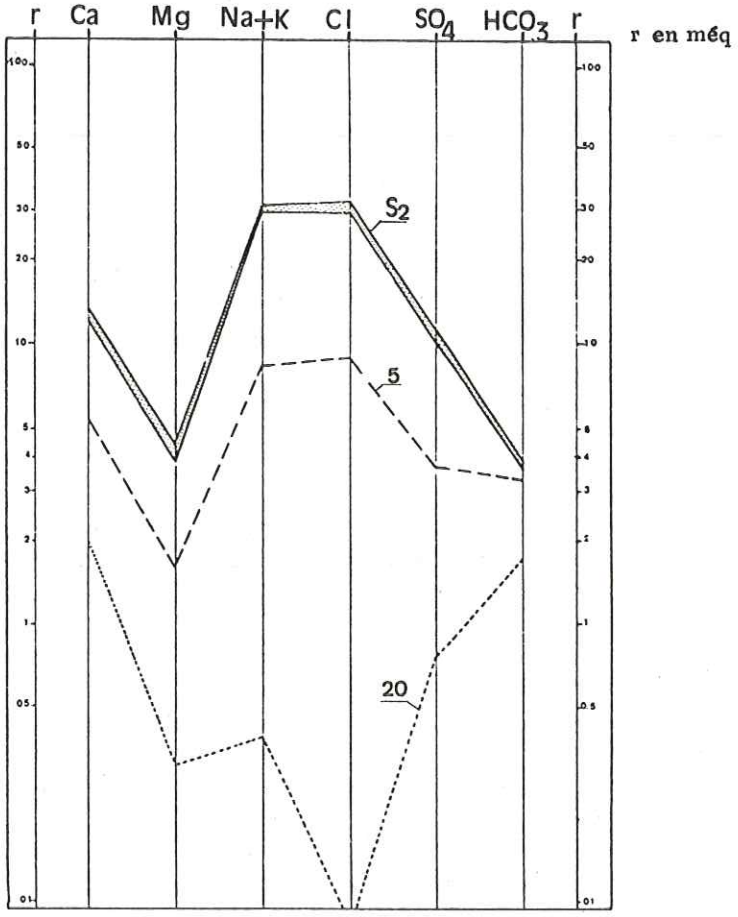


Fig. 47 - Composition chimique des eaux chaudes de la Chapelle et des eaux superficielles de ce secteur

S 1 : source chaude de la Chapelle

5 : venues d'eau moins minéralisée associées à S 1

20 : source froide superficielle des Tires

$$r\,Cl > r\,SO_4 > r\,HCO_3$$

Formule : $r\,Na > r\,Ca > r\,Mg.$

L'analyse type est :

	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^{+}	K^{+}	Cl^{-}	SO_4^{--}	HCO_3^{--}
S_1 Pontet	117	25	225	10	380	225	120

Teneurs en mg/l

I - 2. La source de la Chapelle

La venue considérée est en fait un petit écoulement de quelques litres par minute en pied de versant dans du matériel morainique remanié.

Bien que sa température soit modeste entre 16,7° et 17,4° , elle est la plus minéralisée parmi toutes les venues recensées ; la conductivité fluctue entre 4000 et 4400 µs/cm alors qu'elle ne dépasse jamais 1700 µs/cm pour les sources du Pontet et des Chavannes.

La température fut la plus élevée en juillet (17,35°) et la plus faible en mars, période de fusion nivale des sources du versant. Cette fluctuation, bien que faible montre une influence extérieure, mais ne s'accompagne pas de variation significative de la minéralisation, sauf en août où une diminution de la conductivité se corrèle avec une diminution de la température et une légère augmentation des bicarbonates (fig.46).

La stabilité du chimisme au cours de l'année de mesure apparaît sur le diagramme (fig. 46), les variations des teneurs en ions dissous sont souvent inférieures aux incertitudes analytiques.

L'analyse type moyenne est la suivante :

	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^{+}	K^{+}	Cl^{-}	SO_4^{--}	HCO_3^{-}
S_2 Chapelle	250	56	700	20	1150	530	225

mg/l

Les chlorures prédominent nettement ainsi que le sodium. La formule caractéristique est :

$$r\,Cl > r\,SO_4 > r\,HCO_3$$

$$r\,Na > r\,Ca > r\,Mg.$$

A quelque mètres de la source précédemment décrite, il existe des suintements diffus moins minéralisés et plus froids (13,0°C) ; leur faciès

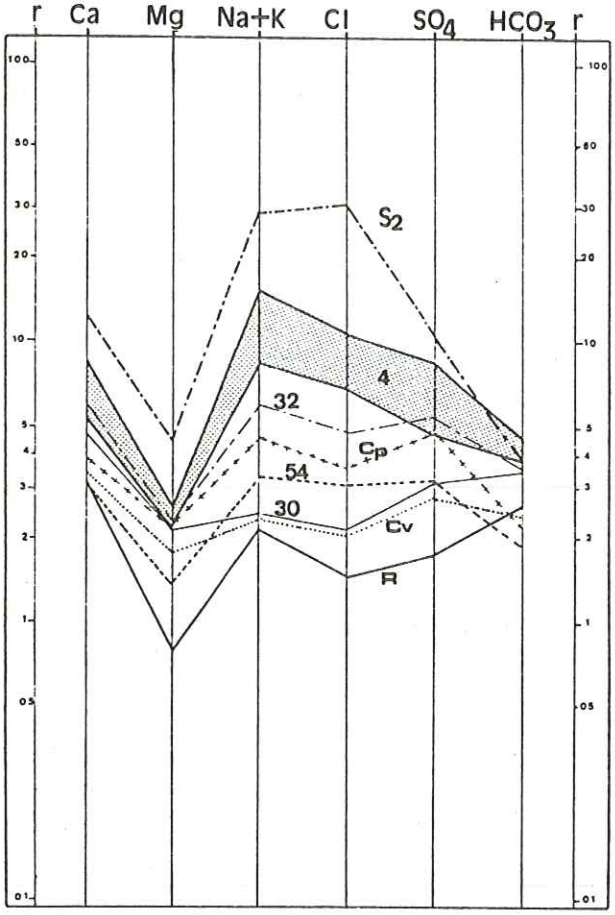


Fig. 48 - Composition chimique des eaux minéralisées de la nappe alluviale de la Chapelle

S2: source thermale de la Chapelle
4 : drain
32, 54, 30 : piézomètres
Cp : eau de l'étang de la Chapelle
Cv : eau de l'étang des Chavannes
R : eau du ruisseau situé à proximité du drain n°4

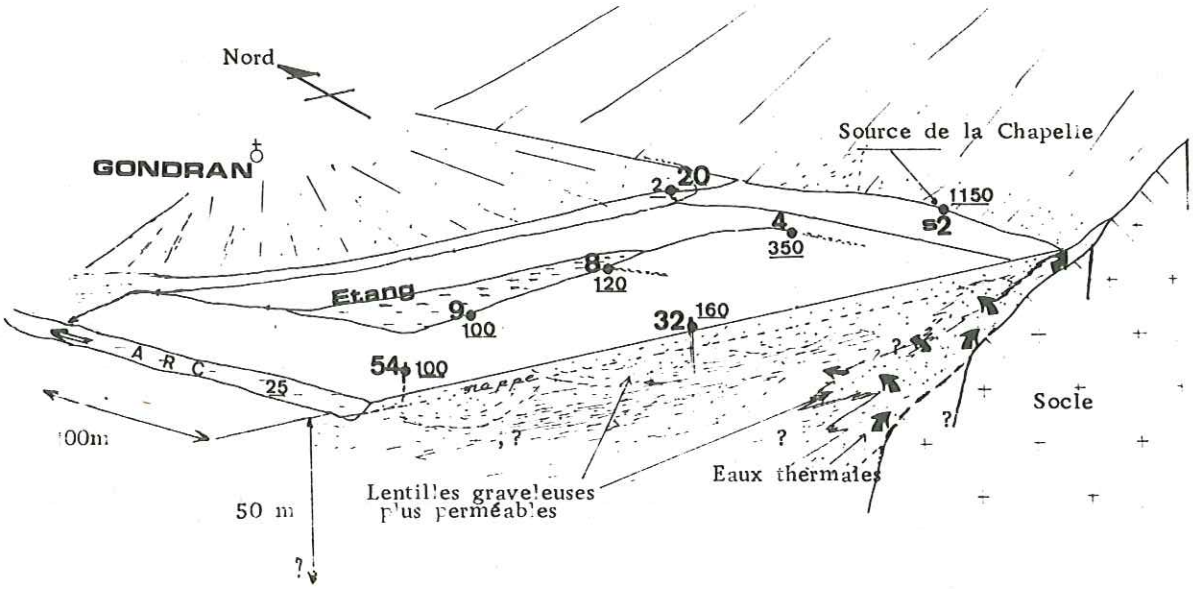


Fig. 49 - Conditions d'émergence des eaux thermominérales de la Chapelle.
Esquisse des écoulements
160 : teneur en chlorures de l'eau

chimique n°5 (fig.47) est plus bicarbonaté par suite d'un mélange avec des écoulements sous-cutanés du versant dont les faciès sont bicarbonatés calciques (type source des Tires située à 200 mètres au nord).

La présence de circulations froides proches de l'émergence thermale, doit refroidir l'eau chaude, fait qui expliquerait la température modeste par rapport à la minéralisation élevée.

Teneur en tritium

Une analyse de la teneur en tritium a été effectuée sur la venue minérale le 29 septembre 1982. La mesure a dénoté la faible teneur en tritium de cette eau, alors que les eaux de surface avaient des teneurs de 50 à 60 U.T., à la même époque.

Eau thermale	29/09/82	Source de la Chapelle	$\leqslant$ 1,4 U.T.
Eau de surface	01/10/82	Source de la Pontière	50 U.T.
	06/10/82	Source de Charrière Chaude	58 U.T.

Cette absence de tritium confirme qu'il s'agit d'eaux anciennes et profondes et qu'il n'y a que peu de mélange avec les eaux superficielles alors que l'on aurait pu penser à une contamination par les eaux du versant ou de la nappe.

Ceci conforte ce que nous avions présumé à propos de la température de cette source, le refroidissement probable de l'eau chaude n'est pas dû à un mélange avec des eaux froides, phénomène observé à la source du Pontet, mais à des circulations lentes à proximité de circulations froides, ou proches de la surface.

En l'absence de mélange, nous pouvons considérer que le faciès chimique de l'eau de la Chapelle est proche de celui des eaux thermominérales profondes.

I - 3. Les venues minéralisées dans la nappe

Des venues apparaissent dans les drains, piézomètres atteignant la nappe alluviale à proximité de la source de la Chapelle. Les analyses effectuées sur ces eaux sont reportées sur la figure 48.

Tous les intermédiaires existent entre les faciès chlorurés sodiques (type la Chapelle S_1) et des faciès plus bicarbonatés calciques.

Les mélanges peuvent se faire soit avec des eaux faiblement minéralisées en provenance des torrents issus des versants, soit avec les eaux de la nappe.

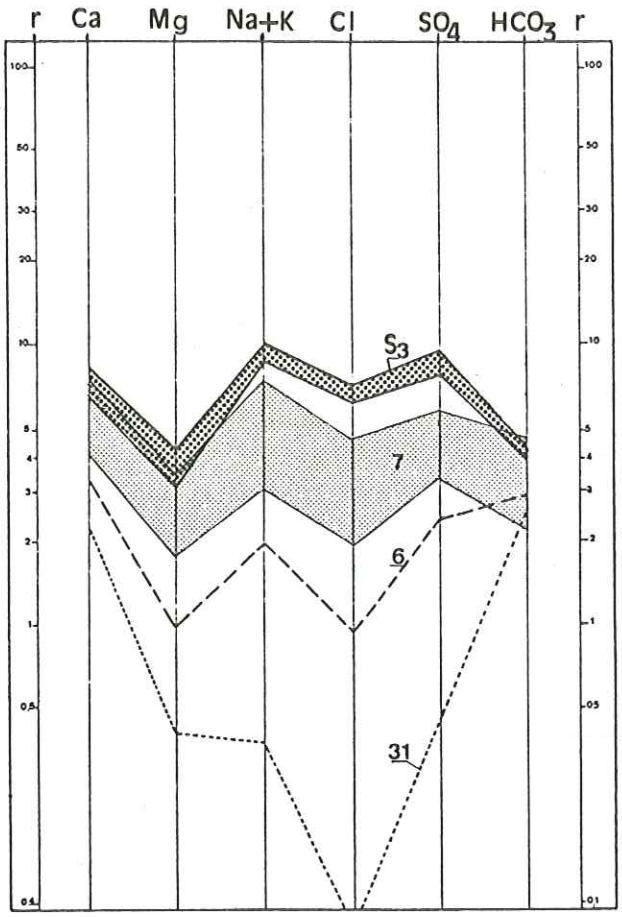


Fig.50 - Composition chimique des eaux chaudes des Chavannes

S3 : source chaude des Chavannes

7 : puits de l'Usine Rouge

6 : source non pérenne en bordure de la plaine alluviale

31 : source froide superficielle Fontaine des Pélerins

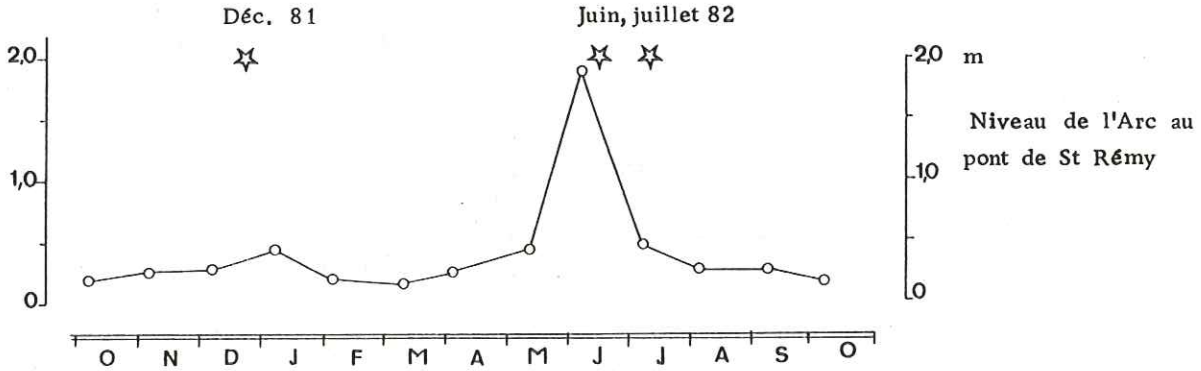
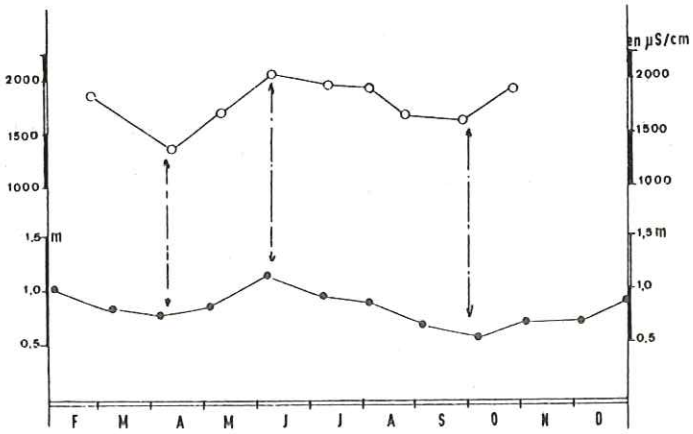


Fig. 51 - Périodes d'activité plus marquée de la source des Chavannes en relation avec le niveau de L'Arc



Conductivité de l'eau du drain n° 4

Variations du niveau de la nappe durant l'année 1982
Mesures faites à l'Etang des Chavannes

Fig. 52 - Relation entre la hauteur du niveau de la nappe et la minéralisation de l'eau du drain n°4

"La conductivité est maximale lorsque la nappe est haute "

Il aurait été intéressant de pouvoir localiser la (ou les) zones (s) de minéralisation maximale mais cela n'a pu être fait en raison de l'insuffisance des points d'observations et de l'hétérogénéité des écoulements dans la nappe.

Cependant, nous pouvons formuler quelques remarques à propos des conditions d'émergence des eaux thermales :

- Dans la nappe alluviale, des lentilles plus perméables favorisent les écoulements, elles sont probablement héritées des divagations successives de l'Arc. La trace de ces méandres plus graveleux a pu être observée au niveau du lac de la Chapelle.

Ce type d'écoulement est visible en bordure du lac où il apparaît localement une venue plus chaude à 13,5° (point n°9 , fig. 43), qui emprunte sûrement un horizon graveleux, perméable.

- La minéralisation diminue lorsque l'on s'éloigne de la bordure de la plaine. L'esquisse proposée en figure 49 permet de visualiser les phénomènes intervenant dans la remontée des eaux chaudes.

Dans le cycle per ascensum des eaux thermominérales, la perméabilité verticale de l'aquifère entre en compte alors que la perméabilité horizontale détermine les écoulements au sein de la nappe. Cette perméabilité verticale est généralement faible à cause de l'intercalation de niveaux imperméables (limons argileux, argiles, tourbes,...).

L'eau emprunterait des niveaux graveleux, sableux qui jalonnent le contact entre la nappe alluviale et le substratum.

Quoi qu'il en soit, la structure et la nature du remplissage va considérablement influencer la remontée des eaux profondes.

- Les variations annuelles du chimisme des venues minéralisées montrent que la minéralisation est plus élevée lorsque la nappe est haute (fig. 52). Cette relation niveau piézomètrique-minéralisation a été observée à la source des Chavannes S_3 (cf. paragraphe I.5.).

I - 4. La source des Chavannes

Les conditions d'émergences ont rendu difficile les prélèvements et mesures ; l'eau arrive difficilement à la surface où elle stagne.

La température maximale relevée fût de 22,0° en mai et juin 1982.

Le chimisme observé de septembre 1981 à octobre 1982 a peu varié (fig. 50), la conductivité a oscillé entre 1500 et 1780 μs/cm.

Cette eau est, du point de vue chimique, différente de l'eau de la Chapelle; les sulfates et les bicarbonates sont plus abondants.

Comme faciès type, nous avons retenu celui de la minéralisation maximale :

teneurs en mg/l	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^{+}	K^{+}	Cl^{-}	SO_4^{--}	HCO_3^{-}
	145	39	210	10	260	425	250

Sa formule caractéristique est :

$r\ SO_4 > r\ Cl > r\ HCO_3$ $\qquad$ $r\ Na > r\ Ca > r\ Mg.$

D'autres venues minéralisées, chaudes, existent plus à l'amont, ce sont :

- La source (n°6, fig. 43) située à 200 m de la source des Chavannes, toujours en bordure de la plaine. Elle est la plupart du temps assechée ; nous avons pu prélever et analyser cette eau en juin 1982. Sa température, de 15,0°C est supérieure à celle des eaux du versant (10,4°C) mesurée à la source de la Fontaine des Pélerins. De même, sa minéralisation est intermédiaire entre celle de la source des Chavannes (S_1) et celle des eaux de surface (Fontaine des Pélerins) (fig. 50).

- Les eaux du puits de l'Usine Rouge (n°7, fig. 43), dont la température oscille entre 16° et 19°. Des analyses avaient été effectuées par J.C. FOURNEAUX de 1974 à 1975, elles sont reproduites sur le diagramme fig. 50. Leur faciès est voisin de celui de la source des Chavannes, il varie au cours de l'année et on note que les sulfates deviennent prédominants quand la minéralisation diminue.

Les conditions d'émergence de ces différentes venues sont similaires à celles observées à la source de la Chapelle. Des mélanges avec les eaux de la nappe et des eaux superficielles peuvent entrainer une diminution de la température et modifier la minéralisation.

I - 5. Relation avec la nappe

Les observations mensuelles réparties de 1981 à 1982 nous ont permis d'apprécier l'activité des sources hydrothermales.

A la source des Chavannes (S_3), si l'eau thermale était subaffleurante la plupart du temps, une zone d'émergence bien définie est apparue à deux périodes distinctes, en décembre 1981 et en juin, juillet 1982. Ceci s'est caractérisé par une abondance des gaz, une température et une minéralisation plus élevées.Aux mêmes périodes, à la source n°6, l'eau est réapparue.

Sur la figure 51, nous avons représenté la hauteur du niveau de l'Arc durant ces observations. Il apparaît que l'activité plus marquée de la source des Chavannes se corrèle dans le temps avec les hautes eaux de l'Arc.

Nous avions observé ce même phénomène au niveau de la plaine de la Chapelle avec la source n°4 dont la minéralisation fut maximale en mai, juin 1982 (fig. 52), époque où la nappe était haute.

Remarquons que la source de la Chapelle n'a pas été affectée par les variations du niveau de la nappe.

Il semble que le changement des conditions hydrodynamiques de la nappe alluviale de l'Arc, modifie les caractéristiques des eaux thermales. A la suite d'une élévation du niveau piézométrique de la nappe, il se produit une concentration des eaux chaudes, une focalisation vers les lieux d'émergences privilégiées.

Ce phénomène avait été pressenti par Y. SIMEON (1980) à propos des sources thermales de Brides les Bains en Tarentaise, et plus récemment, il est décrit par J. MAISONNEUVE (1983). Les processus invoqués sont des "contre-pressions" créées par les eaux superficielles froides, dans notre cas par les eaux de la nappe alluviale de l'Arc. La remontée du niveau de la nappe doit modifier les pressions hydrostatiques et créer des barrières hydrauliques au sein de l'aquifère alluvial, hétérogène.

Cette relation entre le niveau de la nappe et les conditions d'émergences des eaux chaudes, permet d'expliquer que la source des Chavannes a plus ou moins tari depuis deux à trois ans. En effet, le niveau de la nappe a baissé par suite de l'aménagement hydroélectrique Arc-Isère, les eaux de l'Arc étant détournées vers l'Isère depuis 1980.

I - 6 . Comparaison des différentes sources thermales

Ces eaux chaudes sont toutes du type chloruré sodique, sulfaté et bicarbonaté calcique et magnésien .

En raisonnant à partir des rapports ioniques, nous allons pouvoir comparer les différentes sources.

- Diagramme $\left(r \frac{Cl}{r(Na + K)} \right. \Big/ \left. r \frac{SO4}{Cl} \right)$ (fig.53).

Ces rapports caractéristiques sont discriminants puisqu'ils permettent de distinguer les eaux de la nappe riches en sulfates des eaux thermales chlorurées.

Trois pôles se dégagent de cette figure :

- des eaux sulfatées, enrichies en alcalins (eaux de la nappe amont) ;
- des eaux faiblement minéralisées dénuées de chlorures : ce sont les eaux du versant ;
- un faciès où les chlorures sont en excès par rapport aux ions sulfates et aux ions alcalins (Na, K) , il s'agit de l'eau de la Chapelle.

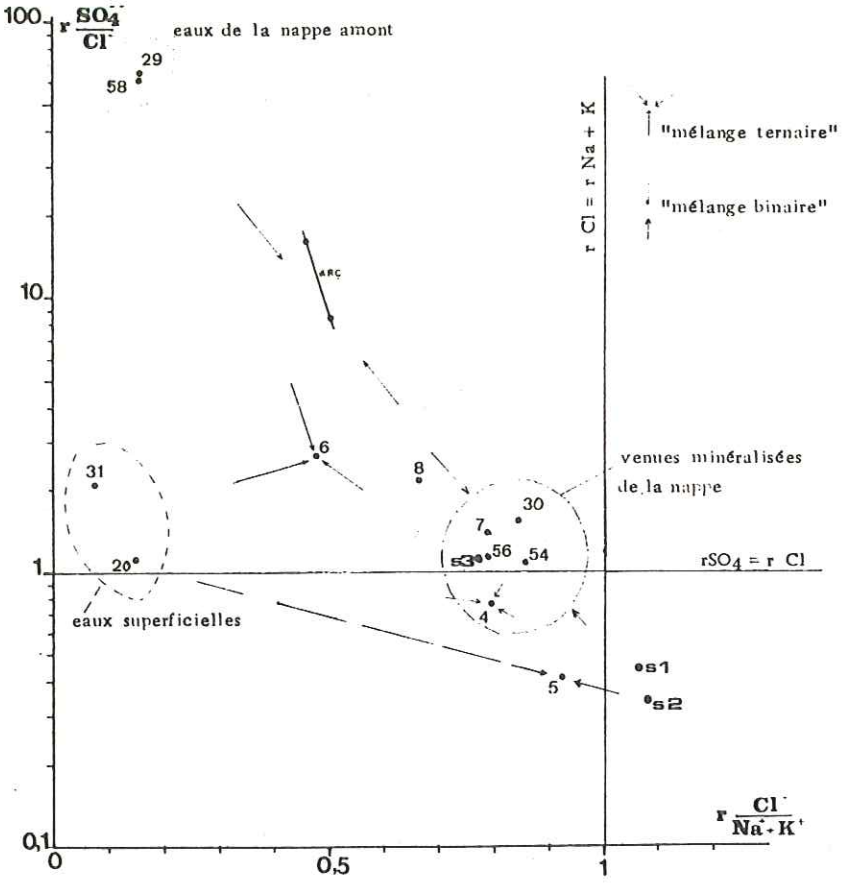


Fig. 53 - Rapports ioniques caractéristiques ($r\frac{SO_4}{Cl}$ - $r\frac{Cl}{Na+K}$) des eaux thermales de Basse Maurienne.

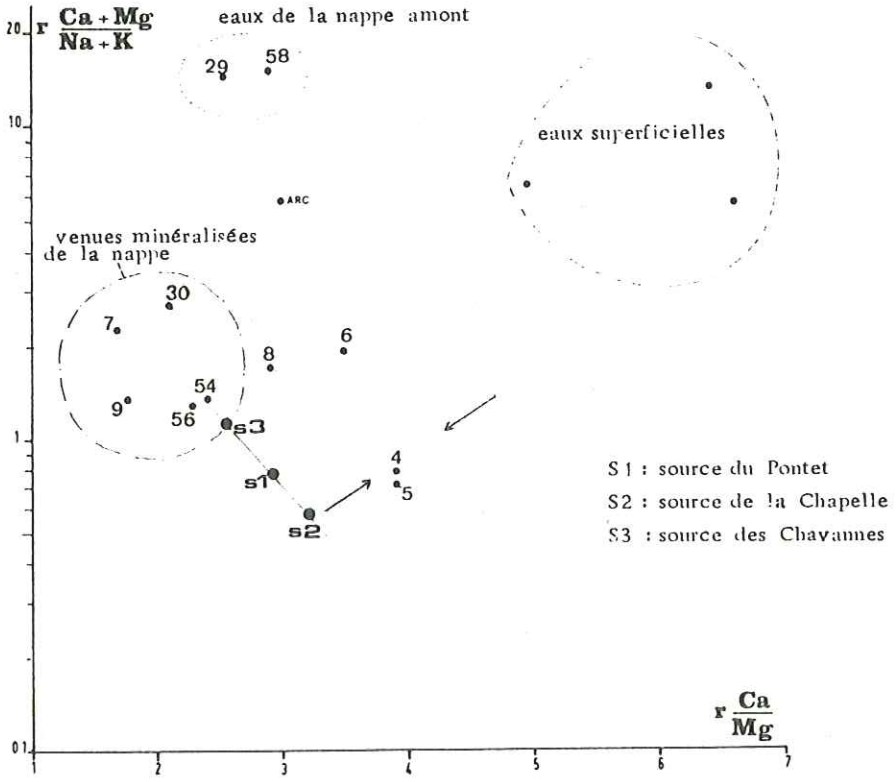


Fig. 54 - Rapports cationiques des eaux thermales de Basse Maurienne

(r en méq)

Une première constatation est la dissociation des eaux chaudes des Chavannes (S_3) de celle de la Chapelle (S_2). L'eau des Chavannes s'apparente aux eaux prélevées dans la nappe (4, 54, 56, 30), les sulfates sont prédominants et les chlorures ne sont plus en excès par rapport aux alcalins.

L'eau chaude du Pontet S_1 est très proche des eaux de la Chapelle, ses rapports caractéristiques ne sont pas modifiés par le mélange avec les eaux superficielles très peu minéralisées.

Sur ce même diagramme, on peut déterminer la complexité des mélanges entre les diverses eaux, la source n°6 pourrait correspondre à un mélange entre eaux de la nappe, eaux thermales et eaux du versant.

- Diagramme $\left(r\ \frac{Ca}{Mg}\ /\ r\ \frac{Ca + Mg}{Na + K}\right)$ (figure 54).

Le rapport $r\ \frac{Ca}{Mg}$ traduit l'excès du calcium vis à vis du magnésium qui est important dans les eaux de surface alors que dans la nappe, il est faible, voire inférieur à 1.

La comparaison des rapports cationiques des trois sources chaudes confirme nos observations précédentes. La source des Chavannes possède des rapports similaires à ceux rencontrés dans la nappe, l'eau thermale se mélangerait avec des eaux magnésiennes comme celles rencontrées aux points 7, 9, dans la nappe alluviale. Cet enrichissement en magnésium est souvent constaté dans les contextes alluviaux, il peut être expliqué par une plus grande solubilité des bicarbonates de Mg par rapport aux bicarbonates de Ca dans la nappe, ces derniers ont tendance à précipiter.

En l'absence de mesure isotopique (tritium), nous pouvons penser que l'eau des Chavannes résulte d'un mélange des eaux thermales (type S_2) et des eaux bicarbonatées et sulfatées de la nappe.

L'eau de la Chapelle qui est la plus minéralisée et non tritiée peut être considérée comme faciès type de l'eau thermale profonde.

I - 7 . Conclusion sur les conditions d'émergences

- Il existe plusieurs venues minéralisées masquées par les alluvions de l'Arc, il n'est pas exclu que des anomalies thermales non reconnues existent sous ces alluvions.

- Les eaux chaudes empruntent, au cours de leur remontée, des conduits privilégiés au sein des alluvions, en particulier à leur contact avec le substratum.

- Les conditions d'émergence sont influencées par l'hydrodynamique de la nappe.

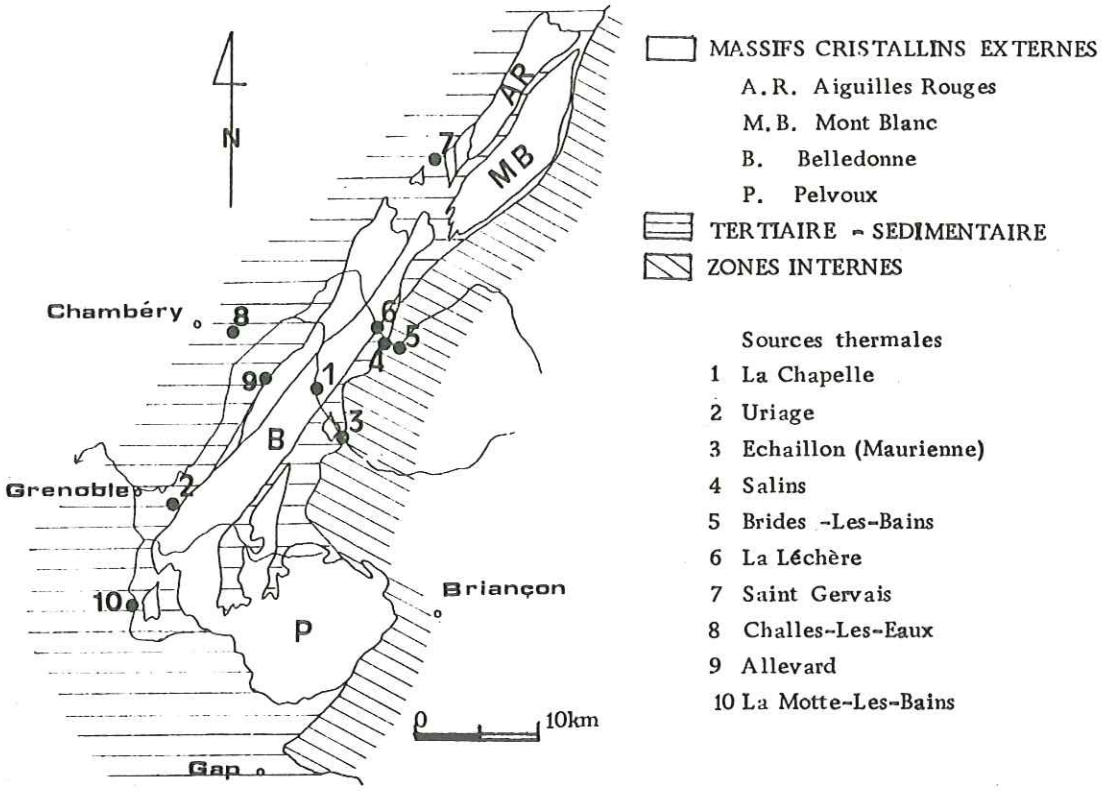


Fig. 56 - Localisation des émergences thermominérales

Tableau XIII - Composition chimique des eaux thermominérales situées en bordure des massifs cristallins externes

		Teneurs en mg/l							Rapport en méq/l				
Dénomination	T en°C	Sels en g/l	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	SO_4^{--}	Cl^{-}	$r\frac{Ca^{++}}{Mg^{++}}$	$r\frac{Na^{+}}{K^{+}}$	$r\frac{Ca^{++}+Mg^{++}}{Na^{+}+K^{+}}$	$r\frac{SO_4^{--}}{Cl^{-}}$	$r\frac{Cl^{-}}{Na^{+}+K^{+}}$
1 La Chapelle	17	2.95	250	56	700	20	225	530	1150	2,7	60	0,55	0,35	1,05
2 Uriage	27	11	460	135	3200	62	435	2520	4100	2,1	87	0,24	0,45	0,82
3 Echaillon	41,5	6.6	306	48	1950	57	300	1065	2880	3,85	58	0,22	0,27	0,94
4 Salins	32,5	15.4	760	185	4400	74	765	2300	6850	2,5	102	0,27	0,25	1,0
5 Brides	37	6.4	610	125	1350	82	420	2500	1280	3	28	0,67	1,4	0,59
6 La Léchère	50	2.9	510	57	300	19	110	1800	135	5,4	27	2,23	10	0,28
7 St Gervais	40,5	5.0	296	37	1320	40	260	2040	1015	4,9	56	0,30	1,4	0,49

- La température des eaux n'est pas en relation avec leur minéralisation, l'eau la plus chaude n'est pas la plus minéralisée. Des échanges thermiques, sans mélange, doivent avoir lieu entre les eaux chaudes et les eaux froides superficielles.

- Ces eaux se caractérisent par un contraste physico-chimique très net avec les eaux superficielles rencontrées dans la vallée de l'Arc et ses versants.

II - COMPARAISON AVEC D'AUTRES SOURCES THERMOMINERALES

Le but de cette comparaison est de voir s'il existe une différence entre les eaux de la Chapelle qui émergent du socle et les eaux thermominérales situées, en bordure des massifs cristallins externes, dans les assises sédimentaires.

Les sources concernées sont positionnées sur le schéma (fig. 56). Ce sont du nord au sud :

- Les sources de Saint Gervais, de la Lèchère, de Salins, de Brides, de l'Echaillon de St Jean de Maurienne, d'Uriage.

Les analyses physicochimiques ont été effectuées dans les mêmes conditions expérimentales le même jour. Les résultats sont regroupés dans le tableau XIII, ainsi que certains rapports ioniques caractéristiques.

II - 1. La minéralisation totale

Une approche de la minéralisation totale est donnée dans le tableau XIII ; elle correspond à la somme des ions dosés.

On s'aperçoit que les eaux les moins minéralisées sont les sources de la Chapelle, et, de la Lèchère et de Saint Gervais ($\leqslant$ 5 g/l). Cette minéralisation totale dépasse 15 g à Salins.

Il n'existe pas de relation entre la température et la conductivité puisque les eaux les plus chaudes (la Lèchère 50°, St Gervais 40,5°) ne sont pas les plus minéralisées.

Par contre, il apparaît que ce sont les sources, situées en bordure du socle, qui sont les moins chargées en éléments minéraux. La présence d'eaux faiblement minéralisées dans le socle cristallophyllien comme celles rencontrées dans la galerie Arc-Isère en est vraisemblablement la cause.

II - 2. Diagramme $\left(r\,\frac{SO_4}{Cl}\ /\ r\,\frac{Cl}{Na + K}\right)$ (fig. 57)

Les chlorures et les sulfates sont les anions dominants. Leur rapport $\left(r\,\frac{SO_4}{Cl}\right)$ permet de discriminer les diverses eaux thermales tout comme l'indice du déséquilibre chloro-alcalin $\left(r\,\frac{Cl}{Na + K}\right)$.

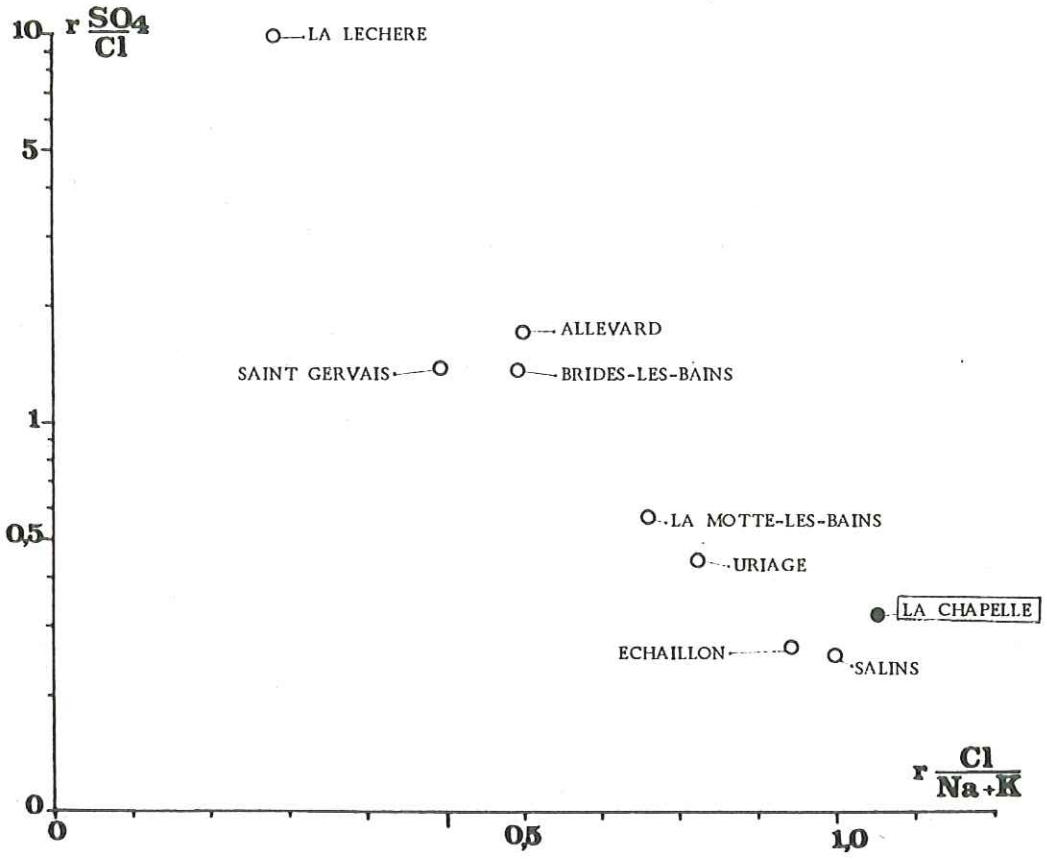


Fig. 57 - Diagramme ($r \frac{SO_4}{Cl}$ - $r \frac{Cl}{Na + K}$) des eaux thermominérales bordant les massifs cristallins externes

A partir du diagramme (fig. 57), nous pouvons distinguer :

- Des eaux sulfatées, pauvres en chlorures type la Lèchère. Cette eau thermale est sulfatée calcique ($Ca\ SO_4$) et sulfatée sodique (Na_2SO_4). Le lessivage des gypses que l'on retrouve sur le contact socle-sédimentaire est en partie responsable de la minéralisation de l'eau. Quant à l'enrichissement en sodium, il pourrait provenir d'échanges cationiques entre le Ca et le Na ; rappelons que des eaux sulfatées sodiques ont été rencontrées dans le socle.

- Des eaux qui présentent un rapport $r \frac{SO_4}{Cl}$ inférieur à 1 et un équilibre chloro-alcalin. Ce sont les eaux thermales de la Chapelle, de Salins, de l'Echaillon à St Jean de Maurienne et d'Uriage.

Cette particularité que nous avions déjà mentionnée montre que les chlorures ne sont pas uniquement sous forme de NaCl et de KCl, mais aussi en association avec le calcium et le magnésium ($Ca\ Cl_2$, $Mg\ Cl_2$) , ces sels étant très solubles. La proportion de ces derniers doit être non négligeable si l'on tient compte de la présence de $Na_2\ SO_4$.

- Des eaux de composition intermédiaire : Allevard, St Gervais, Brides. Elles sont caractérisées par un rapport $r \frac{SO_4}{Cl}$ voisin de 1 et un déséquilibre $r \frac{rCl}{Na + K}$ de 0,5.

Ces rapports caractéristiques permettent de rapprocher les eaux de la Chapelle de celles de Salins, l'Echaillon et Uriage.

II - 3. Les rapports cationiques ($r \frac{Ca}{Mg}$, $r \frac{Na + Mg}{Na + K}$)

(cf. tableau XIII)

Seule la source de Lèchère présente un $r \frac{Ca + Mg}{Na + K}$ supérieur à 1 en raison de l'abondance du SO_4Ca provenant de la dissolution des gypses.

La source de la Chapelle présente des valeurs moyennes avec un excès des alcalins vis à vis des calcoalcalins et un rapport Ca/Mg (2,7) proche de ceux de Salins et d'Uriage (2,5 ; 2,1).

II - 4. Les bicarbonates

Les bicarbonates ne sont plus les anions dominants dans ces solutions hydrothermales. Les teneurs rencontrées varient de 110 mg/l dans les eaux de La Lèchère à 765 mg/l dans les eaux de Salins.

Les mesures effectuées au laboratoire et sur le terrain n'ont pas permis de déceler la présence de CO_3^{--} (T.A. = 0), résultats qui s'accordent avec les pH voisin de 7.

Même si les teneurs en HCO_3^- des eaux de la Chapelle (de 225 mg/l) sont inférieures à celles des eaux thermales émergeant dans les assises sédimentaires, cette concentration est cependant très supérieure aux teneurs des eaux du socle qui sont de 30 à 180 mg/l. Pour cela, il faut soit admettre la solubilisation des carbonates du socle à des pressions pCO_2 élevées, soit une participation d'eaux issues des assises sédimentaires.

II - 5. Conclusions

L'étude de la répartition des éléments majeurs montre que les eaux thermominérales de Basse Maurienne présentent un faciès chimique voisin de ceux des eaux thermales de Salins, l'Echaillon, Uriage. Leur caractère chloruré sodique est prédominant.

Bien que les eaux de la Chapelle émergent dans le socle, il n'est pas possible de les différencier des eaux thermales situées dans les assises sédimentaires.

Le problème de l'origine des chlorures devra donc être pris en considération pour l'interprétation de l'origine des eaux de la Chapelle.

III - DOSAGE DES ISOTOPES DU SOUFRE

Des mesures isotopiques du soufre ^{34}S des sulfates ont été réalisées au B.R.G.M. en collaboration avec Monsieur B. BOSCH. Elles concernent les eaux des sources thermales de la Chapelle (S_2), du Pontet (S_1), et de la source froide de Notre Dame du Cruet située à proximité des gypses triasiques sur le contact bordier oriental.

Tableau XIV - Différentes valeurs des isotopes du soufre ^{34}S rencontrées dans la région

	Origine des sulfates (T: source thermale)	SO_4^{--} Teneur en mg/l	$\delta^{34}S$ (‰)
	Source de la Chapelle (T)	555	+ 12.4
	Source du Pontet (T)	150	+ 12.3
	Source de Notre Dame du Cruet	500	- 1.9
J. DAZY (1980)	Source d'Uriage (T)	2600	+ 14.7
	Source de l'Echaillon (St Jean de Mne) (T)	980	+ 14.6
	Source d'Allevard (T)	580	+ 17.4
	Gypses du Keuper (galerie Arc-Isère)		+ 13.2
D. JAMMIER (1975)	Neige (Mont Blanc)	1.8	+ 3.6
	Eaux de la galerie du Trient	8 à 22	- 1.1 à + 6.4
	Pyrites (Protogine du Mt Blanc)		- 7.9; - 4.7
J. SCHADE (1983)	Gypses triasiques des Alpes Internes		
	- Keuper		+ 12 à + 15
	- Werfénien		+ 19 à + 21
J. et S. SARROT-REYNAULD (1981)	Source de Vernis (Massif des Grandes Rousses)	420	+ 9.8

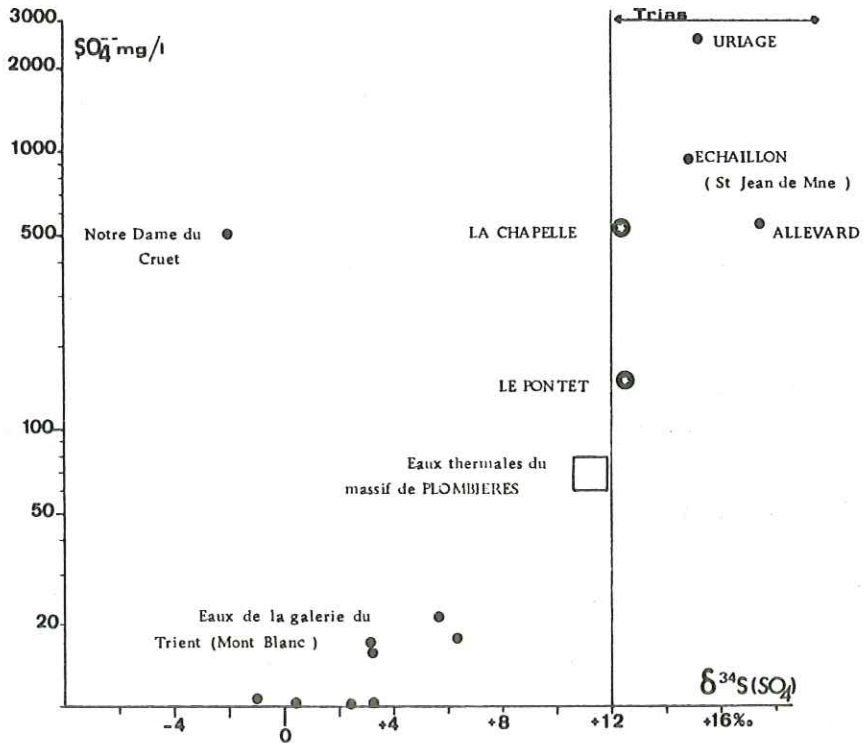


Fig. 58 - Diagramme ($\delta^{34}S$ - teneur en SO_4^{--}) des eaux étudiées

Les sulfates, en quantité importante dans ces eaux, peuvent avoir plusieurs origines. La détermination de la composition isotopique du soufre permet de caractériser cet élément et de relier son origine , soit à une oxydation de pyrites ou autres sulfures métalliques, soit à un lessivage de gypse ($CaSO_4$).

Le rapport isotopique considéré est celui de l'isotope lourd ^{34}S sur l'isotope léger ^{32}S. Il est exprimé par rapport à un étalon de référence qui est le soufre de la troïlite du météorite du Canyon Diablo, en unité pour mille :

$$\delta^{34}S\ (‰) = \frac{R_{\text{échantillon}} - R_{\text{étalon}}}{R_{\text{étalon}}} \times 1000$$

Résultats

Ils sont reproduits dans le tableau XIV, ainsi que les teneurs en sulfates des eaux considérées.

A titre de comparaison, nous avons également reporté dans ce tableau, les données isotopiques ^{34}S (δ‰) des sulfates des eaux thermales d'Uriage, d'Allevard, de l'Echaillon (J. DAZY , 1980) , des eaux de la galerie du Trient dans le massif du Mont Blanc (D. JAMIER, 1975) et des gypses des Alpes internes (J. SCHADE, 1983).

Interprétation PAR ANALOGIE

Les valeurs du rapport isotopique des eaux de la Chapelle (+ 12,4) et du Pontet (+ 12,3) confirment que l'origine de leur minéralisation est identique.

Les rapports sont légèrement inférieurs à ceux des eaux thermales de l'Echaillon à St Jean de Maurienne, d'Uriage et d'Allevard qui caractérisent une origine des sulfates par dissolution de gypses triasiques (fig. 58).

Nous aurions pu penser que les sulfates des eaux de Basse Maurienne provenaient du socle par oxydation de sulfures nombreux dans les séries cristallophylliennes, mais si l'on se réfère aux travaux de D. JAMIER (1975), les rapports seraient beaucoup plus faibles (-1,0 à +6,0).

En tenant compte de toutes ces données, les sulfates des eaux de la Chapelle pourraient résulter de la dissolution des gypses et anhydrites du Trias par des eaux du socle cristallophyllien comme celles rencontrées dans la galerie Arc-Isère. Une telle origine permettrait de justifier la valeur plus faible du rapport isotopique (+ 12,4) comparées aux rapports des eaux d'Uriage, d'Allevard (+ 14,7 ; + 17,4). Par contre, les valeurs trouvées à la Chapelle sont du même ordre de grandeur que les rapports (+ 9,8 à 12,6) des eaux sulfatées à caractère hydrothermal trouvées dans le socle du massif des Grandes Rousses; S. SARROT REYNAULD, J. SARROT REYNAULD (1981) rattachent ces sulfates à la dissolution de gypses triasiques.

Cependant, nous devons signaler que des valeurs semblables ont été trouvées dans les eaux thermales du massif cristallin de Plombières (Vosges). Y. TARDY (1980) interprète ces valeurs (δ compris entre + 10,57 et 11,81) comme le résultat de l'oxydation de sulfures métalliques ? Si l'analogie existe entre les rapports, les teneurs en sulfates sont très différentes, de 555 mg/l dans les eaux de la Chapelle, inférieures à 80 mg/l dans les eaux du massif de Plombières.

Tableau XV - Répartition des éléments traces dans les eaux thermominérales bordant les massifs cristallins externes

	$T^{re°}$	Si	Rb	Li	Sr	Fe	Mn	B	F
La Chapelle	17	9	0,025	0,45	8	0,17	1,2	0,5	0,65
Uriage	27	13	0,15	3,95	16	/	0,15	3,0	0,9
Echaillon	41,5	20	0,44	2,3	11,5	1,5	0,6	3,7	1,8
Salins	32,5	13,5	0,3	3,1	22	3,9	0,15	2,5	0,55
Brides	37	17,5	0,18	3,0	17	1,7	0,1	3,4	1,4
La Léchère	50	22	0,13	0,9	12,5	0,7	0,1	1,65	1,45
St Gervais	40,5	23	0,25	10,5	16	0,06	0,4	9,8	2,15

Teneurs exprimées en ppm

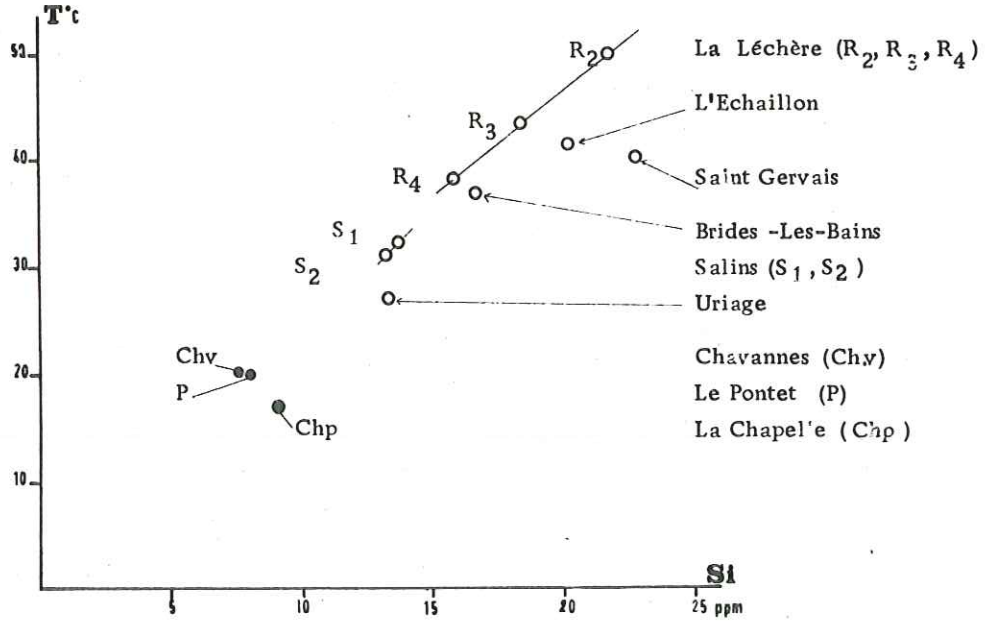


Fig. 59 - Diagramme (température- teneur en Si) des eaux thermales des Alpes

La valeur δ ‰ ^{34}S de l'eau de Notre Dame du Cruet (S = -1,9) montre que les sulfates ne correspondent pas à la dissolution des gypses triasiques mais des moraines würmiennes et alluvions d'où l'eau s'écoule ; les sulfates triasiques auraient recristallisé dans les moraines.

IV - ETUDE DES ELEMENTS TRACES ET DES BOUES ROUGES

IV - 1. Les éléments traces

Les éléments traces ont été dosés soit par spectrométrie (Si, Rb, Sr, Fe, Mn), soit par des méthodes colorimètriques (B, F) en collaboration avec Mme USELLE (Institut Dolomieu) et J. ROCHAT (faculté de pharmacie de Grenoble).

Les analyses ont porté sur les eaux thermales de Basse Maurienne et sur d'autres sources thermales bordant les massifs cristallins externes.

Les résultats sont regroupés dans le tableau XV.

- La silice

La silice est présente dans les eaux naturelles sous forme dissoute et colloïdale.

La teneur en silice des solutions saturées par rapport au quartz est d'autant plus forte que la température est élevée. La cristobalite, la silice amorphe et les argiles jouent également un rôle dans le contrôle de la teneur en silice.

Nous avons dosé le silicium dans ces eaux par absorption atomique, si bien que l'extrapolation a la teneur en silice dissoute doit tenir compte de la phase colloïdale.

Il apparaît que les eaux les plus chaudes sont les plus riches en silicium ; St Gervais, la Lèchère, l'Echaillon (cf. fig. 59). Les eaux de la Chapelle présentent des teneurs faibles en accord avec leur température modeste (17°).

Sur ce diagramme, nous avons représenté les teneurs en Si des eaux du Pontet et des Chavannes. Ces eaux bien que plus chaudes que les eaux de la Chapelle ont des teneurs en silice plus faibles ; ceci est à rattacher à un mélange avec les eaux superficielles moins chargées en silice.

La proportion de la silice dans les eaux thermales est en étroite relation avec leur température d'émergence et non avec la présence de terrains cristallophylliens à proximité de certaines émergences.

- Autres éléments traces : Li, Rb, B, F

Les eaux de Basse Maurienne ont les teneurs les plus faibles en ces éléments, inférieures à 1 ppm. Au regard de ces résultats, il n'apparaît pas de corrélation nette avec la température. En considérant que la présence de ces éléments est liée aux températures des aquifères profonds, ces valeurs faibles

Tableau XVI - Teneurs en éléments majeurs des boues rouges (fluorescence X)
Résultats en %

	Chapelle	Charrière Chaude	Lias	Echaillon
SiO_2	19.6	57.0	8.64	15.32
Al_2O_3	3.37	14.76	1.36	2.33
Fe_2O_3	34.46	10.72	49.9	48.66
MnO	7.25	1.11	4.55	0.07
MgO	0.93	2.07	0.68	0.40
CaO	9.42	0.79	1.42	7.67
Na_2O	0.92	1.37	ND	0.92
K_2O	0.84	4.28	0.44	0.38
TiO_2	0.19	0.34	0.16	0.69
P_2O_5	0.43	0.12	0.29	0.09
P.F	22.49	6.79	32.52	23.44

Tableau XVII - Teneurs en éléments traces des boues rouges , en ppm

ppm	Echaillon	Chapelle	Argentine
Pb	195	75	75
Zn	3500	80	62
Cu	350	65	8
Ba	230	520	717
Ag	<3	<3	<3
Bi	20	10	<10
As	>9999	100	<50
Sn	<10	<10	<10
B	135	55	24
V	<10	<10	22
Mo	16	35	<5
Cr	45	<10	30
Ni	15	125	19
Co	<10	135	14
Sr	1500	1100	140
Sb	<50	<50	<50
Ga	29	<5	33
Ge	140	<30	<30
Be	30	<10	<10
Zr	270	160	<100
La	145	95	<31
Li	15	45	21
Mn	1100	177500	1732

(Argentine : boues de la galerie de Charrière Chaude dans le granite d'Epierre)

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

dénoteraient la faible température des eaux atteintes en profondeur. Dans cette hypothèse, les eaux de Saint Gervais riches en lithium, en bore et en fluor présenteraient des températures atteintes en profondeur élevées.

Cependant, nous devons souligner à propos de ces éléments traces, qu'ils sont également présents dans les boues rouges associées aux eaux thermales, en quantité non négligeable. Il se peut que ces éléments soit piégés ou en association avec les colloïdes.

- Le fer - le manganèse

Les eaux analysées ont été préalablement acidifiées (HCl concentré) au moment du prélèvement.

Les eaux de la Chapelle présentent des teneurs assez fortes en manganèse, alors que leur teneur en fer est faible (0,17 ppm) comparée aux eaux de Salins (3,9 ppm).

Le manganèse semble caractériser l'activité hydrothermale de la Chapelle qui se démarque ainsi des autres émergences thermales.

Conclusion à l'étude des éléments traces

Ces résultats acquis sur les eaux thermales amènent quelques conclusions :

- Chaque activité thermale possède des caractéristiques propres, les eaux de la Chapelle sont caractérisées par la présence de manganèse, les eaux de l'Echaillon par le rubidium, les eaux de Saint Gervais par le lithium, le bore.

- Ces caractéristiques différentes sont à rattacher à la composition des terrains traversés par les eaux thermales, à la température des aquifères profonds, aux conditions de remontée des eaux thermales, aux équilibres physicochimiques règnant dans les circuits. Elles prouvent que chaque eau thermale est en partie indépendante des autres.

- L'interprétation des résultats est ainsi rendue difficile à cause de tous ces paramètres pouvant modifier les teneurs en éléments traces. Il faut donc considérer avec beaucoup de prudence les teneurs en éléments traces des solutions. Toute dissolution ou précipitation pendant la remontée peut modifier complètement leur concentration, ce qui est le cas des eaux thermales alpines où les eaux sont accompagnées de dépôts visibles aux émergences.

IV - 2. Etude des boues rouges

Les eaux thermominérales de Basse Maurienne sont accompagnées de dépôts visibles près des émergences de la Chapelle et des Chavannes mais plus particulièrement, au niveau de la plaine de la Chapelle au pied du cône de déjection (drain n° 4, fig. 43).

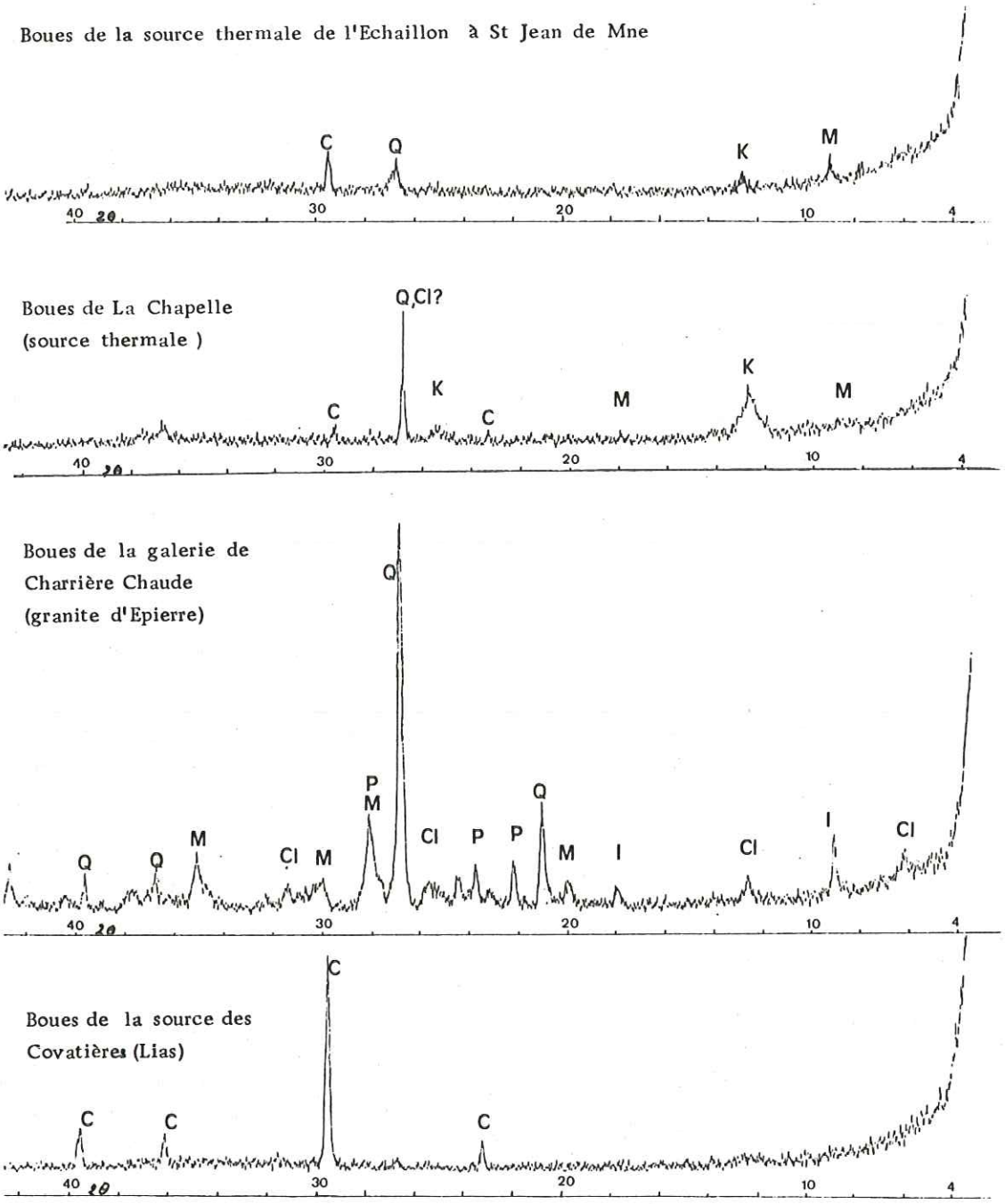


Fig. 60 - Diffractogrammes des boues rouges

C : calcite ; Q : quartz ; P : feldspath plagioclase ; M : micas
Cl : chlorite ; I : illite ; K : kaolinite

Ces dépôts de couleur rouge, noire, sont principalement constitués de colloïdes d'argiles, d'oxydes, d'hydroxydes, ...

De même dépôts, décrits par Y. SIMEON (1980), accompagnent les eaux thermales de Tarentaise (Salins, Brides).

Nous avons procédé à l'analyse de ces boues par calcimètrie, par diffraction aux rayons X et par fluorescence X. Les analyses ont été également effectuées sur les boues de la source thermale de l'Echaillon à Saint Jean de Maurienne, sur des boues prélevées dans le granite d'Epierre dans la galerie de Charrière Chaude ainsi que sur les boues de la source des covatières qui émerge dans le Lias.

- Mesure par calcimètrie

Les résultats sont les suivants :

Boues de la Chapelle	:	—
Granite Epierre	:	—
Lias (Covatière)	:	42 % calcite magnésienne
Echaillon	:	11 % calcite magnésienne.

Les boues prélevées dans le socle ne présentent pas de carbonates alors qu'ils constituent une part importante des boues du Lias où elles sont associées à une eau très bicarbonatée calcique et magnésienne.

La calcite magnésienne apparaît aussi dans les boues thermales de l'Echaillon dans un pourcentage moindre. On peut penser que ces carbonates ont précipité à l'image des tufs calcaires observés à l'émergence de la source des Covatières.

- Analyses par diffraction X

Dans le but de déterminer la composition minéralogique de nos échantillons, deux types d'analyses ont été réalisées :

- diffraction sur poudre totale non orientée, neutre ;
- diffraction sur fraction argileuse inférieure à 2 microns : neutre, chauffée, éthylène glycolée.

Les diffractogrammes sur poudre totale sont données en figure 60

Les minéraux décelés sont les suivants :

	La Chapelle	Boues de Granite Epierre	Lias	Echaillon
Diffraction X sur roche totale	Quartz, micas, feldspath, calcite	Quartz, feldspath micas, argiles	Calcite	Quartz, calcite feldspath ?
Diffraction X sur fraction argileuse	Kaolinite	Kaolinite, illite interstratifiées chlorite (trace)		

La calcite ressort nettement sur le diffractogramme des boues du lias, ceci confirme l'analyse par calcimétrie.

Les boues prélevées dans le granite d'Epierre sont caractéristiques des minéraux des granites (quartz, feldspaths) et de leurs produits d'altération les argiles (kaolinite, illite).

Dans les boues de la Chapelle, le quartz est bien exprimé, les feldspaths, les micas, la calcite sont moins prédominants. La fraction argileuse est représentée par la kaolinite qui correspondrait à un dépôt, à partir des eaux chaudes, au cours du refroidissement. La mobilisation de l'aluminium due à une plus grande solubilité des feldspaths à haute température peut provoquer la formation de kaolinite.

Les boues de l'Echaillon contiennent du quartz, de la calcite, ... les autres éléments n'ont pu être déterminés.

- Analyse par fluorescence X

Les éléments majeurs ont été dosés par spectométrie à l'Institut Dolomieu (tableau XVI), les éléments traces ont été réalisés par le laboratoire de géochimie de la société MINATOME (tableau XVII).

Les pertes au feu importantes, les très fortes teneurs en oxydes de fer ne permettent pas d'avoir une bonne précision dans les analyses. Ainsi, l'analyse par fluorescence X des boues du Lias donne 2 % de calcium et de magnésium, ce qui est contradictoire vis à vis de l'analyse par calcimètrie (42 % de calcite magnésienne) et par diffraction X.

Cependant, quelques remarques peuvent être formulées à propos de ces résultats :

- Les boues de la Chapelle présentent une composition intermédiaire entre celle des boues du lias et celle des boues du granite d'Epierre (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 , ...).
- Les boues de l'Echaillon et de la Chapelle ont une composition voisine, sauf pour le manganèse fortement exprimé dans les boues de la Chapelle.

Les éléments traces sont plus discriminants. Les fortes teneurs en manganèse que nous avions relevées en solution dans les eaux chaudes de la Chapelle ressortent très nettement.

La teneur en manganèse (177500 ppm) que nous devons mesurer, permet néanmoins de préciser l'anomalie en manganèse des eaux thermales de Basse Maurienne. Elle permet aussi d'apprécier les processus de précipitations des espèces minérales des eaux ou de leur piègeage. La valeur de 1,2 ppm de Mn dans l'eau thermale est très inférieure à celle trouvée dans les boues.

Dans ces boues, on retrouve les éléments peu solubles tel que le baryum (le sulfate de Ba ($BaSO_4$) précipite très facilement), mais aussi des cations (Sr) , des métaux lourds, qui sont fréquemment adsorbés sur la surface des oxydes de fer, de silicium (SIGG L. et STUMM W., 1980).

Les teneurs élevées en Zn, Cu, Pb, des boues de l'Echaillon ne semblent pas sans lien avec les minéralisations fluorées riches en blende, galène du massif du Rocheray situé non loin de l'émergence thermale.

Par l'étude des éléments traces, nous pouvons caractériser chaque activité thermale qui présente des anomalies propres, le manganèse à la Chapelle, l'arsenic à l'Echaillon.

(Remarque : Les fortes teneurs en arsenic avaient été identifiées à Salins dans les boues thermales: J. SARROT REYNAULD, 1979 ; cette analogie pourrait confirmer certaines ressemblances entre les deux émergences de l'Echaillon et de Salins).

IV - 3. Conclusion

Les boues associées aux eaux thermales se distinguent des boues de "surface" constituées essentiellement de calcite (Lias) et d'argiles (granite d'Epierre).

De nombreux éléments sont sous forme cryptocristalline ou colloïdale dans les boues si bien que leur identification par diffraction X est impossible. De plus, la présence d'oxydes de fer perturbe les analyses par fluorescence X.

Les résultats présentés ici soulignent l'intérêt que présence l'étude de ces boues dans l'approche des systèmes hydrothermaux, et dans la reconcentration de certains éléments (manganèse, baryum, arsenic) pouvant aboutir à la génèse de certains gîtes minéraux.

V - INTERPRETATION

Afin de donner une interprétation sur l'origine des eaux thermominérales de Basse Maurienne, nous allons confronter les structures géologiques régionales aux données physicochimiques de ces eaux.

V - 1. Cadre géologique

Les eaux chaudes émergent au droit des massifs cristallins externes sous les alluvions de l'Arc, à proximité de l'accident de Fond de France (fig. 61).

Cet accident majeur, bien marqué morphologiquement en rive gauche de l'Arc au niveau du vallon de la Lescherette, est repris en rive droite par un accident de direction N 70 E. Il semble que cet accident, ébauché lors des phases hercyniennes, a rejoué différemment de part et d'autre de la vallée de l'Arc lors des dernières déformations cassantes (alpines).

Dans un contexte plus général, l'accident de Fond de France correspond à un accident profond, subvertical affectant le rameau interne des massifs cristallins externes avec un rejeu destre marqué

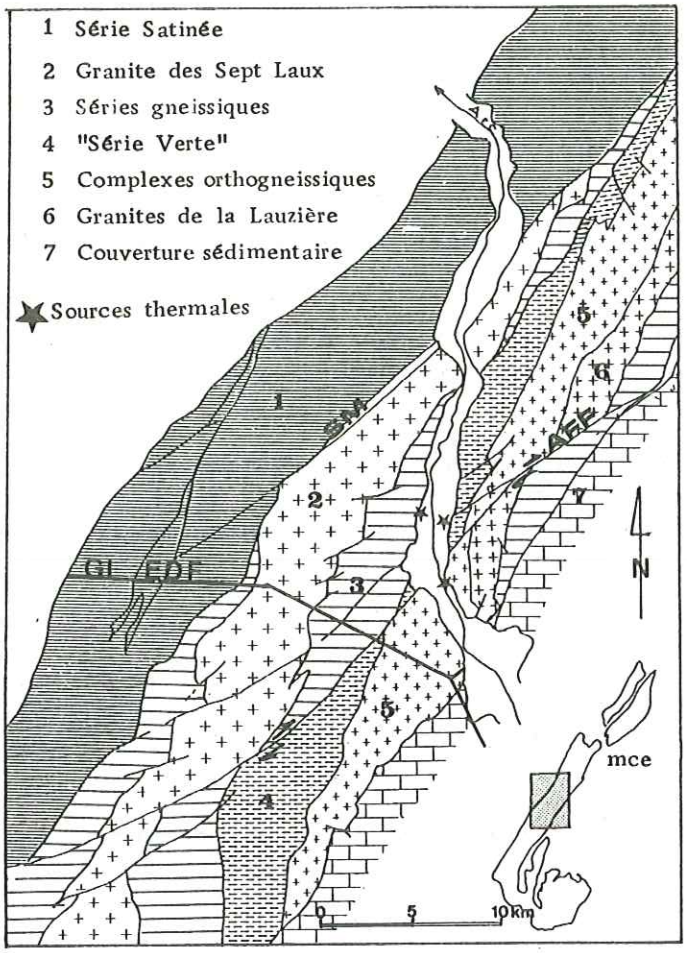


Fig. 61 - Situation des émergences thermales de Basse Maurienne dans les massifs cristallins externes (mce)

SM : "Synclinal Médian " ; AFF : accident de Fond de France

Gl EDF : galerie EDF Arc-Isère

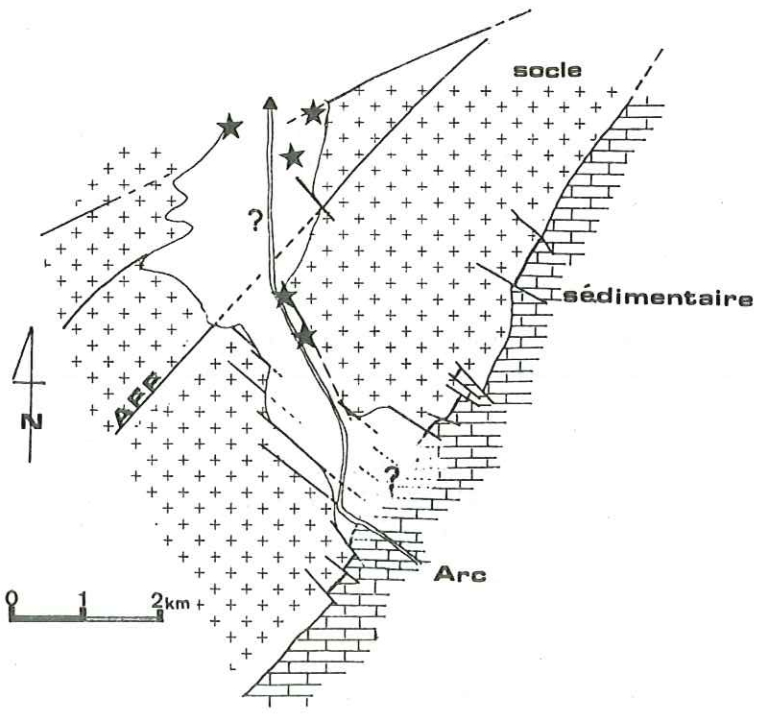


Fig. 62 - Le contact bordier oriental (socle-sédimentaire) au niveau de la vallée de l'Arc.

sources thermales ; AFF : accident de Fond de France

Du point de vue de la fracturation, les émergences se situent dans un contexte fracturé. Le hiatus d'observation créé par les alluvions de l'Arc ne nous permet pas de préciser sur quels types de fractures se fait la remontée des eaux chaudes. Cependant, une zone de faiblesse plus fracturée doit exister au niveau de la vallée, celle-ci peut être observée sur le contact bordier sédimentaire cristallin (fig. 62).

Ce sont des accidents transverses regroupant des directions N 120 E à N 150 E qui sont approximativement les directions de distensions alpines et des décrochements sénestres de faibles ampleurs.

Plusieurs fractures doivent intervenir dans la remontée des eaux chaudes qui s'étalent sur plus de 3 km.

V - 2. Hydrogéologie régionale - Circuit hydrothermal

On sait que dans les processus hydrothermaux, des eaux météoriques froides s'infiltrent jusqu'à une grande profondeur où elles acquièrent leur température et remontent à la surface, le chimisme de l'eau évoluant au cours du cycle.

Au point de vue structural, les roches perméables "enracinées" vont permettre aux eaux de percoler en profondeur, des fractures ou conduits verticaux interviendront dans le cycle ascensionnel des eaux chaudes. L'étude du thermalisme nécessite donc la connaissance de l'hydrogéologie profonde, des mégastructures du socle et d'évaluer les possibilités d'existence d'aquifères profonds.

Les données hydrogéologiques recueillies dans la galerie Arc-Isère creusées à 1000 mètres sous la surface fournissent une preuve que des eaux s'infiltrent en profondeur dans le socle.

Ces eaux sont faiblement minéralisées. Il ne s'agit pas d'eaux anciennes mais de circulations récentes.

Leur température montre qu'elles sont plus ou moins en équilibre thermique avec les roches (20 à 30°C).

Les roches aquifères de cette région sont principalement constituées par les granitoïdes anciens de Saint Colomban et des Sept Laux, tandis que les formations schisteuses sont peu aquifères. Ainsi, des unités à perméabilité faible alternent avec des roches à forte perméabilité de fissures.

Ces granitoïdes constituent une zone d'infiltration favorable aux eaux depuis la surface jusqu'à grande profondeur, puisque ces séries s'enracinent. Les circulations observées empruntent préférentiellement les roches les plus compétentes ayant une fracturation intense et interconnectée.

V - 3. Les données physicochimiques

- Le manganèse

Les fortes teneurs en manganèse des eaux et des boues rouges de la Chapelle confèrent à cette activité thermale un intérêt particulier.

Dans la région, le manganèse est décrit en association avec de nombreuses minéralisations carbonatées,par exemple, avec les sidérites de Saint Georges des Hurtières situées dans la Série Satinée (R. Le Suavé, 1974). Il se retrouve aussi avec les filons de carbonates rencontrés en Lauzière, dans les boues de la source des Covatières située à proximité de l'accident bordier.

Il s'avère que la présence de manganèse correspond à une anomalie régionale. Sa présence dans les boues rouges et dans les eaux thermales pourrait signifier que les eaux chaudes auraient circulé dans les massifs cristallins.

- L'uranium (cf. 3ème partie du mémoire)

En raison des fortes teneurs en uranium rencontrées dans les boues rouges (32 ppm), nous pouvons également penser qu'il y a eu lessivage des roches du socle par les eaux au cours du circuit thermal. Cet uranium que l'on retrouve dans les eaux de surface et dans les eaux des galeries en quantité importante n'a pu être emprunté qu'aux roches cristallophylliennes ou aux minéralisations qui leur sont associées, les roches sédimentaires de la région étant dépourvues d'uranium.

- La kaolinite

Cette argile a pu précipiter lors de la remontée des eaux chaudes (FRITZ, 1982) à partir d'une eau proche de la saturation en éléments provenant des minéraux des granites. Ce qui confirme la relation existant entre le lessivage du socle et les eaux thermales.

- Les éléments majeurs

Dans la comparaison avec certaines eaux thermales bordant les massifs cristallins, le profil chimique des eaux de la Chapelle s'est avéré très proche de ceux des eaux de Salins, d'Uriage, de l'Echaillon; c'est à dire de type chloruré sodique, sulfaté et bicarbonaté calcique et magnésien.

Nous avions déduit des données isotopiques du soufre, une origine principalement triasique pour les sulfates. Le gypse ou l'anhydrite sont connus dans cette région au niveau des accidents bordiers du socle et au niveau des accidents chevauchants tel que le "Synclinal Médian".

Les teneurs en bicarbonates sont également élevées (225 mg/l) tout comme la teneur en CO_2 dissous (16 mg/l). Pour expliquer ce caractère bicarbonaté des eaux thermales, il faut soit invoquer un lessivage de roches sédimentaires, soit une déstabilisation en profondeur des carbonates du socle. (Les eaux de la galerie Arc-Isère sont peu bicarbonatées avec des teneurs inférieures à 100 mg/l de

HCO_3^-), en présence de CO_2 profond ou en présence de saumure. La salinité (NaCl) favorise en effet la dissolution des carbonates.

Même si l'on admet que les eaux thermales ont lessivé le socle cristallin et les assises sédimentaires, il reste à expliquer l'origine des chlorures qui sont en quantité importante dans les eaux thermales de Basse Maurienne puisqu'ils constituent 70 % (en ppm) de la minéralisation de l'eau de la Chapelle.

V - 4. L'origine des chlorures

Les analyses des eaux de surface n'ont pas révélé de teneurs en chlorures supérieures à 5 mg/l, dans le socle comme dans les assises sédimentaires liasiques et triasiques. Cette absence de chlorures dans les unités internes avait été mentionnée par Y. SIMEON (1980).

Les chlorures, présents dans les eaux thermominérales de nombreuses régions dans des proportions allant de quelques mg/l (Plombières: Vosges) à quelques grammes/l (Alpes, Jura), peuvent avoir des origines diverses.

Il peut s'agir de mise en solution de chlorures contenus dans les granitoïdes qui ont des teneurs de l'ordre de 300 ppm de Cl^- (H et M. SCHOELLER, 1979). Ils sont, dans ce cas, en inclusion dans la roche ou dans les réseaux silicatés de certains minéraux (apatite, biotite, ...).

H. et M. SCHOELLER proposent plutôt une origine magmatique des chlorures des eaux thermales du Massif Central.

Cette origine magmatique a pu être démontrée (NOBLE, 1977) ; elle repose sur le fait que la cristallisation des roches ignées s'accompagne de la perte des 4/5 du chlore initial. Ce chlore peut être piégé dans les inclusions fluides ou bien s'échappe du magma (fumerolles).

Les chlorures peuvent aussi provenir de lessivage d'évaporites (halite NaCl, sylvite KCl, carnallite $KMgCl_3$).

Certains travaux tendent à montrer que les chlorures dans les eaux thermales alpines (Uriage, Salins, La Lèchère), pourraient être en relation avec des niveaux salifères triasiques (Y. SIMEON, 1980 ; J. DAZY, 1980).

Or, de tels niveaux salifères ne sont pas connus dans les unités internes alpines où émergent les eaux thermales de Salins, l'Echaillon, La Chapelle. Ils sont par contre mentionnés dans les unités triasiques externes (MEGARD-GALLI, BAUD 1977). Ce sont les bassins triasiques du sud-est et le bassin jurassique au nord (fig. 63).

D'autre part, G. MASSONAT (1981) a décelé la présence de halite et de sylvinite dans les évaporites triasiques au front des massifs cristallins externes (galerie Arc-Isère).

Si l'on tient compte de l'hypothèse des chevauchements des massifs cristallins externes vers le nord ouest, la limite paléogéographique ne peut correspondre aux limites exactes des bassins salifères externes.

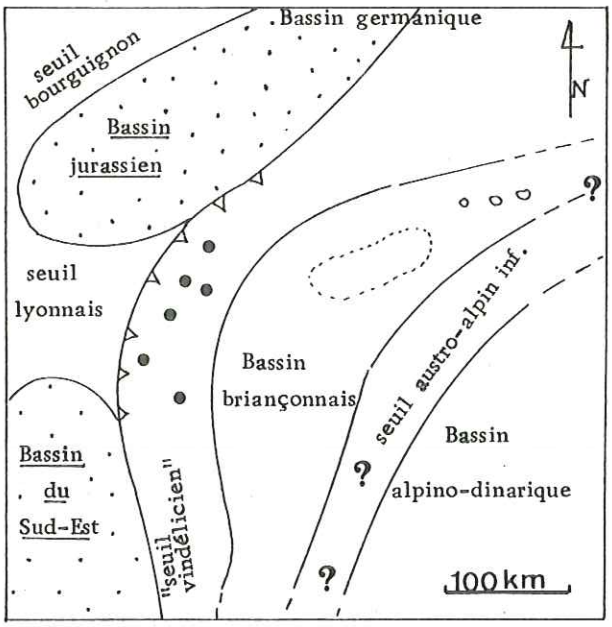


Fig. 63 - Schéma de localisation des seuils et bassins triasiques

(J. MEGARD-GALLI, A. BAUD ; 1977)

● sources thermominérales alpines riches en chlorures de sodium

chevauchement des massifs cristallins externes (cf. Fig. 64)

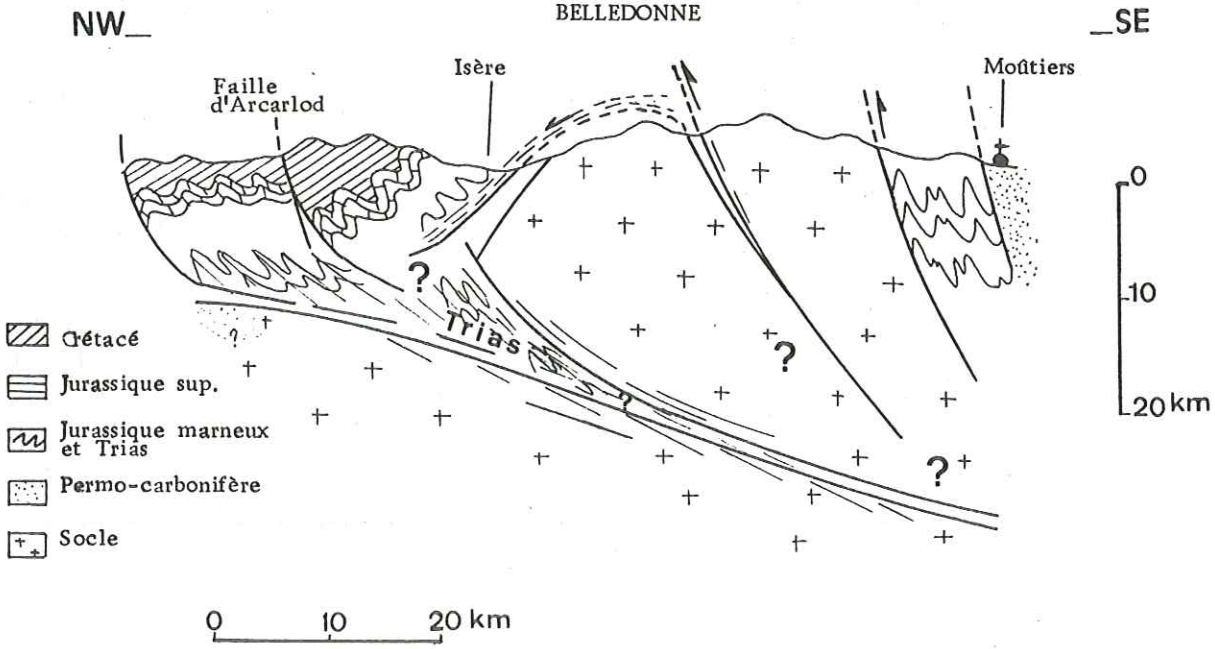


Fig. 64 - Décollements des massifs cristallins externes vers le Nord -Ouest

(PROGRAMME ECORS , profil Macon-Moûtiers , 1982)

La figure 64 traduit l'hypothèse du décollement du socle au front des massifs cristallins, déduit de profils sismiques. La coupe est tirée du Programme "ECORS" 1982.

Ce chevauchement qui serait d'échelle plurikilométrique (com. orale de G. MENARD) peut masquer des bassins salifères coincés sous les unités chevauchantes .

Une telle hypothèse à propos de la présence de sels évaporitiques au niveau de chevauchements de socle sous les massifs cristallins permettrait d'expliquer :

- Les fortes teneurs en chlorures (KCl, NaCl, $MgCl_2$) rencontrées dans les eaux thermales alpines. Ces chlorures sont un point commun à toutes les sources thermales et sont en quantités très supérieures à celles contenues dans les eaux du Massif Central où les chlorures sont probablement magmatiques.

- Le caractère aléatoire de la teneur en chlorures des eaux thermales alpines vis à vis de leur lieu d'émergence (socle, Lias, Trias, ...).

Dans le cadre des eaux thermales de Basse Maurienne, des saumures auraient migré dans les fractures du socle chevauchant puis seraient reprises par les eaux circulant à grande profondeur dans les fissures du socle au cours du circuit hydrothermal convectif. Ces sels ont été observés dans des fractures du socle sous forme de placages.

Nous n'avons pas retenu l'hypothèse de remobilisations de fluides profonds du socle riches en chlorures, vu les concentrations élevées en chlorures de ces eaux thermales, et par analogie avec l'origine des sulfates.

V - 5. Modèle proposé

Afin de donner une interprétation concernant l'origine des venues thermominérales de Basse Maurienne, nous admettons une dualité dans l'acquisition de leur minéralisation. Une partie serait acquise par lessivage des séries granitiques et des filons qui les accompagnent, l'autre proviendrait de la remobilisation de chlorures profonds existants dans les fractures du socle par les eaux du circuit hydrothermal convectif.

L'infiltration des eaux en profondeur, gouvernée par la forte perméabilité de fissures des granitoïdes anciens, conduit à la constitution d'un aquifère profond (fig. 65). Les eaux réchauffées remonteraient à l'aplomb des parties topographiquement les plus basses de l'aquifère à la faveur de fractures ouvertes. Dans le cadre des venues étudiées, nous pouvons penser que les eaux chaudes empruntent des directions ouvertes approximativement N 120 E à N 140 E.

L'accident de Fond de France jouerait en tant que limite imperméable (écran) parce qu'il juxtapose des séries de perméabilité différente. Il n'a pas été trouvé de venues thermominérales sur cet accident dans la galerie Arc-Isère.

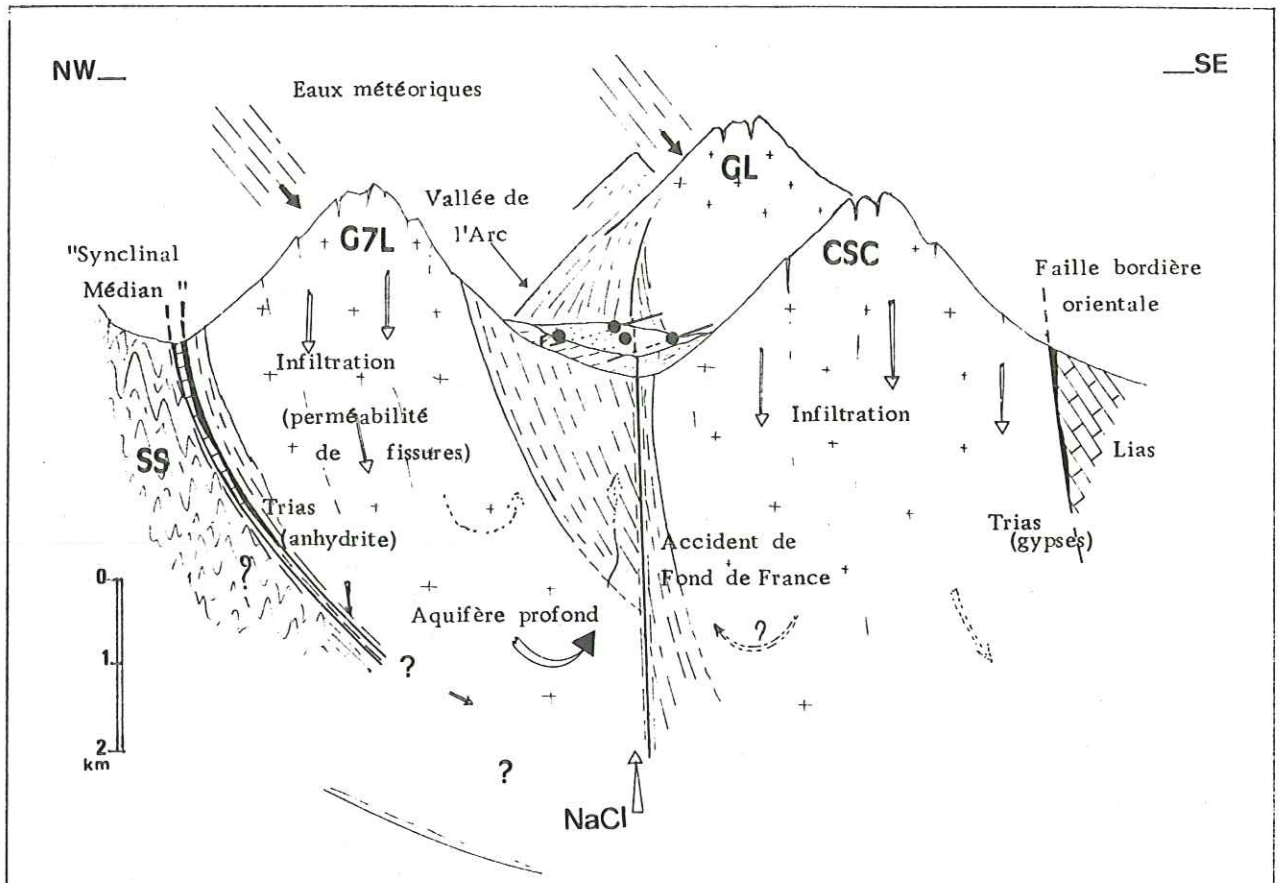


Fig . 65 .- Schéma du circuit hydrothermal proposé

●Sources hydrothermales de Basse Maurienne

SS : Série Satinée ; GL : granite de la Lauzière

G7L : granite des Sept Laux; CSC: complexe de St Colomban

gn : séries gneissiques et schisteuses

Sur ce schéma, les niveaux de gypses triasiques du "Synclinal Médian" sont représentés, il peuvent participer à l'enrichissement en sulfates des eaux chaudes. Les chlorures non observés au niveau des évaporites de ce "Synclinal Médian" seraient encore plus profonds et proviendraient de saumures sous le chevauchement principal.

La température modeste (17 à 20°) peut s'expliquer par une remontée assez lente des eaux chaudes à travers une zone très fracturée du socle puis dans les alluvions de l'Arc. Il n'existerait pas de conduit vertical de forte perméabilité comme à la Lèchère (50°) ou à l'Echaillon à St Jean de Maurienne (42°) mais des remontées diffuses sur différentes fractures donnant plusieurs sources étalées sur 3 km. Des pertes de chaleur (conduction, convection) engendrent une zone de flux de chaleur diffuse dans la zone environnant les venues hydrothermales. (La source de la Combe aux Chavannes possède une température élevée).

VI - CONCLUSIONS

L'étude des eaux thermales de Basse Maurienne a permis d'établir de nouvelles données sur le thermalisme alpin.

Leur comparaison avec d'autres sources thermominérales des Alpes montre que le faciès chimique de ces venues situées dans le socle ne se différencie pas de celles émergeant dans les assises sédimentaires.

La perméabilité du socle apparaît primordiale dans les mécanismes hydrogéologiques donnant naissance à ces eaux chaudes. Ceci rejoint des études récentes sur des anomalies thermominérales liées à des circulations dans les roches granitiques, en Corse, dans le massif des Plombières (TARDY, 1980), à Cézallier dans le Massif Central (BERTHIER, 1983).

A notre avis, le rôle du socle est à considérer dans l'étude du thermalisme alpin, tout comme l'empilement d'unités structurales très différentes du point de vue géologique (chevauchements) qui ne permet pas d'établir des modèles simples.

Pour notre étude, nous pouvons déjà mesurer la relation étroite des systèmes hydrothermaux avec les gîtes minéraux, due à la remobilisation puis à la reconcentration de certains éléments à l'image de ceux contenus dans les boues rouges (Mn, As, Rb, Zn, U, ...).

Troisième partie

HYDROGEOCHIMIE DE L'URANIUM

Le comportement de l'uranium dans l'eau a toujours suscité un intérêt profond chez les métallogénistes.

Parce que l'eau est capable de dissoudre l'uranium, l'hydrochimie permet d'orienter les prospections dans la recherche de cibles uranifères. Il s'agit, dans ce cas, d'un échantillonnage systématique des eaux de surface ou de subsurface afin d'aboutir à des auréoles géochimiques.

Le rôle de l'eau comme agent de reconcentration est fréquemment invoqué pour expliquer la génèse de certains gisements. Cette idée, rejetée par certains, intuitive pour d'autres, repose sur la notion d'hydrothermalisme. Des études récentes portant sur les isotopes de l'oxygène obligent à admettre que les eaux météoriques participent bien à la formation de certains gisements métalliques.

A partir des observations réalisées sur les émergences de surface et sur les venues d'eau en galerie, nous sommes en mesure d'apporter des données nouvelles sur le comportement de l'uranium dans les eaux circulant dans les massifs cristallins de Basse Maurienne.

Nous allons commenter ces résultats sous un aspect hydrogéologique (chapitres I, II) et géochimique (chapitres III, IV) puis nous formulerons quelques réflexions sur l'uranium dans l'eau du point de vue de la prospection minière, et sur les incidences métallogéniques (chapitre V).

CHAPITRE I

LES EAUX URANIFÈRES DE BASSE MAURIENNE

Dans ce chapitre, nous allons présenter les données relatives à la distribution de l'uranium dans les eaux de cette région, données recueillies à partir de campagnes géochimiques des eaux de surface (sources) ou des eaux rencontrées dans les diverses galeries creusées dans les massifs cristallins.

Avant de présenter ces résultats, il nous faut donner un bref aperçu des potentialités en uranium de ces massifs cristallins.

I - POTENTIALITE EN URANIUM DES ROCHES DE LA REGION ETUDIEE

La distribution de l'uranium dans les eaux dépendra étroitement des potentialités des roches lessivées mais aussi de la forme de l'uranium contenu dans ces roches.

L'uranium dans les roches cristallophylliennes, granitiques peut exister sous divers états :

- soit fortement lié, faisant partie intégrante de la structure des minéraux (zircon, sphène, apatite, ...) ;
- soit sous forme de minéraux d'uranium dans lesquels il est le constituant majeur avec des teneurs allant jusqu'à 80 %. Ces minéraux sont l'uraninite, l'uranothorite, la coffinite, ... ou bien les minéraux secondaires provenant de l'oxydation de ces premiers comme l'autunite, la chalcolite, les gummites, ... ;
- soit, faiblement lié, en adsorption sur les minéraux ou sur les produits d'altération dans les fissures.

I - 1. Potentialité des séries

Les potentialités en uranium de certaines formations des massifs étudiés sont reportées dans le tableau ci- dessous ; il s'agit d'analyses géochimiques extraites des travaux de E. PONCERRY (1981).

	U en ppm
Granite Epierre	7. 11. 20.
"Série Verte Supérieure"	5. 6.
Granitoïdes Champoudru Chavannes	3. 24.
Complexe de Montjoie	5. 6.
Granitoïdes de Lauzière	1 à 20 ppm

De ces quelques analyses, il ressort que les teneurs en uranium sont variables d'une série à l'autre.

Les séries cristallophylliennes présentent des teneurs faibles mais cependant non négligeables.

Les granitoïdes de la Lauzière renferment un stock important d'uranium, en particulier les faciès monzosyénitiques basiques dont les teneurs atteignent parfois 25 ppm. Par contre, les faciès acides de cette lignée subalcaline potassique de la Lauzière sont moins riches.

Le granite d'Epierre qui appartient aux granites calcoalcalins sodipotassiques de type Sept Laux, présente des teneurs élevées en uranium pouvant aller jusqu'à 20 ppm.

Nous ne possèdons que peu d'informations sur les teneurs des granitoïdes calcoalcalins de Montjoie - Saint Colomban. Les quelques analyses effectuées sur les gneiss porphyroïdes de Montjoie ne semblent pas représentatives des potentialités de ces séries si l'on en juge par leur mouvement propre (radioactivité en chocs/sec.) élevé rencontré dans la galerie Arc-Isère (fig. 69).

En résumé, les divers granitoïdes possèdent des teneurs élevées en uranium qui les différencient de leur encaissant. Ces teneurs sont fluctuantes au sein de chaque lignée ; elles sont à rapporter :

- soit au processus de différenciation magmatique : par exemple dans les granitoïdes de la Lauzière, il existe une nette différence entre les faciès basiques uranifères et les faciès acides plus pauvres en uranium ;

- soit aux épisodes tectonométamorphiques ayant affecté ces séries.

Cet uranium peut être associé aux minéraux thorifères ou silicatés (sphènes et ferromagnésiens) ou alors il se présente sous forme d'uraninite. Sa présence a été confirmée par autoradiographies dans les faciès granitiques de Lauzière (E. PONCERRY, 1981).

I - 2. Indices uranifères

Les indices rencontrés dans ces roches se présentent sous plusieurs aspects. Ils correspondent soit à des anomalies ponctuelles sur des plans de schistosité ou sur des petites fractures, soit à des filonnets de pechblende associés à des carbonates ou à du quartz.

Les granites des Sept Laux - Epierre, à teneur en uranium intéressante, présentent peu d'indices, tout au plus des anomalies dans les secteurs laminés.

Les principaux indices, qui ont fait l'objet de la prospection minière, se situent au sud de l'accident de Fond de France ou sur cet accident.

Dans le complexe de Saint Colomban, ils sont le plus souvent ponctuels, sans extension notable (cf. fig. 69).

En rive droite de l'Arc et au sud de l'accident de Fond de France, ces minéralisations uranifères sont en relation avec des carbonates, dans des zones d'ouvertures à l'intérieur des niveaux compétents ou en lentilles dans des zones schisteuses. Elles sont variées et semblent guidées par la fracturation, la lithologie.

Quelques analyses effectuées sur ces pechblendes de la Lauzière (NEGGA , 1983) montrent qu'elles sont relativement oxydées, leur état d'oxydation varie entre $UO_{2,122}$ et $UO_{2,381}$.

	(2 + x)
1 - Crête Maxet	2,381 2,337
2 - Galerie des Epellées	2,122
3 - Le Chargeur	2,197

valeur de UO (2 + x)

Pechblendes de Lauzière

(NEGGA, 1983)

Ces pechblendes ont une structure cubique même pour les échantillons les plus oxydés (x = 0,337 ; x = 0,381) alors que la limite de stabilité théorique des oxydes cubiques est de x = 0,25, (CATHELINEAU et al., 1982).

La connaissance de l'état d'oxydation de ces pechblendes sera à prendre en compte pour l'interprétation de leur stabilité vis à vis des eaux percolant dans les massifs.

Conclusion

Nous pouvons retenir que les formations granitiques des massifs cristallins rencontrées en Basse Maurienne contiennent des stocks importants d'uranium disséminés dans la roche ou présents sous forme d'anomalies et indices.

Les déformations successives étalées des temps fini-hercyniens à l'Alpin ont remobilisé cet uranium donnant naissance aux reconcentrations ponctuelles. Selon R. AUMAITRE (1982), les mylonitisations ont entrainé une remobilisation du stock initial lié aux minéraux réfractaires et ont permis sa concentration dans les zones de détente. Une quantité importante d'uranium est ainsi facilement lessivable puisqu'il a été extrait et a recristallisé.

II - DISTRIBUTION DE L'URANIUM DANS LES EAUX DE SURFACE

Les valeurs reproduites sur la carte (fig. 66) correspondent à une campagne géochimique effectuée à l'automne 1981,période de basses eaux.

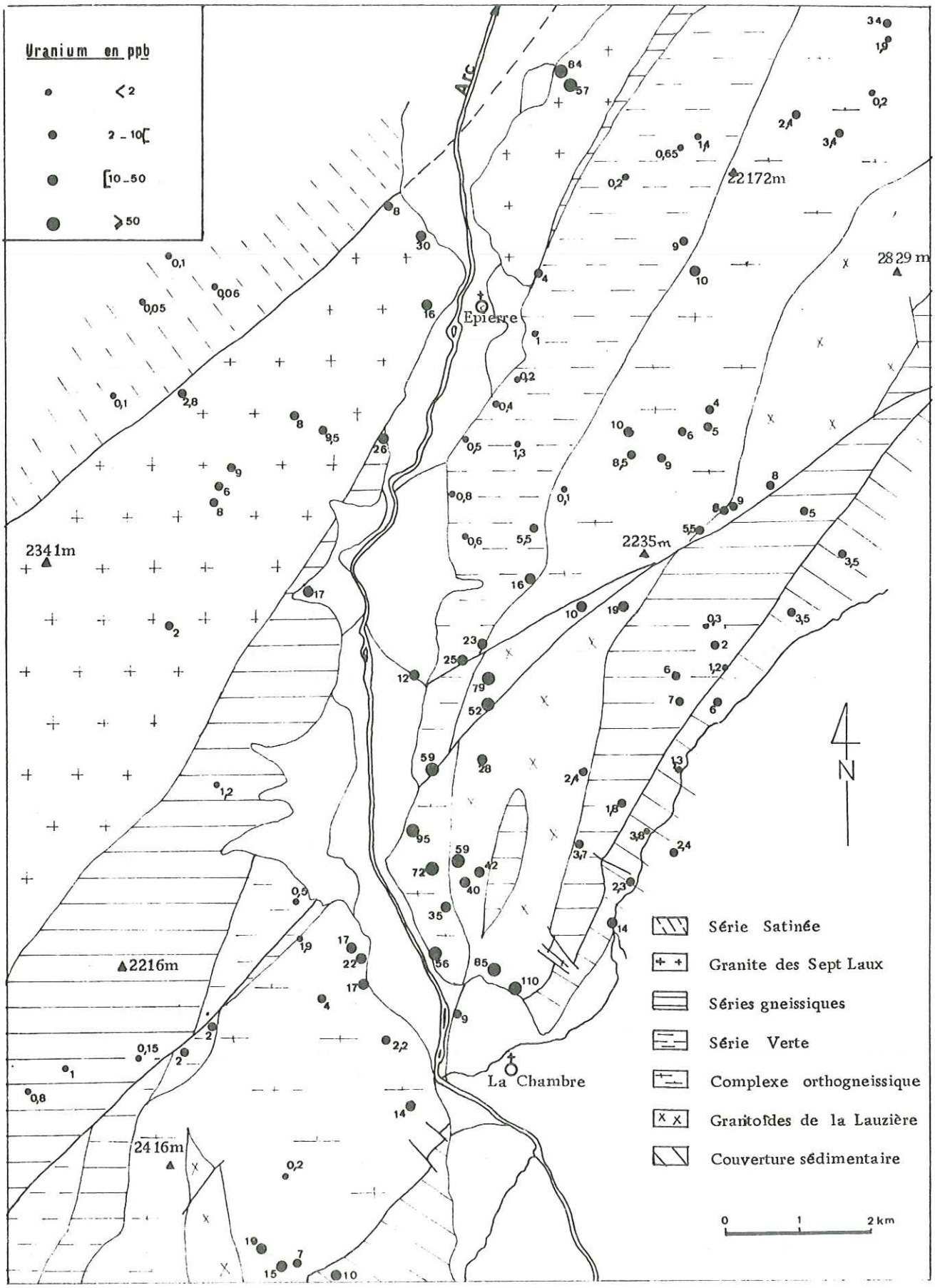


Fig. 66 Distribution de l'uranium dans les eaux de surface

Les teneurs en uranium dissous dans les eaux sont exprimées en ppb (partie par billion) ; 1 ppb = 0,001 ppm ≃ 0,001 mg/l. Dans les sources de la région, elles fluctuent entre 0,05 et 110 ppb.

A la lecture de la carte de distribution, il apparaît une relation nette entre la potentialité en uranium des séries et la teneur en uranium des eaux qui en sont issues. Les eaux des granitoïdes, riches en uranium, présentent des teneurs souvent élevées, supérieures à celles des eaux provenant des séries micaschisteuses.

Les valeurs minimales et maximales observées dans les eaux de chaque unité géologique sont regroupées dans le tableau XVIII :

Formation géologique	Uranium dissous en ppb
Série Satinée	0 - 1
Série Verte - Gneiss de St Rémy	0 - 1,5
Complexe de Saint Colomban	2 - 50
Granite Epierre - Sept Laux	2 - 85
Complexe de Montjoie	1 - 16
Granitoïdes Chavannes - Montgellafrey	2 - 110

Tableau XVIII - Teneurs en uranium des eaux des sources des massifs cristallins.

Un contraste net existe entre les eaux des Séries micaschisteuses comme la Série Verte et la Série Satinée et les granitoïdes (Epierre - Saint Colomban - Lauzière) , il est plus ou moins le reflet de la potentialité en uranium de ces formations. Cependant, l'éventail des teneurs est large au sein d'un même granite, avec des concentrations allant de quelques ppb (2 ppb) à 50 ppb ou plus. Ceci pourrait s'expliquer en partie par la composition des roches sources qui ont des concentrations en uranium fluctuantes (entre 7 et 20 ppm pour le granite d'Epierre).

D'autres causes doivent être invoquées. En effet, on constate que ce sont les eaux de haute altitude les moins uranifères, alors que les eaux émergeant au pied des massifs présentent des teneurs élevées.

Considérons par exemple les eaux des Chavannes en Maurienne (fig.67). Les eaux de Brisson (alt. 1050 m) et de la source de la Route Forestière (alt. 950) ont des concentrations en uranium plus faibles que celles des sources des Chavannes du Milieu (alt. 750 m) et des sources de la Martinière (alt. 500 m).

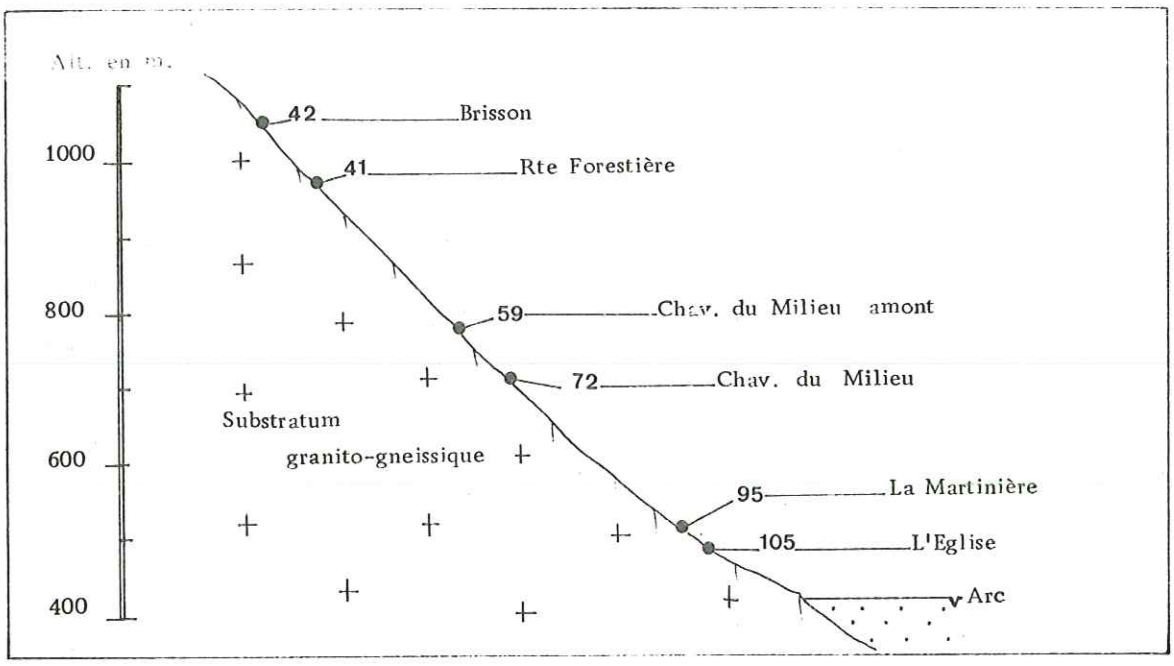


Fig. 67 Relation altitude - teneur en uranium des eaux de sources des Chavannes

(42 teneurs exprimées en ppb , mesures de octobre 1982)

Dans le granite d'Epierre, on observe aussi une diminution de la teneur en uranium des eaux avec l'altitude croissante :

Source du Plan d'en Haut (Saint Léger) ; alt. 430 m ; 26 ppb U ;

Source du Merle (" ") ; alt. 500 m ; 16 ppb U ;

Source de Beauchamp (" ") ; alt. 1000 m ; 8 ppb U.

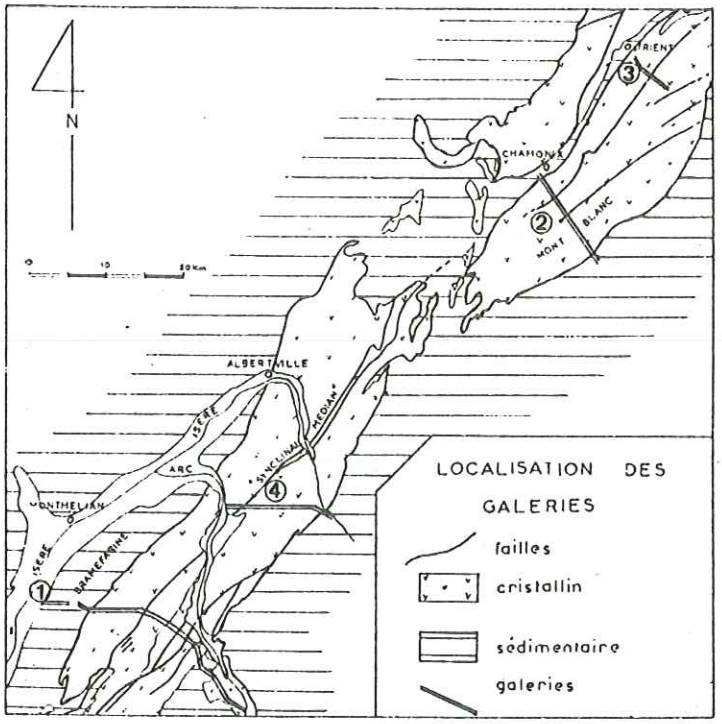
Cette tendance quasi générale à l'échelle de la région étudiée vers les faibles teneurs en uranium des eaux de haute altitude (fig. 66) montre que la répartition de l'uranium dissous est fortement influencée par les caractéristiques hydrodynamiques et physicochimiques des eaux circulant dans ces massifs. Cette remarque aura des répercussions importantes pour notre étude car elle signifie que des paramètres extérieurs liés à l'hydrogéologie interviennent dans la solubilisation de l'uranium.

Dans le chapitre V, nous ferons quelques commentaires sur la prospection géochimique de l'uranium dans ces massifs montagneux.

III - LES DONNEES EN GALERIE

Le percement récent de galeries dans les massifs cristallins externes offre une occasion exceptionnelle d'appréhender le comportement de l'uranium dans les eaux circulant dans les parties profondes de ces massifs.

Nous disposons, pour cela, des données recueillies dans la galerie E.D.F Arc-Isère que nous comparerons aux travaux de A. GRIMBERT (1965) effectués sur les eaux du tunnel routier du Mont Blanc. La situation géologique et géographique de ces galeries est reportée sur la figure 68.



1 - Galerie E.D.F. Arc-Isère

2 - Tunnel routier du Mont Blanc

3 - Galerie du Trient

4 - Galerie E.D.F. Isère-Arc de Randens

Fig. 68 Situation géologique et géographique des galeries creusées dans les massifs cristallins

III - 1. Résultats

Les teneurs en uranium des eaux rencontrées dans la galerie Arc-Isère (fig. 69), tout comme dans la galerie du Mont Blanc (fig. 70) ont atteint des maxima respectifs de 850 et 975 ppb. Ces teneurs sont très supérieures à celles rencontrées en surface où la teneur maximale fut de 120 ppb, relevée à la source de la Pontière située à proximité d'indices uranifères.

Ces anomalies ne semblent pas être des cas particuliers puisque des teneurs supérieures ou égales à 100 ppb ont été recencées dans au moins 4 tronçons de la galerie Arc Isère, au niveau des deux zones anomaliques dans le tunnel routier du Mont Blanc. Nous pouvons y ajouter l'anomalie (150 à 200 ppb) de la galerie de Charrière Chaude dans le granite d'Epierre.

La première constatation est que l'on rencontre fréquemment des eaux anormalement uranifères en profondeur dans ces massifs avec des teneurs très élevées. Il convient de signaler, à cet égard, la présence de concentrations supérieures à 1000 ppb trouvées dans la galerie Arc Isère en 1976. Cependant, toutes les eaux trouvées dans ces galeries ne sont pas forcément riches en uranium. Dans la galerie Arc-Isère, beaucoup de venues présentent des teneurs inférieures à 1 ppb (fig. 69). Il en fut de même pour les eaux du tunnel du Mont Blanc (GUDEFIN, 1967) ; dans cette galerie, les teneurs se sont avérées extrêmement faibles du P.K.O au P.K. 4,620. Les teneurs en eaux d'exhaure au cours du percement du tunnel n'étaient que de 2 ppb avant que les zones anomaliques soient atteintes.

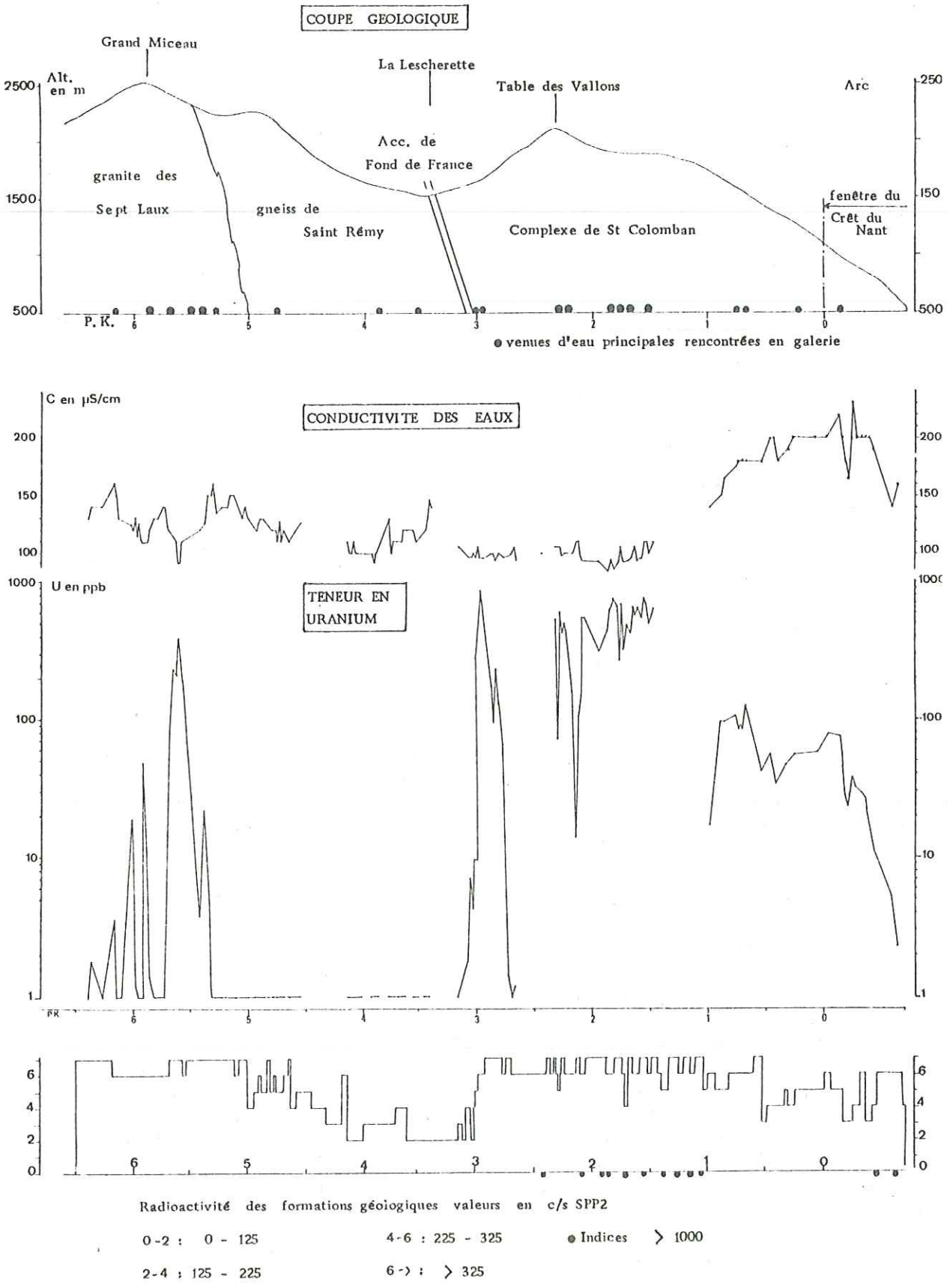


Fig . 69 Teneurs en uranium des eaux de la galerie Arc-Isère (février 1978)

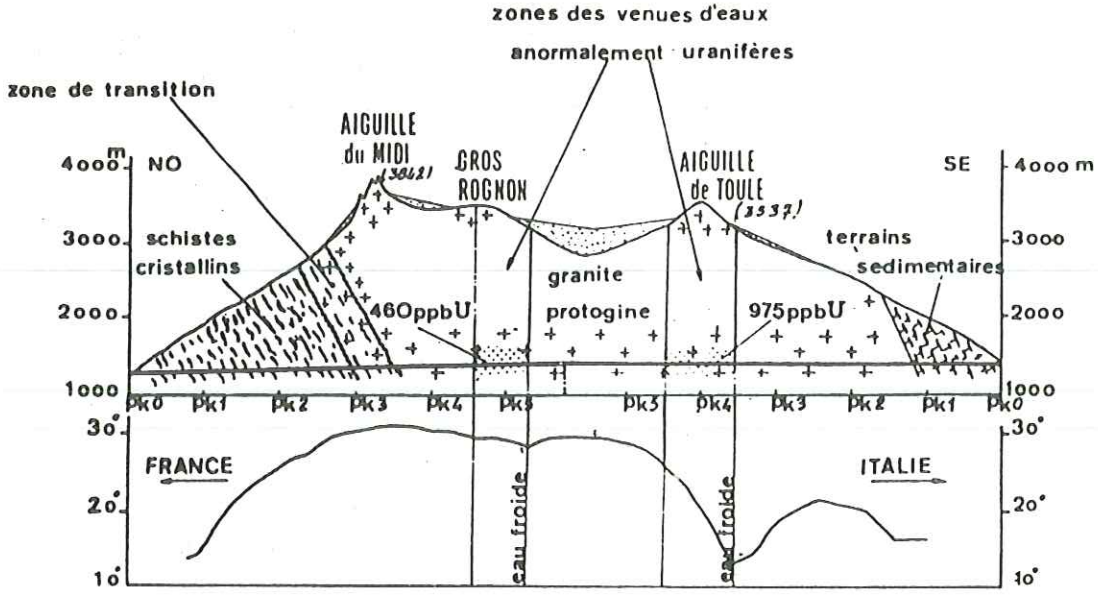


Fig. 70 Les eaux uranifères du tunnel routier du Mont Blanc
(A. GRIMBERT , 1965)

Dans la Série Satinée (branche aval de la galerie Arc-Isère, les eaux étaient complètement dénuées d'uranium avec des teneurs ne dépassant jamais 0,5 ppb.

Citons enfin les quelques mesures effectuées dans la galerie Isère-Arc de Randens (fig. 68) où les teneurs recencées n'ont pas dépassé 9,4 ppb.

Tous ces résultats confirment en quelques sortes nos observations faites sur l'uranium dans les eaux de surface, à savoir que les eaux issues des séries schisteuses sont pauvres en uranium par rapport aux eaux provenant des granites (Epierre, St Colomban, Protogine du Mont Blanc) qui sont souvent anomales.

III - 2. Les eaux de la galerie Arc-Isère

La répartition de l'uranium dans les eaux débouchant dans cette galerie rappelle nos observations de surface, c'est à dire que les teneurs sont maximales dans le complexe de Saint Colomban et dans le granite des Sept Laux. Sur la figure 69, sont reportées les mesures de radioactivité des roches. Elles sont exprimées en chocs par seconde (mesures effectuées au SPP2 scintillomètre portatif de prospection). Le SPP2 mesure seulement les émetteurs γ qui sont essentiellement le radium ^{226}Ra et non l'uranium. Cependant, nous pouvons penser que les fortes teneurs en Ra des roches signifient qu'elles contiennent également de l'uranium : ^{238}U est l'élément père du ^{226}Ra.

Cette radioactivité, qui ne peut pas être extrapolée à la teneur en uranium de la roche, souligne néanmoins les différences très nettes entre les granites de Saint Colomban, d'Epierre et les gneiss de Saint Rémy. On constate que ce sont dans ces formations à mouvement propre élevé que se situent les anomalies uranifères des eaux.

De même, les eaux fortement uranifères du PM 1500 au PM 2300 se superposent aux nombreux indices trouvés dans ces granites porphyroïdes. Ces indices d'uranium sont des anomalies ponctuelles sans extension (1000 à 5000 c/s) dans des zones fracturées, sous forme de pechblende ; ils sont d'ailleurs connus en surface où ils sont aussi ponctuels.

Quant au granite des Sept Laux, aucun indice supérieur à 1000 c/s n'a été repéré dans la galerie. Ce granite fertile ne contient que très rarement des indices (E. PONCERRY, 1981). Il faudrait donc admettre que les fortes teneurs en uranium des eaux de ce granite ne proviennent pas d'un lessivage de minéralisations uranifères proches des points d'émission des venues d'eau. La même observation a été faite à propos des eaux anormalement uranifères du tunnel du Mont Blanc où il n'a pas été décelé la moindre anamalie significative.

Si l'on peut penser que l'uranium contenu dans la roche, disséminé ou en minéralisation, gouverne la distribution de l'uranium dans l'eau, quelques questions subsistent malgré tout. Par exemple, comment peut-on expliquer la présence d'eaux sans uranium dans le granite d'Epierre, ou dans les schistes de la Série Verte qui contiennent des teneurs non négligeables en uranium ? Ceci souligne la complexité des relations entre l'uranium contenu dans la roche et sa solubilisation par les eaux. Il est donc nécessaire d'examiner les modalités des écoulements dans ces massifs pour comprendre les phénomènes d'interaction chimique eau-roche.

III - 3. Relation entre débit et anomalies uranifères

Les principales venues sont portées sur la figure 69. En confrontant ces débits avec les teneurs en uranium, on s'aperçoit que les zones anormalement uranifères correspondent aux tronçons les plus aquifères :

- PM 1500 à 2300 Complexe de Saint Colomban ;
- PM 2700 à 3000 Complexe de Saint Colomban ;
- PM 5500 à 6200 Granite des Sept Laux.

Ces données nous amènent à insister sur l'association fondamentale entre "couloir aquifère" et anomalies uranifères.

En effet, chaque anomalie uranifère rencontrée dans ces galeries est associée à des venues d'eau importantes.

Les observations dans le tunnel routier du Mont Blanc confirment à nouveau cette relation de faits ; les anomalies uranifères détectées dans les eaux se situent aussi dans des tronçons à fort débit. Entre les P.K. 4,970 et 5,256 (fig. 70) GUDEFIN, 1967 , le débit totalisé des venues était de 81 l/sec.

Si ces résultats peuvent sembler surprenants, ils dénotent malgré tout une certaine cohérence. Dans l'étude hydrogéologique de ces massifs, nous avions remarqué que les couloirs aquifères se superposaient à des zones intensément fracturées ; l'interconnection des fissures étant favorable à la circulation de l'eau. Les déformations successives étalées depuis l'Hercynien à l'Alpin tardif sont en partie responsables de cette fracturation.

D'autre part, comme le souligne R. AUMAITRE (1983), la mylonitisation liée à ces tectoniques a pu remobiliser l'uranium (anomalies ponctuelles nombreuses). Au sein des zones intensément déformées, l'uranium est donc en position facilement lessivable parce qu'il a été extrait des minéraux réfractaires. Les eaux qui empruntent préférentiellement ces couloirs déformés, vont pouvoir dissoudre cet uranium.

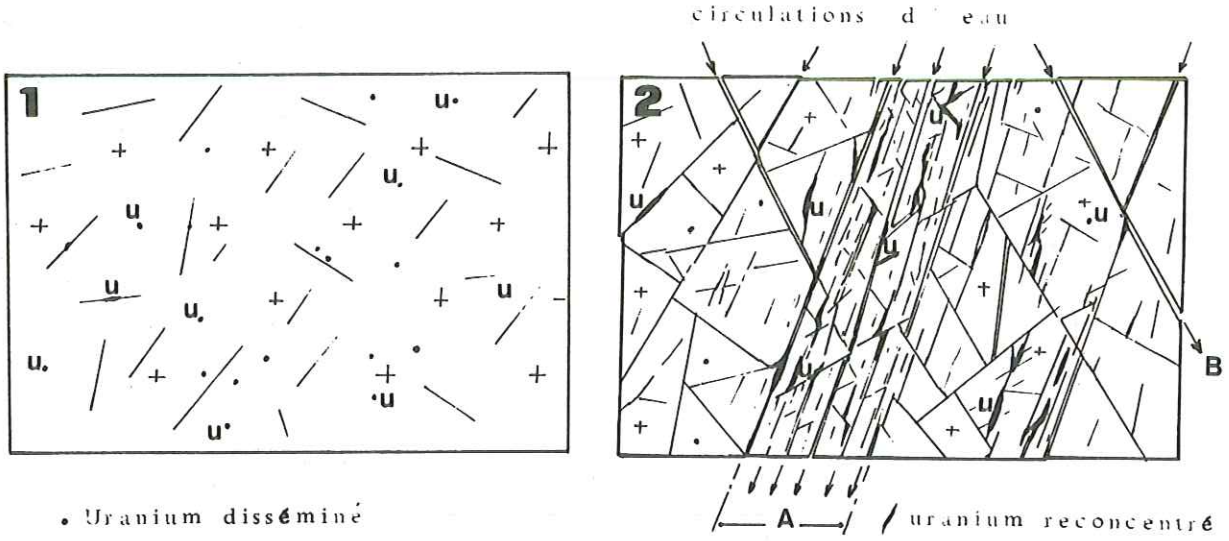


Fig. 71 Association " couloir aquifère " et lessivage de l'uranium

A : couloir aquifère

B : fracture isolée

La figure 71 permet de visualiser le rôle de la fracturation dans la relation anomalie uranifère et zone aquifère .

Le stade 2 correspond à la roche fracturée ; la répartition de cette fracturation n'est pas homogène au sein d'un même massif comme nous avons pu le constater (2 ème partie, chapitre III).

Les circulations se situent soit sur les zones intensément déformées (A), soit sur des fractures isolées (B). Il est très probable que les eaux empruntant les conduits (B) aient une probabilité faible de rencontrer l'uranium et de le dissoudre.

Ce schéma, bien que simpliste, permet de souligner l'aspect indispensable de la fracturation quant à la dissolution de l'uranium dans les roches granitiques .

L'uranium n'est facilement lessivable que s'il est sous forme d'oxydes ; le lessivage de l'uranium piégé dans les structures cristallines d'autres minéraux du type sphène, monazite, zircon, ... est très difficile en raison de la très faible solubilité de ces minéraux.

Il est donc nécessaire que l'uranium ait été extrait des minéraux réfractaires pour qu'il soit lessivé. M. CUNEY et al. (1979) rapportent la libération de l'uranium des minéraux accessoires du massif des Bois Noirs à une altération à muscovite-quartz localisée essentiellement dans des fissures et avec formation d'uraninite.

Pour notre étude, il apparaît que la remobilisation de l'uranium survient après les phases de préconcentrations ; celles-ci sont probablement contemporaines des différentes phases tectonométamorphiques ayant affecté les granites.

CONCLUSIONS

Les eaux uranifères de Basse Maurienne ont circulé dans des séries potentiellement riches en uranium.

La distribution de l'uranium dans ces eaux, fluctuante d'un point à l'autre, est largement guidée par l'hydrogéologie de ces massifs. Les fluctuations observées sont à rattacher aux teneurs en uranium des roches sources, variables selons les faciès, mais aussi à l'hétérogénéité des écoulements.

CHAPITRE II

MODALITÉS DU LESSIVAGE

I - VARIATIONS DE LA TENEUR EN URANIUM DISSOUS AU COURS DE L'ANNEE

I - 1. Etude de quelques sources

Des mesures étalées de septembre 1981 à novembre 1982 ont permis de mettre en évidence des fluctuations de la teneur en uranium dissous des eaux de sources au cours de cette période.

Pour visualiser ce phénomène, nous avons retenu plusieurs exemples ; ce sont les sources des Chavannes du Milieu (03) et de la Pontière (33) dans les granitoïdes de la Lauzière, les sources du Rivier (51), du Merle (44) et de la venue dans la galerie de Charrière Chaude situées dans le granite d'Epierre (fig. 72, 73).

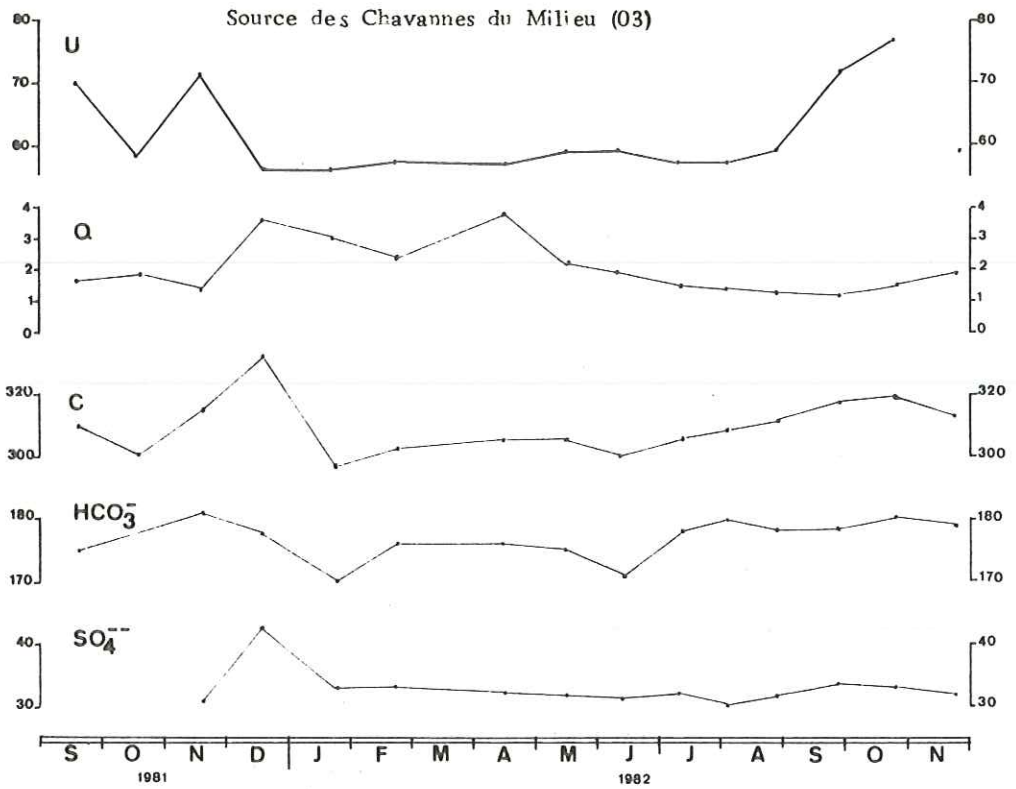
. Uranium et tarissement

A chaque source, les teneurs en uranium se sont avérées maximales en période d'étiage qui a lieu à la fin de l'été jusqu'à l'automne.

Par exemple, les teneurs maximales (70 ppb U) à la source des Chavannes du Milieu (fig. 72) correspondent à des débits faibles inférieurs à 1,5 l/sec. Cependant, la relation débit - teneur en uranium est loin d'être linéaire car aux débits élevés correspondent des teneurs appréciables, de 57 ppb pour un débit de 3,5 l/sec.

Les mêmes fluctuations sont apparues à la source de Brisson (01), située à l'amont de la source des Chavannes du Milieu, où la teneur en uranium est passée de 36 ppb en période de hautes eaux (16 l/sec) à 42 ppb à l'étiage d'octobre (6 l/sec).

Cette fluctuation peut être engendrée par des mélanges avec des eaux très superficielles comme il l'a été observé aux sources du Rivier (51) et du Merle (44) (fig. 73), en décembre 1981 ; les prélèvements avaient succédé à des pluies abondantes provoquant une augmentation brutale des débits à ces sources ainsi qu'une baisse de la teneur en uranium à 2 ppb.



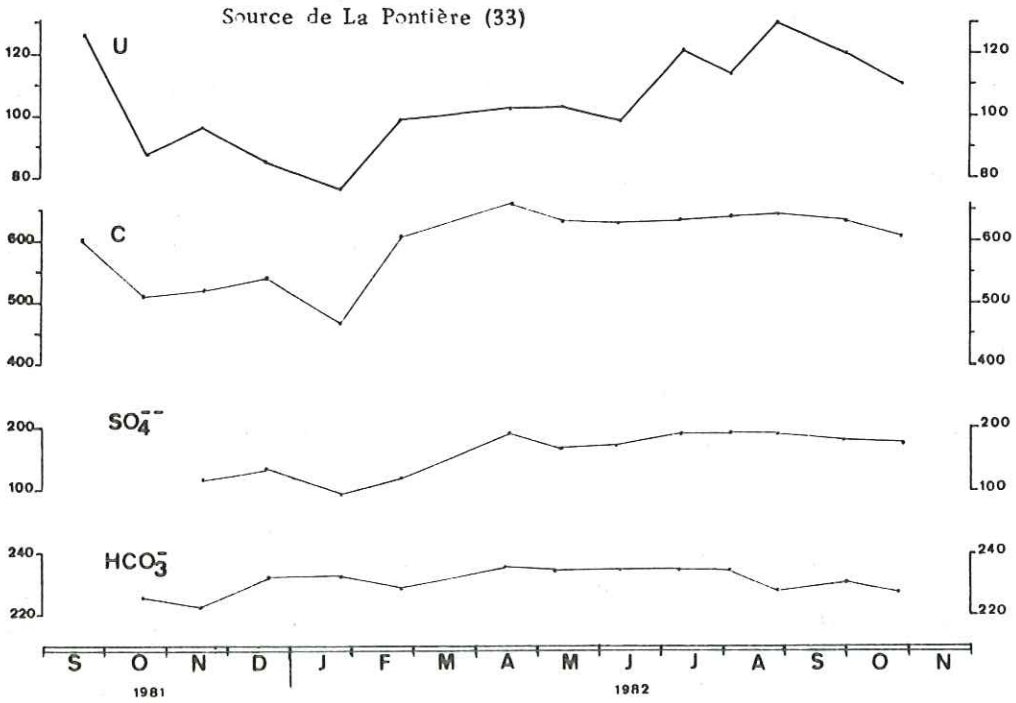


Fig 72 Variations des teneurs en uranium dissous des eaux des sources des Chavannes du Milieu (03) et de la Pontière (33)

U: teneur en uranium en ppb — C: conductivité en µs/cm

Q: débit en litre/sec. — SO_4^{--} et HCO_3^- en mg/l

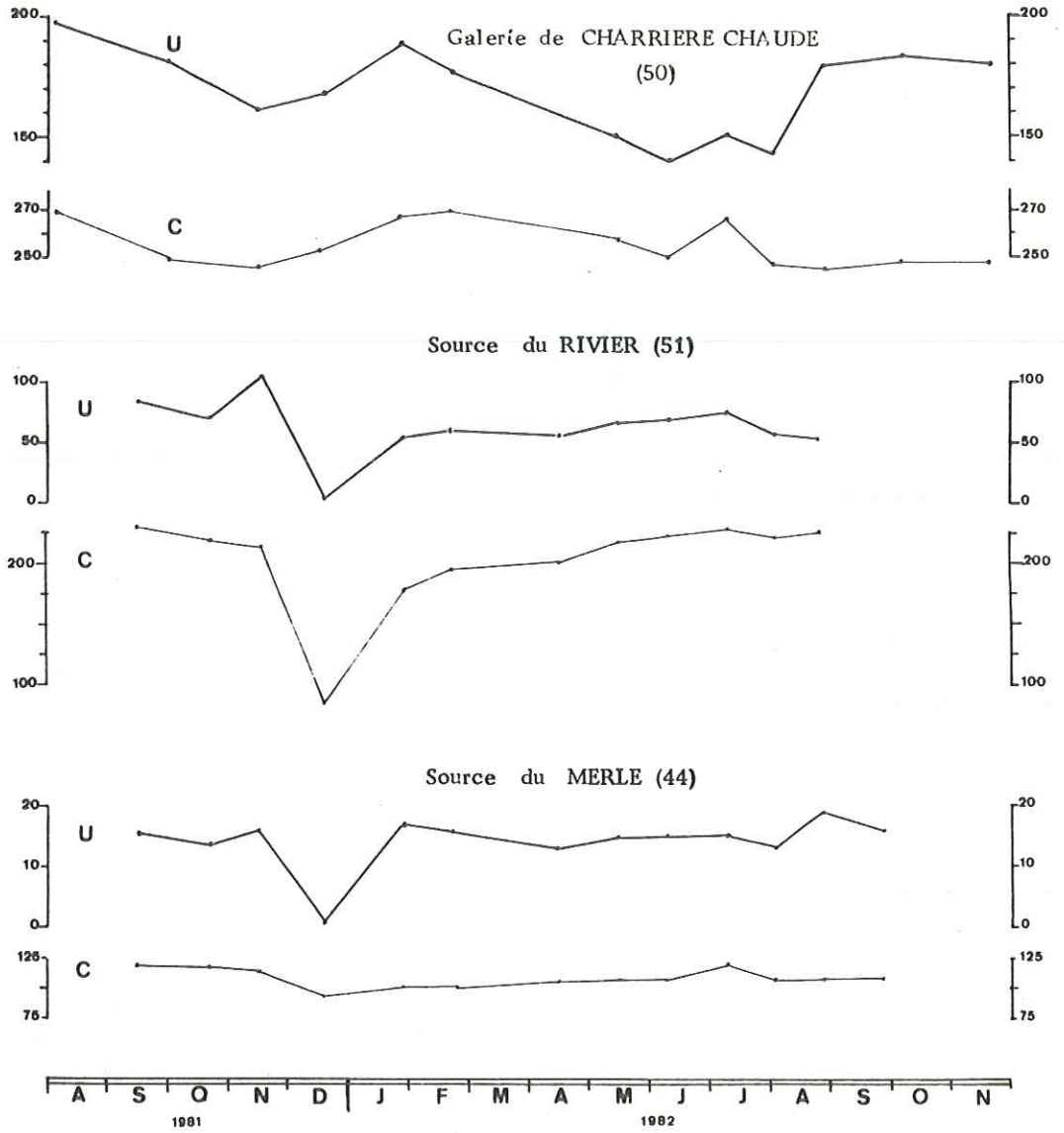


Fig. 73 Variations des teneurs en uranium dissous des eaux issues du granite d'Epierre

U: teneur en uranium en ppb C: conductivité en µs/cm

Cette variation occasionnée par des mélanges avec des eaux superficielles ayant circulé dans la tranche superficielle altérée des terrains ne peut être retenue pour expliquer les variations des eaux de la galerie de Charrière Chaude, à 400 m sous la surface. Leur teneur en uranium a fluctué entre 140 et 200 ppb au cours de la période de mesures. Les fortes concentrations en uranium sont apparues en septembre et novembre 1982, lors du tarissement de la venue (observations faites par rapport à un repère au niveau de la retenue aménagée pour son captage).

L'explication de ces variations est plutôt à rattacher à la géométrie des aquifères fissurés, plus particulièrement à l'hétérogénéité des écoulements due à l'anisotropie de ces formations. Nos observations tant du point de vue des variations des caractéristiques physicochimiques que de leur régime hydrodynamique, ont permis de mettre en évidence l'hétérogénéité des écoulements ; il existe dans ces roches des fractures ouvertes où l'eau circule rapidement alternant avec des microfissures, diaclases peu transmissives.

En période de hautes eaux, les débits élevés correspondent à la vidange des fractures ouvertes. La teneur en uranium de l'eau est alors plus faible due à une lixiviation de ces fractures uniquement (1 , fig.74).

A l'étiage, la proportion des eaux qui ont circulé dans les fissures et diaclases de la roche, augmentent. Ce sont les eaux qui ont eu une probabilité plus forte de rencontrer l'uranium et le dissoudre (2 , fig. 74).

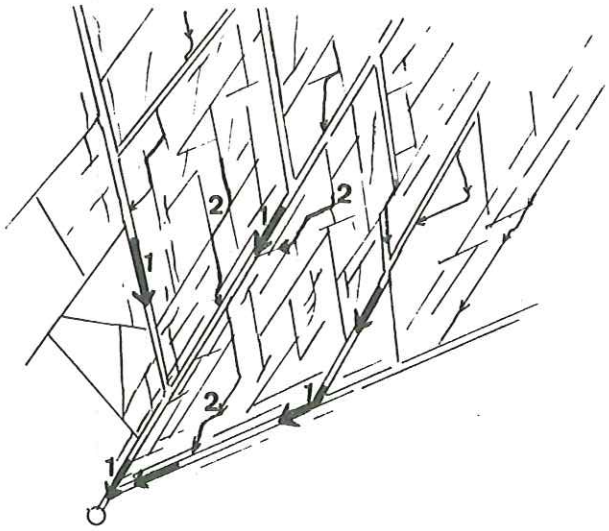


Fig. 74

Schématisation des types d'ecoulements

1 circulation dans les fractures ouvertes d'échelle décamétrique à hectométrique

2 circulation dans les plans de schistosité et dans les diaclases

La simplification en deux modes de circulation est tout à fait arbitraire mais elle permet néanmoins de comprendre l'influence de l'hétérogénéité de l'aquifère sur les variations des teneurs en uranium. Des eaux vont percoler pendant 15 jours à 2 mois dans le massif tandis que d'autres vont circuler pendant six mois et plus. Il est vraisemblabe qu'il y ait un mélange constant entre 1 et 2 ; selon ce taux de mélange, la concentration en uranium varie.

. Calcul du flux

Le flux d'uranium correspond à la teneur en uranium dissous multiplié par le débit ; il permet de connaître la quantité d'uranium exportée par unité de temps.

A cet effet, nous avons calculé le flux en périodes de hautes eaux et de basses eaux pour les sources de Brisson et des Chavannes du Milieu.

	Brisson (01)	Chavannes du Milieu (03)
Hautes eaux	(16 l/sec. x 36 ppb) 576	(3,5 l/sec. x 56 ppb) 200
Basses eaux	(6 l/sec. x 42 ppb) 264	(1,5 l/sec x 70 ppb) 105

Il apparaît que le flux est deux fois plus élevé en hautes eaux, périodes où les concentrations plus faibles en uranium sont largement compensées par l'abondance des circulations.

L'augmentation du volume d'eau transitant dans l'aquifère n'entraîne pas une diminution du flux. Ceci montre que l'uranium ne provient pas que des eaux qui séjournent longuement dans les fissures, mais aussi des eaux qui circulent rapidement.

On pourrait donc penser que l'uranium se dissout quand même de façon rapide, bien que la cinétique de dissolution de l'uranium dans les solutions acqueuses soit considérée jusqu'à ce jour comme très lente.

Une autre interprétation de l'accroissement du flux en hautes eaux peut être donnée par l'expulsion d'eaux très uranifères en réserves dans les fissures et diaclases sous l'effet d'un changement des caractéristiques hydrodynamiques de l'écoulement.

. Uranium et conductivité (HCO_3^- , SO_4^{--})

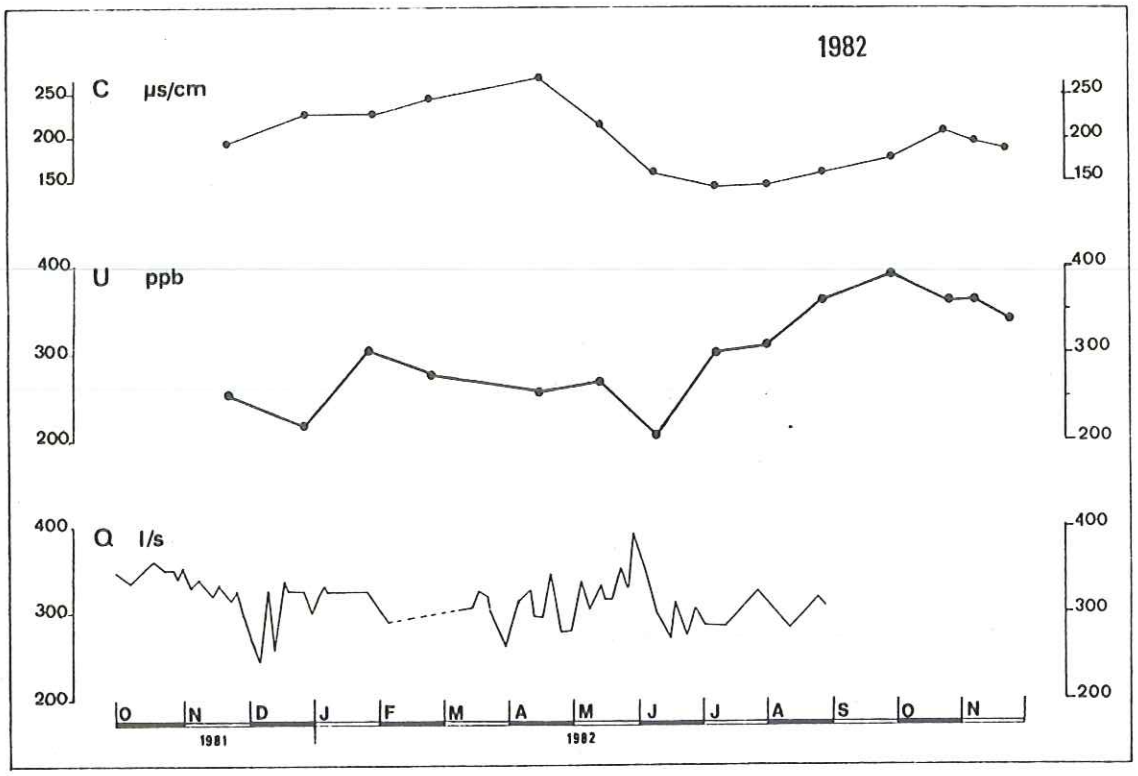
Les mesures de la conductivité ont accompagné chaque dosage d'uranium (fig. 72 et 73).

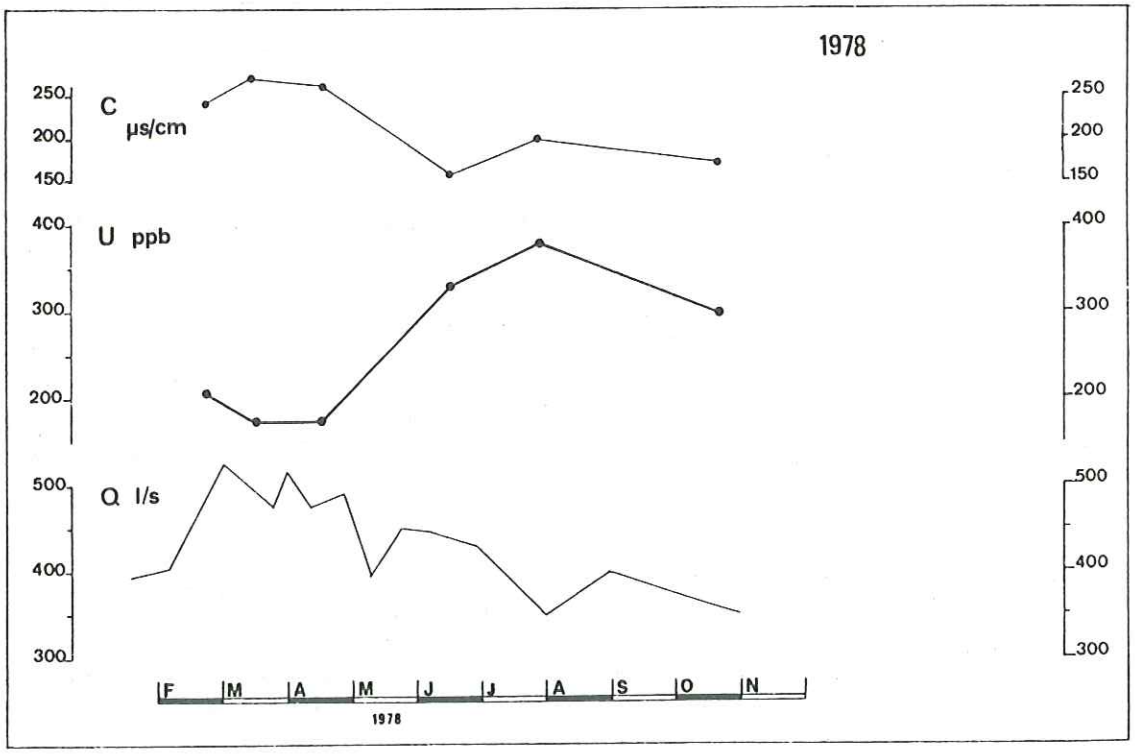
Les profils des variations de la conductivité et de la teneur en uranium ne sont pas toujours identiques.

Une certaine concordance s'observe à la source du Rivier (fig.73) où, aux conductivités élevées correspondent des teneurs en uranium élevées. Une même remarque peut être faite à la source de la Pontière.

Mais si l'on examine ces courbes dans le détail, on remarque souvent des variations, non concomitantes. Par exemple, à la source des Chavannes du Milieu (fig. 72), en décembre 1981, la conductivité a augmenté alors que la teneur en uranium a baissé de 70 à 57 ppb U. L'accroissement de la conductivité provient de l'abondance des sulfates expulsés des zones peu transmissives comme dans la tranche superficielle altérée ou dans certaines fissures faiblement aquifères.

Ces exemples permettent de souligner l'indépendance entre la conductivité des eaux et l'uranium dissous ; la conductivité est liée à la concentration de l'ensemble des espèces ioniques en solution qui ont des conditions de solubilisations et des origines le plus souvent différentes de celles propres à l'uranium.





F g . 75 Teneur en uranium des eaux d'exhaure de la galerie Arc-Isère

Si la conductivité augmente à l'étiage tout comme la concentration en uranium, ceci est dû à l'arrivée d'eau ayant eu un temps de séjour plus long dans les terrains. Nous ne pouvons pas dire, pour autant, que la conductivité contrôle la concentration en uranium. Il peut y avoir coïncidence de faits sans pour cela qu'il y ait relation de cause à effet.

Cette relation entre les espèces en solution dans l'eau et sa teneur en uranium est commentée dans le chapitre III. Soulignons toutefois que la concentration en bicarbonates à chaque sources s'est avérée constante alors que les teneurs en uranium variaient.

En conclusion, les variations de l'uranium dissous observées aux sources semblent bien plus liées aux modes des circulations des eaux dans le massif (hydrodynamisme) qu'aux caractéristiques physicochimiques de ces eaux. L'interprétation de ces fluctuations est le plus souvent complexe.

I - 2. Les eaux d'exhaure de la galerie Arc Isère (fig. 75)

Grâce à ces résultats, nous pouvons observer les variations au cours d'un cycle hydrologique annuel mais également entre 1978 et 1982.

. Variation de la teneur en uranium des eaux depuis le percement de la galerie

Cette galerie ayant été creusée en 1976, les mesures de 1982 permettent d'appréhender une éventuelle évolution 6 ans après le percement. Entre 1978 et 1982, les variations observées ne sont pas significatives d'une baisse quelconque ; en 1978 à des débits plus élevés correspondaient des teneurs faibles (175 ppb U). En 1976, les teneurs étaient très voisines de celles observées en 1982 (rapport interne MINATONE).

Une première conclusion est que l'uranium n'était pas en solution dans des eaux anciennes piégées dans des fissures, dans lequel cas, il y aurait eu une baisse de la teneur en uranium au fur et à mesure du renouvellement par des eaux jeunes.

Deuxièmement au cours de ces 6 années, des variations dues à une lixiviation accélérée, artificielle, à cause du percement de la galerie, ne sont pas apparues. Il est très probable que le temps nécessaire à de telles variations soit très supérieur à une dizaine d'années.

Pour cela, nous citerons l'exemple de la galerie de Charrière Chaude creusée depuis plus de 40 ans. Les teneurs en uranium relevées à la venue d'eau au fond de cette galerie, longue de 400 mètres, sont actuellement de 160 à 200 ppb. Elles sont tout à fait comparables aux valeurs observées dans les eaux issues du même granite lors du percement de la galerie Arc Isère.

. Variations au cours d'un cycle hydrologique

Que ce soit en 1978 ou en 1982, des fluctuations de la teneur en uranium sont apparues avec des valeurs fortes à l'étiage d'été et d'automne.

Les teneurs minimales correspondaient aux débits élevés (mars à mai 1978, juin 1982). En 1982, la correspondance entre débit élevé et teneur faible en uranium, peu nette, provient du fait que ces débits élevés ont été étalés pendant 4 à 5 mois.

A propos de ces fluctuations, nous porterons les mêmes conclusions que pour celles observées aux sources, c'est à dire que les eaux arrivant massivement à l'exhaure sont celles qui ont emprunté les conduits aquifères transmissifs (failles subverticales) alors qu'en basses eaux, ce sont celles qui ont cheminé plus intimement dans la roche (fissures) d'où leur temps de séjour plus long.

Malgré cette analogie, une différence apparaît entre les variations du flux observées à l'exhaure et celles des sources. Bien que nous ne disposions pas de mesures simultanées débit-teneur en uranium, nous pouvons faire une approximation du flux à l'exhaure.

mars 1978	500 l/sec.	x 175 ppb	=	87 500 ppb/sec.
juillet 1978	200	X 400	=	80 000
mai 1982	300	x 275	=	82 500

La constance du flux d'uranium dissous au cours de l'année laisse penser que l'uranium provient des fissures qui ont un débit constant et non de fractures très transmissives qui se vidange rapidement.

Ces faits observés à l'exhaure, auraient pu être mis en évidence par une campagne de prélèvements des eaux au parement en période des basses eaux. Les mesures effectuées en février 1978 (fig. 69), bien qu'elles dénotent la présence de teneurs élevées (850 ppb) ne correspondaient qu'à une teneur à l'exhaure de 210 ppb.

Les mesures de 1976 qui avaient révélé la présence d'eau contenant plus de 1000 ppb, jusqu'à 1250 ppb correspondaient à une année sèche et succèdaient à la période du percement.

Toujours à propos des variations, il convient de dire un mot sur les conditions d'écoulement qui devaient exister avant le percement de cette galerie. L'assèchement de certaines sources prouve que les écoulements au sein de ces massifs ont été perturbés, il y a eu, en quelques sortes, vidange des zones hautes par des fractures très transmissives, débouchant dans la galerie. Or, nos conclusions montrent que dans ces fractures, l'eau circulant trop rapidement est moins riche en uranium. Par contre, il est probable que les circulations dans le réseau de diaclases ou plans de schistosité toujours au sein des couloirs aquifères n'ont pas subi de modifications nettes. La quantité d'uranium dissoute par unité de temps (flux) n'a pas dû évoluer. Nous pouvons donc penser que les concentrations en uranium des eaux au coeur du massif avant le percement étaient plus élevées, l'ouverture de la galerie a surtout provoqué une dilution de ces eaux très uranifères à la suite des mélanges avec les eaux faiblement uranifères stockées dans les parties hautes des massifs.

Nous retiendrons que les eaux de la galerie Arc Isère n'ont pas subi d'évolution significative depuis le percement quant à leur concentration en uranium. Les variations observées sont à rattacher aux conditions hydroclimatiques qui influent sur l'hydrodynamisme des écoulements.

II - ANALYSES TRITIUM

Le tritium (^{3} H) est un isotope instable de la molécule d'eau avec une période de désintégration de 12,26 ans.

Lors des explosions thermonucléaires depuis 1952, cet élément a été injecté massivement dans l'atmosphère. Les teneurs en tritium comprises entre 5 et 15 U.T. dans les eaux naturelles , ont atteint et dépassé plusieurs centaines d'U.T. (une Unité Tritium correspond à 1 atome de ^{3}H pour 10^{18} atomes d'hydrogène ^{1}H). Actuellement, les teneurs ont fortement diminué si bien que l'usage de cet isotope est devenu délicat ; toute mesure doit être confrontée aux teneurs des précipitations, qui étaient de 15 U.T. en septembre 1982.

Les résultats des mesures effectuées en 1978 sur les eaux de la galerie Arc Isère sont reproduits dans le tableau XIX. Comprises entre 54 et 72 U.T., ces teneurs caractérisent des eaux jeunes. Elles sont voisines des concentrations des eaux de pluies de 1977 à juin 1978 (tableau XX) ; on peut donc penser que la composante actuelle prédomine avec un renouvellement annuel.

Tableau XIX Teneurs en tritium des eaux uranifères

P. M.	Débit en l/s	Conductivité en µs/cm	Uranium en ppb	TRITIUM en u.t.
Les eaux de la galerie Arc-Isère (prélèvements du 01/06/78)				
500	0.8	230	48	54 ± 4
711	-	180	124	56 ± 5
1548	2.0	110	850	63 ± 5
1835	0.5	99	690	68 ± 5
2970	0.25	9.6	680	72 ± 6
3030	2.3	96	6.7	60 ± 5
4120	1.2	100	1.4	68 ± 5
5610	2.5	96	345	69 ± 5
Les eaux d'exhaure de la galerie Arc-Isère				
le 09/11/82		199	360	16
le 01/03/83		220	-	37 ± 1
Venue d'eau de la galerie de Charrière Chaude (50)				
oct. 1982		249	183	50
Source de la Pontière (captage de la Chambre 30)				
oct. 1982		327	85	58

Tableau XX Teneurs en tritium des eaux de pluie enregistrées à Thonon

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1977	46	32	51	83	105	115	99	107	85	52	34	44
1978	62	55	76	153	125	124						
1981										19	23	16
1982	54	34	23	56	26	44	80	22	15	18		

(teneurs exprimées en U. T.)

Cependant, toutes les venues ne présentent pas les mêmes concentrations. Pour cela, nous devons admettre que des mélanges existent entre eaux anciennes et eaux jeunes en proportions variables d'un point à l'autre, ou alors que les eaux se sont infiltrées à des époques différentes au cours de l'année.

Les eaux uranifères sont des eaux jeunes et non des eaux anciennes ayant séjourné longuement dans les fissures. Aucune relation n'apparaît entre la teneur en uranium et les teneurs en tritium.

Deux autres mesures ont été effectuées à l'exhaure de la galerie Arc-Isère en novembre 1982 et en mars 1983 (tableau XIX). Elles ne peuvent être comparées aux mesures des venues d'eau puisqu'il s'agit d'une mesure concernant l'ensemble des venues d'eau. Ces deux valeurs sont comparables à celles des précipitations de 1981 et 1982 relevées à Thonon. La valeur de 37 U.T. en mars 1983 suggère une relation avec les précipitations de l'année puisqu' en novembre 1982, elle n'était que de 16 U.T. dans les eaux d'exhaure.

En conclusion ces mesures isotopiques dénotent la participation d'eaux récentes pour la grande partie des eaux drainées autour de cette galerie. Elles subissent un renouvellement annuel voir bisannuel, que nous avions également déduit des fluctuations saisonnières de la teneur en uranium des eaux à l'exhaure.

Les teneurs en tritium des eaux de la galerie de Charrière Chaude (50 UT) et de la galerie de la Pontière (58 UT), riches en uranium, correspondent à celles des précipitations au cours de l'année 1982. Ces résultats sont tout à fait cohérents avec le renouvellement saisonnier des réserves alimentant ces sources.

Ces données et résultats montrent que les eaux fortement uranifères aussi bien en surface que dans les galeries sont des eaux tritiées actuelles. Elles ne se démarquent pas des eaux trouvées dans d'autres galeries creusées dans les formations granitiques. D. JAMIER (1975) et plus récemment FONTES et al.. (1979) ont constaté que les eaux dans les galeries du massif du

Mont Blanc sont des eaux actuelles, très postérieures aux explosions de 1952 et cela, même pour des eaux circulant à 2000 mètres sous la surface. Il s'agit d'eaux météoriques circulant depuis la surface jusqu'en profondeur.

III - TENEUR EN ^{18}O DES EAUX DE LA GALERIE ARC-ISERE

Des études antérieures (SIWERTZ E., 1973) ont montré qu'il existe un fractionnement isotopique de l'oxygène avec la température, entraînant un appauvrissement en oxygène ^{18}O lorsque baisse cette température.

La température diminuant fortement avec l'altitude (cf. étude climatologique p. 49), il est possible de connaître l'altitude approchée de la zone d'alimentation des eaux.

Les résultats sont exprimés par rapport à un standard de référence, le SMOW (standard Mean Ocean Water) en

$$\delta‰ = \left(\frac{^{18}O/^{16}O \text{ échantillon}}{^{18}O/^{16}O \text{ SMOW}} - 1 \right) \times 1000.$$

Plus $\delta‰$ est faible, plus la zone d'infiltration est haute. A partir de la formule proposée par D. JAMIER :

$h = -303\,\delta‰ - 1983$ (h = altitude en mètres) et des teneurs des ^{18}O des eaux de la galerie Arc-Isère, nous pouvons calculer l'altitude moyenne de leur infiltration (tableau XXI).

PM	U en ppb U	$\delta‰\,^{18}O$	h en m
500	48	- 12,59	1880
711	124	- 13,09	2020
1548	850	- 13,56	2175
1835	690	- 13,7	2218
2970	680	- 13,13	2045
3030	6,7	- 12,96	1994
4120	1,4	- 13,06	2024
5610	345	- 13,13	2045

Tableau XXI - Altitude d'infiltration des eaux de la galerie Arc-Isère.

Les altitudes d'infiltration des eaux analysées oscillent entre 1800 et 2200 m, valeurs approchées déduites par une formule empirique ; elles concordent avec la réalité puisque ces venues se situent sous les reliefs élevés de la chaîne de Belledonne (Grand Miceau 2600 m, Clochers des Pères 2416 m).

La connaissance de l'altitude d'infiltration des eaux fortement uranifères amène à formuler quelques remarques sur ces eaux. Elles se sont donc infiltrées dans un contexte très montagnard, froid, où la neige prédomine. De plus sur ces crêtes, le sol et la végétation sont absents.

Ceci signifie que si l'activité d'un sol accroît la solubilisation de l'uranium comme l'ont montré les études de R. MAGNE et al . (1974), sa

présence n'est pas indispensable puisque des eaux contenant jusqu'à 850 ppb se sont infiltrées à 2200 m, dans des zones ou les processus de biosynthèse sont minimes, voire absents.

La même observation peut être faite pour les eaux uranifères du massif du Mont Blanc (fig.70) qui se sont également infiltrées dans les zones hautes entre 3000 et 3500 m (Gros Rognon et Aiguille de Toule).

IV - ESSAI SUR LA QUANTIFICATION DE L'URANIUM LESSIVE PAR LES EAUX DE LA GALERIE ARC-ISERE

Grâce au suivi mensuel des eaux d'exhaure de la galerie Arc Isère, nous pouvons faire une approximation sur la quantité d'uranium lessivé au cours de l'année :

- Débit en l/sec. d'octobre 1981 à septembre 1982
  moyenne = 308 l/sec. ;
- teneur en uranium de novembre 1981 à septembre 1982
  moyenne = 275 ppb U.

Pour simplifier les calculs, nous avons considéré un débit de 300 l/sec. avec une concentration de 275 ppb U;

La quantité d'uranium est donc égale à :

$$300 \text{ l/sec} \times 275 \text{ ppb U} \times \underset{\text{heure}}{3600} \times \underset{\text{jour}}{24} \times \underset{\text{an}}{365} = 2{,}6 \times 10^{12} \text{ ppb/an ;}$$

$$= 2{,}6 \text{ tonnes/an.}$$

Cette quantité importante d'uranium lessivé de l'ordre de 2,5 tonnes par an est toutefois proche de celle mesurée dans les eaux du tunnel routier du Mont Blanc où GRIMBERT (1965) a calculé une quantité de 1 tonne par an environ.

Ces chiffres permettent de constater que les eaux sont capables de dissoudre et de déplacer des quantités assez considérables d'uranium en profondeur.

Ce résultat est d'autant plus intéressant que ces remobilisations sont localisées au sein de couloirs aquifères ; il n'y a pas de mélange dans une "nappe" qui existerait dans l'ensemble du massif.

Dans le tronçon aquifère du PM 1500 au PM 2300, une approximation donne une quantité remobilisée de 1 tonne par an (80 l/sec. x 400 ppb). Il en est de même pour les tronçons des PM 2800 à 3030, de 5500 à 6000 dans la galerie Arc-Isère et pour les deux zones anomaliques du Mont Blanc.

Dans ces tronçons, il existe des eaux surconcentrées avec des eaux moins riches en uranium à quelques mètres. Cette constatation semble démontrer que les fractures, même rapprochées, ne sont pas toutes communiquantes,

qu'il n'y a pas forcément interconnexion entre les fractures au sein d'un même réseau, c'est à dire que nous ne pouvons parler de "nappe" au sens strict. Dans chaque couloir, il y aurait également une certaine indépendance des circulations.

Une question reste posée quant à l'origine de l'uranium, s'agit-il de remobilisation de concentrations importantes d'uranium ou d'un simple lessivage des granites ?

Les observations dans les galeries étudiées n'ont décelé des anomalies que dans le complexe de Saint Colomban, connues en surface. Les galeries ne permettant que des observations aux points d'émission des venues d'eau, il est difficile de préjuger de l'existences d'anomalies uranifères lessivées par ces eaux au cours de leur transfert depuis la surface.

Toutefois, il faut souligner que les volumes drainés par les eaux sont d'extension hectométrique de l'ordre de 0,5 à 1,2 km^3 pour un réseau aquifère de 800 m de puissance comme celui du PM 1500 à 2300.

Les travaux de R. COPPENS et A. BERNARD (1978) sur le déplacement de l'uranium dans les roches cristallines montrent que l'uranium lessivé atteint plusieurs ppm dans les granites encaissants les importants gisements uranifères du Limousin de Vendée. Or, la libération de 1 ppm d'uranium pour un volume de roche de 0,5 à 1,2 km^3 correspond à la libération de 1350 à 3240 tonnes d'uranium métal.

La quantité d'uranium contenu dans un parallépipède de 1 km^3 avec une teneur comprise entre 10 et 20 ppm à l'image des granitoïdes fertiles de la galerie Arc Isère, est de 27000 à 54000 tonnes d'uranium métal.

On conçoit alors que des conditions de lixiviation très favorables (fracturation intense, circulation importante d'eau) d'un granite fertile, où l'uranium aurait été préalablement libéré des minéraux réfractaires, permettent la libération d'un stock important d'uranium à l'image de celui rencontré dans les eaux des galeries.

Quoiqu'il en soit, il apparaît que l'eau est capable de remobiliser des quantités d'uranium qui se chiffrent en tonnes par an au sein d'un massif. Ces valeurs laissent penser que l'eau est tout à fait apte à participer à la formation de gisements par solubilisation puis par reconcentration de l'uranium.

CONCLUSIONS

Les eaux fortement uranifères, rencontrées dans les galeries creusées dans les massifs cristallins externes de Belledonne ou du Mont Blanc, dans le coeur de ces massifs à plus de 1500 mètres sous la surface, sont des eaux actuelles, infiltrées à très haute altitude qui empruntent les couloirs ou zones aquifères transmissifs. Ces eaux ont des concentrations en uranium variables au cours de l'année, variations qui sont à rattacher aux variations hydroclimatiques de surface par remplissage et vidange des conduits aquifères. Ces fluctuations s'observent aussi bien pour les sources que pour les venues en galeries.

Ces fortes teneurs en uranium des eaux s'opposent à l'idée souvent émise que les climats froids montagnards sont peu favorables à la remobilisation de l'uranium par les eaux.

Elles prouvent, d'autre part, que l'eau est capable de remobiliser des quantités importantes d'uranium en profondeur, remobilisations très hétérogènes tout comme les écoulements dans ces milieux granitiques.

L'uranium lessivé, ne stagnant pas dans les fissures va pouvoir migrer dans les zones encore plus profondes des massifs. Son devenir sera alors fonction de la possibilité d'infiltration des eaux à grande profondeur, c'est à dire, des circulations succeptibles d'engendrer des systèmes hydrothermaux convectifs.

Après cette description des modalités de circulations des eaux, nous allons définir leurs caractéristiques physicochimiques et approcher les processus responsables de la solubilisation de l'uranium.

CHAPITRE III

GÉOCHIMIE DES EAUX URANIFÈRES

Quelques généralités sur le comportement de l'uranium en milieu aqueux sont présentés en annexe II . Il ressort de ces travaux de géochimie expérimentale que quatre paramètres fondamentaux gouvernent la solubilité de l'uranium dans l'eau : ce sont les phénomènes d'oxydoréduction, le pH, la complexation et la température.

Nous avons donc effectué des mesures de pH, de teneur en oxygène dissous et CO_2 dissous, en plus des analyses des éléments majeurs (HCO_3^-, SO_4^{--},...). Elles vont nous permettre d'une part de connaître les caractéristiques des eaux capables de remobiliser l'uranium en quantité importante, d'autre part d'établir les domaines de stabilité des espèces dissoutes de l'uranium en solution (en collaboration avec C. NGUYEN TRUNG).

I - URANIUM ET CONDUCTIVITE

Parce que la conductivité reflète la minéralisation totale en sels dissous d'une eau et que certains de ces ions peuvent participer à la complexation de l'uranium, nous avons cherché à savoir s'il existait une relation entre la conductivité des eaux et leur teneur en uranium.

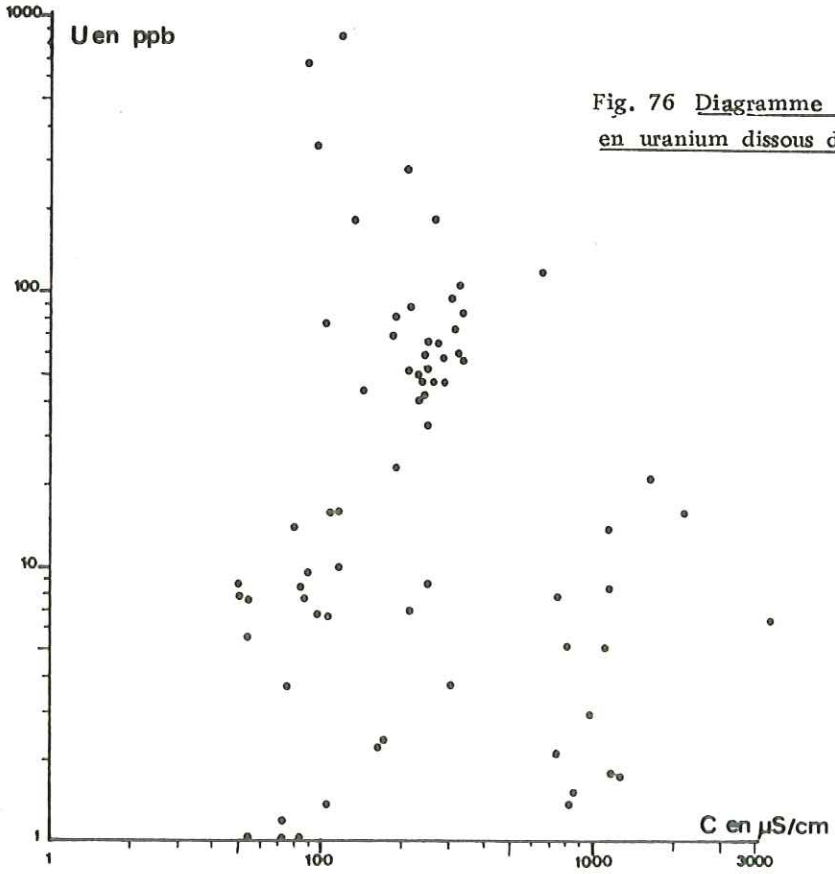


Fig. 76 Diagramme conductivité- teneur en uranium dissous des eaux

	SECTEUR CHAVANNES - MONTGELLAFREY	C	pH	O_2	CO_2	U
01	Brisson	254	7.7	9.8	2.8	42
02	Rte Forestière	251	8.1	10.2	1.1	41
03	Chav. du Milieu	317	7.5	8.8	5.5	72
04	Le Clozet	323	7.55	--	-	57
05	La Combe	321	7.55	8.0	4.4	59
06	La Martinière	300	7.8	10.2	2.65	95
07	L'Eglise	299	7.8	10.0	-	101
08	Trachaud	191	7.7	10.3	-	23
09	L'Arrêt	253	8.0	10.3	-	52
10	Bois du Loup	232	8.0	-	-	50
20	Les Tires	240	7.85	7.6	-	8.9
14	Chav. du Milieu (H)	274	7.95	9.2	-	59
30	Galerie Pontière	327	7.8	9.0	4.8	85
31	Fne des Pélerins	263	7.8	10.2	3.0	65
33	La Pontière	626	7.8	8.1	7.9	120
34	Sapey des Andrés	169	8.0	10.4	-	2.4
35	Les Cotes Montgellaf.	294	7.6	9.9	-	3.7
	GRANITE EPIERRE	C	pH	O_2	CO_2	U
42	Beauchamp	82	7.7	10.5	1.35	7.9
44	Le Merle	109	7.45	9.0	3.5	16
45	Corbière Usine	246	7.9	10.9	-	34
50	Galerie de Ch. Chaude	250	7.75	3.6	2.2	183
52	Le Rivier	210	8.0	10.4	-	56
	EXHAURE GALERIE ARC - ISERE	C	pH	O_2	CO_2	U
		176	8.15	8.5	1	395
		188	8.25	9.0	0.9	340
	SOURCES DE LA GRANDE RIGOLE	C	pH	O_2	CO_2	U
80	Roc Rouge	51	8.0	10.05	-	7.9
81	Crête Maxet	51	9.1	11.3	1	8.7
82	Crête Maxet	53	9.2	12.5	1	7.8
83	Rocher du Vieux	56	8.0	8.6	-	5.6
	SERIE VERTE	C	pH	O_2	CO_2	U
24	Lavoir de Tigny	294	7.7	6.85	-	1.2
29	La Fabrique	306	7.55	8.7	-	0.55
	COUVERTURE SEDIMENTAIRE	C	pH	O_2	CO_2	U
37	Echaillon (lias)	975	7.15	2.16	-	2.9
40	Covatière	1150	7.05	1.3	-	1.7
39	Montoudras	1150	7.35	6.7	-	1.7
32	Lavoir La Chambre	1140	7.2	8.0	21	8.3

Tableau XXII

Caractéristiques (pH, O_2 dis., CO_2 dis.) des eaux de surface

Conductivité en µs/cm à 20°C

O_2 dissous en mg/l

CO_2 dissous en mg/l

Uranium en ppb

(prélèvements octobre 1982)

Sur le diagramme (fig. 76), il n'apparaît aucune relation précise entre la conductivité des eaux exprimée en µs/cm et leur teneur en uranium. Les eaux les plus uranifères trouvées en galerie ou en surface ne sont pas des eaux à conductivité élevée.

L'examen des caractéristiques des eaux de la galerie Arc-Isère (fig. 69, p.) montre aussi qu'il n'existe pas de corrélation entre la teneur en uranium des eaux et leur conductivité. Dans cette galerie, les eaux les plus concentrées en uranium provenant du granite des Sept Laux et du Complexe de Saint Colomban présentaient des conductivités faibles, voisines de 100 µs/cm.

. Teneur en uranium du résidu sec

Fréquemment, les teneurs en uranium des eaux sont ramenées à leur teneur en uranium du résidu sec selon :

$$T_{Rs} = \frac{(U \text{ en ppb}) \times 10^4}{7,2 \times C}$$

C : conductivité de l'eau en µs/cm ;
T_{Rs} : teneur en U du résidu sec en ppm.

Nous ferons quelques remarques sur ce calcul pour expliquer pourquoi nous n'avons pas utilisé ce rapport bien qu'il soit d'un emploi courant.

Considérons deux exemples pour lesquels nous avons calculé les teneurs en uranium du résidu sec :

	U en ppb	C µs/cm	T_{Rs}
Source de la Grande Rigole	8,7	51	237
Lavoir La Chambre	8,3	1140	10

Il s'agit d'une eau de haute altitude à faible conductivité et d'une eau prélevée sur le contact Lias-cristallin. A des teneurs en uranium identiques correspondent des T_{Rs} très différents. Le contraste apparent ne provient pas de la teneur en uranium mais de la conductivité différente. Ce calcul tend à minimiser toute anomalie des eaux à conductivité élevée par rapport aux eaux à conductivité faible. Il apporte peu d'informations quant à la compréhension d'une anomalie uranifère.

La conductivité principalement liée à la teneur en bicarbonates et en sulfates n'est pas en mesure d'expliquer la solubilisation de l'uranium. Elle reste néanmoins un outil hydrogéologique précieux, facile d'utilisation.

II - LE pH - CO_2 DISSOUS - O_2 DISSOUS

Ces mesures effectuées sur le terrain au point d'émergence sont reportées dans le tableau XXII.

Dans ce paragraphe, nous allons présenter et discuter ces résultats, leur incidence sur la solubilisation de l'uranium est abordée dans les paragraphes suivants.

Tableau XXIII Caractéristiques (pH, O_2 dis., CO_2 dis.) des eaux de la galerie Arc-Isère (prélèvements du 04/10/78)

P. M.	pH	O_2 dis. en mg/l	CO_2 dis. en mg/l
515	8.0	7.8	1.2
1530	7.8	7.5	1.0
2200	8.0	8.6	1.2
3040	8.0	8.7	1.5
4070	8.0	8.0	1.2
5230	7.9	8.8	1.0
6170	7.9	8.25	1.5

Tableau XXIV Solubilité de l'oxygène dans l'eau douce en fonction de la température, à ° 1 bar
(la teneur en oxygène de l'air a été fixée à 20.9%)

Température en°C	0	5	10	15	20	25	30
O_2 dissous en mg/l	14.6	12.8	11.3	10.1	9.1	8.4	7.6

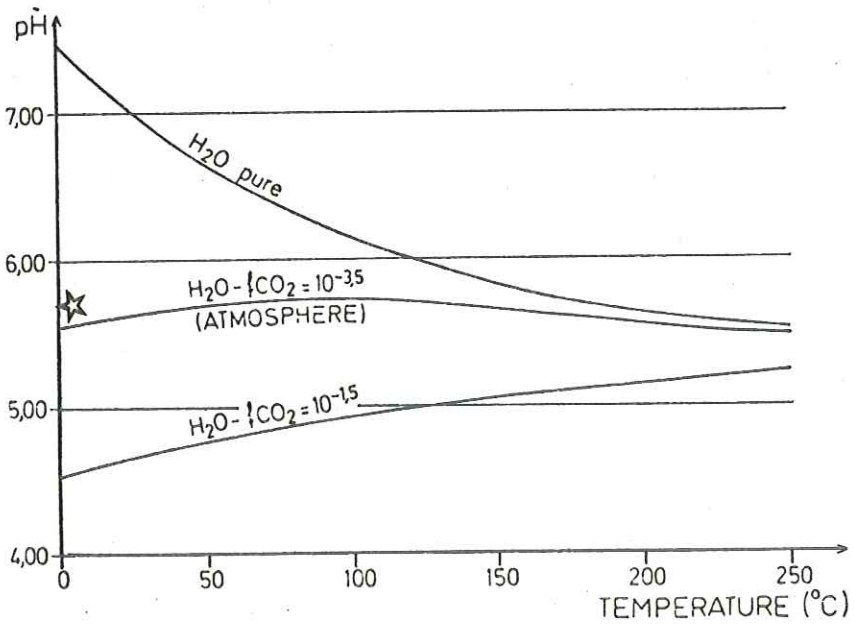


Fig. 77 Variation du pH de 0° à 300°C dans l'eau pure et en présence de CO_2

☆ Neige : pH = 5.7

II - 1. Le pH

Les pH mesurés sont compris entre 7,0 et 9,2 , dans un domaine basique. Ce sont les eaux peu minéralisées rencontrées à haute altitude qui possèdent les pH les plus basiques. Les eaux prélevées dans les calschistes liasiques (couverture sédimentaire) ont des pH neutres entre 7,0 et 7,3.

A partir de ces résultats , nous allons déterminer quels sont les processus qui font varier la concentration en ions (H^+) des eaux.

Tout d'abord, nous allons considérer le cas de la neige, prépondérante sur ces massifs, qui correspond à l'état initial de l'eau avant son infiltration. Le pH de la neige est acide, généralement inférieur à 6,0. D. JAMIER (1975) a pu mesurer un pH de 5,7 pour les eaux de neige du Trient. Ce résultat est en bon accord avec les données thermodynamiques (fig. 77), la neige correspond à un système simple eau-atmosphère (H_2O - f CO_2 = $10^{-3,5}$ atm). Par contre, un pH acide ne signifie pas pour autant que l'eau est riche en CO_2, il suffit que l'eau soit en contact avec l'atmosphère.

Paradoxalement, nos mesures effectuées sur les eaux de haute altitude dénotent des pH élevés, de 9,1 à 9,2 pour les eaux de la Grande Rigole(2100 m).

Il en est de même pour les eaux de la galerie Arc-Isère, infiltrées à haute altitude qui ont des pH compris entre 7,9 et 8,3 (mesures à l'exhaure en 1982) et mesures effectuées en 1978 à la demande des Services E.D.F. (tableau XXIII).

Ces valeurs élevées du pH peuvent être corroborées par les mesures effectuées par D. JAMIER (1975) et B. GOURGAND (1983), ces deux auteurs ont mesuré des pH compris entre 8 et 9 dans les eaux des galeries du Trient et du Rissiou, eaux infiltrées dans des domaines de haute altitude (supérieur à 2000 m).

Les pH des eaux des versants sont plus faibles, généralement compris entre 7,1 et 8,1 ; on constate même une diminution du pH avec l'altitude des émergences. Par exemple, les eaux des sources des Chavannes ont des pH élevés à la Route Forestière et à Brisson (pH=8) (alt. 1000 m), alors qu'à la Combe (alt. 500 m) et aux Chavannes du Milieu (alt. 700 m), il n'est que de 7,5.

Parmi tous les facteurs succeptibles de modifier le pH, nous en avons retenu trois principaux :

- le rôle acide du gaz carbonique

$$CO_2 \text{ (gaz)} + H_2O \rightleftharpoons HCO_3^- + H^+$$

En se dissociant dans l'eau, le gaz carbonique libère des ions (H^+) ;

- L'alcalinisation due à la dissolution du granite

L'altération des roches granitiques conduit à une diminution de l'activité de l'ion (H^+) (FRITZ, 1975).

La présence des cations (Na, K, Ca) et de la silice $Si\ O_2$ prouve que l'eau a réagi avec les minéraux des granites, en particulier avec les feldspaths :

$$\underset{\text{Albite}}{Na\,Al\,Si_3\,O_8} + 4{,}5\,H_2O + H^+ \rightleftharpoons 0{,}5\,H_4\,Al_2\,Si_2\,O_9 + \underset{\text{Kaolinite}}{2\,H_4\,SiO_4} + Na^+$$

ou

$$\underset{\text{Anorthite}}{Ca\,Al_2\,Si_3\,O_8} + H_2O + 2\,H^+ \rightleftharpoons H_4\,Al_2\,Si_2\,O_9 + Ca^{++}$$

L'altération de ces silicates s'accompagne d'une diminution de l'activité de l'ion (H^+).

Dans le cas d'une eau de fonte de neige faiblement chargée en CO_2, l'acidité initiale due au gaz carbonique sera très vite neutralisée. La dissolution des granitoïdes s'accompagnera alors d'une remontée rapide du pH de l'eau. L'alcalinisation sera d'autant plus marquée que l'acidité initiale due au CO_2 est faible comme c'est le cas des eaux de haute altitude.

- L'oxydation des sulfures métalliques

Au vu des teneurs élevées des sulfates des eaux superficielles, il faut prendre en compte les processus d'oxydation des pyrites :

$$\underset{\text{pyrite}}{Fe\,S_2} + 3{,}75\,O_2 + 2{,}5\,H_2O \rightleftharpoons \underset{\text{sulfate}}{2\,SO_4^{--}} + 4\,H^+ + \underset{\text{goethite}}{FeO(OH)}$$

L'oxydation de la pyrite, schématisée par cette réaction, libère des ions (H^+). Cette acidité libérée va s'ajouter au rôle acide du gaz carbonique et compensera l'alcalinisation de l'eau due à l'altération des feldspaths.

Les eaux de haute altitude qui contiennent peu de sulfates (1 à 4 mg/l de SO_4^{--}) et qui sont faiblement chargées en CO_2, subissent donc une alcalinisation très poussée d'où leur valeur de pH élevée.

La prise en compte de tous ces phénomènes permet de comprendre les variations des pH dans les eaux de la région, comprise entre 7 et 9.

II - 2. Le CO_2 dissous

Les teneurs en CO_2 dissous des eaux rencontrées dans les formations cristallines fluctuent entre 0,8 et 5 mg/l (tableau XXII) tandis que dans la couverture sédimentaire, elles sont nettement plus élevées, de 21 mg/l à la source du Lavoir de la Chambre en bordure du Lias.

Les valeurs les plus faibles ont été recencées dans la galerie Arc-Isère (tableau XXII) et à haute altitude (Grande Rigole) où les concentrations sont de l'ordre de 1 à 1,5 mg/l.

Dans le secteur des Chavannes, elles fluctuent entre 1,1 et 5,5 mg/l.

De ces teneurs exprimées en mg/l, il est possible de calculer la pression partielle p CO_2 en atmosphère :

$$p\ CO_2\ atm. = \frac{CO_2\ mg/l}{Ko\ en\ mg/l/atm.}$$

Ko constante : Ko à 5°C = 2790
Ko à 10°C = 2350
Ko à 15°C = 2300
(cf. LEPILLER M., 1980).

(Cette formule est valable seulement dans les eaux peu chargées en sels dissous).

Les pressions partielles ainsi calculées fluctuent entre 3×10^{-4} atm. pour les eaux de la galerie Arc-Isère, à 10^{-3} atm. pour l'eau de la galerie de Charrière Chaude, à $2,2 \times 10^{-3}$ atm. pour la source des Chavannes.

Sur le tableau XXII , on peut remarquer une certaine analogie entre le pH et les teneurs en CO_2 dissous, aux pressions partielles p CO_2 faibles correspondent des pH élevés.

II - 3. L'oxygène dissous

Le dosage de la teneur en oxygène a été effectué au moyen d'un système d'électrodes à anode d'argent et cathode d'or.

a) Résultats

Toutes les eaux rencontrées sur ces versants sont riches en oxygène, de l'ordre de 10 mg/l (tableau XXII). Quelques sources présentent une sous-saturation par rapport à l'air, ce sont les sources de la Combe, des Tires, du Lavoir de Tigny à la Chapelle dont les teneurs sont relativement moins élevées, de l'ordre de 7,5 mg/l.

Une remarque doit être faite à propos de ces résultats, sur le risque d'oxygénation de l'eau à l'émergence ; lorsque l'eau circule dans des moraines ou éboulis, l'eau est réoxygénée.

Si les teneurs en oxygène dissous des sources sont fortes, il est apparu que les eaux prélevées dans la galerie de Charrière Chaude à 400 mètres sous la surface avaient des teneurs faibles, de 3,6 mg/l le 06/10/82, de 4,0 mg/l le 22/11/82. Ces valeurs non perturbées par une oxygénation à l'air libre traduisent bel et bien qu'il y a eu consommation de l'oxygène pendant la percolation de l'eau dans le massif. Une mesure effectuée sur une venue dans la fenêtre du Crêt du Nant à 500 m sous la surface montre une valeur de 5,9 mg/l d'oxygène dissous, inférieure à celles mesurées en surface.

Les eaux de haute altitude sont également très riches en oxygène. Les mesures effectuées à la source de la Grande Rigole (2100 m) donnent des teneurs de 11 à 12,5 mg/l (tableau XXII) résultats qui reflètent la solubilité élevée de l'oxygène dans les eaux froides. Cette solubilité dans l'eau douce est de 14,6 mg/l à 0°C et de 8,4 mg/l à 25°C (tableau XXIV).

Pour les eaux de la galerie Arc-Isère, nous disposons des mesures à l'exhaure : 8,50 mg/l le 29/09/82
9,0 mg/l le 23/11/82
et de mesures effectuées à la demande des services E.D.F. en 1978 (tableau XXIII).

Elles soulignent le caractère très oxydant de ces eaux situées à 1500 mètres dans le socle cristallophyllien et sont similaires à celles trouvées dans la galerie du Trient (entre 5 et 12 mg/l) (D. JAMIER, 1975).

b) Interprétation

La consommation de l'oxygène, marquée pour certaines sources et dans les galeries de Charrière Chaude et du Crêt du Nant peut être interprètée par :

- l'oxydation de la matière organique carbonée

$$C + O_2 \longrightarrow CO_2 + H_2O$$

matière organique

qui, dans les sols au contact des solutions aqueuses riches en oxygène est oxydée et fournit du CO_2 , résultat tout à fait compatible avec les teneurs en CO_2 mesurées.

- l'oxydation des pyrites (réaction paragraphe II - 1.)

Des eaux de haute altitude qui n'ont pas lessivé de sols et qui ne sont pas sulfatées, sont donc riches en oxygène à l'image des eaux de la Grande Rigole (2100 m), alors que les eaux de basse altitude, plus sulfatées et plus riches en CO_2 présentent des teneurs moins élevées en oxygène.

Nos quelques mesures, bien que ponctuelles, amènent malgré tout une conclusion importante.

Les eaux très oxydantes trouvées dans la galerie Arc-Isère permettent de dire que la zone d'oxydation n'est pas limitée aux parties superficielles des massifs mais qu'à 1500 mètres en profondeur, il existe des eaux riches en oxygène dans ces massifs montagneux.

Cette richesse en oxygène des eaux profondes est due à l'infiltration rapide des eaux dans le massif, dans des zones où il n'y a pas pu avoir consommation d'oxygène dans le sol par la matière organique, ou dans la zone altérée de surface, tous deux absents.

Il aurait été intéressant de suivre l'évolution de la teneur en oxygène de l'eau dans le temps et de multiplier le nombre de mesures pour les confronter à l'hétérogénéité des écoulements.

Il est fortement probable que les eaux sulfatées trouvées dans les zones peu transmissives soient peu riches en oxygène. La présence d'eau oxydante en profondeur est fonction de la possibilité des eaux d'y circuler ainsi que de leur mode d'écoulement.

Conclusion

Les caractéristiques pH, p CO_2 , O_2 dissous des eaux de Basse Maurienne confirment la différence entre les eaux de haute altitude

- à p CO_2 faible de l'ordre de 10^{-4} atm ;
- à teneur en oxygène élevée : 10 mg/l ;
- à pH supérieur à 8,0 ;

des eaux en pied de versant à basse altitude

- à pCO_2 plus élevée : 10^{-3} atm ;
- à teneur en oxygène entre 4 et 8 mg/l ;
- à pH compris entre 7,0 et 8,0.

Malgré ces variations, ces eaux ont des caractéristiques proches, elles sont toutes oxygénées, alcalines et ont des pressions partielles pCO_2 de l'ordre de 10^{-2} à 10^{-4} atmosphère.

III - URANIUM ET BICARBONATES

Dans les eaux superficielles, les bicarbonates sont l'espèce anionique principale succeptible de complexer l'uranium, la complexation par les sulfates et les chlorures peut être considérée comme négligeable dans le domaine de pH compris entre 7,0 et 9,0 (cf. annexe II).

A cet effet, nous avons représenté en figure 78 la relation entre la teneur en uranium des eaux et leur teneur en bicarbonates (HCO_3^-)

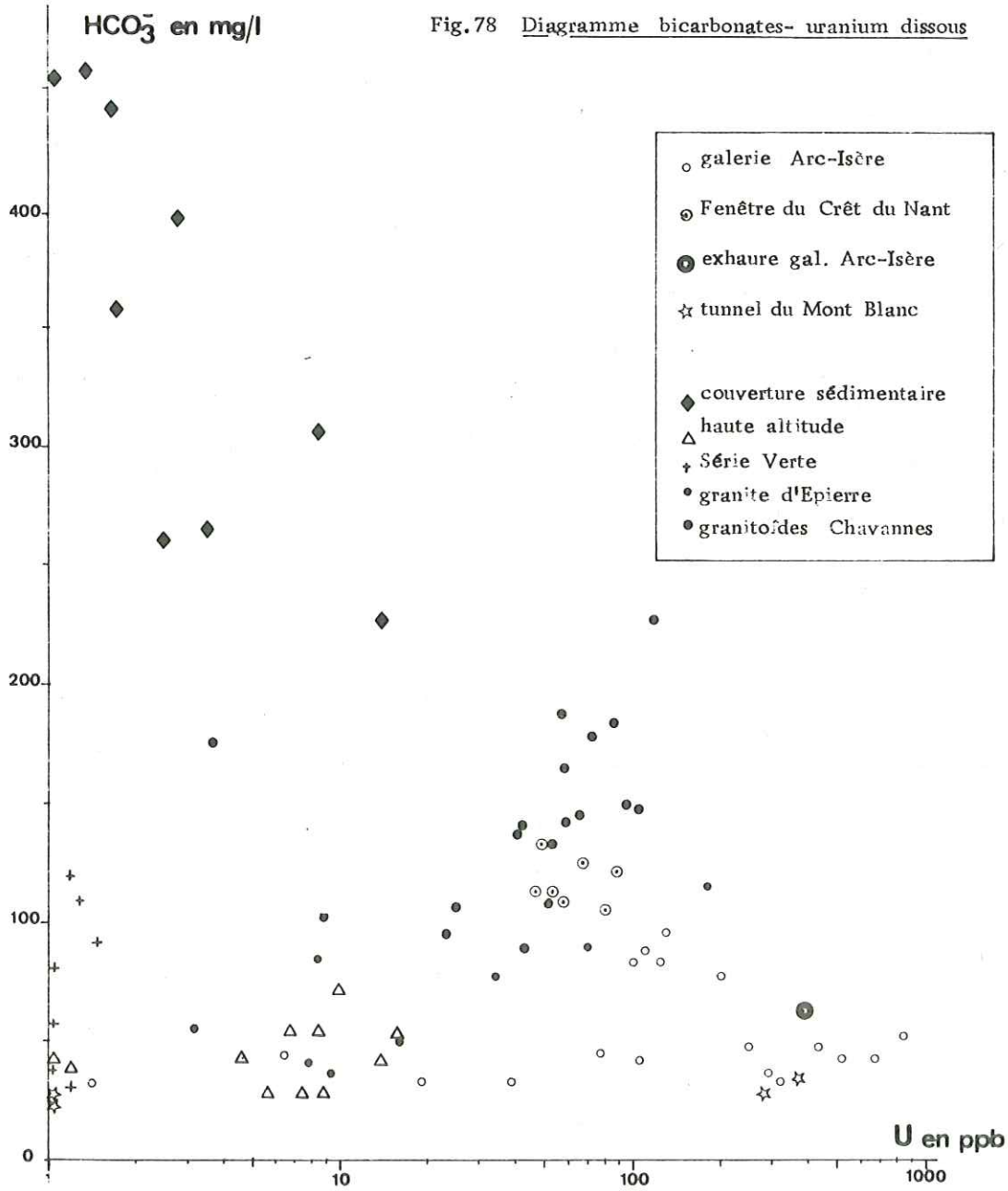


Fig. 78 Diagramme bicarbonates- uranium dissous

Il n'apparait pas de corrélation entre ces deux paramètres. Les eaux les plus uranifères rencontrées dans la galerie Arc-Isère ou dans le tunnel du Mont Blanc présentent des teneurs faibles en bicarbonates de 30 à 50 mg/l pour des teneurs en uranium de 150 à 850 ppb.

Plusieurs enseignements doivent être tirés de ce diagramme :

- Ces analyses montrent que des eaux à faibles teneurs en bicarbonates sont capables de dissoudre et de transporter l'uranium. La présence d'une couverture sédimentaire comme il est parfois mentionné dans la littérature n'est pas une condition indispensable au lessivage de l'uranium,au même titre que des émanations de CO_2 profond.

Si les carbonates jouent un rôle important dans la solubilisation de l'uranium, d'autres facteurs, tels que l'oxydation contribuent à la dissolution de l'uranium.

- Un deuxième intérêt qui ressort de ce diagramme est qu'il n'existe pas un faciès-type d'eau capable de transporter l'uranium. Dans le secteur des Chavannes, les eaux sont à la fois riches en uranium et en bicarbonates. Les eaux de la source de la Pontière (33) située dans les monzosyénites parcourues par de nombreux filonnets de carbonates présentent des teneurs élevées en uranium (110 ppb) et en bicarbonates (225 mg/l). Il en est de même pour les eaux résultant de mélanges entre eaux du Lias et eaux du socle cristallophyllien, fortement bicarbonatées et uranifères.

La diversité de la répartition des bicarbonates dans ces eaux uranifères suggère, dans l'éventualité de la précipitation des espèces ioniques en solution, des paragénèses très variables.

- Ce diagramme est également discriminant du point de vue de la classification des eaux étudiées. Il souligne l'influence de la nature du contexte lithologique sur la distribution des espèces en solution. Si la présence de bicarbonates contribue à la solubilisation de l'uranium, ces deux éléments répondent cependant à des critères de solubilisation différents.

IV - DOMAINE DE STABILITE DES ESPECES DISSOUTES D'URANIUM

Grâce aux mesures de l'oxygène dissous et du pH, il est possible d'établir quels sont les domaines de stabilité des espèces dissoutes de l'uranium dans les eaux (cf. annexe II).

Nous présenterons dans ce paragraphe l'exemple d'une eau type rencontrée dans la galerie Arc-Isère, son faciès chimique étant représentatif des eaux fortement uranifères du complexe de Saint Colomban.

IV - 1. Caractéristique physicochimique de l'eau

U ppb	T °C	C µs/cm	pH	O_2	CO_2	Ca^{++}	Mg^{++} mg/l	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	SO_4^{--}	Cl^{-}
690	20	90	8.25	8	1	14	.3	5	3.5	42	12	.7

Il s'agit d'une eau peu minéralisée en ions majeurs (de conductivité faible), de type bicarbonaté, sulfaté calcique et sodique.

La fugacité de l'oxygène que l'on assimile à la concentration en moles par litre est de : $fo_2 = \frac{8}{32\ 000} = 10^{-3,6}$ atm.

La relation entre la fugacité de l'oxygène et le potentiel d'oxydo-réduction Eh peut s'écrire :

$$Eh = 1,23 + \frac{0,059}{4} \log. \ fo_2 - 0,059\ pH.$$

La fugacité de l'oxygène de $10^{-3,6}$ atm. correspond à Eh = 0,707 volt, à pH = 8,25.

En portant ces deux valeurs de Eh et pH sur le diagramme d'équilibre Eh-pH des oxydes d'uranium établi par C. NGUYEN TRUNG (fig. 79), on s'aperçoit que la phase solide stable en équilibre avec l'eau devrait être la schoepite $UO_2\ (OH)_2$, H_2O.

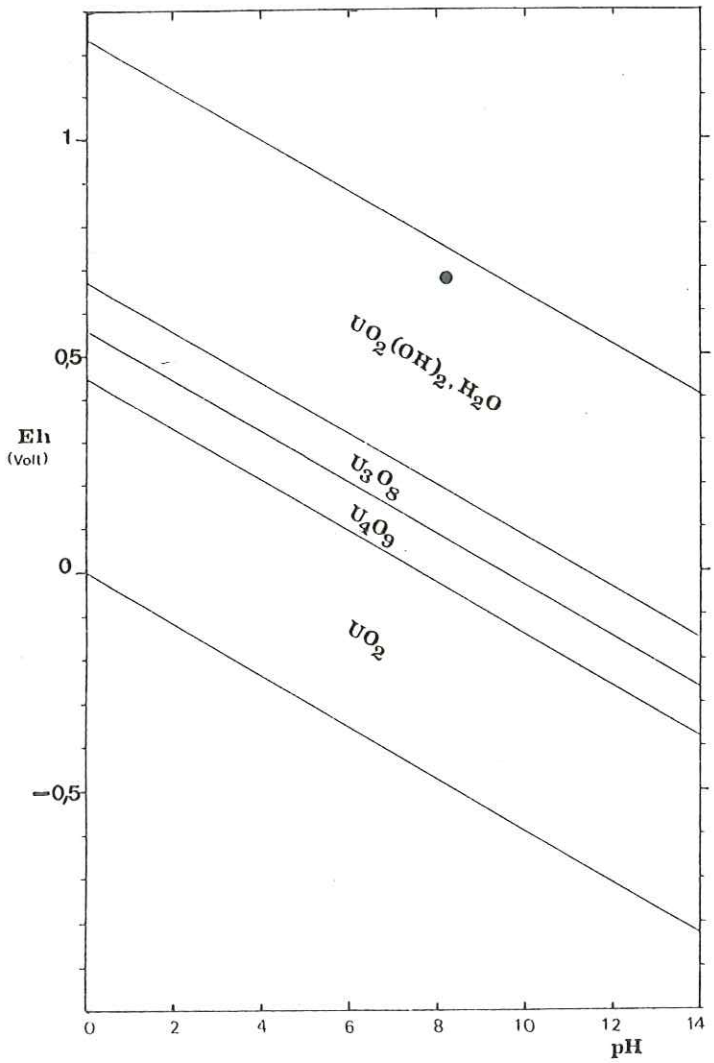


Fig. 79 - Diagramme d'équilibre (Eh-pH) des oxydes d'uranium dans l'eau à 25 °C, à 1 bar ; établi par C.NGUYEN TRUNG (CREGU)

● eau de la galerie Arc-Isère: pH = 8.25 , O_2 dis. = 8mg/l

Or, la solubilité calculée de la schoepite dans cette eau à pH 8,25 est de $10^{-4,54}$ mole/l (6850 ppb). Ce calcul a été effectué par ordinateur par C. NGUYEN TRUNG au CREGU (Fig. 80).

En d'autres termes, ce résultat prouve que la quantité importante d'uranium qui est de 690 ppb ($10^{-5,54}$ mole/l) est en dessous du seuil de saturation de l'eau vis à vis de la schoepite.

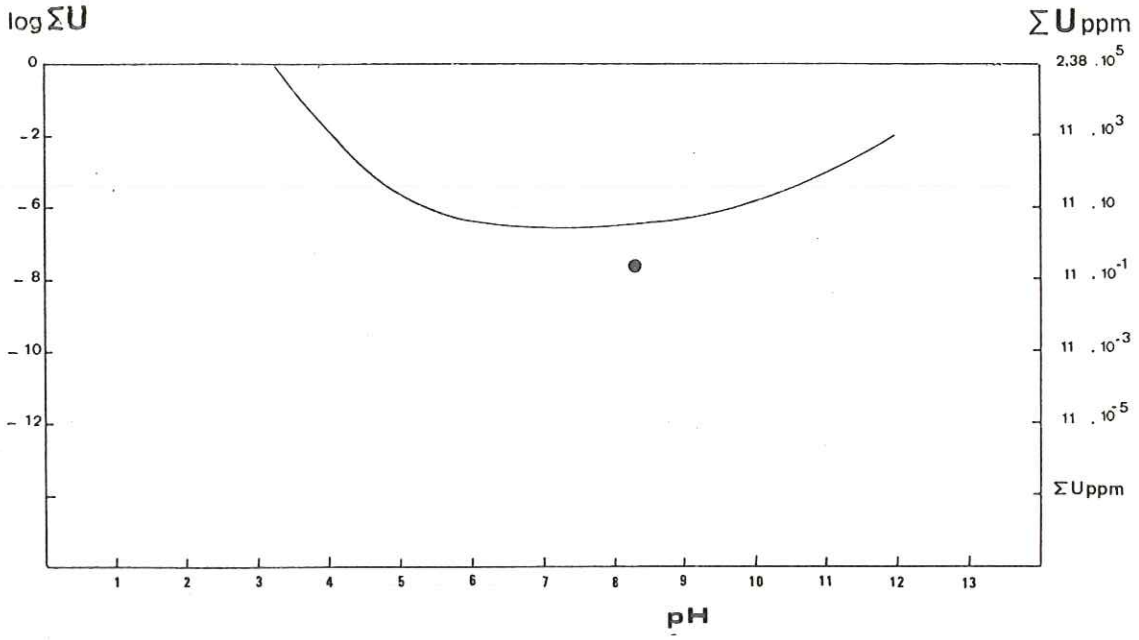


Fig. 80 - Solubilité de la schoepite ($UO_2(OH_2)$, H_2O) dans l'eau de la galerie Arc-Isère, à 25 °C, à 1 bar

calculée par C. NGUYEN TRUNG (CREGU)

● caractéristiques de l'eau : 0.690 ppm d'U , pH = 8.25

La figure 80 représente les variations de la solubilité de la schoepite en fonction du pH dans l'eau de la galerie Arc-Isère à 25°C, 1 bar.

Toutes les eaux rencontrées dans la galerie Arc-Isère qui ont présenté des teneurs en uranium jusqu'à 1250 ppb, sont donc sous-saturées en uranium, dans l'hypothèse où ces eaux ont toutes des fugacités d'oxygène aussi élevées.

Or, d'après les observations effectuées en galerie, l'eau traverse des roches contenant essentiellement de la pechblende (UO_2) et la schoepite n'est pas présente en temps que minéral.

Il faudrait donc calculer la solubilité de UO_2 dans les mêmes conditions de Eh et pH que la schoepite.

IV - 2. Solubilité de UO_2 dans les eaux de la galerie Arc-Isère

D'après les calculs sur ordinateur à Eh = 0,707 mV, pH = 8,25 , l'uranium passe en solution en majorité sous forme de complexe uranyle dicarbonate. Les espèces en solution se répartissent (cf. annexe II -2.) selon :

$(UO_2\ (CO_3)_2)^{2-}$....75,5 % ; $(UO_2\ (CO_3)_3)^{4-}$.... 16 % ; $(\ (UO_2)_3\ (OH)_7)^{-}$....5,6 %.

Tous ces complexes sont des composés U VI.

Comme l'espèce prédominante est $UO_2\ (CO_3)_2^{2-}$, dans une première approximation, supposons que UO_2 passe en solution seulement sous forme de complexe $UO_2\ (CO_3)_2^{2-}$.

La réaction de solubilisation de UO_2 peut s'écrire :

$$UO_2\ (c) + 2\ CO_3^{2-} + \frac{1}{2}\ O_2 + 2\ H^+ \rightleftharpoons UO_2\ (CO_3)_2^{2-} + H_2O.$$

La constance d'équilibre de cette réaction K est donc :

$$K = \frac{UO2\ (CO3)2^{2-}}{(CO_3)^{2-}\ fo_2^{1/2}\ (H^+)^2} = 10^{44,676}$$

$(H^+)^2 = 10^{-8,25}$ (pH = 8,25) ; $fo_2 = 10^{-3,6}$ bar ; $(CO_3^{2-}) = 10^{-5,27}$.

$$(UO_2\ (CO_3)_2^{2-}) = K\ .\ 10^{-5,27 \times 2}\ .\ 10^{-\frac{3,6}{2}}\ .\ 10^{-8,25 \times 2} = 10^{15,82} \text{ moles.}$$

Il apparaît que la solubilité de UO_2 sous forme de $UO_2\ (CO_3)_2^{2-}$ est très importante dans une eau carbonatée, riche en oxygène, d'après ce calcul. Cela signifierait que, si le système était en équilibre, UO_2 serait lessivé rapidement.

En réalité, les concentrations en uranium mesurées de l'ordre de 690 à 1000 ppb relativement faible vis à vis de la solubilité de UO_2 montrent que le système n'est pas en équilibre. En effet, les vitesses d'écoulement des eaux dans les fissures sont probablement trop rapides par rapport à la cinétique de dissolution lente de UO_2.

V - ETUDE GEOCHIMIQUE DES EAUX URANIFERES - CONCLUSIONS - REFLEXIONS

Si nous avons pu déceler des variations des teneurs en O_2 dissous, CO_2 dissous, et du pH d'une source à l'autre, toutes ces eaux correspondent néanmoins à des eaux très oxydées et bicarbonatées.

A partir des calculs effectués sur des bases thermodynamiques, on trouve de très fortes solubilités de UO_2 dans ces eaux. L'uranium dissous se déplace principalement sous forme de complexe uranyl bicarbonate et ce, même pour des conditions de pression partielle de CO_2 faible ($pCO_2 = 10^{-3,5}$ atm) qui sont celles des eaux uranifères de la galerie Arc-Isère.

Ces eaux oxygénées, rencontrées à plus de 1500 mètres sous la surface dans les massifs cristallins, prouvent que la "zone d'oxydation" n'est pas limitée aux parties superficielles des massifs, mais s'étend en profondeur

d'une façon hétérogène en fonction de l'état de fracturation du milieu. Cette hétérogénéité est celle des écoulements dans ces massifs granitogneissiques où existent des zones à circulation d'eau importante("couloir aquifère oxydé") alternant avec des compartiments secs d'échelle hectomètrique.

De plus, les calculs montrent que les eaux rencontrées dans ces tronçons aquifères sont sous saturées en uranium. Elles possèdent des caractéristiques favorables à dissoudre l'uranium même après avoir traversé 1500 mètres de formations. On peut donc penser que les concentrations élevées (1000 ppb) sont inférieures aux concentrations maximales et que des eaux encore plus concentrées doivent exister dans les parties encore plus profondes des massifs. A ce propos, rappelons les travaux de CULBERT et LEIGHTON (1978) qui mentionnent la présence d'eaux contenant plusieurs milliers de ppb d'uranium dissous dans les lacs et sources de Colombie Britannique (Canada).

Discussion

Nous venons de montrer que la plupart des eaux superficielles de la région étudiée avaient des caractéristiques très favorables à la lixiviation de l'uranium. Ce résultat est satisfaisant pour expliquer les quantités importantes d'uranium lessivé trouvées en profondeur dans le socle. Or, beaucoup d'eaux rencontrées en surface ou en galerie ont des teneurs faibles en uranium dissous malgré leur état très oxydé ; ceci amène quelques réflexions :

- Il se peut que l'uranium ait été complètement lessivé dans les conduits où circule l'eau.

- Les mesures de fo_2 effectuées aux émergences ne sont pas représentatives des conditions existant dans le massif, il faudrait multiplier les mesures et s'attarder plus sur les suintements de galeries et moins aux venues à forts débits.

- Ces calculs ont été effectués pour un équilibre eau-uranium. Cette approche ne tient pas compte des équilibres entre les autres minéraux et cette eau. Or, en surface, beaucoup d'eaux sont sursaturées vis à vis de la kaolinite, des montmorillonites, ... entrainant un dépôt de ces minéraux secondaires dans les fissures. Ces sursaturations peuvent s'effectuer à partir d'eaux riches en oxygène comme celles rencontrées dans ces massifs cristallins (FRITZ, 1975). Dans de tels cas, l'eau ne sera plus en contact avec la roche mère, mais avec ses produits d'altération ne contenant pas d'uranium.

Le colmatage argileux observé dans certaines fractures pourrait expliquer l'absence d'uranium dans les eaux y percolant, en dépit de leurs caractéristiques favorables à dissoudre l'uranium.

Il apparaît que l'étude des interactions eau-uranium (solide) est complexe et nécessite la connaissance des caractéristiques physicochimiques de l'eau, celle des caractéristiques physiques de l'écoulement (fracture isolée, couloir aquifère dans une zone broyée), de la nature du contact eau-roche mère (savoir s'il existe des colmatages argileux), de la forme de l'uranium à l'état solide et aussi des phénomènes d'adsorption (les minéraux argileux, les zéolites, les hydroxydes de Fe, de Mn sont capables de fixer l'uranium).

CHAPITRE IV

L'URANIUM DANS LES EAUX THERMOMINÉRALES

Dans le but de recaler nos observations effectuées sur les eaux thermominérales de Basse Maurienne, un inventaire des teneurs en uranium dissous de certaines eaux thermominérales bordant les massifs cristallins externes a pu être fait en 1981 et 1982.

La localisation des émergences thermales est reproduite sur la figure 81, les teneurs en uranium correspondantes sont récapitulées dans le tableau XXV.

I - RESULTATS

On constate, après une première lecture de ces résultats, que les teneurs en uranium de ces eaux thermales sont faibles. Les sources thermales de Saint Gervais, de l'Echaillon , de la Lèchère présentent des concentrations inférieures à 1,5 ppb, bien qu'elles émergent sur des fractures à proximité du socle.

Les eaux chaudes de Salins et Brides en Tarentaise tout comme les sources du Briançonnais sont également dénuées d'uranium.

Parmi toutes ces eaux thermominérales, deux sources se démarquent légèrement, ce sont les sources d'Uriage et de Basse Maurienne avec des teneurs de 3 à 5 ppb.

Toutes nos mesures convergent et tendent à montrer que les concentrations en uranium dissous sont faibles.

On observe souvent une diminution de la teneur en uranium avec l'accroissement de la minéralisation totale.

Par exemple, les eaux de la Léchère les plus minéralisées (C = 2650 µs/cm à 50°C) ont une concentration de 0,5 ppb alors que les eaux qui ont probablement subi des mélanges avec les eaux superficielles (C = 2450 µs/cm à 42°C) ont des teneurs de 1,3 à 1,5 ppb U.

Dans le tableau XXV, sont également reportées les concentrations d'eaux froides superficielles situées à proximité des émergences thermales visitées, ces sources froides correspondent, quelquefois à des mélanges eau chaude - eau froide. Il apparaît que leurs teneurs sont supérieures à celles rencontrées dans les eaux thermales :

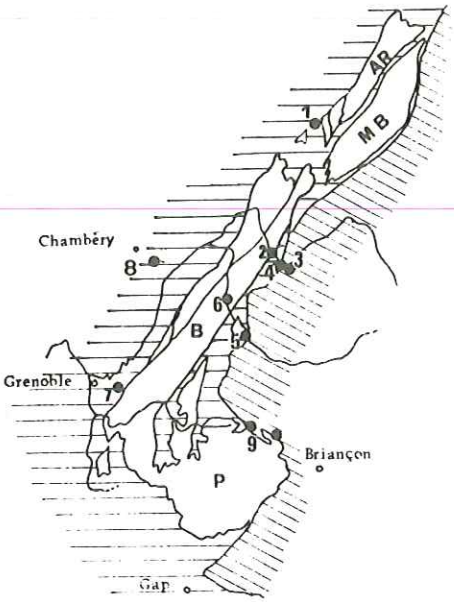


Fig. 81 Localisation des émergences thermales

MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES

AR Aiguilles Rouges

MB Mont Blanc

B Belledonne

P Pelvoux

COUVERTURE SEDIMENTAIRE - TERTIAIRE

ZONES INTERNES

Tableau XXV Teneur en uranium des eaux thermominérales

N°	Désignation		Date	C en µS/cm	T en °C	U en ppb
1	Saint Gervais		22/06/82	5020	40.3	0.44
2	La Léchère	Radiana II	22/07/81	2650	50.0	0.5
		Radiana II	22/06/82	2610	50.0	1.0
		Radiana III	22/07/81	2450	42.0	1.3
		Radiana III	22/06/82	2460	43.5	1.3
		Radiana IV	22/07/81	2450	42.0	1.3
		Radiana IV	22/06/82	2410	38.5	1.4
3	Brides les Bains	Sce Hybord	22/07/81	5500	36.0	0.8
		Sce Hybord	22/06/82	5520	37.0	0.25
		Sce froideLeray	22/07/81	630	10.5	5.8
		Sce froide Leray	22/06/82	540	11.05	5.6
4	Salins	Gde Sce Chaude	22/07/81	12000	34.0	0.36
		Gde Sce Chaude	22/06/82	11350	32.5	0.76
		Pte Sce Chaude	22/07/81	12000	33.0	1.4
		Pte Sce Chaude	22/06/82	11240	32.0	1.5
5	Echaillon à St Jean de Mne		09/11/81	6750	41.0	0.2
			06/10/82	6600	41.0	1.5
	Etang salé à Pontamafrey		06/10/82	1950	(10)	17
6	La Chapelle		08/07/82	4400	17.3	3.5
	Le Pontet à St Remy		23/02/82	1660	20.2	3.3
	Les Chavannes		09/06/82	1780	22.0	5.8
7	Uriage		10/11/82	9500	26.0	3.6
8	Challes les Eaux		10/11/81	920	11.7	0.20
9	Sces du Briançonnais					
		La Liche au C.	23/08/80	5040	25.0	0.50
		La Marionnaise	15/10/80	1580	9.2	0.58
		Font Chaude	04/10/80	3000	39.0	0.7
		La Rotonde	04/10/80	2570	35.5	0.65
		Sce froide de Douche	21/10/80	450	5.0	9.9

- source froide Leray à Brides les Bains 5,8 ppb ;
- source froide de Douche (Briançonnais) 9,9 ppb.

Citons l'exemple des venues minéralisées de l'Etang salé de Pontamafrey, situées dans la vallée de l'Arc au pied du massif cristallin du Grand Châtelard non loin de la source thermale de l'Echaillon à Saint Jean de Maurienne. Sa teneur en uranium mesurée (17 ppb U) est supérieure aux teneurs des eaux de l'Echaillon (0,2 ; 1,5 ppb), à la suite de mélange probable de l'eau thermale avec les eaux superficielles.

II - LES EAUX THERMALES DE BASSE MAURIENNE

Ces venues hydrothermales localisées au niveau de la plaine de l'Arc dans notre secteur d'étude (cf. 2ème partie, chapitre V) ont présenté les teneurs en uranium dissous les plus élevées parmi toutes les eaux thermales recencées, leur concentration est cependant faible (3 à 10 ppb U) comparée aux teneurs des eaux de surface de ces massifs cristallins.

Nous avons représenté en figure 82, les variations observées au cours de l'année de mesure (1982).

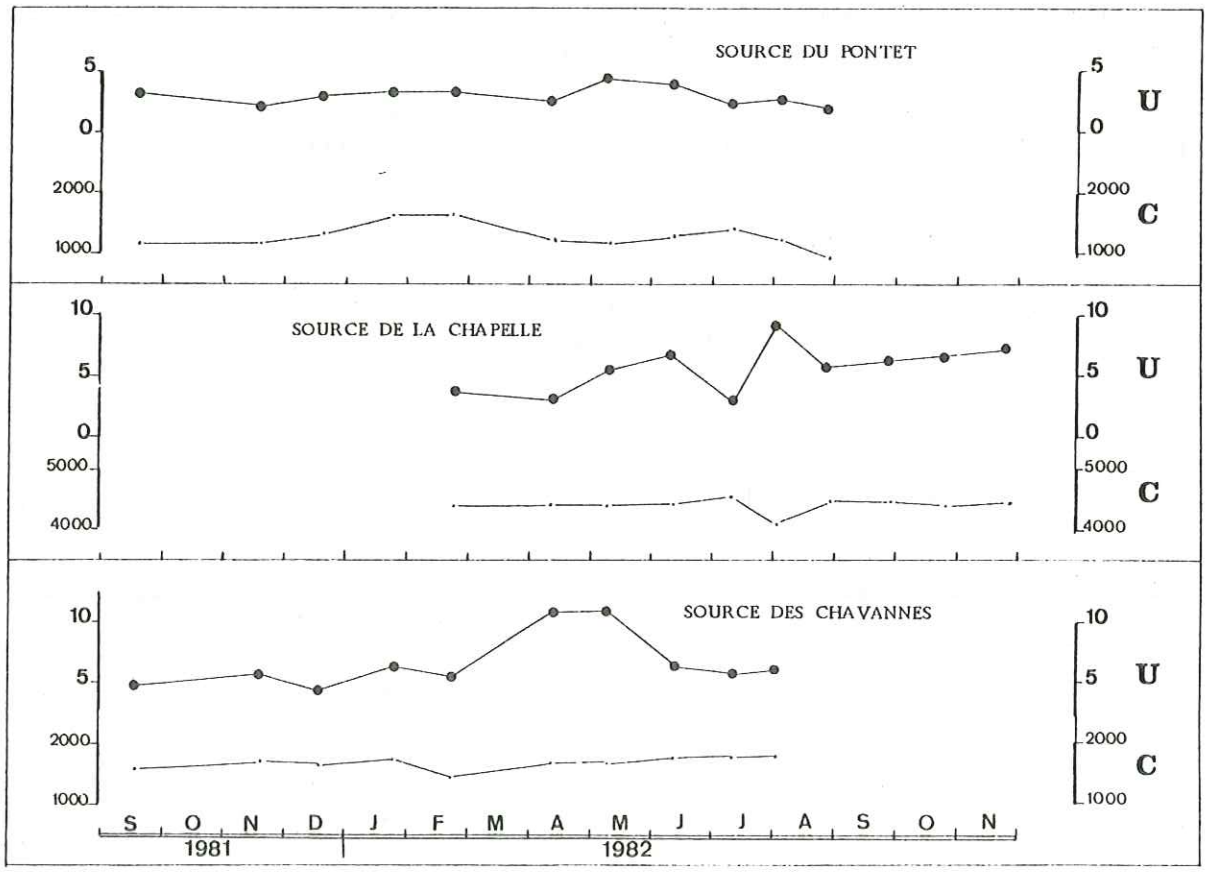


Fig. 82 Variations des teneurs en uranium des eaux thermales de Basse Maurienne

(U : teneur exprimée en ppb ; C : conductivité en µs/cm)

Les eaux de la source du Pontet présentent les concentrations les plus faibles entre 2 et 4 ppb U, alors que les eaux chaudes de la source des Chavannes ont des teneurs fluctuant entre 5 et 11 ppb U.

Là encore, nous devons admettre des mélanges avec des eaux superficielles riches en uranium et ce, même pour la source de la Chapelle apparemment non diluée si l'on tient compte de sa faible teneur en tritium. La teneur en uranium mesurée à cette source, en août 82, de 9,3 ppb était accompagnée d'une diminution de la conductivité que nous pouvons relier à un mélange avec les eaux superficielles. A cet effet, nous pouvons mentionner la venue n° 4 (fig. 43, p.), située à 200 m de la source de la Chapelle au niveau de la plaine de l'Arc, dont la teneur en uranium est de 20 ppb environ ; cette eau résulte d'un mélange eau chaude - eau froide superficielle.

Cette contamination est nette pour les venues minéralisées des Chavannes, plus ou moins diluées avec les eaux de surface. Les teneurs en uranium se répartissent comme suit :

- source des Chavannes (minéralisée) C = 1700 µs/cm ; 6,4 ppb ;
- venue en pied de versant (n°6) C = 525 µs/cm ; 41 ppb ;
- source de surface (Fontaine des Pèlerins) C = 264 ; 61 ppb.

Après ces remarques qui confirment nos observations sur les autres émergences thermominérales, nous pouvons attribuer les fluctuations observées (fig. 82) de la teneur en uranium de ces eaux thermales à leur taux de mélanges avec des eaux de surface particulièrement uranifères dans ce secteur.

Face à ces résultats, nous nous sommes demandé si ces eaux thermominérales avaient des caractéristiques favorables à la stabilité des espèces dissoutes de l'uranium.

. Solubilité de UO_2 dans l'eau de la Chapelle

Nous avons appliqué le même raisonnement à l'eau thermale de la Chapelle qu'à l'eau de la galerie Arc-Isère, les méthodes de calculs ne sont pas reprises dans ce paragraphe.

Les caractéristiques physicochimiques de cette eau sont :

U ppb	T °C	C µs/cm	pH	O_2	CO_2	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^+	K^+	HCO_3^-	SO_4^{--}	Cl^-
				mg/l								
6	17.3	4400	7.15	1.6	17	270	50	680	20	225	555	1100

La teneur en oxygène de 1,6 mg/l correspond à une fugacité d'oxygène $fo_2 = 10^{-4,4}$ atm. (Eh correspondante : 0,74v).

D'après les calculs, la solubilité de la schoepite qui serait la phase solide stable, est encore très élevée $10^{-2,7}$ M, (C. NGUYEN TRUNG, à paraître).

Les résultats des calculs montrent que les espèces en solution sont principalement des complexes uranyles dicarbonatés (52 %) et tricarbonatés (47 %), (cf. annexe II - 2.).

De même, la solubilité de UO_2 dans cette eau est très forte ($10^{17,26}$ M), essentiellement sous forme de $UO_2\ (CO_3)_2^{2-}$.

Ces résultats montrent une fois de plus que le système n'est pas en équilibre avec UO_2 et qu'il reste sous saturé en raison de son état oxydé.

Apparemment, nos mesures effectuées à l'émergence ne nous permettent pas d'expliquer les faibles teneurs en uranium rencontrées dans ces eaux thermominérales. Nos mesures et résultats doivent être replacés dans leur contexte hydrogéologique naturel.

III - LES BOUES ROUGES

Des boues rougeâtres, noirâtres accompagnent les eaux thermominérales, leurs analyses ont été comparées à celles d'autres boues trouvées dans le granite des Sept Laux et, dans le lias (cf. 2ème partie, chapitre V).

Les analyses ont révélé la présence de fer et de manganèse en quantité importante, de quartz, de chlorite, de micas, de kaolinite, de calcite probable, dans les boues de la Chapelle.(Analyses aux rayons X faites au CRPG à Nancy).

L'analyse de leur teneur en uranium a été réalisée par fluorimètrie :

	U en ppm	Th en ppm
Boues de la Chapelle (source thermale)	32,5*	2
Boues de l'Echaillon (source thermale)	2,6	2
Boues de Charrière Chaude (granite d'Epierre)	21	22

* Une autre analyse a été effectuée sur ces mêmes boues au C.R.E.G.U., le dosage a confirmé cette teneur en uranium de 32,5 ± 1,5 ppm.

La présence d'uranium dans les boues rouges de la Chapelle signifie bel et bien que les eaux ont remobilisé de l'uranium, à un moment donné, au cours de leur circuit hydrothermal.

Notons également la quantité importante d'uranium dans les boues prélevées dans la galerie de Charrière Chaude (granite d'Epierre). Celles-ci sont associées à des eaux riches en uranium (150 à 200 ppb).

Si l'on récapitule les faits sur l'uranium lié à l'activité hydrothermale de Basse Maurienne, quelques problèmes d'interprétation apparaissent, nous avons :

- des boues riches en uranium (32,5 ppm) ;
- des eaux faiblement uranifères (2 à 6 ppb) ;
- des eaux très oxydées, sous saturées en uranium.

Nous allons discuter ces résultats en les replaçant dans leur contexte naturel et formuler des hypothèses.

IV - L'URANIUM ET L'HYDROTHERMALISME - DISCUSSION

L'étude de l'hydrothermalisme développée dans la deuxième partie de ce mémoire (chapitre V) est rendue délicate pour diverses raisons.

Les eaux chaudes correspondent dans la plupart des cas à des mélanges complexes entre l'eau thermale et les eaux froides superficielles, ou bien avec des eaux semi-profondes au cours de la remontée de l'eau chaude. Dans le cas des eaux thermominérales de Basse Maurienne, nos conclusions tendent à montrer que nous ne sommes pas en présence d'un système hydroconvectif simple mais que des terrains sédimentaires devaient participer aussi à l'acquisition du chimisme des eaux chaudes.

Un deuxième point, tout aussi fondamental, réside dans le fait que les caractéristiques observées et mesurées au lieu d'émergence ne reflètent pas les conditions ou équilibres atteints par les eaux chaudes en profondeur. En se refroidissant au cours de leur remontée, les eaux subissent des modifications chimiques. En conséquence, nous sommes obligés de formuler des hypothèses sur les conditions en profondeur. Beaucoup d'auteurs emploient, dans cette optique, des géothermomètres (FOURNIER R.O. et TRUESDELL, 1973; SCHOELLER H. et M., 1976 ; MICHARD, 1979, ...). La méthode consiste à supposer que l'eau a été en équilibre avec les minéraux de la roche (quartz, feldspaths, ...) en profondeur et que seule la température a pu modifier les concentrations des espèces ioniques pendant leur remontée.

Nous n'avons pas abordé ces calculs car ils dépassaient le cadre de notre étude, de plus le thermalisme alpin pose un problème d'application des géothermomètres à cause de la dualité lessivage du socle et lessivage des terrains sédimentaires. Au stade actuel des connaissances, leur application serait trop hasardeuse.

Pour expliquer la présence d'uranium dans les boues rouges, plusieurs mécanismes peuvent être invoqués, ce sont la chute de la pression partielle p CO_2, la diminution de f_{O_2} provoquant un dépôt d'uranium, ..., ou des phénomènes d'adsorption.

IV - a) Précipitations de l'uranium sous l'effet de phénomène d'oxydo-réduction

Au cours des réactions d'altérations, le pH et la fugacité de l'oxygène subissent des modifications. Par exemple, l'oxydation des pyrites s'accompagne d'une augmentation de l'activité de l'ion (H^+) (pH diminue) et d'une consommation d'oxygène (f_{O2} diminue) avec formation d'hématite, de goethite.

La teneur en oxygène dissous mesurée à la source de la Chapelle était faible comparée aux eaux de surface, (de 1,6 mg/l), mais correspond malgré tout à un état très oxydé ($f_{O2} = 10^{-4,4}$ atm). Or, si l'on considère un mélange de l'ordre de 10 % avec des eaux superficielles contenant 10 mg/l d'oxygène dissous, la mesure effectuée à l'émergence thermale se trouve complètement modifiée. Nous pouvons donc penser que la fugacité (f_{O2}) de l'eau chaude en profondeur est plus faible.

Ce qui est important, c'est que ces résultats prouvent que dans les cycles hydrothermaux, il y a diminution de la fugacité de l'oxygène, les solutions ne disposent que de l'oxygène initialement dissous au moment de l'infiltration.

On peut remarquer que les "boues rouges" sont toujours associées à des eaux à f_{O2} relativement faible :

Source chaude de la Chapelle	O_2 dissous	en mg/l	1,6
Source thermale de l'Echaillon de St J. de Maurienne	"	"	1,8
Venue de Charrière Chaude (granite Epierre)	"	"	3,6
Sources des Covatières	"	"	1,3.

Cependant, les eaux considérées ne portent pas la marque d'un milieu d'origine réducteur, le soufre est sous forme de sulfate dans les solutions.

Pour répondre à une telle question, il faudrait savoir sous quelle forme se trouve l'uranium dans les boues, à l'état réduit U IV ou à l'état oxydé U VI.

Le dépôt de l'uranium peut se produire aussi par modifications d'équilibres au sein du fluide comme ceux relatifs aux espèces du soufre (H_2S, HS^-, SO_4^{--}, ...) dues à des variations des conditions (Pression, Température) des solutions à très grande profondeur (CATHELINEAU, 1982).

IV - b) Précipitations de l'uranium sous l'effet des variations de la pCO_2

Dans les mécanismes hydrothermaux, la démixion du CO_2 est fréquente (effet de gaz-lift, MAISONNEUVE 1982). La démixion est une transition de phase avec une phase gazeuse (CO_2) et une phase liquide (eau + acide carbonique + bicarbonates). Cette séparation de phase qui correspond à une diminution de la pCO_2 va entrainer un dépôt de carbonates d'où la destruction des complexes uranyles dicarbonatés ou tricarbonatés.

La baisse de la pression pCO_2 peut avoir lieu pendant la remontée de l'eau chaude avec précipitation de minéraux dans la (ou les) fissure (s) thermale (s), ou lors des changements des caractéristiques hydrodynamiques des circulations en profondeur.

Dans les milieux anisotropes comme nous l'avons observé, il existe des fractures plus ouvertes où il pourra y avoir démixion des solutions.

Les venues de gaz observées en association avec les venues hydrothermales de Basse Maurienne correspondent vraisemblablement à des dégagements de CO_2, connus pour les sources thermales de Salins et Brides les Bains en Tarentaise.

La déstabilisation des complexes uranyles dicarbonates provoquant le dépôt de la pechblende s'effectue selon la réaction :

$$UO_2\ (CO_3)_2^{--} + H_2O \rightleftharpoons UO_2 + 2\ HCO_3^- + 1/2\ O_2.$$

Le passage de $UO_2\ (CO_3)_2^{2-}$ (U VI) à UO_2 (UIV) s'apparente à un mécanisme d'oxydo-réduction et a très bien pu se produire lors de la remontée de l'eau thermale de la Chapelle.

IV - c) Les phénomènes d'adsorption

Le piègeage de l'uranium dans les boues rouges a pu être engendré par les processus d'adsorption sur les surfaces des colloïdes.

Les hydroxydes de fer, abondants dans les boues, ont des capacités d'adsorption très importantes.

Il s'agit d'échanges cationiques entre l'uranium contenu dans l'eau et les cations des colloïdes.

De tels processus pourrait expliquer la présence d'uranium dans les boues et les faibles teneurs dans l'eau thermale.

CONCLUSIONS A L'ETUDE DU THERMALISME ET DE L'URANIUM

Nos mesures effectuées sur les eaux thermales bordant les massifs cristallins externes n'ont révélé que de faibles concentrations en uranium dissous, très inférieures à celles rencontrées dans les eaux de surface.

Par contre, les boues rouges accompagnent les eaux thermales de Basse Maurienne se sont avérées riches en uranium (32 ppm).

Il est probable que ces eaux chaudes ont atteints à très grande profondeur des conditions provoquant la destruction du complexe $UO_2\ (CO_3)_2^{2-}$ puis la formation de UO_2 par réduction.

Il nous est difficile de connaître le mécanisme exact qui a provoqué le piègeage de l'uranium dans les boues (oxydoréduction, démixion du CO_2 , adsorption, ...). Le dépôt de l'uranium,s'il a eu lieu au cours du circuit hydrothermal, peut se produire dans les zones superficielles comme le dénote la présence d'uranium (21 ppm) dans les boues de la galerie de Charrière Chaude associées à une venue d'eau superficielle riche en uranium.

D'autres études, plus spécifiques, seront nécessaires pour aborder les phénomènes responsables du dépôt de l'uranium dans les boues.

Il nous est difficile de connaître le mécanisme exact qui a provoqué le piègeage de l'uranium dans les boues (oxydoréduction, démixion du CO_2 , adsorption, ...). Le dépôt de l'uranium,s'il a eu lieu au cours du circuit hydrothermal, peut se produire dans les zones superficielles comme le dénote la présence d'uranium (21 ppm) dans les boues de la galerie de Charrière Chaude associées à une venue d'eau superficielle riche en uranium.

D'autres études, plus spécifiques, seront nécessaires pour aborder les phénomènes responsables du dépôt de l'uranium dans les boues.

CHAPITRE V

HYDROGÉOCHIMIE DE L'URANIUM - CONCLUSIONS

Nos observations et les résultats que nous avons obtenus sur le comportement de l'uranium dans les eaux nous permettent de tirer certains enseignements d'ordre métallogéniques ou hydrogéologiques. Nous allons aborder ces divers aspects en récapitulant l'ensemble des données.

I - L'EAU : AGENT DE REMOBILISATION ET DE RECONCENTRATION

L'étude de la répartition de l'uranium dans les eaux circulant en profondeur dans les massifs cristallins et dans les eaux thermominérales amène à considérer les systèmes hydrothermaux comme convectifs. Un tel mécanisme lié à la perméabilité du socle a été retenu pour expliquer les venues thermominérales de Basse Maurienne (chapitre V - 2ème partie).

Nous avons récapitulé l'ensemble de nos observations sur le schéma (fig. 83).

Les données recueillies dans les galeries (Arc-Isère, Mont Blanc) montrent que des eaux météoriques s'infiltrent depuis la surface vers les parties profondes des massifs, en liaison avec la forte perméabilité de fissures des granitoïdes. Ces eaux actuelles remobilisent des quantités importantes d'uranium dissous, évaluées à 2,5 tonnes/an pour la galerie Arc-Isère.

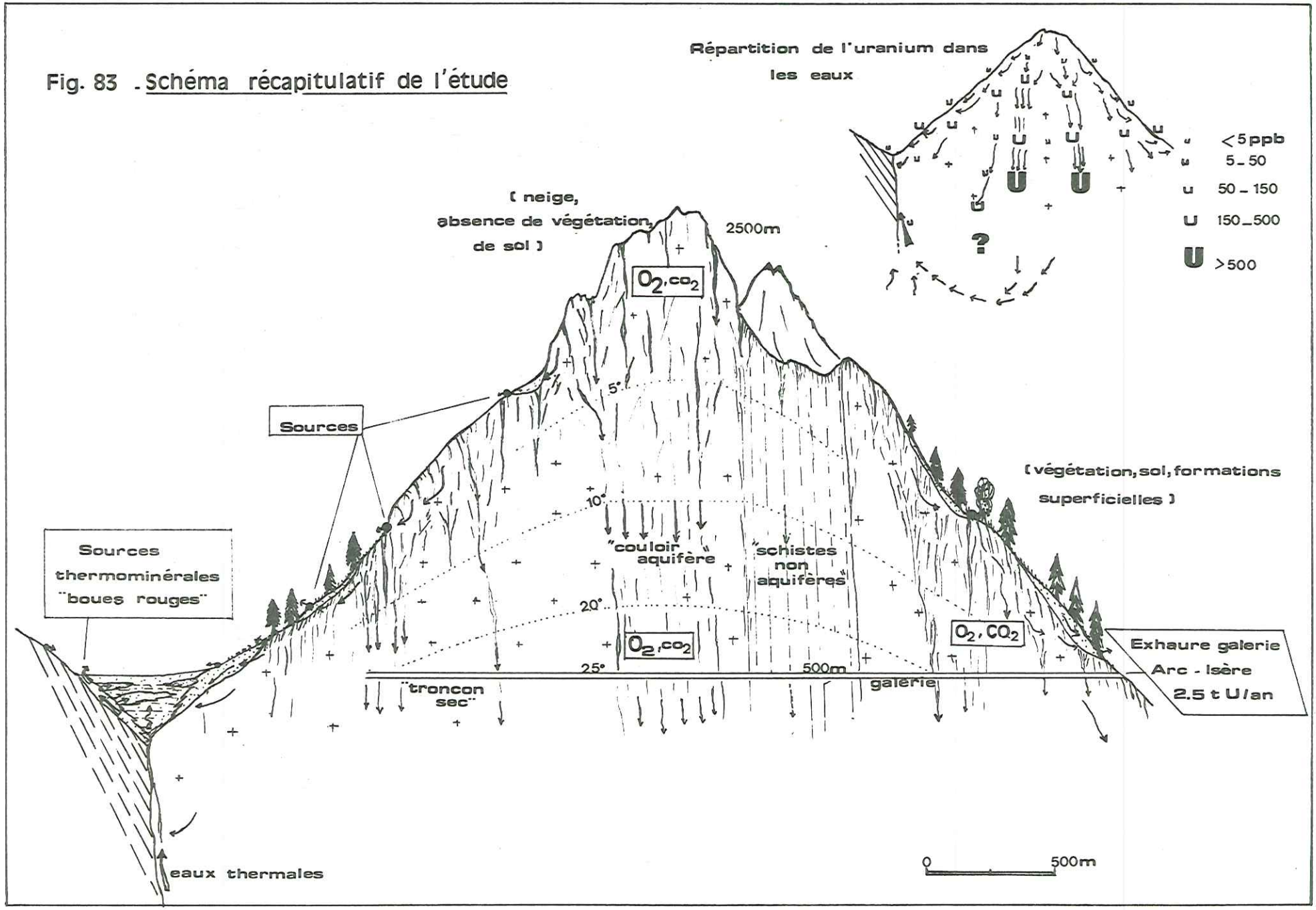
L'uranium est transporté sous forme de complexes uranyles dicarbonates ou tricarbonates. Sa mise en solution provient de la percolation rapide d'eaux riches en oxygène dans le coeur des massifs.

Les eaux froides qui se mettent en équilibre thermique avec les roches vont migrer en profondeur où elles vont imprégner les aquifères profonds; réchauffées elles remonteront à la surface à la faveur de conduits de forte perméabilité. Or, dans les eaux thermominérales bordant les massifs cristallins, nous n'avons trouvé que de faibles quantités d'uranium dissous, de 0,5 à 3 ppb environ. Par contre, les dépôts (boues rouges) qui accompagnent les venues minéralisées de la Chapelle contiennent de l'uranium (32 ppm).

N'ayant pas d'accès direct aux fluides profonds, nous avons émis l'hypothèse de précipitations de l'uranium en profondeur.

Plusieurs remarques peuvent être faites à propos de tels mécanismes :

Fig. 83 - Schéma récapitulatif de l'étude



- La solubilisation de l'uranium est largement guidée par la fracturation de la roche (couloir aquifère intensément fracturé).

L'hétérogénéité des écoulements va conditionner le lessivage des roches.

- Des quantités importantes d'uranium pourront être retenues dans des pièges locaux ou bien migrer en profondeur sur des distances pouvant atteindre quelques kilomètres (3, 5 km) ; c'est à dire que l'uranium pourra se fixer soit dans la roche mère, soit dans les formations voisines n'ayant aucun lien génétique avec l'uranium. Les précipitations seront guidées par la géométrie des aquifères profonds. Elles seront localisées sur des fractures (filons) ou regroupées dans des couloirs déformés.

- Les précipitations peuvent s'effectuer pour des causes variées (diminution de fo_2, de la pression partielle de CO_2,...). Dans une même unité géologique, les conditions hydrauliques sont variables, les eaux empruntent des fractures ouvertes ou des zones schistosées faiblement transmissives. L'anisotropie des circulations déduites des observations hydrogéologiques signifie que les processus de précipitations peuvent être différents pour des fluides circulant pourtant à proximité les uns des autres.

- Les paragénèses obtenues seront fonction de la nature des eaux lessivant et transportant l'uranium. Comme il n'existe pas un faciès particulier d'eau succeptible de dissoudre l'uranium, il n'y aura pas une minéralisation type. Les eaux uranifères rencontrées dans le secteur des Chavannes Montgellafrey, riches en bicarbonates ont une composition différente des eaux faiblement minéralisées de la galerie Arc-Isère,qui ont tendance à s'enrichir en sulfates, en silice , et qui sont également très uranifères.

Nous retiendrons que les eaux sont tout à fait aptes à participer à la formation de certains gisements non seulement en raison de leur capacité à dissoudre de l'uranium mais aussi parce qu'elles peuvent acquérir des caractéristiques physicochimiques provoquant la précipitation de l'uranium.

II - PROSPECTION HYDROGEOCHIMIQUE DE L'URANIUM

Les mesures des teneurs en uranium dissous dans l'eau apportent de nombreux renseignements au cours de la prospection de l'uranium. Elles donnent une information rapide, peu coûteuse sur les potentialités des séries considérées.

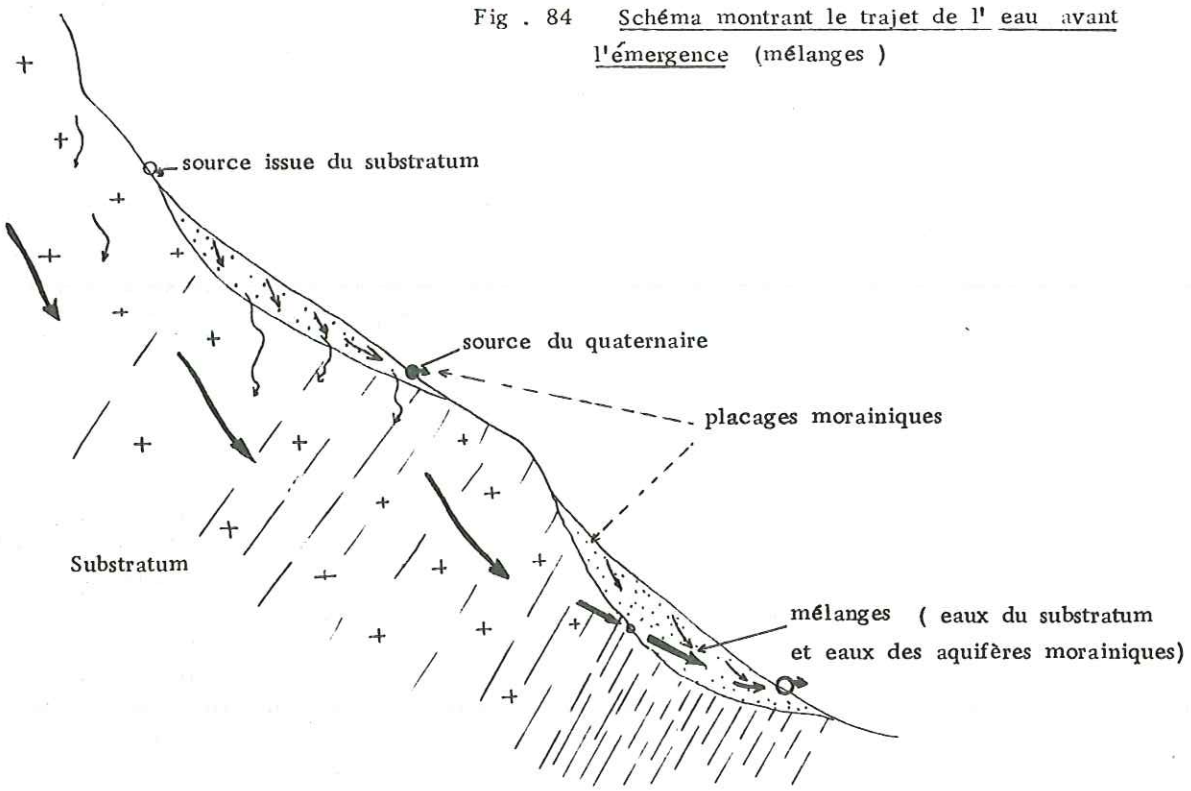
Nous avons pu remarquer que la distribution de l'uranium dans les eaux reflètait les potentialités des roches lessivées, dans la région étudiée.

Sur la carte de distribution de l'uranium dans les eaux de surface (fig. 66), le secteur "indiciel" des Chavannes-Montgellafrey ressort nettement.

D'autre part, les eaux donnent une information sur l'ensemble des roches lessivées qui n'affleurent pas toujours à cause d'un recouvrement trop important ou de leur position structurale.

Toutes ces considérations sont valables pour une prospection générale, mais au stade de la prospection détaillée, une étude hydrogéochimique s'avère moins efficace pour plusieurs raisons.

Fig . 84 Schéma montrant le trajet de l' eau avant l'émergence (mélanges)



- Beaucoup de facteurs interviennent dans le cheminement des eaux (mélanges, pollutions, ...) et il est parfois difficile,voire impossible de les distinguer. Dans ces massifs,il existe de nombreuses réinfiltrations des eaux des torrents, des mélanges entre les eaux du substratum et les eaux des petits aquifères morainiques. La teneur en uranium mesurée dans ces eaux n'est alors pas représentative de la nature du substratum, au point de mesure.

- Les eaux ne donnent que des informations sur les "roches lessivables". Dans les roches granitiques, des tronçons d'extension hectomètrique sont totalement secs. C'est le cas dans la galerie Arc-Isère (fig. 69) entre les PM 1100 et 1500, où aucune venue d'eau n'a été décelée. Les indices d'uranium reconnus au parement dans cette zone ne transparaissent pas dans les eaux.

Il en est de même pour les reconcentrations, situées sur des accidents non aquifères comme l'accident de Fond de France , qui ne seront pas lessivées.

Sur la carte hydrochimique, l'absence d'anomalie uranifère dans les eaux ne signifie pas pour autant l'absence d'indice d'uranium.

- L'interprétation d'une anomalie est le plus souvent délicate , du fait du trajet de l'eau, qui peut atteindre plusieurs centaines de mètres dans une même fracture. Au stade de la prospection détaillée, il est quasiment impossible de savoir où a pu se faire la dissolution au cours du trajet (fig. 84).

- Nous avons pu constater que les teneurs des eaux rencontrées en profondeur dans les galeries étaient très élevées alors que le renouvellement important des eaux dans les parties très superficielles font que les concentrations y sont plus faibles.

Les eaux profondes peuvent très bien réapparaître à la surface grâce à une fracture drainante. Nous pouvons penser que l'anomalie uranifère du Rivier en rive droite de l'Arc dans le granite d'Epierre est due à la présence d'eau provenant des parties profondes du massif granitique où existent des concentrations en uranium dissous de 200 à 400 ppb.

L'interprétation dans un tel cas doit être confrontée au contexte hydrogéologique.

- Enfin, soulignons les anomalies uranifères rencontrées dans les galeries (Arc-Isère, Mont Blanc, Charrière Chaude) dont on ne peut pas expliquer la signification exacte des concentrations élevées. Elles correspondent en tous cas à des conditions très favorables de lixiviation de l'uranium, sans pour cela qu'il y ait des reconcentrations importantes dans la roche (gisements).

Dans le cadre de la prospection en Basse Maurienne, si les anomalies rencontrées dans les eaux ont permis de circonscrire en partie les indices d'uranium, une étude hydrochimique détaillée n'apporte que peu de renseignements sur la nature exacte des indices d'uranium lessivés. Ceci est en partie dû à l'hétérogénéité des écoulements dans les massifs cristallins où il est souvent difficile de dégager la cause exacte d'une venue d'eau.

III - URANIUM ET HYDROGEOLOGIE

L'étude du comportement de l'uranium dans l'eau et de sa répartition apporte des renseignements intéressants sur le plan hydrogéologique.

. Uranium = traceur naturel

La présence d'uranium peut être discriminante quant à l'origine d'une eau. En effet, les eaux uranifères sont caractéristiques des ensembles granitiques et non des formations schisteuses et sédimentaires.

Par exemple, si l'on considère les sources émergeant de part et d'autre du ruisseau du Bugeon dans les calschistes liasiques, certaines sources présentent des teneurs de l'ordre de 10 ppb (source de Notre Dame de Cruet), qui contrastent avec les teneurs des sources du Lias (0 à 2 ppb U).

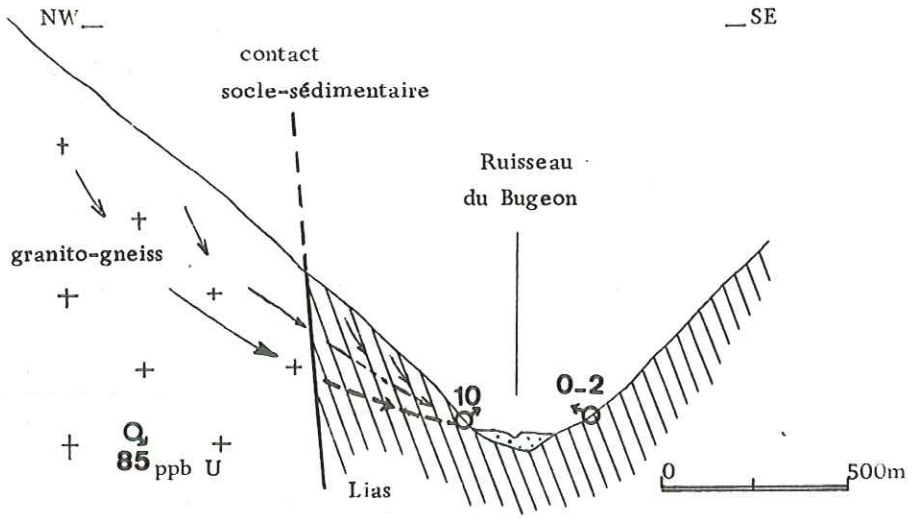


Fig. 85 Teneur en uranium des eaux en bordure du socle dans les calschistes liasiques
Exemple de source alimentée par les eaux uranifères du socle

Dans ce cas, nous pouvons présumer que des eaux du socle, riches en uranium (85 ppb U source de la Pontière) viennent percoler dans les calschistes liasiques (fig. 85). L'eau de la source de Notre Dame du Cruet possède toutes les caractéristiques des eaux de la couverture (conductivité très élevée, sulfates abondants, très bicarbonatées). La présence d'uranium prouve que cette source est en partie alimentée par les fissures du socle.

Le même raisonnement peut être appliqué pour les mélanges entre les eaux de la nappe et les venues du socle, pour distinguer les aquifères morainiques des venues du socle masquées par les moraines, ...

. Observations en galerie

La répartition de l'uranium dans les eaux de la galerie Arc-Isère a confirmé l'hétérogénéité des écoulements dans le massif. On y constate de très grandes variations des teneurs d'une venue à l'autre (fig. 69), au sein d'une même formation géologique (granite des Sept Laux) ou dans un même tronçon aquifère ; des venues d'eau situées à quelques mètres présentent des teneurs variables (de 15 à 850 ppb). Ces résultats soulignent l'indépendance des circulations entre elles que ce soit à l'échelle du massif ou à l'échelle du mètre.

Son étude a permis de soulever les problèmes d'interaction eau-roche, sur la complexité des phénomènes intervenant dans l'acquisition de la minéralisation d'une eau.

. Etude de l'hydrothermalisme

En dehors du fait qu'il peut constituer un indicateur de mélange avec les eaux superficielles, l'uranium repose le problème de l'étude des éléments traces dans les eaux thermominérales. Son absence dans l'eau chaude ne signifie pas que l'eau n'a pas remobilisé de l'uranium au cours de son circuit hydroconvectif. Toute précipitation ou adsorption peut modifier complètement les teneurs acquises lors des percolations en profondeur.

IV - LE SECTEUR DES CHAVANNES - MONTGELLAFREY

Pour conclure, nous ferons quelques réflexions sur la géologie et l'hydrogéologie de ce secteur.

On y trouve la superposition suivante :

- des roches pétrogénétiquement différentes : schistes, gneiss, granites, monzosyénites, ... ;
- des roches intensément fracturées alternant avec des bandes plus compétentes ;
- des filons à carbonates ;
- des indices uranifères.

Du point de vue hydrogéologique :

- les sources sont nombreuses (10 sources sur la commune des Chavannes) ;
- les caractéristiques physicochimiques des eaux de surfaces se distinguent généralement des eaux des autres secteurs (conductivité élevée, richesse en bicarbonates) ;
- les sources thermominérales s'étalent sur plus de 3 km.

Toutes ces caractéristiques qui se superposent plus ou moins et n'ont peut être pas de relation de cause à effet, soulignent l'importance de l'association fracturation - perméabilité - circulation.

La perméabilité observée actuellement (sources)est probablement une perméabilité "héritée" qui a conditionné les circulations de fluides minéralisateurs à des époques antérieures.

On ne devrait donc envisager la situation hydrogéologique actuelle qu'en fonction de la paléohydrogéologie de même qu'on ne peut concevoir une étude géologique sans tenir compte de la paléogéographie, des paléostructures.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

L'étude hydrogéologique d'un secteur des Massifs Cristallins Externes (Basse Maurienne) a permis de définir le mode et la nature des écoulements dans ces roches fissurées cristallophylliennes ainsi que leurs répercussions sur hydrogéochimie de l'uranium.

Les résultats et observations concernent les eaux superficielles rencontrées en surface (sources) et en galerie (galerie Arc-Isère) mais aussi les eaux thermominérales situées dans la vallée de l'Arc au droit des massifs cristallins.

. Sur le plan hydrogéologique, les réserves en eau et les circulations se localisent dans les roches granitiques (granite des Sept Laux, Complexe de Saint Colomban, granitoïde de Lauzière) alors que dans les séries schisteuses, elles sont faibles.

L'étude structurale a permis de rattacher les directions d'écoulement aux directions de distension, approximativement N110 à N 130 E, créées au cours d'un régime de décrochement régional. Les fractures longitudinales parallèles à l'axe de la chaîne (N 30 à N 50 E), accompagnées fréquemment d'une schistosité mylonitique ne correspondent pas aux directions drainantes, elles ne sont que le siège de nombreux suintements.

Les propriétés hydrauliques de certaines fissures acquises lors de leur génèse ont pu être modifiées par des phénomènes tardifs : failles subverticales sous faible surcharge, phénomènes de décompression.

La décompression des massifs, dont l'existence n'est souvent ressentie qu'intuitivement, spécifique aux massifs montagneux, augmente les capacités aquifères de ces milieux fissurés.

L'étude de la fracturation bien qu'elle ne suffise pas toujours à prévoir le comportement hydraulique de chaque fracture a montré que la fissuration n'est pas homogène au sein des massifs. Des bandes plus fracturées constituent des zones privilégiées pour la percolation des eaux. Ainsi, les circulations aquifères peuvent être ponctuelles en relation directe avec une fracture drainante ou regroupées en plusieurs venues élémentaires dans des zones plus fracturées d'extension hectométrique, transverses aux massifs.

. Dans les roches cristallophylliennes, coexistent des fractures où l'eau s'écoule rapidement, et des fissures moins transmissives propices à la rétention de l'eau. Cette hétérogénéité des vitesses d'écoulements s'observe aussi bien à l'échelle du massif que pour des circulations voisines de quelques mètres. Cette anisotropie a été déduite des analyses physicochimiques des eaux, du régime des sources mais aussi des teneurs en uranium des eaux.

La répartition de l'uranium dans les eaux de la galerie Arc-Isère semble démontrer que, dans les tronçons aquifères, les fractures, même rapprochées, ne sont pas communiquantes.

Les fractures à vidange rapide sont plus nombreuses dans les parties hautes des massifs où se situent les principales réserves en eau qui pourront alimenter les fractures et fissures plus profondes. Les zones hautes de la chaîne où affleurent les roches granitiques constituent des lieux d'infiltration privilégiés, car les fractures sont ouvertes et la pluviosité y est forte.

. Les eaux des sources issues du socle sont bicarbonatées calciques et tendent vers des faciès sulfatés calciques et sodiques.

Ces faciès chimiques sont influencés par la nature de la roche lessivée qui fixe la nature et la quantité des éléments susceptibles d'être dissous par les eaux percolant dans ces massifs, compte tenu du comportement hydraulique spécifique de chaque formation. Selon les vitesses d'écoulement et le temps de séjour de l'eau dans les fissures, les eaux acquièrent des faciès variés. Par exemple les sulfates sont plus abondants dans les eaux à circulation lente, que l'on rencontre dans les roches schisteuses (Série Verte) ou dans les secteurs très schistosés des granites.

Les conditions bioclimatiques règlées par la température extérieure doivent être prises en compte pour expliquer la minéralisation des eaux, notamment par le rôle du sol dans la production de CO_2 , la matière organique provoquant une augmentation de la pression partielle du gaz carbonique et une diminution de la fugacité de l'oxygène. Cette influence est probante pour les eaux trouvées dans la galerie Arc-Isère à plus de 1500 mètres sous la surface, qui infiltrées à haute altitude (2000 mètres) où la neige prédomine, sont très peu minéralisées et ce, bien qu'elles soient en équilibre thermique avec la roche (20 à 25°C).

Il serait intéressant dans les milieux granitiques en zone montagneuse, d'étudier l'altération de la roche en fonction de l'altitude et d'en déduire les conséquences aussi bien sur le chimisme des eaux que sur les conditions d'infiltration des eaux dans les massifs.

. Thermalisme

Les eaux thermominérales de Basse Maurienne sont chlorosulfatées sodiques et calciques.

Bien que ces eaux émergent au droit des massifs cristallins, elles présentent des caractéristiques chimiques proches d'autres sources thermales émergeant en bordure du socle, dans les formations sédimentaires le plus souvent triasiques.

L'activité thermale serait rattachée à un aquifère profond lié à une forte perméabilité de fissures des granitoïdes de la région qui permettrait une infiltration des eaux depuis la surface vers les parties profondes du socle.

L'acquisition de la minéralisation proviendrait d'un lessivage du socle et des filons qui lui sont associés, de la remobilisation de chlorures profonds coincés au niveau des chevauchements dans les fractures du socle ; ces chlorures proviendraient de saumures triasiques par analogie avec l'origine des sulfates également abondants dans ces eaux chaudes.

Dans l'étude du thermalisme, nous avons tenu à souligner l'importance de la perméabilité du socle, qui aboutit à la formation de systèmes hydrothermaux convectifs. L'existence des mégastructures (accident de Fond de France) qui déterminent la géométrie des aquifères n'est pas suffisante pour expliquer l'ensemble des phénomènes et l'existence d'aquifère profond.

. L'uranium

Grâce aux données recueillies dans les galeries profondes et en surface, nous avons pu mettre en évidence l'importance des remobilisations de l'uranium dans le socle.

Les eaux uranifères résultent de la forte perméabilité de fissures des granitoïdes contenant des stocks importants d'uranium, qui facilite la circulation d'eaux, riches en oxygène, dans le coeur des massifs granitiques à plus de 1000 mètres sous la surface.

L'uranium transporté sous forme de complexes uranyles dicarbonatés ou tricarbonatés provient du lessivage de l'uranium disséminé dans la roche mais surtout des reconcentrations dans les fissures et microfissures des granitoïdes.

La plupart de ces eaux sont sous saturées en uranium et ne sont pas en équilibre avec les minéraux uranifères à cause de leur vitesse de circulation rapide.

Si l'étude thermodynamique a permis d'expliquer l'importance des remobilisations d'uranium, il en ressort que le comportement de cet élément ne peut se ramener à l'étude de l'équilibre uranium-eau. D'autres paramètres doivent intervenir dans la solubilisation tels que les vitesses de circulations des eaux, le type de fracturation et les autres phases minérales réagissantes des solutions. Dans ces milieux fissurés, l'eau doit être souvent en contact avec les minéraux secondaires (produits d'altération) de la roche et non avec ses minéraux originels pouvant contenir de l'uranium.

L'absence d'uranium dans les eaux thermominérales bordant les massifs cristallins tend à montrer que l'uranium abondant dans les eaux superficielles se dépose en profondeur. Sa présence dans les dépôts observés aux émergences thermales de Basse Maurienne confirmerait cette hypothèse, des précipitations devant avoir lieu dans les circuits très profonds.

Toutes ces observations, faites dans un même secteur des massifs cristallins externes, soulignent la relation étroite qui existe entre les circulations profondes et l'infiltration dans les massifs. La forte perméabilité de fissures du socle conditionne ces circulations et permet un lessivage de l'uranium par les eaux froides et des reconcentrations probables en profondeur.

La grande complexité de ces processus est liée à l'hétérogénéité des écoulements qui détermine les interactions entre les eaux, les minéraux et les roches.

Les observations de terrains indispensables pour aborder l'étude hydrogéologique permettent l'application efficace des principes chimiques, isotopiques, thermodynamiques.

L'hydrogéologie des milieux fissurés anisotropes basée sur l'étude des circulations d'eau dans les roches fracturées est en mesure de fournir de nombreuses informations aux métallogénistes qui étudient des dépôts dus à des paléocirculations; l'eau devient un fluide minéralisateur dès qu'elle est sursaturée vis à vis d'un minéral.

BIBLIOGRAPHIE

AUDE J.L. (1983). - Projet d'accumulation souterraine d'eau en massif granitique (Oued Ifni - Maroc). Application de l'analyse structurale. Thèse 3ème cycle. Grenoble.

AUMAITRE R., GIRAUD P., PONCERRY E., VIVIER G. (1982). - La lignée subalcaline potassique de la Lauzière dans l'évolution magmatique du massif cristallin externe de Belledonne (Alpes françaises). Planetary and Earth Sciences.

AVIAS J.V. (1967). - Observations sur une nappe de fissures sur les gneiss cévenols à l'occasion des études de reconnaissance du site du barrage de St Jean du Gard (France). La Houille Blanche, n°1,p.47-60.

AVIAS J. (1982). - Sur la méthodologie d'étude de la décompression superficielle, morphologie et tectonique des milieux fissurés. Application à la recherche et à l'exploitation des aquifères de ces milieux. Colloque en hommage à G. CASTANY. Documents du B.R.G.M., 45, p. 47-51.

BACHELIER G. (1968). - Contribution à l'étude de la minéralisation du carbone des sols. Mém. ORSTOM, 30, 145 p.

BAKALOWICZ M. (1979). - Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse de Doctorat d'Etat. Université de Paris VI ; 269 p.

BATTAGLIA D., GOURGAND B., SARROT-REYNAULD J. (1983). - Hydrogéologie des roches fissurées ; observations nouvelles. 108ème Congrès de Sociétés Savantes, Grenoble.

BERTHIER F. (1982). - Circulations profondes en milieu fissuré de socle. Cas des anomalies minérales du Cézallier (Massif Central français). Implication. Les milieux discontinus en hydrogéologie. BRGM, Orléans.

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 hydrogéologie de la zone tempérée. Thèse Doctorat Etat, Paris, 333 p.

BLES J.L., FEUGA B. (1981). - La fracturation des roches. Manuels et méthodes n°1. B.R.G.M., 118 p.

BONNET D. (1982). - Les mégacristaux de feldspaths alcalins dans les formations porphyroïdes des massifs cristallins externes de Belledonne et des Grandes Rousses (Alpes Françaises) : recherche de leurs origines à partir de leurs microtextures et de leur composition. Thèse 3ème cycle. Grenoble.

BORDET P. (1970). - Les failles vivantes du massif des Grands Moulins (massif cristallin externe de Belledonne). Géologie Alpine, t. 46, p. 43-47.

BORDET C. (1971). - L'eau dans les massifs rocheux fissurés. Observations dans les travaux souterrains. Université de Liège. Mémoires du CERES (Centre d'Etudes, de Recherches et d'Essais Scientifiques du génie civil), n°36, 35 p.

BOSCH B., CORDEAU J.Y., CORDEAU F., FOURNEAUX F.C., MARCE A., SARROT-REYNAULD J. (1972). - Le dosage des isotopes du soufre et la détermination de l'origine des sulfates dans les eaux. Applications dans les bassins de l'Isère, du Drac et de la Romanche. IIème colloque sur la pollution et la protection des eaux de la région Rhône Alpes , Lyon.

BOULEGUE J. (1981). - Simultaneous determination of sulfide, polysulfides and thiosulfate as aid to ore exploration. J. Goech. Explor. 15, 21-36.

CATHELINEAU M. (1982). - Les gisements d'uranium liés spatialement aux leucogranites sud-armoricains et à leur encaissant métamorphique. Sciences de la Terre, mémoire n° 42.

CATHELINEAU M., CUNEY M., LEROY J., LHOTTE F., NGUYEN TRUNG C., PAGEL M., POTY B. (1982). - Caractéristiques minéralogiques des pechblendes d'Europe. Comparaison avec les oxydes d'uranium du protérozoïque de différents gisements d'Amérique du Nord, d'Afrique et d'Australie. I.A.E.A. Vienna, p. 159-177.

COPPENS R., BERNARD A. (1978). - Déplacements de l'uranium dans les Roches Cristallines. Application à la prospection des dépôts uranifères. Minéral. Deposita (Berlin), 13, 165-182.

COUTAGNE (1942). - Hydrométéorologie des bassins de Haute Montagne. Paris. S.H.F., 2 volumes.

COURT P. (1971). - Géologie et gîtologie de la Basse Maurienne. Thèse 3ème cycle, Grenoble.

CRUCHET M. (1983). - Activité hydrothermale en Basse Maurienne (Savoie, France). 108ème Cong. Nat. Soc. Sav. Grenoble.

CRUCHET M. (1983). - Influence de la décompression sur le comportement hydrogéologique des massifs cristallins en Basse Maurienne (Savoie, France). 108ème Cong. Nat. Soc. Sav. Grenoble.

CULBERT R.R., LEIGHTON D.G. (1978). - Uranium in alkaline waters. Okanagan Area, British Columbia. C.I.M. Bulletin. May 1978.

CUNEY M., LEROY J. et PAGEL M. (1979). - Comportement de l'uranium et du thorium dans les granites uranifères français. Sciences de la Terre, Série "Information Géologique" n° 13, pages 55-63.

DAZY J., ROCHAT J., OLIVE Ph. (1980). - Nouvelles données géochimiques et isotopiques sur les eaux thermales d'Uriage les Bains (Isère). C.R. 105ème Cong. Soc. Sav. Caen 1980 ; 111-122.

DELAQUAIZE B., FOURNEAUX J.C., LEGUY C., SARROT REYNAULD J. (1979). - Nature et mode de circulation des eaux rencontrées dans les roches fissurées par des galeries récentes dans les Alpes françaises. 104ème Congrès National des Sociétés Savantes. Bordeaux, p. 99-109.

DEMEULEMEESTER P. (1982). - Contribution à l'étude radiométrique à l'argon et au strontium des massifs cristallins externes (Alpes françaises). Thèse 3ème cycle, Grenoble.

EK C. (1964). - Note sur les eaux de fonte des glaciers de la Haute Maurienne. Leur action sur les carbonates. Extrait de la Revue Belge de Géographie, fasc.1,2.

FONTES J.Ch., BORTOLAMI G.C., ZUPPI G.M. (1979). - Hydrologie isotopique du massif du Mont Blanc in "Isotope Hydrology 1978". Proceed. Symp. I.A.E.A. UNESCO, Neuherberg, C.R.G., 19-23 june 1978, IAEA, Vienna, vol. 1, 411-440.

FOURNEAUX J.C., SARROT REYNAULD J. (1977). - Déficit d'écoulement et évapotranspiration dans les Alpes du nord. 102ème Congrès National des Sociétés Savantes. Limoges, p. 215-226.

FOURNIER M.F., NICOUD G. (1982). - Approche comparative de la porosité efficace des grands ensembles lithologiques des Alpes du nord par l'analyse des écoulements superficiels. Les Milieux discontinus en hydrogéologie. Jubilé Castany. B.R.G.M., p. 315 à 322, Orléans.

FOURNIER R.O., TRUESDELL A.H. (1973). - An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. Geochim. and Cosmoschim. Acta., vol. 37, p. 1255-1277.

FOURNIGUET J. (1977). - Mise en évidence de mouvements néotectoniques actuels verticaux dans le sud est de la France par comparaison de nivellements successifs.B.R.G.M.

FRANCOIS J.M., MASSONAT G. (1981). - Relations entre fracturation et circulations aquifères dans le massif d'Allevard (Alpes, France). Rev. Géol. DYN. et Géo. Phys., vol. 23, fasc. 4, p. 309-318, Paris, 1981-1982.

FRITZ B. (1975). - Etude thermodynamique et simulation des réactions entre minéraux et solutions. Application à la géochimie des altérationset des eaux continentales. Sciences Géologiques, Mémoire n°41, Strasbourg.

FRITZ B. (1981). - Etude thermodynamique et modèlisation des réactions hydrothermales et diagénétiques. Sciences Géologiques, Mémoire n° 65, Strasbourg.

GASQUET D. (1979). - Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne et de Grand Châtelard, traversés par les galeries E.D.F. Arc-Isère (Alpes françaises). Thèse 3ème cycle, Grenoble.

GARRELS M.M. and CHRIST L.L. (1965). - Solutions minerals and Equilibrium. Harper and Row, New York.

GOURGAND B. (1983). - Hydrogéologie des roches fissurées. Etude du massif cristallin du Rissiou et de sa couverture sédimentaire. Aménagement E.D.F. de Grand'Maison (Isère). Thèse 3ème cycle, Grenoble.

GRILLOT J.C. (1979). - Structure des systèmes aquifères en milieu fissuré. Contribution méthodologique à cette connaissance. Thèse Doctorat Etat. Montpellier, 212 p.

GRIMBERT A. (1965). - Possibilité de déplacement de l'uranium dans les eaux souterraines profondes. C.R. Soc. Géol. Fr., n° 8, p. 256-258.

GUDEFIN H. (1967). - Observations sur les venues d'eau au cours du percement du tunnel sous le Mont Blanc. Bull. B.R.G.M., S III, n° 4, p. 95-107.

JAMIER D., HAUBERT M., OLIVE P. (1972). - Origine météorique des eaux circulant dans le massif granitique du Mont Blanc. C.R.A.S., t. 275, série D, p. 1593-1596.

JAMIER D. (1975). - Etude de la fissuration, de l'hydrogéologie, de l'hydrochimie et de la géochimie des eaux profondes dans les massifs du Mont Blanc et de l'Arpille. Thèse Doctorat Sciences. Neuchatel, 153 p.

LANGMUIR D. (1978). - Uranium solution mineral equilibria at low temperature with applications to sedimentary ore deposits. Geochim. Cosmochim. Acta, G.B., 42, pp. 547-569.

LE SUAVE R. (1974). - Etude par spectrométrie de masse à étincelles des lanthanides et d'autres éléments traces dans les carbonates filoniens (Alpes externes françaises). Thèse 3ème cycle, Grenoble.

LEMOINE M., GIDON M., BARFETY J.C. (1981). - Les massifs cristallins externes des Alpes Occidentales : d'anciens blocs basculés nés au Lias lors du rifling téthysien. C.R.A.S. Paris, t. 292, Série II, p. 917-920.

LEPILLER M. (1980). - Contribution de l'hydrochimie à la connaissance du comportement hydrogéologique des massifs calcaires. Etude de quelques systèmes karstiques du massif du Semnoz et de la région d'Annecy (Savoie, Haute Savoie). Thèse 3ème cycle, Grenoble, 478 p.

MAGNE R., BERTHELIN J.R., DEMMERGUES J.R. (1974). - Solubilisation et insolubilisation de l'uranium par des bactéries hétérotrophes. I.A.E.A. Formation of uranium ore deposits. Athens.

MAISONNEUVE J. (1982). - Les circulations hydrothermales : thermalité et effet du gas-lift. Presse thermale et climatique, 119, n° 3, p. 121-131.

MASSONNAT G. (1980). - Hydrogéologie en milieu fissuré et thermalisme. Etude du massif de Brame Farine et du nord du massif d'Allevard. La source thermominérale d'Allevard. Thèse 3ème cycle, Grenoble.

MENARD G. (1979). - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le sud-est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. Thèse 3ème cycle, Grenoble.

MEGARD GALLI J., BAUD A. (1977). - Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord occidentales : données nouvelles et corrélations stratigraphiques. Bull. B.R.G.M., sect. IV, n° 3, 1977, 233-250 p., 2 fig., 6 tableaux.

MICHARD G. (1979). - Géothermomètres chimiques. Bull. B.R.G.M. Série II, section III, 2, p. 183-189.

NAUMOV G.B. and al. (1971). - Effects of CO and acidity on the production of uraninite carbonate veins. Geochimistry of hydrothermal ore formation. Nauka, Moscow.

NEGGA H.S. (1983). - Le comportement de l'uranium au cours du métamorphisme alpin. Aiguilles Rouges et Belledonne. Thèse 3ème cycle, Nancy. (en cours).

NGUYEN TRUNG C. (1983). - Etude des domaines de stabilité des espèces dissoutes et solides de l'uranium en milieu aqueux entre 25 et 300°C sous une atmosphère (en cours). CREGU, Nancy.

NOBLE D.C., SMITH V.C., PECH L.C. (1967). - Loss of halogens from crystallized and glassy silicie volcanic rocks. Geoch. and Cosmochim. Acta 31, p. 215-223.

PONCERRY E. (1981). - Contribution à l'étude géologique des granitoïdes de Vallorcine, Beaufort, Lauzière, de leur encaissant et des minéralisations uranifères associées. Thèse 3ème cycle, géol. appl., USM Grenoble.

Programme "ECORS" (1982). - Etude de la croûte terrestre en France par méthode sismique. I.F.P. et I.N.A.G. Proposition de programme.

ROBERT J.P., VIALON P. (1976). - Déformation interne et déformation aux limites dans un assemblage de blocs découpés par cisaillement. Bull. Soc. Géol. France, (7), XVIII, n°6.

RODIER J. (1966). - L'analyse chimique et physicochimique de l'eau. Dunod et éd., Paris.

SARROT REYNAULD J. (1979). - Tectonique et anomalies géothermiques. Données nouvelles sur les sources thermominérales de Tarentaise : Brides, Salins et La Léchère (Savoie), C.R. du 104ème Cong. Soc. Sav. 1979, 111-122, Bordeaux.

SARROT REYNAULD S. et J. (1981). - Circulation des eaux dans les roches fissurées. Hydrogéologie du massif des Grandes Rousses (Alpes françaises). 106ème Congrès National des Sociétés Savantes, Perpignan, fasc. 3, p. 135-146.

SCHADE J. (1983). - Utilisation des isotopes du soufre dans la caractérisation des gypses des Alpes de Savoie (France). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 296.

SCHOELLER H. (1962). - Les eaux souterraines. Masson, Paris, 642 p.

SCHOELLER H., SCHOELLER M. (1976). - Calcul de la température des sources thermominérales à leur origine profonde. C. Rend. Acad. Sci., tome 283, p. 753.

SCHOELLER H., SCHOELLER M. (1979). - Etude des eaux thermominérales du Massif Central français. Bull. B.R.G.M.,Section III, n° 2, 1979, p. 121-156.

SIGG L. et STUMM W. (1980). - Chimie des surfaces d'oxydes en milieu aqueux. Géochimie des interactions entre les eaux, les minéraux et les roches (TARDY). Editions S.A.R.L. Tarbes France, p. 27-48.

SIMEON Y. (1979). - Etude pétrologique, géochimique et structurale du massif de Belledonne entre l'Arc et l'Isère (Alpes françaises). Thèse 3ème cycle, Grenoble.

SIMEON Y. (1980). - Etude hydrogéologique des sources thermominérales de Tarentaise (Savoie). Thèse 3ème cycle, Géol. Appl. U.S.M. Grenoble, 219 p.

SIWERTZ E. (1973). - Etude expérimentale par le tritium et l'oxygène ^{18}O de l'infiltration sur les lysimètres et le bassin versant de Thonon. 2 vol. Thèse, Paris.

TARDY Y. (1980). - Géochimie des interactions entre les eaux, les minéraux, les roches. Editions S.A.R.L. Tarbes France. 239 p.

TARDY Y. (1980). - Rapport sur les géothermomètres chimiques en terrains granitiques et sédimentaires (Plombières et Alsace. Action indirecte dans le domaine de l'énergie. Contrat de la commission des communautés européennes, n° 629-78-7 EGF. Univ. P. Sabatier, Toulouse, 58 p.

TURC L. (1951). - Bilan d'eau des sols. Relation précipitation, température, écoulement. C.R.A.S., t. 233, n° 11.

VACHER J.C. (1971). - Contribution à l'étude hydrogéologique du bassin de l'Isère. Thèse 3ème cycle, Bordeaux I.

VUILLEMENOT P. (1982). - Contribution de l'hydrogéologie et l'hydrogéochimie (gaz radiogéniques et autres traceurs en solution) à la prospection de l'uranium. Application à un socle sous couverture dans le Bazois (Nièvre). Thèse 3ème cycle, Besançon, 220 p.

ANNEXE I

METHODES ANALYTIQUES

Les analyses physicochimiques des eaux ont été effectuées soit sur le lieu de prélèvement, soit au laboratoire d'hydrogéologie de l'Institut Dolomieu, soit en collaboration avec Monsieur ROCHAT de la faculté de pharmacie de Grenoble, soit en collaboration avec Mme USELLE (Institut Dolomieu).

a) Les mesures effectuées sur le terrain

. Température : thermomètre gradué au 1°C ;

. Conductivité : conductivimètre METROHM E 587. Les résultats sont ramenés à 20°C et exprimés en µs/cm (microsiemens par cm) ;

. pH : pH-mètre METROHM E 588. Electrode de verre combinée KCl. L'étalonnage a été effectué à l'aide de solution tampon standard ;

. O_2 dissous : Appareil AQUADATA AOX 100/DIGITAL (Labo Moderne). Il s'agit d'un système d'électrodes anode d'argent-électrolyte-cathode d'or. L'étalonnage a été effectué à l'air ;

. CO_2 dissous : Le CO_2 dissous a été neutralisé par Na OH (0,025 N) décarbonatée, à l'aide de la phénol-phtaléine. Les résultats ont été comparés aux mesures en laboratoire sur des échantillons prélevés hermétiquement (cf. M. BAKALOWICZ, 1979, p: 267) ;

. Le dosage de l'alcalinité a été effectué à l'émergence pour les eaux thermales (T.A. et T.A.C.).

b) Les mesures effectuées en laboratoire d'hydrogéologie de l'Institut Dolomieu

. HCO_3^- (hydrogénocarbonate). Dosage acidimétrique.
On mesure le T.A.C. (Titre alcalimétrique complet), la fin du dosage est donnée par la valeur du pH, mesurée au pH-mètre (voisin de 4,45).

. SO_4^{--} Méthode néphélomètrique.
L'ion SO_4^{--} précipite en présence de Ba Cl_2 sous forme de Ba SO_4 en milieu acide. La suspension obtenue est stabilisée par une solution de Polyvynil-Pyrrolidone. Mesure au spectrophotomètre à 650 nm.

. Les chlorures (Cl^-) : Méthode au nitrate mercurique.
Elle permet de mesurer des concentrations très faibles de 0,5 mg/l de Cl^-.

. Les ions Ca^{++} et Mg^{++}. Dosage complexomètrique avec l'acide E.D.T.A.
On mesure l'ensemble des ions alcalinoterreux (Ca^{++} + Mg^{++}) à pH 10, puis les ions Ca^{++} à pH 12-13 en présence de soude. On peut évaluer Mg^{++} par différence.

c) Mesure par spectrométrie d'émission ou d'adsorption

. Les ions Na^+ et K^+ : ils ont été dosés par spectrométrie d'émission ou par spectrométrie d'adsorption. La méthode est peu précise, surtout par émission, les concentrations sont connues à 10 % près.

. Le silicium. Nous l'avons dosé par spectrométrie d'adsorption (sur spectromètre VARIAN A 875 λ 251,6). Les mesures sont données à $\pm$ 0,5 ppm.

. Le fer, le manganèse. Les échantillons ont été acidifiés lors du prélèvement (HCl normapur 1cc/l) et les mesures ont été faites par spectrométrie d'adsorption.

. Li, Rb, Sr. Mesures par spectrométrie d'adsorption. Les eaux thermales ont été diluées et nous avons travaillé avec des ajouts de 0,2 ppm environ.

d) . Le bore. Méthode colorimétrique au Carmin en milieu sulfurique concentré.

. Le fluor. Méthode colorimétrique. Méthode alizarine complexon lanthane dans l'acétone.

. Les bromures et iodures. Le dosage de ces éléments que nous avons entrepris par méthodes colorimétriques (RODIER, 1962) n'a pas permis d'obtenir des résultats reproductibles, notamment à cause de la difficulté de mise en oeuvre de ces techniques.

e) . L'uranium. L'uranium dissous dans l'eau a été dosé selon : concentration par évaporation de l'eau sur une bande de papier chromatographique. L'uranium est séparé par chromatographie et dosé par fluorimétrie.

ANNEXE II 1

GENERALITES SUR LA GEOCHIMIE DE L'URANIUM EN MILIEU ACQUEUX

Nous allons présenter quelques généralités sur le comportement de l'uranium en milieu acqueux, en référence aux nombreux travaux de géochimie expérimentale réalisés sur l'uranium solide ou en solution (GARRELS et CHRIST 1965, NAUMOV 1971, LANGMUIR 1978, NGUYEN TRUNG 1983, ...).

La connaissance de ces résultats est nécessaire pour aborder l'hydrogéochimie de l'uranium.

On peut retenir que quatre paramètres fondamentaux gouvernent la solubilisation de l'uranium, ce sont les phénomènes d'oxydo-réduction, le pH, la complexation, la température.

1) Les phénomènes d'oxydo-réduction

L'uranium dissous en solution acqueuse peut se présenter sous 3 valences stables : IV, V, VI. La valence 5 qui, encore récemment, était ignorée des géochimistes correspond au complexe UO_2^+.

Sous la valence 6, l'uranium existe sous forme de UO_2^{2+} . Il peut capter deux électrons pour se transformer en U^{4+} selon la réaction

$$UO_2^{2+} + 4H^+ + 2e^- \rightleftharpoons U^{4+} + 2H_2O \quad (1)$$

Cette réaction (1) peut être écrite selon l'équation suivante :

$$UO_2^{2+} + 4H^+ \rightleftharpoons U^{4+} + 1/2\ O_2 + H_2O \quad (2)$$

La fugacité de l'oxygène est donc équivalente au potentiel d'oxydo-réduction d'un milieu.

La relation entre la fugacité de l'oxygène et le potentiel d'oxydo-réduction peut s'effectuer selon l'équation :

$$Eh = 1,23 + \frac{0,059}{4} \log fO_2 - 0,059\ pH.$$

A partir de la connaissance du potentiel d'oxydo-réduction, il est possible de prévoir le comportement et le sens d'évolution des réactions liées à l'uranium.

2) Le pH

Le pH ou potentiel d'hydrogène est une représentation des activités de l'ion H^+ en solution :

$pH = -\log (H^+)$; (H^+) correspond à l'activité de l'ion H^+.

Or dans les phénomènes d'oxydo-réduction, l'ion H^+ intervient au même titre que la fugacité fo_2 (équations 1 et 2). En fonction du pH, les espèces en solution varieront.

L'activité de l'ion H^+ intervient aussi bien dans les processus d'oxydo-réduction que dans les réactions d'hydrolyse de l'uranium :

$$U^{4+} + n\ H_2O \rightleftharpoons U\ (OH)_n^{(4-n)+} + n\ H^+ \quad (n = 1,2,3,4,5).$$

En connaissant les caractéristiques Eh (ou f_{O2}) et le pH d'une solution, on peut savoir quels sont les domaines de stabilité des espèces solubles de l'uranium en se référant aux diagrammes Eh-pH établis à partir de données thermodynamiques.

3) La complexation

Un complexe est le résultat de l'association de cations et de ligandes selon :

$M^{m+} + a\ L^{n-} \rightleftharpoons ML^{m-an}$ M : cation ; L : ligande ; a : nombre de ligandes ; m, n : valences.

Exemple de complexe carbonaté monomère :

$UO_2^{2+} + 2\ CO_3^{2-} \rightleftharpoons UO_2\ (CO_3)_2^{2-}$

Les ions complexes ainsi formés constituent une nouvelle entité qui ne possède pas les propriétés des ions qui les composent ; le complexe uranyle dicarbonate ($UO_2(CO_3)_2^{2-}$) aura un comportement différent de UO_2^{2+} et de CO_3^{--} à des conditions données.

La possibilité de complexation de l'uranium dans l'eau confère à cet élément une plus grande mobilité.

Différents complexes rencontrés dans les eaux :

Les ions succeptibles de complexer l'uranium sont essentiellement les carbonates (HCO_3^{--}) , les phosphates, dans les domaines de pH courants rencontrés dans les eaux naturelles entre pH 5 et 9.

LANGMUIR (1978) a figuré l'importance relative des complexes uranyles dans une eau courante (fig. 86).

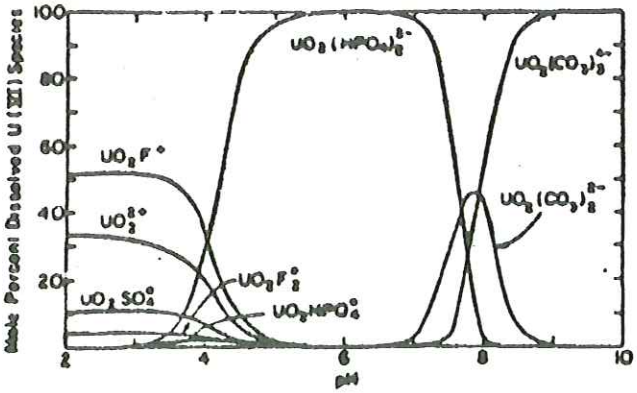


Fig. 86 - Distribution des complexes uranyles dans une eau de composition courante (LANGMUIR 1978)

$p\ CO_2 = 10^{-2.5}$ atm. , $\Sigma F = 0.3$ ppm , $\Sigma Cl = 10$ ppm
$\Sigma SO_4 = 100$ ppm , $\Sigma PO_4 = 0.1$ ppm , $\Sigma SiO_2 = 30$ ppm

Les principaux complexes sont les complexes uranyles (U VI) ; les espèces U IV sont pratiquement absentes et négligeables dans les eaux naturelles, oxydées.

Au delà du pH 7, les complexes carbonatés prédominent alors qu'en dessous de pH 4, apparaissent les complexes fluorés et sulfatés. Il faut souligner l'importance des complexes uranyles phosphates entre pH 4 et 7 et cela pour des concentrations en PO_4 de 0,1 ppm.

Sur ce diagramme, apparaît l'influence du pH sur la répartition des espèces complexées en solution.

4) Stabilité des espèces solides

Connaître la stabilité d'un minéral vis à vis d'une solution donnée est de savoir si cette eau est sous-saturée vis à vis du minéral dans lequel cas il y a dissolution, ou si l'eau est sursaturée, il y a alors précipitation.

LANGMUIR (1978) a établi les domaines de stabilité de UO_2 dans un système ouvert $U - O_2 - H_2O - p\,CO_2 = 10^{-2}$ bar avec $U = 10^{-6}$ M , à 25°C (fig. 87).

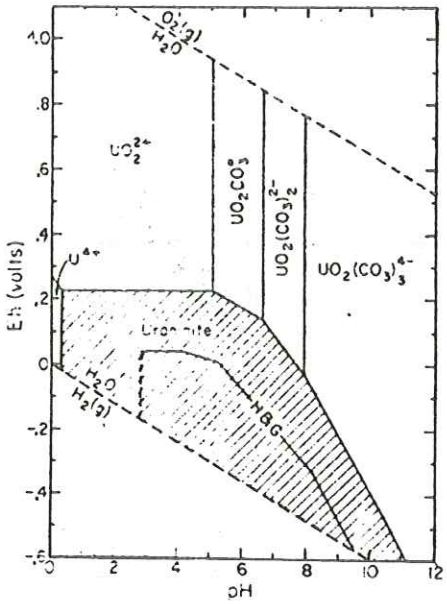


Fig . 87 - Diagramme d'équilibre (Eh-pH) de UO_2 dans un système ouvert $U-O_2-H_2O-pCO_2=10^{-2}$ at. à 25 °C , à 1 bar. $U = 10^{-6}$M.

(LANGMUIR 1978)

Sur ce diagramme, on peut remarquer qu'en milieu réduit l'uranium se dépose sous la forme de UO_2c ou $UO_2am.$, en milieu oxydé, il se dissout sous forme de complexes carbonatés en présence de CO_2.

5) La pression du gaz carbonique

La présence d'une forte pression de CO_2 dans un système ouvert favorise la complexation de l'uranium par la formation de complexes uranyles carbonates.

L'augmentation de la pression partielle $p\,CO_2$ va accroître les domaines de stabilité de ces complexes (fig. 88, NGUYEN TRUNG à paraître).

A pCO_2 élevée, il y a élargissement des domaines de stabilité des complexes carbonatés vers les pH acides.

La présence des complexants est donc fonction des conditions fo_2 - fCO_2 - pH.

Réciproquement, une chute de la pression pCO_2 (démixion par exemple) peut provoquer la destruction des complexes carbonatés provoquant la précipitation de l'uranium.

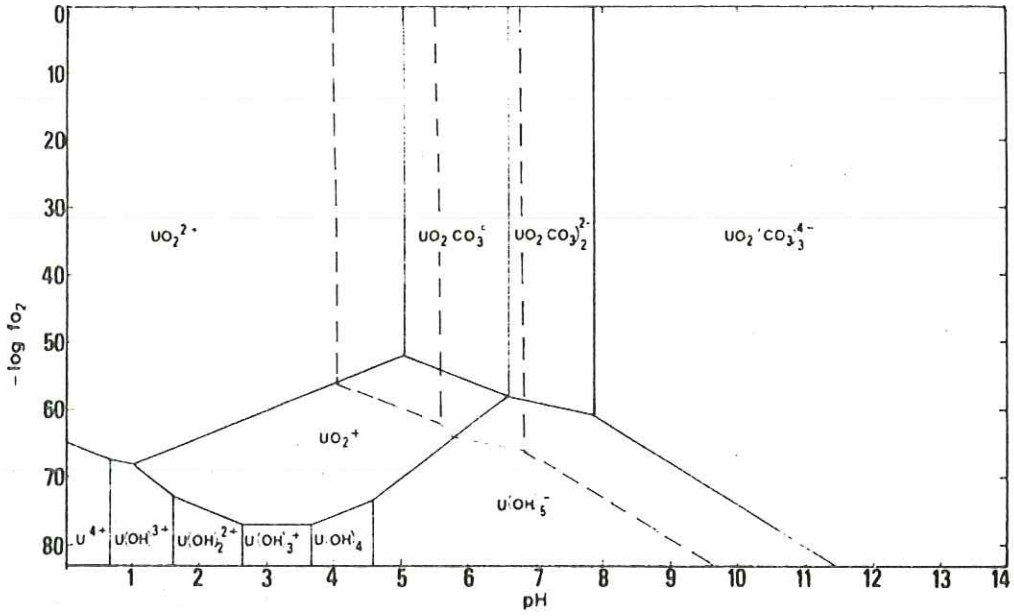


Fig. 88 - Diagramme d'équilibre du système ouvert $U-O_2-H_2O-pCO_2$ à 25 °C, $U = 10^{-6}$ M. = 0.24ppm

(NGUYEN TRUNG à paraître)

— $p\,CO_2 = 10^{-2}$ bar

— — $p\,CO_2 = 1$ bar

6) La température

LANGMUIR (1978) note que la stabilité des complexes carbonatés diminue lorsque la température augmente ; la précipitation des carbonates, entraînant une décroissance de l'activité des ions carbonates, provoque alors la déstabilisation des complexes uranyles.

Ce résultat permet de penser que la solubilité de l'uranium à haute température subit des variations.

7) Conclusions

L'étude des quatre facteurs : pH, oxydation, complexation, température, apporte une meilleure connaissance du comportement de l'uranium en solution.

L'établissement des diagrammes d'équilibre (Eh ou fo_2 - pH) ainsi que les calculs de la solubilité des oxydes d'uranium permettent de prévoir si un échantillon d'eau est capable ou non de déposer l'uranium.

Bien que ces études soient limitées aux systèmes en équilibre, elles peuvent être appliquées aux cas réels avec une bonne approximation.

ANNEXE II - 2.

DIFFERENTS COMPLEXES URANYLES RENCONTRES DANS LES EAUX -

CALCULS EFFECTUES SUR ORDINATEUR PAR C. NGUYEN TRUNG (CREGU NANCY)

A) Eau de la galerie Arc-Isère : O_2 dis. = 8 mg/l ; pH= 8.25 ; U = 690 ppb

pH= 8.25

IMPRESSION DES RESULTATS DEFINITIFS

NOM	Act(I)	log(Act(I))	Gamma(I)	log(Gam(I))	C(I)	logC(I)	Ka(I)	X(I)
(H)+	5.62341E-09	-8.25000E+00	9.61611E-01	-1.70007E-02	5.84608E-09	-8.23313E+00	1.00000E-14	1.68144E-14
(OH)-	1.77828E-06	-5.75000E+00	9.61611E-01	-1.70007E-02	1.84984E-06	-5.73287E+00	1.71396E-13	1.58489E-13
(Ca)2+	1.79526E-04	-3.74587E+00	8.55061E-01	-6.80028E-02	1.81217E-04	-3.74180E+00	1.59489E+03	1.15876E+03
(CaOH)+	5.47177E-09	-8.26187E+00	9.61611E-01	-1.70007E-02	4.91287E-09	-8.30866E+00	3.89045E+11	2.84442E+11
(CaCO3)o	1.50416E-06	-5.82270E+00	1.00000E+00	0.00000E+00	1.23460E-06	-5.90847E+00	2.03704E+02	1.48934E+02
(CaHCO3)+	2.07632E-06	-5.68270E+00	9.61611E-01	-1.70007E-02	1.77171E-06	-5.75161E+00	1.41254E-01	1.35617E-01
(CaSO4)o	3.56115E-08	-7.44841E+00	1.00000E+00	0.00000E+00	2.62548E-08	-7.58079E+00	2.01837E-15	2.01837E-15
(Na)+	2.17101E-04	-3.66334E+00	9.61611E-01	-1.70007E-02	2.17149E-04	-3.66324E+00	1.14815E+01	9.81742E+00
(NaCl)o	6.85334E-10	-9.21800E+00	1.00000E+00	0.00000E+00	5.59879E-10	-9.25191E+00	3.25087E+01	2.57037E+01
(NaOH)o	7.79223E-11	-1.01883E+01	1.00000E+00	0.00000E+00	7.49711E-11	-1.01251E+01	1.85353E+01	1.56488E+01
(NaSO4)-	2.99079E-07	-6.52421E+00	9.61611E-01	-1.70007E-02	2.58417E-07	-6.58768E+00	4.69894E+00	3.71532E+00
(Na2SO4)o	1.83843E-10	-9.73555E+00	1.00000E+00	0.00000E+00	1.46920E-10	-9.83292E+00	1.20226E+10	9.58556E+09
(NaCO3)-	2.12730E-08	-7.67217E+00	9.61611E-01	-1.70007E-02	2.02341E-08	-7.69392E+00	1.00000E-02	9.24695E-03
(Na2CO3)o	1.17582E-12	-1.19315E+01	1.00000E+00	0.00000E+00	1.03002E-12	-1.19872E+01	6.91831E+03	5.91558E+03
(NaHCO3)o	7.75942E-08	-7.11617E+00	1.00000E+00	0.00000E+00	7.69945E-08	-7.14905E+00	1.00925E-14	1.00925E-14
(K)+	8.94356E-05	-4.04849E+00	9.61611E-01	-1.70007E-02	8.94457E-05	-4.04844E+00	3.75837E-12	3.47535E-12
(KCl)o	1.76540E-11	-1.07532E+01	1.00000E+00	0.00000E+00	1.63266E-11	-1.07871E+01	7.94328E+00	5.88757E+00
(KSO4)-	7.42394E-08	-7.12937E+00	9.61611E-01	-1.70007E-02	6.41398E-08	-7.19288E+00	2.51189E+03	1.83651E+03
(KOH)o	1.60513E-10	-9.79449E+00	1.00000E+00	0.00000E+00	1.54417E-10	-9.81131E+00	1.77828E+02	1.30015E+02
(Mg)2+	1.19194E-05	-4.92374E+00	8.55061E-01	-6.80028E-02	1.20138E-05	-4.92032E+00	2.12814E+10	1.81989E+10
(MgOH)+	7.95620E-09	-8.09874E+00	9.61611E-01	-1.70007E-02	7.14194E-09	-8.14618E+00	4.67735E+16	3.69825E+16
(MgHCO3)+	2.81464E-18	-1.75500E+01	9.61611E-01	-1.70007E-02	2.39813E-18	-1.76201E+01	6.60693E+09	6.10940E+09
(MgCO3)o	1.58279E-07	-6.80058E+00	1.00000E+00	0.00000E+00	1.29720E-07	-6.88699E+00	8.35603E+22	6.68687E+22
(MgSO4)o	2.54320E-07	-6.59462E+00	1.00000E+00	0.00000E+00	1.89341E-07	-6.72275E+00	9.86279E+01	8.43329E+01
→ (CO3)2-	5.28549E-06	-5.27683E+00	8.55061E-01	-6.80028E-02	5.87927E-06	-5.23068E+00	1.00000E-01	7.90671E-02
(HCO3)-	6.32656E-04	-3.19883E+00	9.61611E-01	-1.70007E-02	6.25447E-04	-3.20381E+00	2.48886E+05	2.69154E+05
(H2CO3)o	7.81929E-06	-5.10683E+00	1.00000E+00	0.00000E+00	7.43116E-06	-5.12894E+00	2.00909E+00	2.00909E+00
(H4SiO4)o	9.73785E-07	-6.01154E+00	1.00000E+00	0.00000E+00	9.72758E-07	-6.01200E+00	1.46555E+05	1.58490E+05
(H3SiO4)-	2.62097E-08	-7.58154E+00	9.61611E-01	-1.70007E-02	2.72357E-08	-7.56486E+00	3.53103E+00	3.53103E+00
(H2SiO4)2-	3.66522E-13	-1.24335E+01	8.55061E-01	-6.80028E-02	4.38796E-13	-1.23657E+01	2.97852E-07	2.97852E-07
(SO4)2-	1.19984E-04	-3.92089E+00	8.55061E-01	-6.80028E-02	1.21216E-04	-3.91644E+00	2.93089E-15	3.16958E-15
(HSO4)-	6.65464E-11	-1.01769E+01	9.61611E-01	-1.70007E-02	5.97624E-11	-1.02236E+01	2.10863E-17	2.28035E-17
(H2SO4)o	3.79424E-22	-2.14209E+01	1.00000E+00	0.00000E+00	3.27563E-22	-2.14847E+01	2.88403E+15	2.28032E+15
(Cl)-	1.97394E-05	-4.70467E+00	9.61611E-01	-1.70007E-02	1.97394E-05	-4.70467E+00	2.34423E+22	1.85351E+22
(UO2)2+	7.87846E-12	-1.11046E+01	8.55061E-01	-6.80028E-02	9.19875E-12	-1.10363E+01	6.16595E+26	6.66809E+26
(UO2OH)+	1.12980E-08	-7.94700E+00	9.61611E-01	-1.70007E-02	1.17453E-08	-7.93013E+00	1.40605E+07	1.30017E+07
((UO2)2(OH)2)2+	4.63447E-12	-1.13346E+01	8.55061E-01	-6.80028E-02	5.41663E-12	-1.12663E+01	9.77237E+02	9.77237E+02
((UO2)3(OH)5)+	1.58809E-08	-7.79200E+00	9.61611E-01	-1.70007E-02	2.06474E-08	-7.68513E+00	1.39637E+08	1.10407E+08
(UO2(OH)2)o	2.97852E-07	-6.52600E+00	1.00000E+00	0.00000E+00	2.97852E-07	-6.52600E+00	4.43609E+09	3.50748E+09
((UO2)3(OH)7)-	5.21195E-07	-6.28300E+00	9.61611E-01	-1.70007E-02	5.42168E-07	-6.26587E+00	0.00000E+00	0.00000E+00
(UO2(OH)3)-	3.74973E-09	-8.42600E+00	9.61611E-01	-1.70007E-02	3.90062E-09	-8.40887E+00	0.00000E+00	0.00000E+00
(UO2CO3)o	4.62134E-07	-6.31623E+00	1.00000E+00	0.00000E+00	4.50201E-07	-6.33894E+00	0.00000E+00	0.00000E+00
(UO2(CO3)2)2-	2.07174E-05	-4.68367E+00	8.55061E-01	-6.80028E-02	2.18967E-05	-4.65962E+00	0.00000E+00	0.00000E+00
(UO2(CO3)3)4-	2.88073E-06	-5.54050E+00	5.34551E-01	-2.72011E-01	4.63125E-06	-5.33430E+00	0.00000E+00	0.00000E+00
(UO2Cl)+	8.77674E-15	-1.40567E+01	9.61611E-01	-1.70007E-02	8.77133E-15	-1.40569E+01	0.00000E+00	0.00000E+00
(UO2SiO(OH)3)+	5.35134E-12	-1.12715E+01	9.61611E-01	-1.70007E-02	5.55738E-12	-1.12551E+01	0.00000E+00	0.00000E+00
(UO2SO4)o	5.29815E-13	-1.22759E+01	1.00000E+00	0.00000E+00	4.57398E-13	-1.23397E+01	0.00000E+00	0.00000E+00
(UO2(SO4)2)2-	2.01952E-15	-1.46946E+01	8.55061E-01	-6.80028E-02	1.76139E-15	-1.47541E+01	0.00000E+00	0.00000E+00

Force ionique I= .0011996811 Delta F.I.(%)= .0153821192

SOLUTES	SIGMA	log(SIGMA)
URANIUM	2.898316E-05	-4.5377794
CALCIUM	1.84[illegible]46E-04	-3.7[illegible]
SODIUM	2.175000E-04	-3.6625487
POTASSIUM	8.951000E-05	-4.0481284
MAGNESIUM	1.234000E-05	-4.9086848
CARBONATE	7.000000E-04	-3.1549020
SILICATE	1.000000E-06	-6.0000000
SULFATE	1.217546E-04	-3.9145145
CHLORURE	1.974000E-05	-4.7046529

NOM DU COMPLEXE	POURCENTAGE
(UO2)2+	.0000
(UO2OH)+	.0405
((UO2)2(OH)2)2+	.0000
((UO2)3(OH)5)+	.2137
(UO2(OH)2)o	1.0275
((UO2)3(OH)7)-	5.6107
(UO2(OH)3)-	.0135
(UO2CO3)o	1.5[illegible]
(UO2(CO3)2)2-	75.5[illegible] ← espèce majeure
(UO2(CO3)3)4-	15.9763
(UO2Cl)+	.0000
(UO2SiO(OH)3)+	.0000
(UO2SO4)o	.0000
(UO2(SO4)2)2-	.0000
ZU(4)	0.0000
ZU(5)	0.0000
ZU(6)	100.0000

B) <u>Eau thermale de la Chapelle</u> : O_2 dis. = 1.6 mg/l , pH = 7.25 , U = 6 ppb

pH= 7.25

IMPRESSION DES RESULTATS DEFINITIFS

NOM	Act(I)	log(Act(I))	Gamma(I)	log(Gam(I))	C(I)	logC(I)	K*(I)	K(I)
(H)+	5.62341E-08	-7.25000E+00	0.02634E-01	-9.54825E-02	6.91962E-08	-7.15992E+00	1.00000E-14	1.55226E-14
(OH)-	1.77828E-07	-6.75000E+00	0.02634E-01	-9.54825E-02	2.23978E-07	-6.64979E+00	1.71398E-13	1.10417E-13
(Ca)2+	5.30077E-03	-2.27566E+00	4.15021E-01	-3.81930E-01	6.19555E-03	-2.20792E+00	1.58489E+03	2.72985E+02
(CaOH)+	1.61562E-08	-7.79166E+00	0.02634E-01	-9.54825E-02	9.90172E-09	-8.00429E+00	3.89045E+11	6.70101E+10
(CaCO3)o	3.50206E-05	-4.45568E+00	1.00000E+00	0.00000E+00	1.01071E-05	-4.99537E+00	2.03704E+02	3.50865E+01
(CaHCO3)+	4.83419E-04	-3.31568E+00	0.02634E-01	-9.54825E-02	1.71676E-04	-3.76529E+00	1.41254E-01	9.09987E-02
(CaSO4)o	1.87683E-06	-5.96785E+00	1.00000E+00	0.00000E+00	2.17987E-07	-6.66157E+00	2.01837E-15	2.01837E-15
(Na)+	2.90374E-02	-1.53704E+00	0.02634E-01	-9.54825E-02	2.92019E-02	-1.53459E+00	1.14815E+01	4.76508E+00
(NaCl)o	1.26741E-04	-3.89708E+00	1.00000E+00	0.00000E+00	0.23581E-05	-4.08429E+00	3.25087E+01	0.69171E+00
(NaOH)o	1.04221E-09	-8.98284E+00	1.00000E+00	0.00000E+00	0.51783E-10	-9.06967E+00	1.85353E+01	7.69255E+00
(NaSO4)-	2.83215E-04	-3.54708E+00	0.02634E-01	-9.54825E-02	2.29105E-04	-3.63981E+00	4.69694E+00	1.25633E+00
(Na2SO4)o	2.32849E-05	-4.63293E+00	1.00000E+00	0.00000E+00	1.22267E-05	-4.91269E+00	1.20226E+10	3.21444E+09
(NaCO3)-	2.24358E-06	-5.64906E+00	0.02634E-01	-9.54825E-02	1.33824E-06	-5.87347E+00	1.00000E-02	6.44221E-03
(Na2CO3)o	1.65158E-08	-7.78218E+00	1.00000E+00	0.00000E+00	6.39231E-09	-8.19434E+00	6.91831E+00	2.87124E+00
(NaHCO3)o	0.18355E-05	-4.06706E+00	1.00000E+00	0.00000E+00	3.87551E-05	-4.41167E+00	1.00925E-14	1.00925E-14
(K)+	5.48335E-04	-3.29385E+00	0.02634E-01	-9.54825E-02	5.08971E-04	-3.29331E+00	3.75937E-12	2.42122E-12
(KCl)o	1.57076E-07	-6.80389E+00	1.00000E+00	0.00000E+00	1.01622E-07	-6.99301E+00	7.94328E+00	1.36817E+00
(KSO4)-	2.98751E-06	-5.52469E+00	0.02634E-01	-9.54825E-02	2.40696E-06	-5.61853E+00	2.51189E+03	4.32654E+02
(KOH)o	9.12326E-11	-1.00398E+01	1.00000E+00	0.00000E+00	7.42354E-11	-1.01294E+01	1.77828E+02	3.06295E+01
(Mg)2+	1.77040E-03	-2.75193E+00	4.15021E-01	-3.81930E-01	1.95257E-03	-2.70939E+00	2.12814E+10	8.83222E+09
(MgOH)+	1.18324E-07	-6.92693E+00	0.02634E-01	-9.54825E-02	6.84286E-08	-7.16476E+00	4.67735E+16	1.25856E+16
(MgHCO3)+	3.29653E-15	-1.44919E+01	0.02634E-01	-9.54825E-02	1.10468E-15	-1.49568E+01	6.60693E+09	4.25633E+09
(MgCO3)o	1.85377E-05	-4.73194E+00	1.00000E+00	0.00000E+00	5.04842E-06	-5.29684E+00	8.35603E+22	2.23411E+22
(MgSO4)o	2.67442E-04	-3.57277E+00	1.00000E+00	0.00000E+00	9.88114E-05	-4.00519E+00	9.86279E+01	4.09327E+01
(CO3)2-	4.16855E-06	-5.38082E+00	4.15021E-01	-3.81930E-01	5.93879E-06	-5.22630E+00	1.00000E-01	2.67365E-02
(HCO3)-	4.98867E-03	-2.30202E+00	0.02634E-01	-9.54825E-02	3.64087E-03	-2.43879E+00	2.48836E+05	3.86336E+05
(H2CO3)o	6.16573E-04	-3.21002E+00	1.00000E+00	0.00000E+00	3.57273E-04	-3.44700E+00	2.00909E+00	2.00909E+00
(H4SiO4)o	9.97261E-07	-6.00119E+00	1.00000E+00	0.00000E+00	9.96554E-07	-6.00150E+00	1.46555E+05	2.27491E+05
(H3SiO4)-	2.68416E-09	-8.57119E+00	0.02634E-01	-9.54825E-02	3.37836E-09	-8.47129E+00	3.53183E+00	3.53183E+00
(H2SiO4)2-	3.77406E-15	-1.44232E+01	4.15021E-01	-3.81930E-01	9.27254E-15	-1.40328E+01	2.97852E-07	2.97852E-07
(SO4)2-	8.49492E-04	-3.07084E+00	4.15021E-01	-3.81930E-01	1.64191E-03	-2.78465E+00	2.93089E-15	4.54951E-15
(HSO4)-	4.71150E-09	-8.32684E+00	0.02634E-01	-9.54825E-02	4.66506E-09	-8.33114E+00	2.10863E-17	3.27314E-17
(H2SO4)o	2.68633E-19	-1.85708E+01	1.00000E+00	0.00000E+00	2.11180E-19	-1.86753E+01	2.88403E+15	7.71090E+14
(Cl)-	3.09000E-02	-1.51004E+00	0.02634E-01	-9.54825E-02	3.09444E-02	-1.50942E+00	2.34423E+22	6.26766E+21
(UO2)2+	7.87046E-10	-9.10400E+00	4.15021E-01	-3.81930E-01	1.84694E-09	-8.73355E+00	6.16595E+26	9.57117E+26
(UO2OH)+	1.12900E-07	-6.94700E+00	0.02634E-01	-9.54825E-02	1.39022E-07	-6.85692E+00	1.40605E+07	9.05806E+06
((UO2)2(OH)2)2+	4.63447E-10	-9.33400E+00	4.15021E-01	-3.81930E-01	1.08756E-09	-8.96355E+00	9.77237E+02	9.77237E+02
((UO2)3(OH)5)+	1.98609E-07	-6.70200E+00	0.02634E-01	-9.54825E-02	2.44389E-07	-6.61192E+00	1.39637E+08	3.73341E+07
(UO2(OH)2)o	2.97852E-07	-6.52600E+00	1.00000E+00	0.00000E+00	2.97852E-07	-6.52600E+00	4.43699E+09	1.18606E+09
((UO2)3(OH)7)-	5.21195E-08	-7.28300E+00	0.02634E-01	-9.54825E-02	6.56455E-08	-7.18279E+00	0.00000E+00	0.00000E+00
(UO2(OH)3)-	3.74973E-10	-9.42600E+00	0.02634E-01	-9.54825E-02	4.72288E-10	-9.32579E+00	0.00000E+00	0.00000E+00
(UO2CO3)o	3.88176E-05	-4.42002E+00	1.00000E+00	0.00000E+00	2.20293E-05	-4.65700E+00	0.00000E+00	0.00000E+00
(UO2(CO3)2)2-	1.28816E-03	-2.89003E+00	4.15021E-01	-3.81930E-01	1.06340E-03	-2.97330E+00	0.00000E+00	0.00000E+00
(UO2(CO3)3)4-	1.41239E-04	-3.85005E+00	2.96675E-02	-1.52772E+00	9.58399E-04	-3.01845E+00	0.00000E+00	0.00000E+00
(UO2Cl)+	1.37391E-09	-8.86204E+00	0.02634E-01	-9.54825E-02	1.34419E-09	-8.87154E+00	0.00000E+00	0.00000E+00
(UO2SiO(OH)3)+	5.48036E-11	-1.02612E+01	0.02634E-01	-9.54825E-02	6.73881E-11	-1.01714E+01	0.00000E+00	0.00000E+00
(UO2SO4)o	3.75111E-10	-9.42584E+00	1.00000E+00	0.00000E+00	2.94884E-10	-9.53035E+00	0.00000E+00	0.00000E+00
(UO2(SO4)2)2-	1.01232E-11	-1.09947E+01	4.15021E-01	-3.81930E-01	1.53816E-11	-1.00130E+01	0.00000E+00	0.00000E+00

Force ionique I= .0617367604 Delta F.I.(%)= .9792363988

SOLUTES	SIGMA	log(SIGMA)
URANIUM	2.045205E-03	-2.6892632
CALCIUM	6.377564E-03	-2.1953451
SODIUM	2.957000E-02	-1.5290312
POTASSIUM	5.114880E-04	-3.2911713
MAGNESIUM	2.056500E-03	-2.6868713
CARBONATE	9.250000E-03	-2.0338583
SILICATE	1.000000E-06	-6.0000000
SULFATE	1.984764E-03	-2.7022910
CHLORURE	3.102690E-02	-1.5082616

NOM DU COMPLEXE	POURCENTAGE
(UO2)2+	.0001
(UO2OH)+	.0068
((UO2)2(OH)2)2+	.0001
((UO2)3(OH)5)+	.0358
(UO2(OH)2)o	.0146
((UO2)3(OH)7)-	.0096
(UO2(OH)3)-	.0000
(UO2CO3)o	1.0771
(UO2(CO3)2)2-	51.9950 ← espèce majeure
(UO2(CO3)3)4-	46.8608
(UO2Cl)+	.0001
(UO2SiO(OH)3)+	.0000
(UO2SO4)o	.0000
(UO2(SO4)2)2-	.0000
ZU(4)	0.0000
ZU(5)	0.0000
ZU(6)	100.0000

LISTE DES FIGURES

Figure — Page

1 - Situation géographique du secteur étudié..... 8
2 - Schéma orohydrographique..... 8
3 - Situation géologique..... 10
4 - Les massifs cristallins externes..... 10
5 - Le massif de la Lauzière..... 15
6 - Carte géologique des massifs cristallins de la Basse Maurienne..... 16
7 - Détail du "Synclinal Médian" dans la galerie E.D.F. Arc-Isère..... 21
8 - Coupe géologique du massif de Belledonne entre Arc et Isère..... 26
9 - Découpage amygdalaire des massifs cristallins..... 27
10 - Caractéristiques microscopiques de la mylonitisation dans le granite des Sept Laux..... 29
11 - Carte photo-interprétative des massifs cristallins..... 32
12 - Fractures relevées sur photos aériennes (longueur cumulée et pourcentage du nombre par classes d'azimut)..... 34
13 - Détail de la fracturation N 110 E en photo-aérienne..... 33
14 - Diagramme de densité - Canevas de SCHMIDT (H.S.)..... 36
15 - Rosaces des pourcentages,des directions de fracturation (mesure à l'affleurement)..... 37
16 - Station de mesures de la fracturation dans le massif de la Lauzière au sud de l'accident de Fond de France..... 41
17 - Répartition des fractures pouvant apparaître dans un cisaillement senestre..... 42
18 - Evolution sigmoïde des blocs découpés..... 43
19 - Système de fracturation à l'Alpin..... 44
20 - Emplacement des postes météorologiques et des torrents jaugés..... 49
21 - Répartition des précipitations au cours de l'année..... 50
22 - Schéma récapitulatif des caractéristiques hydroclimatiques de Basse Maurienne.... 55
23 - Localisation des sources..... 58
24 - Répartition des venues d'eau et des débits dans la galerie Arc-Isère (branche amont)..... 60
25 - Direction d'écoulement - couloir aquifère..... 64
26 - Rôle hydrogéologique des grands accidents..... 65
27 - Représentation schématique de la zone décomprimée et esquisse hydrogéologique.... 68
28 - Hydrogramme des sources des Chavannes en Maurienne..... 72
29 - Courbes de tarissement des sources de Brisson et de la Combe..... 74
30 - Mode d'alimentation des sources..... 75
31 - Schéma montrant l'indépendance des systèmes aquifères..... 76
32 - Tarissement des sources au cours du percement de la galerie Arc-Isère..... 76
33 - Localisation des sources étudiées..... 80
34 - Variation de la température des eaux de sources avec l'altitude des émergences... 81
35 - Diagramme (conductivité - r $\frac{HCO_3}{SO_4}$) des eaux de surface..... 88
36 - Le flux d'anhydrite

36 - Le flux d'anhydrite carbonique dans les massifs..... 90
37 - Répartition du sodium-potassium dans les eaux de surface..... 93
38 - Variations des caractéristiques physico-chimiques des eaux de sources au cours de l'année. Exemple : les sources de Brisson et de la Combe..... 94
39 - Caractéristiques physico-chimiques des eaux de la galerie Arc-Isère..... 100
40 - Répartition des bicarbonates dans les eaux du granite des Sept Laux. Influence de l'altitude d'infiltration..... 102
41 - Evolution du chimisme des eaux trouvées dans la galerie Arc-Isère depuis leur infiltration à haute altitude..... 105
42 - Caractéristiques physico-chimiques des eaux d'exhaure de la Galerie Arc-Isère.... 108

43 - Situation géographique des émergences thermales de Basse Maurienne..... 112
44 - Variations des caractéristiques (température - conductivité) de l'eau de la source du Pontet..... 114
45 - Aire de la composition chimique des eaux de la source du Pontet..... 114
46 - Variations des caractéristiques de l'eau de la Chapelle au cours de l'année 1982..... 116
47 - Composition chimique des eaux chaudes de la Chapelle et des eaux superficielles de ce secteur..... 116
48 - Composition chimique des eaux minéralisées de la nappe alluviale de la Chapelle..... 118
49 - Conditions d'émergences des eaux thermominérales de la Chapelle - Esquisse des écoulements..... 118
50 - Composition chimique des eaux chaudes des Chavannes..... 120
51 - Périodes d'activité plus marquée de la source des Chavannes en relation avec le niveau de l'Arc..... 120
52 - Relation entre la hauteur du niveau de la nappe et la minéralisation de l'eau du drain n°4..... 120
53 - Rapports ioniques caractéristiques $(r\frac{SO_4}{Cl} - r\frac{Cl}{Na+K})$ des eaux thermales de Basse Maurienne..... 124
54 - Rapports cationiques des eaux thermales de Basse Maurienne..... 124
56 - Localisation des émergences thermominérales..... 126
57 - Diagramme $(r\frac{SO_4}{Cl} / r\frac{Cl}{Na+K})$ des eaux thermominérales bordant les massifs cristallins externes..... 128
58 - Diagramme ($\delta^{34}S$ - teneur en SO_4^{--}) des eaux étudiées..... 130
59 - Diagramme (température - teneur en Si) des eaux thermales des Alpes..... 132
60 - Diffractogrammes des boues rouges..... 136
61 - Situation des émergences thermales de Basse Maurienne dans les massifs cristallins externes..... 140
62 - Le contact bordier oriental (socle-sédimentaire) au niveau de l'Arc..... 140
63 - Schéma de localisation des seuils et bassins triasiques..... 144
64 - Décollements des massifs cristallins externes vers le N-W..... 144
65 - Schéma du circuit hydrothermal proposé..... 146
66 - Distribution de l'uranium dans les eaux de surface..... 154
67 - Relation altitude-teneur en uranium des eaux de sources des Chavannes..... 156
68 - Situation géologique et géographique des galeries creusées dans les massifs cristallins..... 157
69 - Teneur en uranium des eaux de la galerie Arc-Isère..... 158
70 - Les eaux uranifères du tunnel routier du Mont Blanc..... 159
71 - Association "couloir aquifère" et lessivage de l'uranium..... 161
72 - Variations des teneurs en uranium dissous, des eaux des sources des Chavannes du Milieu et de la Pontière..... 164
73 - Variations des teneurs en uranium dissous des eaux issues du granite d'Epierre. 165
74 - Schématisation des types d'écoulements (fractures ouvertes, diaclases, ...).... 166
75 - Teneur en uranium des eaux d'exhaure de la galerie Arc-Isère..... 168
76 - Diagramme (conductivité - teneur en uranium dissous des eaux)..... 177
77 - Variation du pH de 0° à 300°C dans l'eau pure et en présence de CO_2 180
78 - Diagramme bicarbonates-uranium dissous..... 185
79 - Diagramme d'équilibre (Eh-pH) des oxydes d'uranium dans l'eau à 25°C, à 1 bar.. 187
80 - Solubilité de la schoepite dans l'eau de la galerie Arc-Isère..... 188
81 - Localisation des émergences thermales..... 192
82 - Variations des teneurs en uranium des eaux thermales de Basse Maurienne au cours de l'année 193
83 - Schéma récapitulatif de l'étude..... 202
84 - Schéma montrant le trajet de l'eau avant l'émergence..... 204
85 - Teneur en uranium des eaux en bordure du socle dans les calschistes liasiques.. 206
86 - Distribution des complexes uranyles dans une eau courante..... 222
87 - Diagramme de stabilité de UO_2 dans un système ouvert $U-O_2-H_2O$ à $pCO_2=10^{-2}$atm... 223
88 - Diagramme d'équilibre du système ouvert $U-O_2-H_2O-pCO_2$..... 224

LISTE DES TABLEAUX

Tableaux		Page
I -	Précipitations moyennes en mm	50
II -	Débits spécifiques moyens de quelques bassins versants de la chaîne de Belledonne	50
III -	Températures moyennes annuelles	52
IV -	Calcul de l'altitude de l'isotherme 0°C d'après le gradient thermique	52
V -	Températures moyennes mensuelles à Sainte Marie de Cuines	52
VI -	Composition chimique des eaux issues du granite d'Epierre	82
VII -	Composition chimique des eaux issues de la Série Verte	82
VIII -	Composition chimique des eaux issues des granitoïdes du secteur des Chavannes Montgellafrey	84
IX -	Composition chimique des eaux issues de la couverture sédimentaire	86
X -	Composition chimique des eaux de haute altitude	86
XI -	Composition chimique des eaux de la galerie Arc-Isère	99
XII -	Composition chimique des eaux de la fenêtre d'accès du Crêt du Nant	107
XIII -	Composition chimique des eaux thermominérales situées en bordure des massifs cristallins externes	126
XIV -	Différentes valeurs des isotopes du soufre ^{34}S rencontrées dans la région	130
XV -	Répartition des éléments traces dans les eaux thermominérales	132
XVI -	Teneurs en éléments majeurs des boues rouges	134
XVII -	Teneurs en éléments traces des boues rouges	134
XVIII-	Teneurs en uranium des eaux des sources des massifs cristallins	155
XIX -	Teneurs en tritium des eaux uranifères	171
XX -	Teneurs en tritium des eaux de pluies enregistrées à Thonon	172
XXI -	Altitude d'infiltration des eaux de la galerie Arc-Isère	173
XXII -	Caractéristiques (pH, O_2 dissous, CO_2 dissous) des eaux de surface	178
XXIII-	Caractéristiques (pH, O_2 dissous, CO_2 dissous) des eaux de la galerie Arc-Isère	180
XXIV -	Solubilité de l'oxygène dans l'eau douce en fonction de la température, à 1 bar	180
XXV -	Teneur en uranium des eaux thermominérales	192

TABLE DES MATIERES

Page

AVANT PROPOS..... 1

SOMMAIRE..... 5

INTRODUCTION..... 7

Cadre géographique..... 9
Cadre géologique..... 11

Première partie : GEOLOGIE - FRACTURATION

Chapitre I - GEOLOGIE - PRESENTATION..... 15

I - Les formations cristallophylliennes.....
I - 1. La Série Satinée..... 17
I - 2. Les schistes cristallins du rameau interne..... 17
- Les séries gneissiques de Saint Rémy.Bois des Ravères.. 17
- La Série Verte..... 18
I - 3. Les complexes orthogneissiques..... 18
- Les orthogneiss de Montjoie..... 18
- Le complexe de Saint Colomban..... 19
I - 4. Le granite d'Epierre..... 19
I - 5. Les granitoïdes de la Lauzière..... 20
- Les granites au nord de Fond de France..... 20
- Les monzosyénites de la Grande Léchère..... 20

II - Les terrains sédimentaires..... 20
II - 1. Le Synclinal Médian..... 20
II - 2. Le Synclinal de la Chambre..... 21

III - Les formations superficielles..... 21

Conclusion..... 23

Chapitre II - CADRE STRUCTURAL.....

I - Histoire tectonique.....
I - 1. Tectoniques anciennes..... 25
I - 2. Tectoniques alpines..... 26

II - Structure des massifs cristallins..... 26

III - La mylonitisation..... 28
III - 1. Le granite des Sept Laux..... 28
III - 2. Le complexe de Saint Colomban..... 29

IV - Conclusion..... 30

Chapitre III - ETUDE DE LA FRACTURATION..... 31

I - Photo-interprétation..... 31
I - 1. Carte photo-interprétative..... 31
I - 2. Directions relevées..... 33

II - Mesure de la fracturation à l'affleurement..... 35

III - Les différentes types de fractures observées..... 33
III - 1. Le granite d'Epierre (Les Sept Laux)..... 38
III - 2. Les séries gneissiques et schisteuses..... 39
III - 3. Le complexe de Saint Colomban..... 40

IV - Synthèse sur la fracturation-Evolution structurale..... 42
IV - 1. Les déformations hercyniennes et tardihercyniennes.... 42
IV - 2. Fracturation alpine..... 43

V - Conclusion..... 45

Deuxième partie : HYDROGEOLOGIE

Chapitre I - ETUDE CLIMATOLOGIQUE..... 49

I - Les précipitations..... 51

II - La température..... 53

III - La neige..... 54

IV - L'évapotranspiration..... 54

Conclusion à l'étude climatologique..... 55

Chapitre II - RELATION ENTRE GEOLOGIE-FRACTURATION-ECOULEMENTS..... 57

I - Données hydrogéologiques..... 57
I - 1. Les sources..... 57
I - 2. Les données de la galerie Arc-Isère..... 59

II - Le contexte lithologique..... 59
II - 1. Dans la galerie Arc-Isère..... 61
II - 2. Les sources..... 61

III - Les directions d'écoulement..... 62
III - 1. Observations..... 62
III - 2. Direction d'écoulement et fracturation..... 63
III - 3. Les couloirs aquifères..... 63

IV - Les grands accidents..... 65

V - Phénomènes de décompression..... 67
Influence de la décompression sur l'hydrogéologie..... 67

VI - Le remplissage des fractures..... 69

Conclusion..... 70

Chapitre III - HYDRODYNAMISME..... 71

I - Les débits..... 71

II - Débits et précipitations..... 73

III - Etude du tarissement..... 74

IV - Ecoulements dans les milieux fissurés. Indépendance des systèmes aquifères..... 75

V - Conclusion..... 76

Chapitre IV - CARACTERISTIQUES PHYSICOCHIMIQUES DES EAUX SUPERFICIELLES..... 79

I - Etude des sources..... 79

I - 1. La température..... 79
I - 2. Types d'eaux rencontrées..... 83
I - 2. a) Les sources du granite d'Epierre..... 83
I - 2. b) Les sources des séries schisteuses et gneissiques..... 83
I - 2. c) Les eaux du secteur Chavannes-Montgellafrey.... 85
I - 2. d) Les eaux de la couverture sédimentaire..... 85
I - 2. e) Les eaux de haute altitude..... 87
I - 3. Influence du contexte lithologique..... 87
I - 3. a) Diagramme (conductivité-$r\frac{HCO_3}{SO_4}$)..... 87
I - 3. b) Les bicarbonates..... 88
I - 3. c) Les sulfates..... 91
I - 3. d) Les ions alcalins..... 92
I - 4. Les variations saisonnières..... 95
I - 5. Conclusions sur la chimie des eaux de surface..... 97

II - Les eaux de la galerie Arc-Isère..... 98
II - 1. La conductivité..... 98
II - 2. Faciès chimiques des eaux de la galerie Arc-Isère..... 99
II - 3. Comparaison entre les eaux de haute altitude et les eaux de la galerie Arc-Isère..... 105
II - 4. Les eaux de la fenêtre d'accès du Crêt du Nant..... 106
II - 5. Les eaux d'exhaure de la galerie Arc-Isère..... 109

III - Conclusions sur la chimie des eaux superficielles..... 110

Chapitre V - ETUDE DE L'ACTIVITE HYDROTHERMALE DE BASSE MAURIENNE.. 113

Présentation - Situation géographique..... 113

I - Caractéristiques physicochimiques des venues minéralisées - Relation avec la nappe..... 115
I - 1. La source du Pontet..... 115
I - 2. La source de la Chapelle..... 117
I - 3. Les venues minéralisées dans la nappe..... 119
I - 4. La source des Chavannes..... 121
I - 5. Relation avec la nappe..... 122
I - 6. Comparaison des différentes sources thermales..... 123
I - 7. Conclusion sur les conditions d'émergence..... 125

II - Comparaison avec d'autres sources thermominérales..... 127
II - 1. La minéralisation totale..... 127
II - 2. Diagramme ($r\frac{SO_4}{Cl}$ / $r\frac{Cl}{Na+K}$)..... 127
II - 3. Les rapports cationiques..... 129
II - 4. Les bicarbonates..... 129
II - 5. Conclusions..... 129

III - Dosage des isotopes du soufre..... 129

IV - Etude des éléments traces et des boues rouges..... 133
IV - 1. Les éléments traces..... 133
- La silice
- Autres éléments traces : Li, Rb, B,F....
- Le fer - le manganèse
- Conclusion
IV - 2. Etude des boues rouges..... 135
- Mesure par calcimétrie..... 137
- Analyses par diffraction X..... 138
- Analyses par fluorescence X..... 138
IV - 3. Conclusion..... 139

V - Interprétation..... 139
V - 1. Cadre géologique..... 139
V - 2. Hydrogéologie régionale - Circuit hydrothermal..... 141
V - 3. Les données physicochimiques..... 142
V - 4. L'origine des chlorures..... 143
V - 5. Modèle proposé..... 145

VI - Conclusions..... 147

Troisième partie : HYDROGEOCHIMIE DE L'URANIUM

Chapitre I - LES EAUX URANIFERES DE BASSE MAURIENNE..... 151

I - Potentialité en uranium des roches de la région étudiée..... 151
I - 1. Potentialité des séries..... 151
I - 2. Indices uranifères..... 152
Conclusion..... 153

II - Distribution de l'uranium dans les eaux de surface..... 153

III - Les données en galerie..... 156
III - 1. Résultats..... 157
III - 2. Les eaux de la galerie Arc-Isère..... 159
III - 3. Relation entre débit et anomalies uranifères..... 160

Chapitre II - MODALITES DU LESSIVAGE..... 163

I - Variations de la teneur en uranium dissous au cours de l'année.. 163
I - 1. Etude de quelques sources..... 163
- Uranium et tarissement.....
- Calcul du flux..... 166
I - 2. Les eaux d'exhaure de la galerie Arc-Isère..... 169

II - Analyses tritium..... 171

III - Teneur en ^{18}O des eaux de la galerie Arc-Isère..... 173

IV - Essai sur la quantification de l'uranium lessivé par les eaux de la galerie Arc-Isère..... 174

Conclusions..... 175

Chapitre III - GEOCHIMIE DES EAUX URANIFERES..... 177

I - Uranium et conductivité..... 177

II - Le pH - CO_2 dissous - O_2 dissous..... 179
II - 1. Le pH..... 181
II - 2. Le CO_2 dissous..... 182
II - 3. L'oxygène dissous..... 183

III - Uranium et bicarbonates..... 185

IV - Domaine de stabilité des espèces dissoutes de l'uranium..... 186
IV - 1. Caractéristiques physicochimiques de l'eau..... 186
IV - 2. Solubilité de UO_2 dans les eaux de la galerie Arc-Isère..... 189

V - Etude géochimique des eaux uranifères - Conclusions - Réflexions 189

Chapitre IV - L'URANIUM DANS LES EAUX THERMOMINERALES..... 191

I - Résultats..... 191

II - Les eaux thermales de Basse Maurienne..... 193

III - Les boues rouges..... 195

IV - L'uranium et l'hydrothermalisme - Discussion..... 196
IV - a) Précipitation de l'uranium sous l'effet de phénomènes d'oxydo-réduction..... 197
IV - b) Précipitation de l'uranium sous l'effet des variations de la pCO_2..... 197
IV - c) Les phénomènes d'adsorption..... 198

Chapitre V - HYDROGEOCHIMIE DE L'URANIUM - CONCLUSIONS..... 201

I - L'eau : agent de remobilisation et de reconcentration..... 201

II - Prospection hydrogéochimique de l'uranium..... 203

III - Uranium et hydrogéologie..... 205

IV - Le secteur des Chavannes - Montgellafrey..... 207

CONCLUSIONS GENERALES

. Sur le plan hydrogéologique..... 211
. Thermalisme..... 212
. Uranium..... 213

- Bibliographie..... 215

- Annexe I : Méthodes analytiques..... 219
- Annexe II - 1. : Généralités sur la géochimie de l'uranium en milieu acqueux..... 221
- Annexe II - 2. : Résultats des calculs par ordinateur de solubilité de l'uranium..... 225

Liste des figures..... 227

Liste des tableaux..... 229