4.5 Zurzach

4.5.1 Introduction

La zone thermominérale de Zurzach (Argovie) est située sur la rive gauche du Rhin, à 12 km au nord de Baden. Aucune source n'émerge de manière naturelle dans cette région du Jura tabulaire et ce n'est qu'au début du XX^{e} siècle, qu'un forage destiné aux Salines Suisses du Rhin révéla l'existence de deux nappes captives d'eau thermale à 400 m de profondeur. Ce forage jugé sans intérêt fut rapidement bouché. Un nouveau sondage fut foré en 1955 seulement, année qui marqua le début des activités d'une station de bains qui s'est agrandie et modernisée dans les années 1970.

4.5.2 Situation géologique et hydrogéologique

La station thermale de Zurzach, à la périphérie du village du même nom, se trouve dans le Jura tabulaire, à 6 km du flanc sud du Massif de la Forêt-Noire. Ce massif cristallin d'âge hercynien plonge en profondeur vers le sud et est recouvert par les sédiments autochtones du Jura tabulaire allant du Buntsandstein au Dogger inférieur (figure 4.5.1). Des accidents tectoniques de direction NE-SO engendrent un système de horst et de graben visible dans la vallée du Rhin et qui affecte principalement le socle cristallin et le Trias sus-jacent (Schneider et Tripet, in NEFF, 1980).

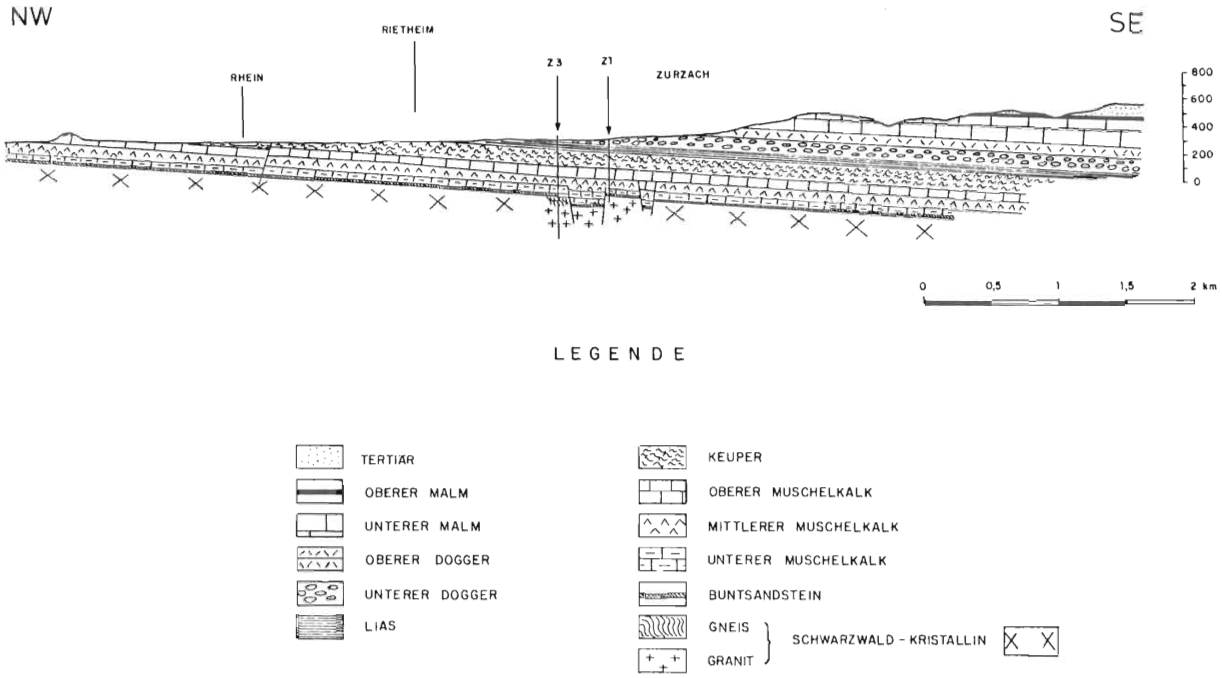

Figure 4.5.1: *Profil géologique à travers le Jura tabulaire à Zurzach* (d'après Schneider, in NEFF, 1980)
Forage Z_1: profondeur = 430 m; forage Z_3: profondeur = 701 m.

Les roches cristallines de la Forêt-Noire et du socle sont essentiellement des granites et des gneiss affectés par une zone d'altération suivie d'une zone de fissuration assez développée. Dans la Forêt-Noire, à Wildbad, un forage a révélé que des fissures ouvertes existent dans le granite jusqu'à une profondeur de 500 m (Maus et Sauer, 1976). D'autre part, le dernier forage effectué à Zurzach (Z_3) a atteint un granite altéré à la profondeur de 402 m, niveau au-dessous duquel la zone d'altération se poursuit sur une épaisseur de 60 m.

L'absence d'un système de failles suffisamment important et connecté jusqu'à la surface empêche l'eau thermale de Zurzach de remonter de manière naturelle depuis son aquifère du socle cristallin: seul un premier sondage en 1914 (Z_0) a mis en évidence la présence d'une nappe d'eau chaude artésienne. Ce sondage n'a pas été exécuté pour trouver de l'eau, mais des dépôts de sel gemme. Une première nappe d'eau thermale artésienne a été rencontrée dans le Buntsandstein (Trias inférieur), malheureusement son chimisme est inconnu. Au cours de ce même sondage, une seconde nappe d'eau thermale artésienne a été traversée légèrement plus bas dans le granite du socle. Le seul échantillon d'eau analysé provient d'un mélange de ces deux aquifères (Hartmann, 1925 b).

Un deuxième sondage a été foré en 1955 (Z_1) et a atteint un système de fissures important au volume d'eau artésien impressionnant, tout au moins au début de son exploitation. En 1965, puis en 1980, deux forages ont été exécutés (Z_2 et Z_3), qui ont traversé les mêmes couches géologiques et le même aquifère dans le socle cristallin mais avec des caractéristiques très différentes (Thermalquelle AG Zurzach, communications écrites).

Profondeurs et caractéristiques des aquifères atteints par les forages de Zurzach

Numéro		Z_0	Z_1	Z_2	Z_3
Date de forage		1914	1955	1965	1980
Muschelkalk* (m)		205	∿200	197	211
aquifère	profondeur* (m)				279
	température (°C)				27,7
	débit** (l/min)				300
Buntsandstein* (m)		404	405	405	389
aquifère	profondeur* (m)	404	407		
	température (°C)	27,7	?		
	débit** (l/min)	29	?		
Cristallin* (m)		415	420	425	402
aquifère	profondeur* (m)	416	430	460	480
	température (°C)	38,2	39,5	39,2	34,4
	débit** (l/min)	300	1720	645	540
Profondeur totale du forage (m)		416	430	469	701

* Profondeur du toit.
** Pour le forage Z_3, les valeurs données sont des débits de pompage; pour les autres forages, il s'agit de débits artésiens dont les valeurs correspondent uniquement à la période indiquée.

4.5.3 Travaux effectués

Durant la période d'étude des eaux thermales 1977-1978, les forages Z_1 et Z_2 ont été échantillonnés chacun à neuf reprises (Vuataz, 1979 b). Au cours du projet de prospection géothermique NEFF 1979-1980, quatre échantillons de l'eau du forage Z_3 ont été prélevés à des profondeurs différentes lors des quatre essais de pompage (Vuataz, 1980 c). Tous les résultats des analyses effectuées entre 1955 et 1976 ont été fournis par la société Thermalquelle AG Zurzach.

4.5.4 Classification chimique

Toutes les eaux échantillonnées dans les quatre forages (Z_0 à Z_3), qui proviennent de l'aquifère du socle cristallin sont caractérisées par la même minéralisation, quelle que soit la période du cycle hydrologique, malgré des températures et des profondeurs d'aquifères différentes (figure 4.5.2). Par contre, l'eau de la nappe dans les dolomies du Muschelkalk moyen a une composition complètement différente. La classification chimique de ces deux types d'eau, basée sur les ions représentant plus de 20 % de la somme des cations ou des anions est la suivante:

Nappe d'eau thermominérale du socle granitique

Température: 34° - 42° C
Minéralisation: 850 - 1050 mg/l***
Forages: Z_0, Z_1, Z_2, Z_3 (416-606 m)
Classification chimique: Na; SO_4 > HCO_3 > Cl

*** Les valeurs de la minéralisation totale disponibles sont souvent inférieures à la limite des 1000 mg/l qui permet de donner à une eau l'appellation «eau minérale». En fait, si les analyses sont complètes et si la silice est exprimée sous forme de H_2SiO_3 et non pas sous celle de SiO_2, la minéralisation totale (TSD) de l'eau des forages Z_1 et Z_2 se situe entre 1000 et 1050 mg/l.

Nappe d'eau thermominérale du Muschelkalk moyen

Température: 27,7° C
Minéralisation: 3700 mg/l
Forage: Z_3 (279 m)
Classification chimique: Ca > > Mg; SO_4 > > HCO_3

Le sodium joue un rôle prépondérant dans la minéralisation de l'eau contenue dans l'aquifère du socle cristallin: il représente plus de 90 % de la somme des cations (300 mg/l). Cette caractéristique est d'ailleurs propre à toutes les eaux sortant de terrains granitiques ou gneissiques, dans lesquels le sodium est libéré des minéraux silicatés qui sont hydrolisés par le CO_2 et l'eau. Un échange ionique entre le calcium d'une eau sulfatée calcique (gypse triasique) et le sodium des minéraux silicatés du granite peut également expliquer la prédominance de sulfate de sodium.

La concentration en chlorure n'est pas négligeable (131 mg/l) et provient de la dissolution de sel gemme lors de l'écoulement des eaux dans le Trias, avant leur passage dans le socle cristallin. Une autre explication de cette concentration en chlorure est le mélange d'une eau chlorurée d'origine triasique avec une eau existant déjà dans l'aquifère du socle granitique. La présence de sulfate en tant qu'anion dominant est due soit à la dissolution de gypse du Trias, soit à l'oxydation des sulfures contenus dans le granite. Finalement, il faut noter la présence dans l'eau thermominérale de Zurzach d'une quantité importante de fluor (∿ 10 mg/l): cet élément provient de la dissolution de la fluorine que contiennent le granite et le grès du Buntsandstein qui se trouve au-dessus (Cadisch, 1956).

4.5.5 Variations saisonnières et à long terme

Depuis le début des mesures et analyses de l'eau de la nappe du socle cristallin, on a constaté que la température et la minéralisation sont restées très stables au cours du temps. Par contre, le débit et la température peuvent être assez différents d'un forage à l'autre.

Evolution des caractéristiques de l'eau du forage Z_1

Date	1955	1965	1973	1977	1978
Na (mg/l)	268	282	290	292	298
SO_4 "	290	253	255	220	240
TSD "	966	954	995	952	990
Température (°C)	39,8	-	39,9	40,4	38,1
Débit (l/min)	1720	450	100	100	100

Caractéristiques de l'eau des forages de Zurzach

Forage	Z_0	Z_1	Z_2	Z_3*
Date d'échant.	7.1914	10.1977	8.1977	6.1980
Na (mg/l)	293	292	288	265
SO_4 "	263	230	220	215
TSD "	1006	964	955	884
Température (°C)	38,2	39,4	41,9	34,4
Débit (l/min)	300	100	540	540
Profondeur (m)**	416	430	469	550

* Mesures et analyses de l'eau pendant l'essai de pompage à 550 m (état provisoire du forage).
** Profondeur des forages.

En dépit d'un chimisme presque constant depuis 1955, le débit artésien du forage Z_1 s'est fortement réduit durant les dix premières années d'exploitation, pour se stabiliser vers 100 l/min depuis 1972. Les concentrations de certains éléments se sont légèrement modifiées entre 1955 et 1965: on observe en effet une diminution de la teneur en Ca-SO_4 et une augmentation de celle de Na-Cl. Ces variations sont probablement dues au changement de pression et de vitesse d'écoulement dans l'aquifère, ce qui engendre une modification des proportions entre les eaux du sommet de l'aquifère (limite cristallin-Buntsandstein) et les eaux d'origine profonde.

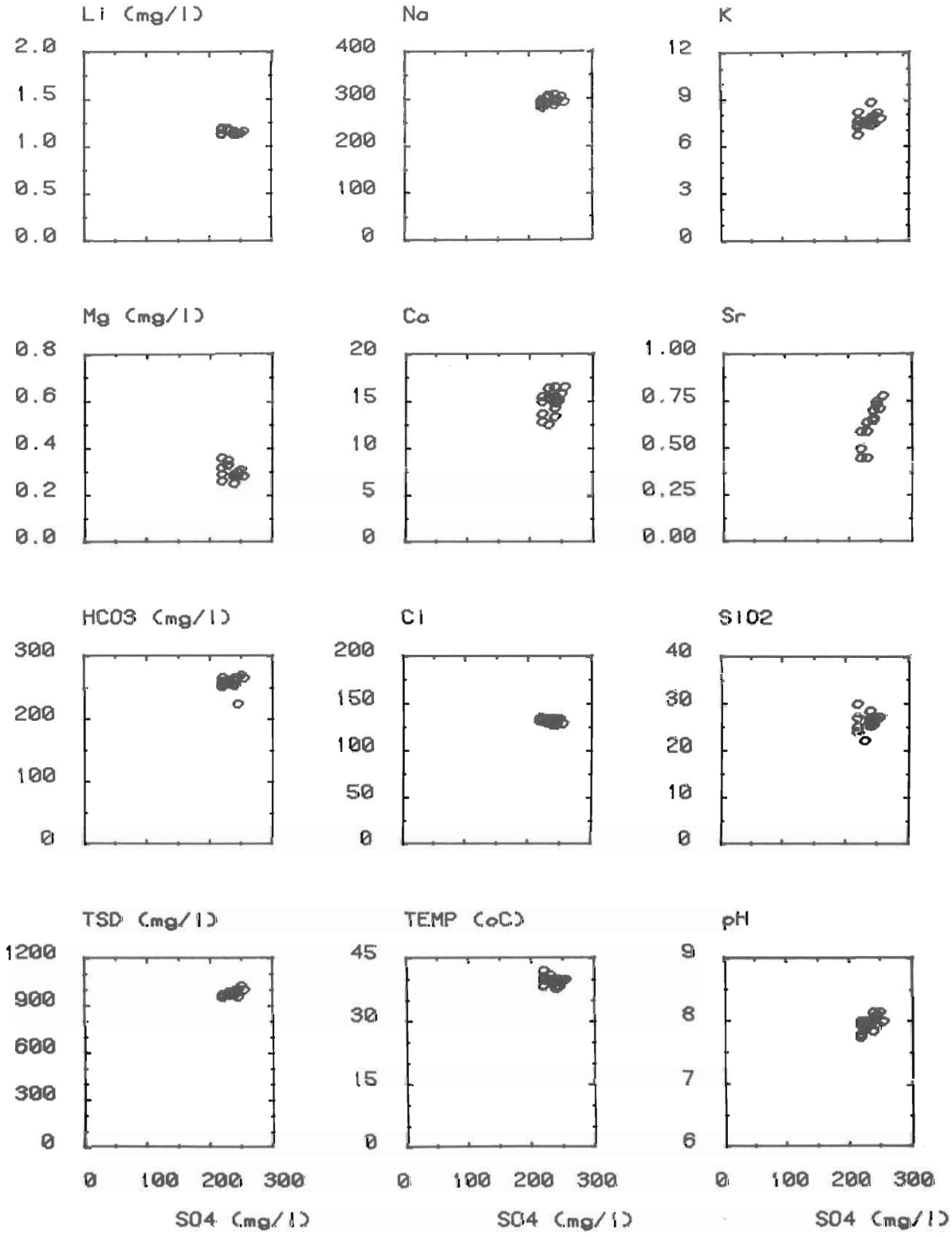

Figure 4.5.2: *Zurzach: comportement des paramètres principaux en fonction du sulfate*

cercle: forages Z_1 et Z_2

Le regroupement très marqué de presque tous les paramètres montre la constance de la composition chimique des eaux d'un forage à l'autre et au cours du cycle hydrologique.

Les forages Z_1 et Z_2 sont interdépendants, car lorsque la production est stoppée, le niveau piézométrique est le même dans les deux forages. La conductibilité électrique et la température sont demeurées constantes durant l'essai de pompage de 1976. Des débits croissants de pompage ont été imposés aux forages Z_1 (150 à 300 l/min) et Z_2 (700 à 1200 l/min) sans donner lieu à des rabattements importants (Z_1: 4,7 m pour 300 l/min; Z_2: 3,0 m pour 1200 l/min). Au cours du même essai, une augmentation de 11 % du débit artésien des deux forages fut observée le 6 mai 1976 à 21 h., une heure après un tremblement de terre dans le nord de l'Italie (Aeschbach et Keller, 1976). En résumé, cet essai de pompage a mis en évidence l'interdépendance des deux forages, une forte perméabilité secondaire de l'aquifère et d'importantes quantités d'eau disponibles.

L'étude de la variabilité saisonnière des paramètres chimiques de l'eau thermominérale en 1977-1978 ne montre pas de grandes différences entre les forages Z_1 et Z_2, les seuls existants à cette époque. En raison de la minéralisation et de la température plus élevées, les variations maximum ont été calculées pour l'eau du forage Z_2, qui est aussi plus profond et donc plus représentatif de l'aquifère du cristallin.

Variabilité des paramètres principaux du forage Z_2

V max (%)	Paramètres
≤ 5	Cl, Li, pH, température
5 - 10	Na, HCO_3, TSD
10 - 20	SO_4, K
20 - 40	Mg, Ca, SiO_2
> 40	Sr

La caractéristique la plus évidente de l'eau de forage Z_2 est la faible variation (4-14 %) des ions majeurs (Cl, Na, HCO_3, SO_4), et la variation plus accentuée (17-22 %) des ions mineurs et de la silice. On observe également que la variabilité des éléments alcalins (Li, Na, K) est beaucoup moins prononcée que celle des éléments alcalino-terreux (Mg, Ca, Sr) (figure 4.5.2). Ces deux phénomènes sont liés à la modification de la minéralisation de l'eau du forage Z_1 entre 1955 et 1965 (Ca → Na; SO_4 → Cl).

4.5.6 Géothermométrie

La température de l'eau thermominérale provenant de l'aquifère du socle cristallin mesurée en tête du forage Z_2 a une valeur maximum de 41,9° C (août 1977). La moyenne de température pour la période 1977-1978 était de 38,5° C pour le forage Z_1 et de 40,1° C pour le forage Z_2, ce qui est normal puisque ce dernier est plus profond et a un débit quatre fois supérieur. Par contre, l'eau du forage Z_3, le plus profond des trois, a toujours eu une température plus faible (34° C).

Bien que ces valeurs représentent déjà la température du réservoir profond, ou du moins de sa partie supérieure, il est intéressant de les comparer avec les températures calculées au moyen du géothermomètre de la silice.

Température du réservoir aquifère dans le socle cristallin

Forage	Profondeur forage (m)	Température d'émergence (°C)	T SiO_2 calcédoine (°C)
Z_1	430	38,5	43
Z_2	469	40,1	42
Z_3	550	34,4	33
	630	33,9	33
	701	33,8	44

Dans l'ensemble, le géothermomètre de la calcédoine indique des températures dans le réservoir pratiquement identiques à celles mesurées en tête des forages, ce qui signifie que la silice dissoute dans l'eau est en équilibre avec le minéral calcédoine. Une exception toutefois, la différence des températures dans le forage Z_3 à la profondeur de 701 m, qui s'explique par un refroidissement par conduction. Les températures calculées par les géothermomètres ioniques sont supérieures à 100° C mais ne sont pas prises en considération dans l'état actuel des connaissances. Il est malgré tout possible que des eaux plus chaudes que 44° C s'écoulent dans des systèmes de fissuration séparés.

4.5.7 Isotopes

Des analyses de tritium ont été effectuées à plusieurs reprises pour l'eau des forages Z_1 et Z_2 depuis 1967 (Aeschbach, communication écrite). Au cours de la période de mesure 1977-1978, deux échantillons ont été prélevés dans chacun des deux forages, pour l'analyse du tritium, du deutérium et de l'oxygène-18.

Depuis les premiers échantillonnages, l'eau du forage Z_2 est pratiquement dépourvue de tritium (0 à < 6 UT), ce qui indique que l'eau thermominérale a un temps de transit souterrain de l'ordre d'une cinquantaine d'années et qu'elle ne se mélange pas avec une eau récente infiltrée dans la zone de captage depuis la surface. En revanche, lors de deux analyses effectuées en 1970, l'eau du forage Z_1 avait une concentration en tritium non négligeable de 26 UT (Siegenthaler, in Högl, 1980). A partir de cette période, les teneurs en ^3H se sont révélées semblables à celles du forage Z_2. Cette modification des caractéristiques de l'eau 15 ans après l'exécution du forage Z_1 est difficile à expliquer: elle pourrait éventuellement provenir d'une infiltration d'eau des aquifères contenus dans les sédiments jusque dans l'aquifère du socle cristallin, lors de la période de forage du puits Z_2. Il semble toutefois peu vraisemblable que cette modification ait pu durer de 1965 à 1970.

La datation des eaux de Zurzach par plusieurs méthodes isotopiques a donné des résultats contradictoires (Oeschger et al., 1974):

Méthode	*Age*
^3H	$\geqq$ 50 ans
^{39}Ar	< 70 ans
^{14}C	> 10 000 ans

Des recherches sont en cours pour établir la fiabilité de ces diverses méthodes (Loosli et Oeschger, 1979).

Les teneurs en deutérium et en oxygène-18 de l'eau de Zurzach laissent apparaître un léger enrichissement en oxygène-18 (d = 6,5), du même ordre de grandeur que celui observé dans l'eau thermominérale de Bad Schinznach, mais beaucoup moins important que celui des sources de Baden. L'altitude moyenne de la zone d'alimentation des eaux thermominérales (Z_1 et Z_2) a été déterminée au moyen du gradient de deutérium en fonction de l'altitude des précipitations: elle se situe autour de 750-800 m. Cette valeur correspond bien à l'altitude moyenne du flanc sud du Massif de la Forêt-Noire. Les teneurs en deutérium mesurées dans une série de sources dont le bassin d'alimentation est situé dans la Forêt-Noire confirment d'ailleurs cette hypothèse (Siegenthaler, communication écrite).

Lors de l'essai de pompage de l'aquifère du Muschelkalk à 279 m de profondeur dans le forage Z_3, la composition isotopique n'a été déterminée que sur un seul échantillon. Il apparaît que l'eau de cet aquifère a un temps de transit souterrain de l'ordre d'une vingtaine d'années et que l'altitude moyenne de la zone d'alimentation est de 1150 m environ (Siegenthaler, communication écrite). Cette eau fortement minéralisée ne provient donc apparemment pas des zones d'affleurement du Trias, au pied du flanc sud de la Forêt-Noire. Néanmoins, il est possible que des cours d'eau drainant les parties élevées du Massif de la Forêt-Noire, s'infiltrent dans ces zones d'affleurement. Dans ce cas, l'altitude de 1150 m obtenue avec le gradient d'oxygène-18 serait celle du bassin d'alimentation sensu lato et non pas celle de la zone d'infiltration (Vuataz, in NEFF, 1980).

4.5.8 Forages dans le Muschelkalk aquifère

Sans tenir compte des eaux thermales arrivant naturellement à la surface, il est intéressant de constater que chaque forage atteignant le Muschelkalk dans le nord-ouest de la Suisse, traverse des zones aquifères aux caractéristiques différentes tant sur le plan hydrogéologique (profondeur, débit, température, temps de transit souterrain, altitude de la zone d'alimentation), que sur celui de la géochimie des eaux (chimisme, minéralisation totale, composition isotopique).

Caractéristiques de quelques zones aquifères dans le Muschelkalk
(Jäckli, 1980; NEFF, 1980; Schmassmann, in Högl, 1980)

Forage	Birmenstorf BT 3	Densbüren 1	Frick	Beznau 7904	Zurzach Z_3
profondeur (m)	72	230	151	303	279
débit (l/min)	170	426*	?*	33*	300
température (°C)	13,2	17,1	19,5	27,5	27,7
chimisme	NaCa HCO_3SO_4	CaMg SO_4HCO_3	NaCa $ClSO_4$	NaCa SO_4Cl	CaMg SO_4HCO_3
TSD (mg/l)	1240	810	6710	6500	3660
altitude bassin (m)	630	-	-	-	1150
tritium (UT)	< 76	13	-	-	< 4

* Débit artésien naturel.

Ces quelques données montrent bien la complexité des circulations d'eau dans le Trias et la difficulté d'établir un modèle hydrogéologique régional sur les interactions pouvant exister entre les eaux dans le socle cristallin et celles contenues dans le Muschelkalk aquifère. Pour cette raison, il serait nécessaire de bien connaître la région d'alimentation de chaque zone aquifère ainsi que son parcours. En plus des essais de pompage dans les forages et des analyses chimiques, des analyses isotopiques plus systématiques (^{3}H, ^{2}H, $^{18}O(H_2O)$, $^{18}O(SO_4)$, ^{34}S) et l'interprétation synthétique de leurs résultats permettront de mieux comprendre ces différents systèmes d'écoulement profonds.

4.5.9 Caractéristiques du système d'écoulement profond

L'eau du socle cristallin captée par les forages Z_1 et Z_2 est bien connue, en raison de son exploitation qui dure depuis de nombreuses années. Le forage Z_3 n'a pas atteint le même système de fractures qui amènent l'eau thermominérale depuis la profondeur. Trois essais de pompage dans le socle cristallin aquifère ont été effectués en cours d'approfondissement. Lors de ces essais, de nombreuses différences ont été observées par rapport à l'eau qui est produite par les forages Z_1 et Z_2:

— température inférieure de 6° C;
— pas de débit artésien, débit de pompage limité;
— énormes rabattements pendant le pompage;
— concentration inférieure de certains éléments: Li, Na, SO_4, Cl;
— concentration supérieure en Mg;
— TSD plus faible (100-200 mg/l).

Essais de pompage dans le forage Z_3 (1980)

Profondeur (m)	550	630	701
Température (°C)	34,4	33,9	33,8
Débit (l/min)	540	400	400
Rabattement (m)	82	88	75
Na (mg/l)	265	235	241
Mg "	0,85	1,13	1,18
TSD "	884	840	873

Ces constatations confirment l'existence de circulations dans des systèmes de fissuration différents dont les eaux ont des caractéristiques spécifiques. En effet, les mesures géophysiques effectuées dans les forages montrent une grande hétérogénéité de la perméabilité ainsi que la présence de deux types d'écoulement (Bodmer et Rybach, in NEFF, 1980): un type vertical pour les forages Z_1 et Z_2, et un autre, horizontal, pour le forage Z_3. Malgré des circulations souterraines séparées, les essais de pompage dans le forage Z_3 ont montré l'existence d'une liaison hydraulique directe avec les forages Z_1 et Z_2, manifestée par la diminution temporaire du débit de ces derniers.

Les différences de température et de minéralisation observées s'expliquent donc par la profondeur atteinte par le système d'écoulement ainsi que par le temps de transit souterrain des eaux. Ce dernier paramètre est également fonction de la vitesse d'écoulement et donc de l'importance de la fissuration dans le granite. Par conséquent les différences des caractéristiques physiques et chimiques des eaux thermominérales sont dues davantage à la tectonique du socle granitique plutôt qu'à des zones d'alimentation ou des parcours souterrains sensiblement différents.

On peut estimer le volume d'eau qui transite entre les zones d'alimentation et d'exutoire si l'on connaît le débit naturel de l'aquifère et le temps d'écoulement souterrain de l'eau. Il s'agit d'une estimation minimum, car l'âge réel de l'eau n'est pas déterminé avec précision et parce qu'une quantité inconnue d'eau thermale continue certainement de s'écouler en profondeur.

Débit artésien naturel	~ 660 l/min
Temps d'écoulement souterrain	~ 50 ans
Volume en transit	~ $17 \cdot 10^6$ m^3

4.5.10 Résumé et conclusion

Les eaux thermominérales de Zurzach (Argovie) ont été découvertes par des forages profonds. La station thermale de Zurzach se trouve sur la rive gauche du Rhin, à 6 km environ au sud du pied du Massif cristallin de la Forêt-Noire. Ce dernier plonge sous le Jura tabulaire et l'épaisseur des sédiments y atteint 400 m environ dans la région de Zurzach. Plusieurs aquifères profonds ont été mis en évidence par quatre forages: l'un dans le Muschelkalk (28° C), un deuxième dans le Buntsandstein (28° C) et un troisième avec deux types de circulation différente dans les fissures du socle gneisso-granitique (34° et 42° C). Seule l'eau la plus chaude contenue dans l'aquifère du socle est exploitée: deux forages produisent avec un débit artésien de 660 l/min une eau thermominérale dont la température moyenne est de 40° C et la minéralisation totale légèrement supérieure à 1000 mg/l. Le chimisme de cette eau est de type sulfaté bicarbonaté chloruré sodique, avec une concentration importante de fluor.

La minéralisation et la température de l'eau des forages de production sont stables au cours d'un cycle hydrologique, ainsi que sur des périodes plus longues. Par contre, le débit artésien qui était très élevé au moment de la mise en exploitation du premier forage en 1955 (Z_1: 1720 l/min), a fortement diminué jusqu'à son niveau de stabilité atteint en 1975 (Z_1 + Z_2: 650 l/min ± 10). Des essais de pompage, dans les trois forages (Z_1, Z_2 et Z_3) ont mis en évidence leur interdépendance.

La température du réservoir profond, dont la partie supérieure a été atteinte par sondage est de l'ordre de 44° C. L'interprétation globale de l'évolution de la composition isotopique au cours des années indique que le temps de transit souterrain des eaux dans le socle cristallin devrait être égal ou supérieur à 50 ans. L'altitude moyenne de la zone d'alimentation de l'aquifère du socle cristallin est de 750-800 m, ce qui correspond à l'altitude moyenne du flanc sud du Massif de la Forêt-Noire.

Des systèmes de fissuration différents engendrent dans l'aquifère du socle un type de circulation horizontal qui contient une eau moins chaude et moins minéralisée (Z_3: 34° C et 870 mg/l), ainsi qu'un type de circulation vertical (Z_1 et Z_2), dans lequel l'eau atteint une température supérieure à 40° C, et une minéralisation de 1000 mg/l. Selon le modèle régional de circulation des eaux profondes proposé pour la zone Baden-Schinznach (4.4 et 4.3), l'eau de l'aquifère du socle capté à Zurzach entre 400 et 700 m de profondeur, en provenance du Massif de la Forêt-Noire, continue à descendre vers le sud et atteint la température de 65°-75° C environ sous la zone thermale Baden-Schinznach.

Il est enfin intéressant de mentionner l'utilisation d'une installation très moderne de récupération de la chaleur. Après le passage dans les piscines, l'eau thermale est refroidie de 33° à 8° C, par quatre pompes à chaleur. L'énergie ainsi récupérée est utilisée pour le chauffage des locaux de la station, permettant ainsi une économie annuelle de 600 tonnes de mazout.

4.6 Saint-Gervais

4.6.1 Introduction

Les eaux thermominérales de Saint-Gervais-les-Bains - Le Fayet (Haute-Savoie, France) ne semblent pas avoir été connues à l'époque des Romains, ni même au Moyen Age ou dans les siècles qui suivirent. C'est seulement au tout début du XIX^{e} siècle que des bergers menant paître des chèvres, remarquèrent des filets d'eau chaude s'écoulant à travers les éboulis et les broussailles au bord du Bonnant. Ce torrent, affluent de l'Arve, a creusé une vallée étroite au sud de Saint-Gervais - Le Fayet et les sources émergent à environ un kilomètre de ce village.

Peu d'années après leur découverte et jusqu'en 1892, les sources furent activement exploitées pour leurs propriétés thérapeutiques par un établissement thermal qui connut un développement important. Dans la nuit du 11 juillet 1892, en pleine saison thermale, une masse d'eau et de glace entraînant avec elle une énorme quantité de terre et de débris rocheux et provenant du glacier de Tête-Rousse, envahit la gorge du Bonnant située 2400 m plus bas et vint former un cône de déjection jusque dans la vallée de l'Arve. Une poche d'eau estimée à un million de mètres cubes s'était accumulée à la base du glacier, retenue par une paroi frontale de glace qui avait finalement cédé en raison de la pression de l'eau. Près de 200 personnes périrent et l'Etablissement thermal fut à moitié détruit. Les sources furent recouvertes par 5 m de limons et de blocs de rochers, et il fallut procéder au captage souterrain des griffons. Deux années après la catastrophe, les Bains furent rouverts et ils sont en exploitation depuis lors (Lépinay, 1969).

4.6.2 Situation géologique et hydrogéologique

La zone thermale de Saint-Gervais est située sur la bordure ouest du Massif des Aiguilles-Rouges à l'endroit où le cristallin s'ennoie en profondeur sous l'ensellement du Mont Joly, avant de former plus au sud le Massif de Belledonne. La couverture sédimentaire qui cache le cristallin entre la boutonnière de Mégève et les schistes du Prarion est composée à la base de quartzites triasiques, puis de cargneules à dolomie et à gypse, également du Trias. Au sommet, une épaisse couche schisto-calcaire du Lias forme un toit imperméable. La vallée du Bonnant intercepte une zone de fractures dans les quartzites triasiques, desquelles sortent les sources thermales, sur la rive droite du torrent. D'après les conclusions de l'étude de Moret (1946), l'eau proviendrait de la dépression de Mégève ainsi que du pourtour du Mont Joly et s'infiltrerait dans les schistes cristallins diaclasés et dans le Trias. Les eaux s'écoulant dans les cargneules acquéreraient leur minéralisation et rejoindraient en profondeur les eaux chaudes du cristallin. Le mélange des deux remonterait ensuite dans la faille qui débouche dans la gorge du Bonnant.

Autrefois, l'eau thermale se dispersait dans les alluvions du torrent et vers les années 1840, 7 à 9 sources étaient décrites avec des températures entre 18° et 42° C, qu'il n'est plus possible de reconnaître aujourd'hui: il s'agissait probablement d'une série de sources comportant un ou plusieurs griffons. En 1883, on comptait encore cinq sources (Lépinay, 1969).

Sources de Saint-Gervais-les-Bains

Source	Température (° C)	Débit (l/min)	Particularités
avant la catastrophe de 1892			
Gontard	39	96	non sulfureuse
De Mey	42	20	non sulfureuse
du Torrent	froide	7	fortement sulfureuse
Ferrugineuse	20 - 28	faible et variable	ferrugineuse
du Jardin	froide	-	magnésienne
après la catastrophe de 1892			
Gontard	38	200	faiblement sulfureuse
De Mey	40	30	faiblement sulfureuse
du Torrent	8	25	sulfureuse
Magnésienne	froide	4200 (?)	magnésienne

Dans les années 1925, les sources Gontard et De Mey furent réunies en un seul captage et la source Sulfureuse fut également recaptée pour la protéger des infiltrations du torrent. La source Magnésienne, dont l'eau est froide et possède un chimisme très différent des autres sources, émerge sur la rive gauche du Bonnant, à 200 m environ en aval des autres sources: elle n'est pas captée et est périodiquement recouverte par le torrent (Urbain, 1930).

Le captage actuel de la source Gontard - De Mey, qui isole parfaitement bien les griffons contre les infiltrations du torrent s'écoulant 5 m au-dessus a été construit en 1935. Il consiste en une chape de ciment solidement implantée dans les quartzites et surmontée d'un tuyau de 3,85 m de longueur, le tout atteignant une profondeur de 7,45 m. Cette source, la seule utilisée par l'établissement thermal est artésienne, et l'eau thermale arrive au niveau actuel du sol avec un débit de surverse de 25 - 28 l/min, alors que le débit de pompage stabilisé avec un niveau d'eau minimum atteint 83 l/min.

4.6.3 Travaux effectués

Les quatre sources de Saint-Gervais et le torrent le Bonnant ont été échantillonnés de la manière suivante:

Anciens noms des sources	Noms utilisés pour l'étude	Nombre de prélèvements
De Mey	Gontard 1	9
du Torrent, Sulfureuse	Gontard 2	9
Gontard	La Piscine	5
du Jardin, Magnésienne	Magnésienne	3
	torrent le Bonnant	3

4.6.4 Classification chimique

L'eau thermominérale de Saint-Gervais est la plus minéralisée de toutes les eaux analysées au cours de cette étude: en effet, la source Gontard 1 a un TSD de 4878 mg/l et une température moyenne de 40,7° C. Les sources Gontard 2 et La Piscine sont également thermominérales, alors qu'une eau minérale froide émerge de la source Magnésienne.

La classification chimique basée sur les ions représentant plus de 20 % de la somme des cations ou des anions reste constante au cours du temps, mais n'est pas la même pour les quatre sources:

Sources Gontard 1 et 2 $Na; SO_4 > Cl$

Source La Piscine $Na >> Ca; SO_4 > Cl$

Source Magnésienne $Ca; SO_4$

Ces types de minéralisation mettent en évidence la présence de niveaux évaporitiques dans lesquels l'eau dissout du gypse et de la halite, ou du gypse uniquement. Il faut signaler que la source Magnésienne dont le chimisme est essentiellement sulfaté calcique, possède une forte concentration en magnésium (74 mg/l), dont son nom est tiré, et qui est bien supérieure à celle des autres sources.

4.6.5 Variations saisonnières et à long terme

Depuis le début de l'exploitation des Bains, on avait remarqué l'influence des eaux superficielles du torrent sur l'eau thermale. Grâce aux captages les plus récents, des années 1930, le refroidissement et la dilution par l'eau du Bonnant ont fortement diminué. La source Gontard 1 était et est encore la plus chaude et la plus stable des émergences, malgré des captages successifs très différents.

Stabilité à long terme des caractéristiques de la source Gontard 1
(D'Arsonval, 1935; Lépinay, 1969; Rotureau, 1864; Urbain, 1930)

Caractéristiques	1849 (Bourne)	1923 (D'Arsonval)	1925 (Urbain)	1960 (Inst.Pasteur)	moyenne 1977-78
Température (°C)	37,1	38,5	38,6	42,0	40,7
Na (mg/l)		1270	1286	1280	1283
SO_4		2087	2114	2010	1939
SiO_2	42,5	46,6	42,8	25,0	50,4
TSD (mg/l)	5117	4939	5043	4812	4878

L'eau de la source Gontard 1 a été prise en considération pour l'étude des variations saisonnières, car elle est la plus représentative de l'eau thermale originale en profondeur.

Variabilité des paramètres principaux de la source Gontard 1

V max (%)	Paramètres
≦ 5	Température, pH, Cl
5 - 10	Mg, K
10 - 20	HCO_3, TSD, SiO_2, Li, Na, Ca, Mn, SO_4
20 - 40	Sr
> 40	Fe

Tous les ions majeurs ont une variabilité inférieure à 20 % avec un minimum de 5 % pour le chlorure. Cet anion associé au sodium est totalement non réactif lors des modifications de température; il ne peut subir que des phénomènes de dilution ou de concentration. Au contraire, le sulfate de calcium voit sa solubilité diminuer sensiblement avec l'augmentation de la température: il en résulte une variabilité plus importante (18 %) pour une concentration en Ca-SO_4 élevée, lorsque la température change. La teneur en manganèse (0,35 mg/l) est la plus élevée de toutes les eaux analysées dans cette étude: sa variabilité modérée (18 %) est due à l'approche de la limite de solubilité.

4.6.6 Géothermométrie

Deux géothermomètres semblent susceptibles d'être utilisés pour calculer la température du réservoir de l'eau thermominérale de St-Gervais. En ce qui concerne l'eau froide et minérale de la source Magnésienne, rien ne permet de supposer que cette eau a atteint lors de son parcours souterrain une température plus élevée que celle d'émergence.

Estimation de la température en profondeur

Géothermomètres (° C)	sources Gontard 1 et 2	source La Piscine
$TSiO_2$ (calcédoine)	70 - 75	60 - 65
T NaKCaMg	105 - 110	100 - 105

C'est le géothermomètre de la calcédoine qui sera retenu pour déterminer la température en profondeur, car les résultats des analyses de tritium révèlent que l'eau des sources Gontard 1 et 2 ne subit aucun mélange avec des eaux superficielles. La concentration en silice n'est donc pas diminuée par un phénomène de dilution et la température du réservoir profond devrait donc atteindre 70° C environ.

4.6.7 Isotopes

Les deux analyses isotopiques des sources Gontard 1 et 2 ont été faites à des périodes très différentes du cycle hydrologique, c'est-à-dire en régime de hautes eaux et de basses eaux du torrent s'écoulant à côté ou au-dessus des sources.

Il s'est avéré que pendant les basses eaux, au mois de février 1978, les sources Gontard 1 et 2 étaient totalement dépourvues de tritium: cela signifie qu'à cette période de l'année, il n'y avait aucune contamination avec le torrent ou d'autres eaux d'origine superficielle: le temps de transit souterrain de l'eau thermale est donc ≧ 25 ans. Pendant les hautes eaux, en juin 1977, ces mêmes sources avaient une concentration en tri-

tium de 5 UT, montrant par là une légère infiltration des eaux du torrent, phénomène qui n'est pas étonnant en raison de la faible profondeur des captages. Par contre, la source La Piscine subit une contamination sensiblement plus importante, car sa concentration en ^{3}H était de 14 UT au mois de juin 1978 et sa minéralisation est inférieure de 16 % environ en comparaison de celle des sources Gontard 1 et 2.

L'interprétation des résultats d'analyse des isotopes stables ^{18}O et ^{2}H indique des altitudes de bassin d'alimentation nettement différentes pour l'eau thermale originale et l'eau de dilution superficielle. En évaluant la teneur en tritium des eaux superficielles à 100 UT (valeur moyenne pour la période 1977-1978), il est possible de calculer le taux de mélange de l'eau thermale originale avec l'eau froide et peu minéralisée du torrent.

Taux de mélange et altitude moyenne des eaux de Saint-Gervais

Type d'eau	taux de mélange avec une eau de surface (%)	altitude moyenne du bassin (m)*
sources Gontard 1 et 2	0	1820
	5	1730
source La Piscine	15	1730

* Altitude calculée avec la méthode de l'oxygène-18.

Ces altitudes semblent correspondre au relief topographique de la région de Saint-Gervais ainsi qu'à la cuvette de Mégève et ses versants, qui devraient former la zone d'alimentation des sources thermominérales.

4.6.8 Caractéristiques du système d'écoulement profond

Les eaux de la zone thermale de Saint-Gervais appartiennent à deux systèmes d'écoulement souterrain différents. Le premier est souligné par la présence de la source Magnésienne avec de l'eau minérale froide de type Ca-SO_4, presque totalement dépourvue de NaCl. Les trois échantillons prélevés indiquent une grande stabilité de tous les paramètres physiques et chimiques. Cette source émerge sur la rive gauche du torrent, à 200 m en aval du groupe des sources chaudes. Il est fort possible qu'elle représente l'exutoire des eaux de surface qui s'infiltrent dans les entonnoirs gypseux du Plateau des Amerans, à l'ouest de la gorge du Bonnant. L'absence de NaCl s'explique par le fait que les eaux d'infiltration ont lessivé la partie supérieure de ces terrains triasiques à niveaux de gypse et halite. Ce dernier minéral étant très rapidement mis en solution, il ne reste actuellement que le gypse et la dolomie, qui donnent à la source Magnésienne son caractère totalement différent de celui des sources chaudes. Sa température et sa minéralisation élevée mais constantes indiquent que l'on se trouve en présence d'une circulation souterraine relativement lente mais peu profonde.

Le deuxième système est formé par les sources Gontard 1, Gontard 2 et La Piscine: leurs eaux atteignent certainement des couches très profondes, en raison de leur température (41° C à l'émergence, 70° C dans le réservoir), de leur concentration élevée en NaCl et de leur temps de transit souterrain 25 ans. L'hypothèse de Moret (1946), selon laquelle une partie de l'écoulement souterrain s'effectuerait dans le socle cristallin est vérifiée par la présence d'un excès en sodium par rapport au chlorure et un déficit de calcium par rapport au sulfate. En effet, après avoir dissous du NaCl et du $CaSO_4$ dans les cargneules triasiques, l'eau s'écoule dans les fissures des schistes cristallins et par échange ionique elle cède des ions Ca contre des ions Na. Au gré d'une faille qui remonte jusque dans les quartzites triasiques affleurant dans la vallée du Bonnant, la veine d'eau thermominérale arrive en surface, après avoir perdu 30° C environ par conduction et se sépare en trois griffons (figure 4.6.1).

La source Gontard 1 est la plus chaude (41° C) et donc la plus représentative du type d'eau dans le réservoir profond. Elle ne subit pas de mélange avec des eaux superficielles, donc pas de refroidissement par dilution malgré un débit naturel peu important (27 l/min). La source Gontard 2 a une température variable (31 - 36° C) mais une minéralisation constante et pareille à la Gontard 1: elle est refroidie par conduction en raison de la proximité immédiate du torrent sus-jacent et de son faible débit (11 l/min). La source La Piscine, malgré son débit quinze fois plus élevé que la Gontard 2 (160 l/min), atteint à peine la même température (34° C), en raison d'un mélange de l'ordre de 10 - 15 % avec une eau froide et peu minéralisée (torrent le Bonnant). Un mélange avec une eau froide de type Ca-SO_4 (source Magnésienne) n'est pas possible, car les rapports ioniques entre le sodium, le calcium et la magnésium seraient profondément modifiés.

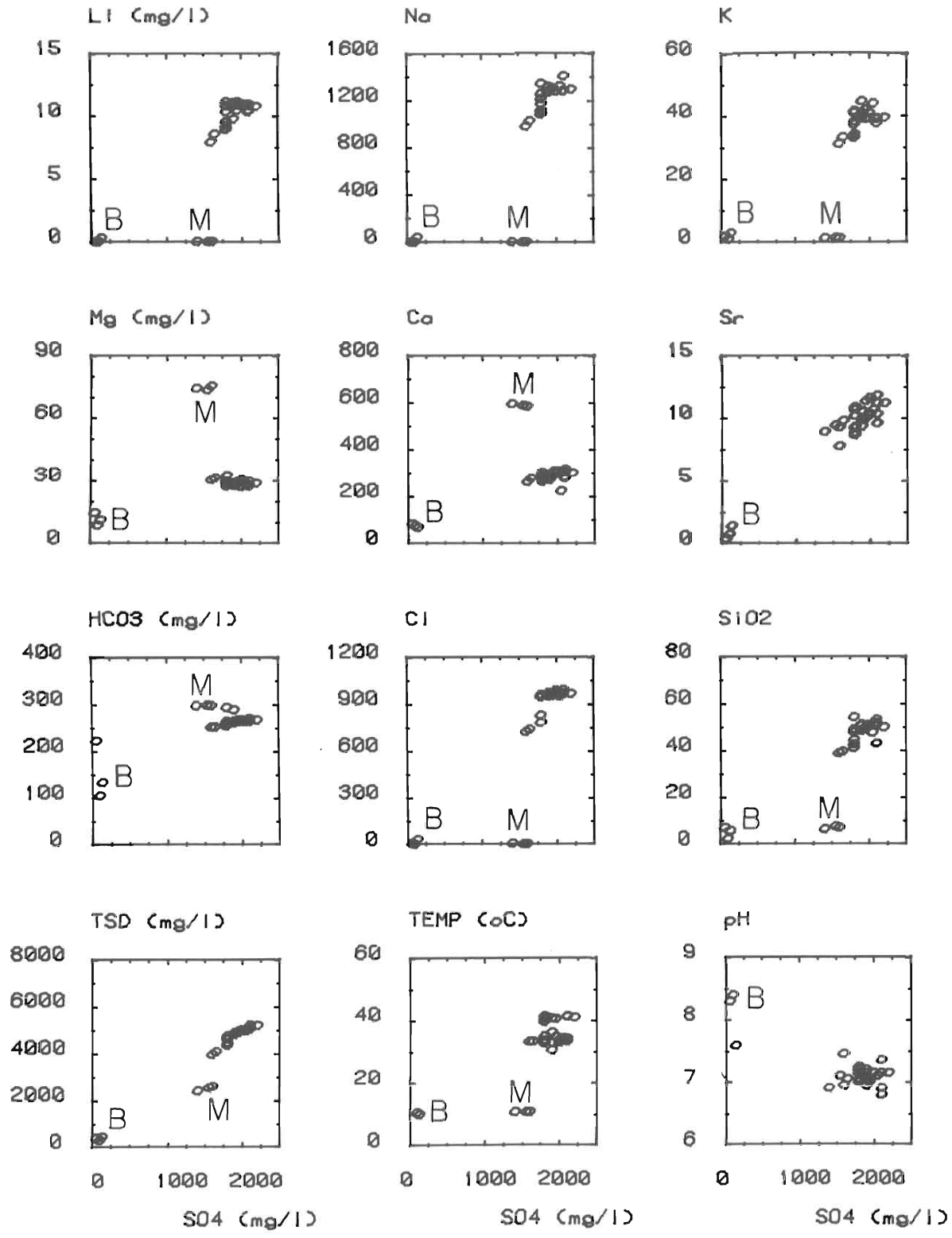

Figure 4.6.1: *Saint-Gervais: comportement des paramètres principaux en fonction du sulfate*

B = torrent le Bonnant; M = source Magnésienne; autres cercles = sources Gontard 1, 2 et La Piscine.

Les 3 sources thermales ont la même origine profonde, malgré une minéralisation et une température différentes, alors que la source froide Magnésienne fait partie d'un système d'écoulement sans liaison avec le précédent.

4.6.9 Résumé et conclusion

La zone thermale de Saint-Gervais - Le Fayet compte trois sources thermominérales et une source minérale froide. Les trois premières ont une origine semblable: elles ont acquis leur forte minéralisation de type sulfatée chlorurée sodique (TSD = 4900 mg/l) dans les cargneules triasiques formant la base de la couverture mésozoïque du Massif cristallin des Aiguilles-Rouges, et leur température (41° C au maximum) dans les schistes et le granite sous-jacent de ce massif. Les eaux de la zone thermale sont anciennes, avec un temps de parcours souterrain $\geqq$ 25 ans et elles proviennent probablement de la région de Mégève. Le débit naturel total se monte à 200 l/min en moyenne, mais il est possible qu'une certaine quantité d'eau chaude se perde dans les alluvions du torrent le Bonnant. La température du réservoir des sources chaudes est estimée à 70° C environ. La source Magnésienne froide représente un type d'écoulement superficiel sans relation avec le système hydrothermal.

L'exécution d'un forage rendrait certainement possible le captage de l'ensemble de l'eau thermale de la zone de Saint-Gervais. Le chimisme de l'eau ainsi captée serait identique à celui de la source Gontard 1, le débit d'exploitation atteindrait au minimum la valeur du débit total naturel des sources et la température serait d'autant plus élevée que le forage serait profond. Il faut toutefois mentionner que la localisation d'un tel forage nécessite une étude préalable de géologie, d'hydrogéologie et de géophysique.

4.7 Lavey-les-Bains

4.7.1 Introduction

La source thermominérale de Lavey fut redécouverte en 1831, après avoir déjà été utilisée à l'époque des Romains, sur la rive droite du Rhône, à quelques centaines de mètres en amont de l'actuel établissement thermal. L'eau sortait au niveau du fleuve et n'était visible que pendant les basses eaux, avec un débit de quelque 30 l/min et une température d'environ 41° C (Falconnier, 1952). Pendant un siècle, l'eau thermale fut captée à faible profondeur et subissait les influences du Rhône et de la nappe aquifère froide sous-jacente.

En 1943, un puits de 28 m de profondeur fut creusé, qui traverse 18 m d'alluvions et de moraines, puis 10 m dans un gneiss fissuré duquel l'eau sort. Malgré ce nouveau captage, l'eau thermominérale subissait encore l'influence de la nappe aquifère superficielle: sa température variait irrégulièrement entre 33° et 49° C et sa minéralisation (résidu sec) oscillait de 500 à 1250 mg/l (Matthey, 1952).

Des travaux importants de recaptage de la source furent entrepris sous la direction du professeur K. Sauer de l'Université de Heidelberg, à partir de 1970. Un réseau de 60 sondages peu profonds (4 m) servit à définir des anomalies superficielles de température. Ensuite, six forages carottés de 40 à 50 m de profondeur permirent de confirmer les anomalies les plus significatives. Conjointement, une campagne de géophysique par sismique réfraction fut menée pour déterminer la profondeur et la morphologie du socle rocheux sous les couches d'alluvions quaternaires. L'interprétation de toutes ces données conduisit à l'implantation d'un forage d'essai de 199 m qui fut transformé rapidement en forage de production après des mesures de température et des essais de pompage satisfaisants. Depuis ces travaux, l'eau thermominérale est captée entre 130 et 195 m de profondeur avec une température de 62° C et un débit pompé de 400 l/min (Zahner, Mautner et Badoux, 1974).

4.7.2 Situation géologique et hydrogéologique

La zone thermale de Lavey-les-Bains se trouve à la limite du socle hercynien du Massif cristallin des Aiguilles-Rouges et des séries sédimentaires autochtones écaillées qui le recouvrent. A l'endroit même de l'ancienne source et des forages, ces formations sont cachées par une vingtaine de mètres de matériel morainique et alluvionnaire. Les gneiss appartenant au cristallin des Aiguilles-Rouges, desquels sort l'eau thermominérale, sont faillés et mylonitisés. Le carottage du forage d'essai a montré une succession de gneiss et de zones sablo-limoneuses. En effet, jusqu'à la base du forage, le gneiss est tellement fissuré que les interstices sont plus ou moins remplis de limon d'origine superficielle.

Avant le nouveau forage de 200 m, l'eau thermale émergeait de manière naturelle au sommet des gneiss et se mélangeait à l'eau froide de la nappe aquifère superficielle. Le forage profond est totalement isolé de la surface et étanche jusqu'à 130 m, mais pour déterminer un débit de pompage optimum, on doit tenir compte de l'interface entre la nappe d'eau froide qui s'infiltre dans les fissures du gneiss et la nappe d'eau chaude qui remonte vers la surface par ces mêmes fissures. Jusqu'au débit de 400 l/min, on n'a pas constaté d'infiltration supplémentaire d'eau froide superficielle mais au contraire, une légère augmentation de température se produit avec l'accroissement du débit pompé (Aviolat, 1976).

4.7.3 Travaux effectués

Durant la période d'observation des eaux thermales, l'eau du forage a été échantillonnée à sept reprises en tête du puits et une fois dans le réservoir de l'établissement thermal (échantillon N° 706 du 19.04.78). L'ancien forage désaffecté de 28 m a aussi été échantillonné quelques fois, dans le but d'établir si de l'eau thermale remontait encore naturellement dans ce dernier.

4.7.4 Classification chimique

L'eau thermominérale captée par le nouveau forage de 200 m est plus chaude (62° C) et plus minéralisée (1340 mg/l) que celle de l'ancien puits, bien que globalement sa composition chimique relative ne se soit pas modifiée. La classification chimique basée sur les ions majeurs représentant plus de 20 % des cations ou des anions est la suivante:

$$Na; SO_4 > Cl$$

Cette formule ne change pas au cours des saisons ou des années, ce qui indique une stabilité certaine du système. Par contre dans l'ancien puits, l'eau ne présente presque plus aujourd'hui les caractéristiques d'une eau thermale mais possède la composition chimique d'une nappe aquifère froide et superficielle:

$$Ca >> Mg; HCO_3 >> SO_4$$

L'eau thermominérale de Lavey-les-Bains est la plus chaude de Suisse et aussi la plus chaude des 19 régions thermales étudiées. Une grande partie de sa minéralisation provient certainement de son passage par

le Trias de la nappe de Morcles ou de la zone de Bex, car si l'eau ne circulait que dans des roches cristallines, elle ne pourrait contenir autant de chlorure (> 200 mg/l). La présence des autres éléments dissous pourrait être expliquée par une température et un temps de transit souterrain élevés.

4.7.5 Variations saisonnières et à long terme

Avant le nouveau forage profond, l'eau thermale de Lavey subissait de fortes influences dues au mélange avec la nappe aquifère superficielle.

Variations extrêmes mesurées dans l'ancien puits

température	20° - 52° C
débit	15 - 120 l/min
minéralisation totale	750 - 1300 mg/l

Il est à noter que le tremblement de terre de 1946 en Valais, améliora sensiblement mais provisoirement le débit, la température et la minéralisation (Falconnier, 1952).

Depuis la mise en production du forage de 200 m, les caractéristiques physiques et chimiques ont été stabilisées.

Variabilité des paramètres principaux de l'eau du forage de 200 m

V max (%)	Paramètres
≦ 5	Température, pH
5 - 10	Na, Cl, K, TSD
10 - 20	SiO_2, Li, SO_4, HCO_3, Sr
20 - 40	Ca, Mg
> 40	-

Il est intéressant de constater que le calcium et le magnésium, qui dans le cas de Lavey sont des éléments réactifs et limités dans leur concentration par la température, ont un domaine de variation élevé. Au contraire, le sodium et le chlorure, dont la solubilité ne diminue pas avec la température montrent une variabilité plus faible.

Le débit n'est jamais naturel car le forage n'est pas artésien, mais réglé en fonction des besoins de l'établissement thermal. Entre le début de la mise en service du forage en 1974 et 1981, le débit a varié entre 100 et 400 l/min. Pendant les essais de pompage préliminaires, on a pompé un débit maximum de 525 l/min, sans que le seuil critique de la courbe rabattement-débit n'ait été atteint.

4.7.6 Géothermométrie

La température maximum mesurée dans le forage de 200 m fut 63,6° C, pendant le deuxième essai de pompage. La température de l'eau en tête de puits, varie depuis la mise en service entre 60° et 62° C selon le mode de pompage. Dans l'ancien forage, la température moyenne avoisinait 40° C avec un maximum au fond du puits de 51° C. On a donc une augmentation de 12° C entre l'ancien puits et le nouveau forage. Il est intéressant de voir a posteriori comment cette modification se reporte sur les résultats des géothermomètres.

Estimation de la température en profondeur: comparaison entre l'ancien puits et le nouveau forage

Géothermomètres (° C)	Puits 28 m (analyse du 8.06.72)	Forage 200 m (analyse du 14.07.78)
$TSiO_2$ calcédoine	65	90
$TSiO_2$ quartz	96	118
TNa/Li	253	256
TNa/K	144	136
TNa-K-Ca (β = 4/3)	90	97
Température eau (°C)	44,0	62,2
TSD (mg/l)	1085	1341

On remarque en premier lieu l'effet de dilution sur les géothermomètres de la silice, ceux-ci ne tenant compte que de la concentration absolue de la silice. Cependant, le géothermomètre de la calcédoine (65° C) donnait une température déjà supérieure à la température maximum mesurée dans l'ancien puits (51° C); le géothermomètre TNa-K-Ca révélait quant à lui une température en profondeur de 90° C. Avec le nouveau forage, on constate que d'une part les géothermomètres basés sur les rapports des ions Na/K et Na/Li n'ont presque pas changé et que d'autre part les géothermomètres $TSiO_2$ calcédoine et TNa-K-Ca donnent une température semblable entre 90° et 100° C. Les autres géothermomètres (TNa/Li et TNa/K) sont à considérer comme des indicateurs géochimiques, car ils ne sont pas utilisables dans ces conditions de basse température du réservoir.

4.7.7 Isotopes

Les concentrations en isotopes stables ne sont pas très différentes d'une année à l'autre ($\delta\ ^{18}O \cong -13{,}3‰$) et la relation entre l'oxygène-18 et le deutérium passe exactement par la droite des eaux météoriques: on ne constate pas d'enrichissement en oxygène-18, malgré une température de réservoir estimée à 90° - 100° C. Le gradient d'oxygène-18 en fonction de l'altitude des précipitations indique une altitude moyenne pour le bassin d'alimentation de 1750 m.

La concentration en tritium de l'eau du forage de 200 m est relativement constante au cours des années:

Date	Août 1973*	Février 1975*	Juin 1977	Mars 1978
Tritium (UT)	13,2	14,9	6	10

* (Siegenthaler, in Högl, 1980.)

Cette stabilité peut être expliquée par un mélange assez constant entre une eau thermale pauvre en ^3H, venant des profondeurs et la nappe aquifère froide du Quaternaire riche en ^3H, s'infiltrant dans les gneiss. Si ces concentrations en tritium étaient celles de l'eau thermale profonde originale, on aurait probablement observé une décroissance plus nette au cours de ces cinq années, car la concentration en hydrogène radioactif des précipitations a subi des modifications très importantes depuis 1953.

Une analyse des gaz nobles (He, Ne, Ar, Kr, Xe) de l'eau thermale a révélé un enrichissement notoire de leur concentration par rapport à la saturation de ces gaz dans l'eau: ce phénomène est vraisemblablement dû à la présence d'une phase gazeuse produite dans le réservoir profond (Mazor, 1976 b).

4.7.8 Caractéristiques du système d'écoulement profond

Depuis 1974, le forage de 200 m est en exploitation continue et les caractéristiques de l'eau thermale de Lavey-les-Bains sont restées très stables. Dans l'intervalle de 100 à 400 l/min, on observe une légère élévation de température et de conductibilité lorsque le débit pompé augmente. La nappe aquifère froide est traversée par les remontées d'eau thermale et d'après les essais de pompage, le débit naturel d'eau chaude a été estimé de 60 à 150 l/min (Aviolat, 1976). Le mélange entre les deux types d'eau semble être un phénomène plus ou moins constant pour un débit donné et qui se traduirait par une dilution de 5 à 10%: c'est la raison pour laquelle pendant la période d'observation 1977-1978, des variations de ce mélange ne sont pratiquement pas mises en évidence (figure 4.7.1). Une température de 64° à 67° C serait probablement mesurée en tête de puits, si l'on pouvait soustraire l'eau thermale de cette influence superficielle.

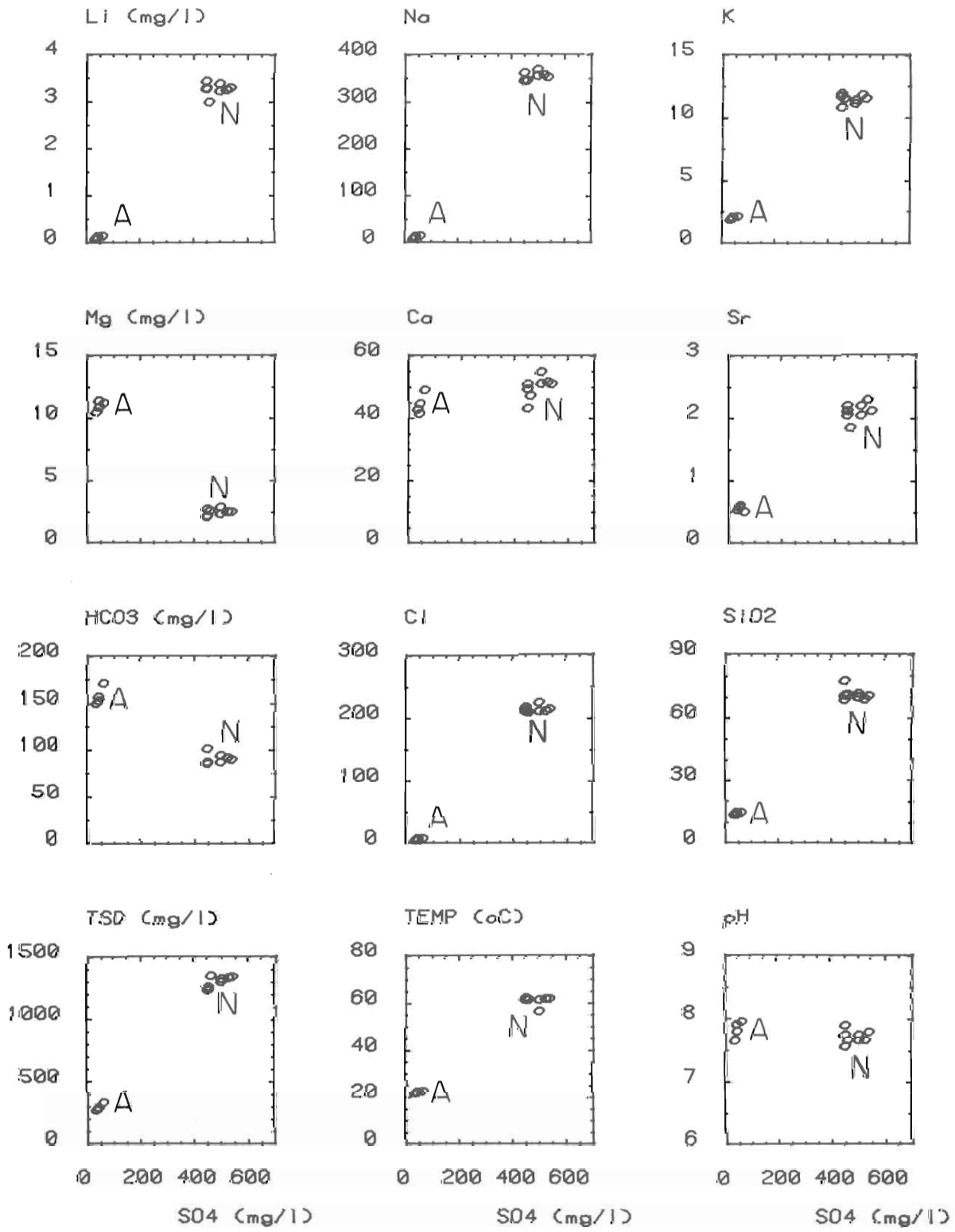

Figure 4.7.1: *Lavey: comportement des paramètres principaux en fonction du sulfate*

A = ancien forage 28 m; N = nouveau forage 200 m.

L'eau de l'ancien forage, qui n'est plus en exploitation, ne possède pratiquement plus aucune caractéristique chimique de l'eau thermale maintenant pompée dans le nouveau forage. Seule sa température indique la présence de faibles remontées d'eau thermale vers la surface.

4.7.9 Utilisation de la chaleur

Des installations de chauffage de l'établissement thermal par la chaleur provenant de l'eau du nouveau forage ont été achevées en 1978: l'eau chaude arrive à la centrale de chauffage, passe dans un premier échangeur de chaleur et ressort avec une température de 35° C, la chaleur ainsi extraite servant au chauffage de plusieurs bâtiments. Ensuite l'eau est utilisée dans les piscines intérieures et extérieures puis passe par un deuxième échangeur de chaleur, qui est utilisé cette fois pour le préchauffage de l'eau chaude sanitaire. Finalement, l'eau thermale est rejetée dans le Rhône avec une température de 10° - 13° C. Ainsi, 40 à 45 % des besoins en énergie calorifique de l'établissement thermal sont fournis par cette énergie géothermique à basse enthalpie avec des économies importantes de combustible conventionnel (Jaffé, Benoît et Roux, 1976).

4.7.10 Résumé et conclusion

L'eau thermominérale de Lavey-les-Bains a une température de 62° C et une minéralisation de 1340 mg/l: il s'agit de l'eau thermale la plus chaude de Suisse. Un forage exécuté en 1973 capte l'eau dans des gneiss en bordure du Massif des Aiguilles-Rouges à une profondeur de 200 m. Le débit maximum possible d'exploitation est de l'ordre de 400 l/min, en raison de la présence de la nappe phréatique qui risque d'influencer le captage de l'eau thermale en cas de rabattements trop importants. Une dilution relativement faible mais permanente est tout de même mise en évidence, qui refroidit l'eau de 67° à 62° C. Il apparaît toutefois que la température à plus grande profondeur (400 - 500 m ?) pourrait atteindre 80° - 90° C. Une utilisation rationnelle de l'excédent calorifique permet de fournir 40 à 45 % des besoins en chaleur de l'établissement de bains.

4.8 Leukerbad

4.8.1 Introduction

Le village de Leukerbad ou Loèche-les-Bains (Valais) dans la région duquel émergent une série de sources thermominérales, est situé au fond de la vallée de la Dala, qui débouche sur la rive droite du Rhône entre Sierre et Tourtemagne. Ces sources étaient connues du temps des Romains et il semble que leur exploitation n'ait pratiquement pas cessé depuis lors. Aujourd'hui Leukerbad est une station de cure très fréquentée été comme hiver et exploitée par plusieurs sociétés propriétaires des diverses sources et hôtels.

Plusieurs descriptions des sources et de leurs propriétés curatives ont été élaborées entre le XV^{e} et le XIX^{e} siècles, mais ce n'est qu'à partir de la moitié du XVIII^{e} siècle que des mesures réellement scientifiques ont été faites, les premières analyses datant de 1827. Lugeon (1912) a publié une remarquable étude géologique et hydrogéologique des sources de Leukerbad qui, malgré le perfectionnement actuel des moyens d'investigation reste certainement un ouvrage de référence. Depuis 1970, la Commission Géotechnique Suisse finance l'Université de Berne pour un projet d'étude hydrogéologique détaillée des sources, qui doit permettre de préciser l'origine et le mode de parcours souterrain des eaux, notamment au moyen de la chimie isotopique (Hügi und Siegenthaler, 1978).

4.8.2 Situation géologique et hydrogéologique

La région de Leukerbad se trouve en bordure nord du Parautochtone mésozoïque qui recouvre le Massif cristallin de l'Aar. Celui-ci disparaît sous le sédimentaire à 5 km au nord-ouest de Leukerbad avec un axe de plongement sud-ouest et sous la zone thermale, le granite de Gastern forme une culmination à environ 300 m seulement de la surface topographique. Dans la région du Majinghorn et du Torrenthorn, le Parautochtone est fortement plissé et disloqué, et comporte également des écailles triasiques pincées dans les gneiss du Massif de l'Aar. Le sédimentaire du Parautochtone est composé d'une série allant du Trias jusqu'au Dogger (schistes de l'Aalénien), alors que la nappe de Doldenhorn, qui commence immédiatement au nord-ouest de Leukerbad est formée de terrains qui vont de l'Aalénien jusqu'au Crétacé. La vallée de la Dala est creusée dans les calcaires plissés du Bathonien-Bajocien, enveloppés des schistes sombres de l'Aalénien (Furrer, 1962).

L'eau thermale sort d'une trentaine de points d'émergence le long de la Dala, sur une distance de 1 km entre les altitudes 1630 et 1360 m. Ces émergences se présentent sous des aspects très différents, allant du suintement d'eau tiède dans le lit du torrent à la source chaude de grand débit, en passant par les sources à émergences multiples (de 2 à 6 griffons). D'amont en aval, on rencontre les situations d'émergence suivantes:

Un premier groupe de sources sort directement des fissures du calcaire bajocien qui forme l'aquifère thermal. Elles émergent dans le lit de la Dala ou quelques mètres au-dessus.

Un deuxième groupe de sources sort des schistes aaléniens qui enveloppent le pli calcaire (un synclinal d'après Lugeon, un anticlinal d'après Furrer). Ces sources ont un débit très faible, en raison de l'imperméabilité des schistes (figure 4.8.1).

Un troisième groupe de sources traverse des moraines quaternaires qui ont comblé l'ancien thalweg de la Dala. Dans cette partie inférieure de l'aquifère, le débit des sources est plus élevé.

Actuellement une douzaine de sources sont captées et exploitées par les divers hôtels et établissements thermaux: il s'agit naturellement de celles dont le débit et la température sont les plus élevés. Les captages qui sont tous très superficiels, ont une profondeur de 1 à 4 m environ.

4.8.3 Travaux effectués

Durant la période d'échantillonnage 1977-1978, trois sources ont été prélevées à huit reprises: San Lorenz, Ross, Dalabett. Lors de la dernière campagne de mesure en juillet 1978, six autres sources ont été échantillonnées: Fischweier (griffons nord et sud), Fussbad, Ganz hinten (griffons Links et Rechts), Heilbad (captages 1, 2 et 3), Herren Dusche et Leischier (Lugeon, 1912; Norbert, 1979). Deux échantillons ont été prélevés dans le torrent Dala.

4.8.4 Classification chimique

L'eau thermominérale qui s'écoule de l'ensemble des sources de Leukerbad a une température moyenne de 43° C et une minéralisation totale de 1900 mg/l. Le débit total des sources est supérieur à 1500 l/min. Quelles que soient les caractéristiques physiques des sources, la classification chimique basée sur les ions représentant plus de 20% de la somme des cations ou des anions reste identique:

$$Ca; SO_4$$

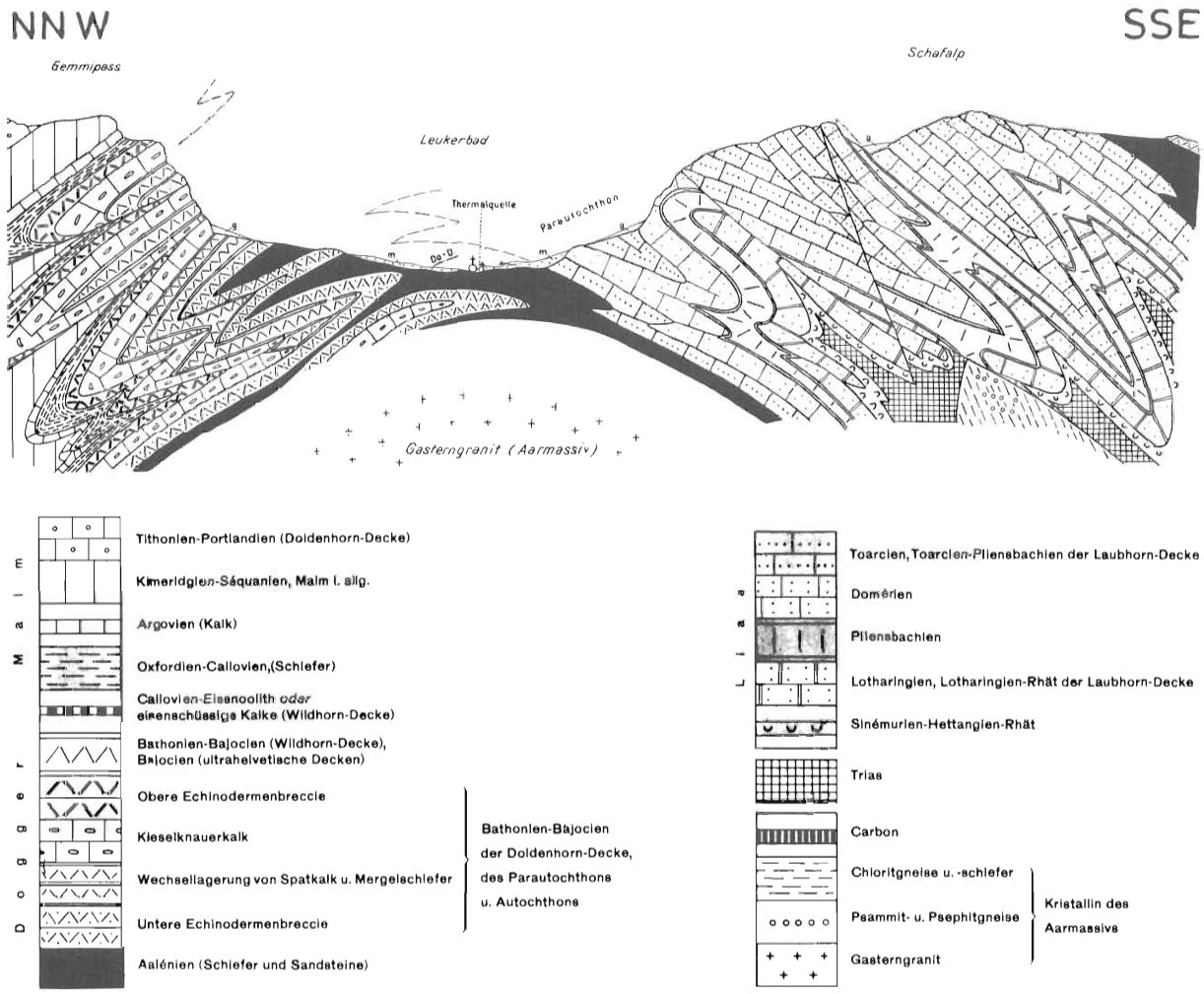

Figure 4.8.1: *Profil géologique de la région de Leukerbad* (d'après Furrer, 1962)
Au-dessus de la culmination du granite de Gastern se trouvent les calcaires du Dogger, d'où sortent les sources thermales.

Ce type de chimisme, avec le sulfate de calcium représentant plus de 85 % de la minéralisation totale, met en évidence la prédominance de phénomènes de lessivage des zones gypsifères du Trias parautochtone.

Dans les zones d'émergence, on peut observer des dépôts d'origine différente, qui sont dus à la précipitation d'éléments dissous dans l'eau thermale ou au transport mécanique par l'eau de débris de roches (Lugeon, 1912):

1. *Tuf:* deux terrasses de tufs calcaires, appelées Obere et Untere Maressen, ont été formées par la précipitation de carbonate de calcium contenu dans l'eau thermale. Il semble que l'activité de ce dépôt ait été plus intense anciennement, probablement en raison du mélange de l'eau chaude avec une eau froide plus fortement bicarbonatée.
2. *Boue ferrugineuse:* presque toutes les sources déposent une boue rouge dans les captages et les tuyaux. Une analyse a révélé la présence de fer, d'aluminium, de silice et de carbonates de calcium et de magnésium.
3. *Gypse:* des cristaux de gypse se forment dans les conduites d'eau des sources, montrant que la concentration en sulfate de calcium atteint la limite de solubilité.
4. *Limon ardoisier:* l'eau des sources thermales n'est pas toujours limpide, car un limon noirâtre en suspension provenant des schistes aaléniens se dépose dans les chambres de captage.

4.8.5 Variations saisonnières et à long terme

Les sources de Leukerbad ont suscité depuis plus de deux siècles un intérêt scientifique, en raison de l'abondance des eaux chaudes qui s'écoulent de manière naturelle et de la haute température de la source San

Lorenz, qui en faisait alors l'eau la plus chaude de Suisse. Cette source se distingue de l'ensemble de la zone thermale de Leukerbad par la stabilité de ses caractéristiques, sa température élevée et son débit dix fois plus élevé que les autres sources qui représentent les deux tiers environ du débit total de la zone. Elle sera donc prise en considération pour l'étude des variations à long terme ou saisonnières.

Evolution à long terme de la source San Lorenz
(Gübeli, 1953; Hügi und Siegenthaler, 1978; Lugeon, 1912; Norbert, 1979)

Date	Température (°C)	Débit (l/min)	TSD (mg/l)
1769	53,8*		
1783	51,9		
1798	52,5		
1828	50,8		
1829			1863
1838	51,0		
sept. 1844	51,3	980	1990
1855	51,0		
1879			2141
1885			1948
oct. 1904	51,1		
nov. 1907	50,7	904	
nov. 1908	50,8	799	
août 1911	50,9		
1948	48,0		1806
nov. 1956	49,9	970	
nov. 1966	50,2	971	
août 1973	50,5	967	1912
mars 1975	50,2	960	1926
moyenne du cycle mai 1977-juillet 1978	50,6	934	1857

* D'après Lugeon, les mesures de température des sources effectuées en 1769 sont de 2°C trop élevées.

Alors que le peu de données existant sur le débit et la minéralisation ne permet pas d'observer d'éventuels grands cycles de variation, la température quant à elle, montre une baisse régulière, entre la moitié du XVIII^{e} siècle et la moitié du XX^{e} siècle, puis une hausse durant les 30 dernières années. Si l'on examine en détail les mesures de température effectuées par le Bureau Technique J. Norbert de 1956 à 1979, cette récente augmentation est clairement mise en évidence:

Augmentation de la température de la source San Lorenz

Période	Température (°C)
1956 - 1963	49,9 - 50,1
1964 - 1967	50,1 - 50,3
1968 - 1976	50,2 - 50,4
1976 - 1979	50,6

Curieusement le débit ne suit pas cette évolution: la moyenne des débits annuels moyens est de 990 l/min. Les valeurs extrêmes sont 1072 l/min pour 1970 et 896 l/min pour 1976 et les débits annuels moyens semblent être liés aux variations pluviométriques plutôt qu'à une évolution à long terme.

Les variations saisonnières proprement dites ont été calculées pour la même source.

Variabilité des paramètres principaux de la source San Lorenz

V max (%)	Paramètres
≤ 5	Température, pH
5 - 10	HCO_3, Sr, Mg, SiO_2
10 - 20	Li, Na, SO_4, débit, TSD, Cl
20 - 40	K, Ca
> 40	-

Lors du cycle de mesure 1977-1978, aucune corrélation n'apparaît entre la minéralisation, la température et le débit (figure 4.8.2). Au début du mois de septembre 1978, on a constaté que l'eau de la San Lorenz se troublait anormalement et un mois plus tard, la température et le débit augmentait respectivement de 1,5° C et 40 l/min. A la fin novembre, ces deux paramètres retrouvaient leur valeur moyenne habituelle. Le Bureau Technique Norbert a mis ce phénomène en relation avec le tremblement de terre qui a eu lieu le 3 septembre 1978 dans le sud de l'Allemagne et qui a été ressenti en Valais notamment. En juillet 1855 déjà, on rapporte que le séisme de Viège avait eu pour effet d'augmenter notablement la température (7° C?), le débit et les matières en suspension dans l'eau des sources. Malheureusement, à cette époque, aucune mesure scientifique n'a été faite alors pour confirmer ces observations.

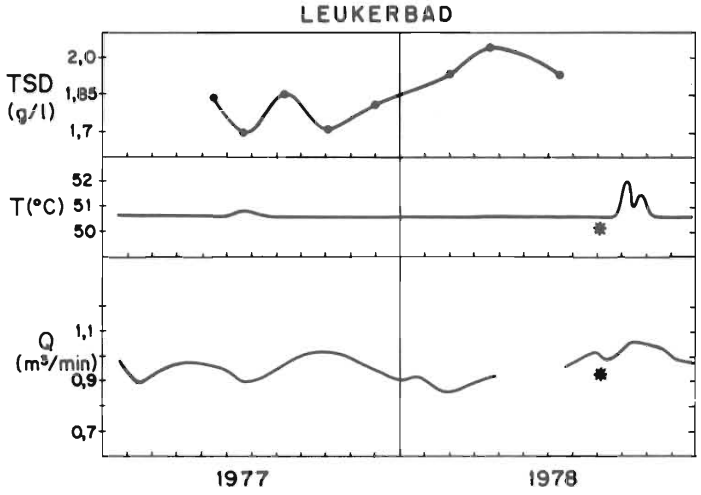

Figure 4.8.2: *Variations saisonnières de la minéralisation, de la température et du débit de la source San Lorenz*

Il faut noter la remarquable stabilité de la température tout au long du cycle hydrologique, à l'exception du mois d'octobre 1978: cette brusque augmentation de la température a été attribuée à un tremblement de terre qui a eu lieu un mois auparavant dans l'Allemagne du Sud et dont l'effet a été ressenti en Valais.

4.8.6 Géothermométrie

Le chimisme presque totalement sulfaté calcique de l'eau thermominérale de Leukerbad empêche l'utilisation d'un autre géothermomètre que celui de la silice (calcédoine). La concentration en silice de l'eau de la source San Lorenz varie autour de 30 mg/l et correspond à une température en profondeur de 48° C (T SiO_2 calcédoine), valeur impossible puisque la source San Lorenz a une température moyenne de 50,6° C. Pour expliquer la température trop basse donnée par le géothermomètre, deux explications peuvent être avancées:

A. L'eau thermale en profondeur n'a pas eu le temps d'acquérir un équilibre chimique par rapport à la calcédoine.

B. L'eau thermale a subi une dilution par une eau pauvre en silice entre le réservoir profond et la zone d'exutoire.

La deuxième explication est vérifiée par l'interprétation des données isotopiques.

Une concentration en silice ainsi que des rapports ioniques semblables pour les eaux de toutes les sources confirment que celles-ci ont une origine, un mode d'écoulement souterrain et un réservoir communs (figure 4.8.3).

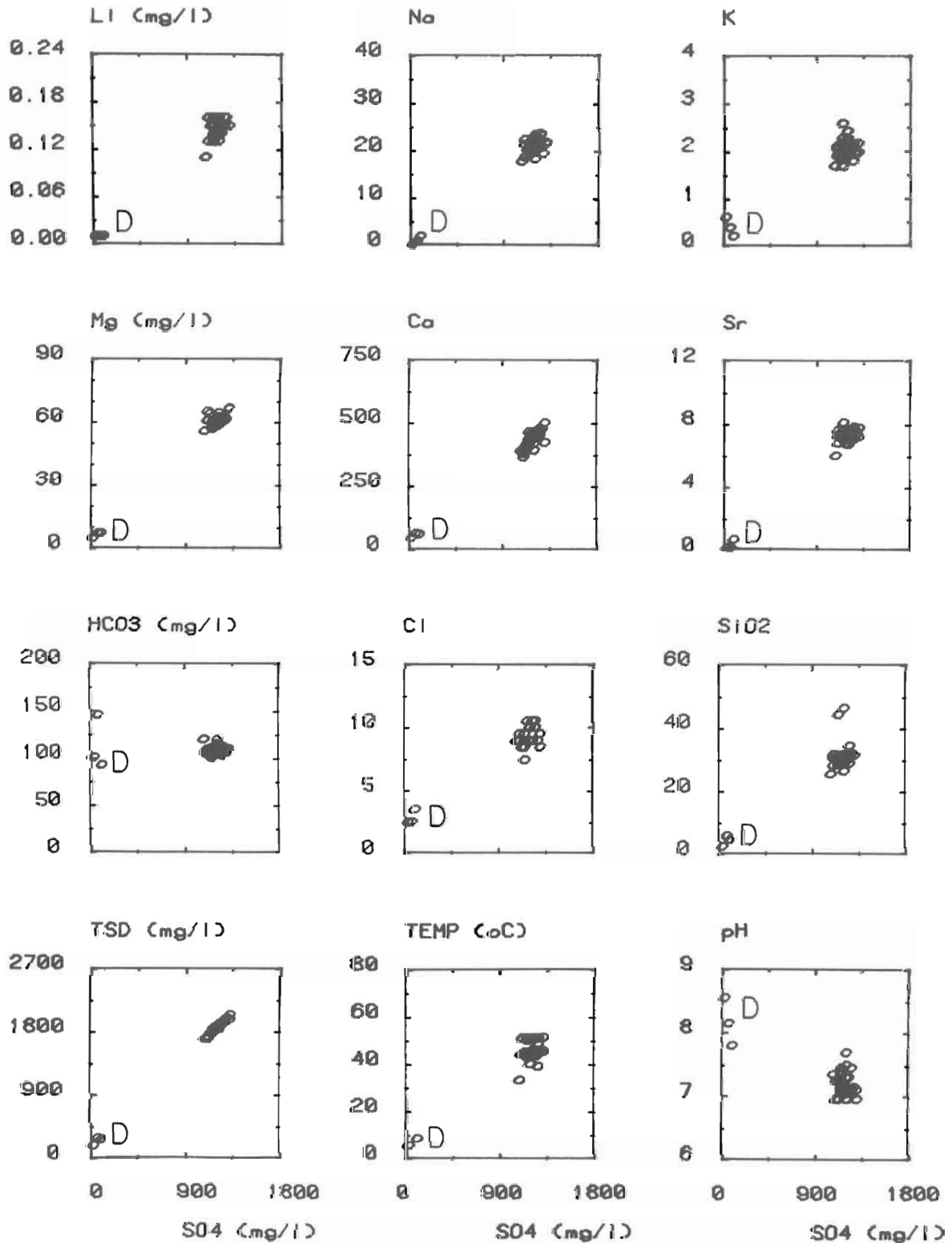

Figure 4.83: *Leukerbad: comportement des paramètres principaux en fonction du sulfate*

D = torrent Dala; autres cercles = sources San Lorenz, Ross, Dalabett.

Toutes les sources thermales de Leukerbad font partie d'un même système d'écoulement, malgré des températures et des débits assez différents, ainsi que des variations saisonnières non négligeables.

4.8.7 *Isotopes*

Deux analyses isotopiques (^3H, ^2H, ^{18}O) ont été effectuées pour les trois sources observées périodiquement (San Lorenz, Ross et Dalabett). D'autre part, de nombreuses analyses isotopiques ont été réalisées depuis 1970, dans le cadre de l'étude entreprise par l'Université de Berne: certains résultats partiels ont été publiés (Hügi und Siegenthaler, 1978; Schotterer, 1974; Siegenthaler in Högl, 1980) et le rapport final est en préparation.

Les résultats de 1977-1978 confirment les hypothèses formulées auparavant et les interprétations qui suivent ont été élaborées en tenant compte des données actuellement disponibles dans les trois publications mentionnées ci-dessus. Les concentrations en ^{18}O et ^2H se révèlent être remarquablement stables au cours des saisons et des années: $\delta\,^{18}O$ ne varie qu'entre -14 et $-14{,}7$‰ de 1970 à 1978. Des échantillons d'eau de surface pris dans la région du bassin d'alimentation des sources ont une valeur moyenne de $-14{,}4$‰ pour une altitude de 2300 à 3000 m. Cette région est représentée par un bassin versant fermé dont les eaux de surface n'ont pas d'exutoire apparent et qui se situe à 4,5 km à l'est de Leukerbad entre le Majinghorn et le Torrenthorn et les lacs Schwarzesee et Wyssesee.

L'interprétation des teneurs en tritium des sources thermales est intéressante à plus d'un titre:

Constatations	*Déductions*
Les concentrations en ^3H sont assez faibles: 11-16 UT en 1977-1978.	Le parcours souterrain est de longue durée et l'eau thermale originale est probablement dépourvue de ^3H.
D'une source à l'autre, les écarts de la teneur en ^3H sont faibles mais significatifs; pour chaque source, le taux de variation saisonnière est peu marqué.	Toutes les sources ont la même origine et c'est le mode d'émergence qui détermine les caractéristiques principales (^3H, débit, température).
Une décroissance progressive de la concentration en ^3H apparaît pour l'ensemble des sources entre 1970 et 1978; les eaux qui sont les plus minéralisées contiennent le moins de ^3H; les sources les plus chaudes sont également celles qui contiennent le moins de ^3H (Heilbad, San Lorenz).	L'eau thermale originale a un temps de transit souterrain $\geqq$ 25 ans et la décroissance de la concentration en ^3H est la même que celle de l'eau superficielle de dilution (la Dala et les circulations dans les moraines).

Schotterer (1974) a déterminé des pourcentages de mélange entre l'eau thermale et l'eau froide de dilution, à partir de l'hypothèse fort probable que l'eau chaude dans son réservoir profond est totalement dépourvue de tritium. Connaissant la concentration en tritium des eaux thermales et superficielles pour une période donnée, il a déterminé les pourcentages de dilution de trois sources. En tenant compte des concentrations en tritium dans les sources et les eaux de surface pendant la période de mesure 1977-1978, on constate que l'on obtient pratiquement les mêmes pourcentages.

Pourcentages de dilution calculés avec les teneurs en ^3H

Source	1974 (Schotterer) (%)	1977-78 (%)
Heilbad	9	non mesurée
San Lorenz	12	12
Ross	17	15
Dalabett	non mesurée	15

Ce mélange, avec une eau froide récente et peu minéralisée, s'observe également avec les paramètres chimiques (figure 4.8.3), bien que les corrélations soient peu satisfaisantes pour l'ensemble des échantillons: une baisse de la minéralisation ou de la concentration en sulfate correspond à une diminution des teneurs de tous les éléments, exception faite du bicarbonate et du chlorure.

4.8.8 *Caractéristiques du système d'écoulement profond*

Le bassin d'alimentation des sources de Leukerbad, situé dans la région du Majinghorn - Torrenthorn et des lacs Schwarzesee et Wyssesee, avait été défini par Lugeon (1912) et ensuite par Furrer (1962) sur la base des considérations géologiques et hydrogéologiques suivantes.

La zone d'infiltration des eaux de surface doit avoir une superficie suffisante pour fournir un débit total de plus de 1500 l/min: il est en effet possible qu'une partie de l'eau thermale se perde dans des moraines quaternaires. Le bassin d'alimentation proposé a une superficie de 2 à 3 km², ce qui donne, pour des précipitations de 1800 mm par an, un débit d'eau souterraine de 2000-3000 l/min.

L'écoulement souterrain doit se passer essentiellement dans des roches gypsifères, dont triasiques, en raison de la minéralisation à 85 % sulfatée-calcique; la faible concentration en bicarbonate restreint fortement la possibilité d'un réservoir dans des calcaires purs. Des dolomies et des greywackes triasiques affleurent dans le bassin d'alimentation.

L'eau thermale doit atteindre une profondeur de 2000 m environ pour acquérir une température de 50-60° C. L'infiltration des eaux de surface dans le Trias se poursuit par l'écoulement dans les couches pincées par le cristallin du Massif de l'Aar. Ce phénomène a été confirmé lors du percement du tunnel du Lötschberg, qui est situé à peu près sous le bassin d'alimentation.

Lorsque l'eau a atteint la base de son réservoir, elle remonte à la limite entre le cristallin et le Trias, par la culmination du granite de Gastern. Le Trias disparaissant par laminage, l'eau circule au contact des schistes aaléniens dont elle arrache des débris et finalement elle arrive en surface par les fissures du calcaire bajocien.

Les sources de Leukerbad n'émergent qu'à la faveur du thalweg de la Dala, qui a entaillé les schistes imperméables de l'Aalénien et le pli couché du Bajocien.

Les différentes caractéristiques physiques, chimiques et isotopiques observées dans les sources thermales sont dues à deux phénomènes. Le filon d'eau thermale qui remonte de la profondeur se subdivise en un certain nombre de griffons et de sources de débit très variable; il est évident que les sources à plus grand débit possèdent la température la plus élevée, la source San Lorenz en est le meilleur exemple (900 l/min et 51° C). Toutefois, certaines sources ne suivent pas uniquement ce principe de refroidissement par conduction.

Caractéristiques des griffons de la source Heilbad (15.7.78)

Griffon	Température (°C)	Débit (l/min)	TSD (mg/l)
1	48,2	30	1969
Heilbad 2	33,3	1	1705
3	42,9	60	1907

On remarque ici que l'émergence 3, malgré un débit élevé, n'a pas la température maximum et que sa minéralisation est inférieure à celle de l'émergence 1: cette constatation confirme le phénomène de refroidissement par dilution, qui s'ajoute au refroidissement par conduction.

A partir des mesures mensuelles de débit et de température effectuées entre 1956 et 1979 (Norbert, 1979), on a déterminé pour la source San Lorenz, l'importance relative du refroidissement par conduction et/ou par dilution: toutes les variations de température ont été corrélées avec les augmentations ou les diminutions du débit. Sur un total de 183 mesures pendant 23 ans, à intervalles plus petit ou égal à un mois, on observe 57 modifications de température et de débit: ces deux paramètres varient 29 fois proportionnellement et 28 fois de manière inversement proportionnelle. Ce résultat indique que les deux types de refroidissement, par conduction et par dilution, influencent l'un et l'autre de façon égale les caractéristiques de la source San Lorenz. Il est possible d'estimer la température originale en profondeur en prenant en considération les sources dont le refroidissement par conduction et par dilution est le moins élevé, c'est-à-dire la source San Lorenz (température maximum) et la source Heilbad (minéralisation maximum).

Estimation de la température en profondeur

Caractéristiques mesurées			
	San Lorenz	Heilbad 1	Dalabach
Température (°C)	50,8	48,2	6
Débit (l/min)	950	30	
SiO_2 (mg/l)	30,4	34,4	5
Dilution (%)	12	9	
Cause principale du refroidissement	dilution	conduction	eau superficielle
caractéristiques de l'eau thermale originale			
Température (°C)	57		
SiO_2 (mg/l)		37,5	
T SiO_2 (calcédoine) (°C)		58	

Connaissant le pourcentage de dilution de ces deux émergences et les caractéristiques de l'eau superficielle de dilution (Dalabach), le calcul de la température du réservoir peut s'effectuer d'après le paramètre qui subit le moins d'influence: la température pour la source San Lorenz et la concentration en silice (géothermomètre de la calcédoine) pour la source Heilbad 1. Avec les deux méthodes on obtient la même température de 57-58° C.

Avec les résultats de la campagne d'échantillonnage de l'ensemble des sources, effectuée le 15 juillet 1978 (annexe), le taux de dilution de chaque source a été évalué en fonction du ion majeur non réactif que représente le sulfate. En considérant que la concentration maximum en SO_4 (source Heilbad 1) est le résultat d'un mélange de ∿ 91 % d'eau thermale originale et ∿ 9 % d'eau faiblement minéralisée du Dalabach, on peut déterminer que les sources analysées ont un taux de dilution entre 10 % et 20 % environ bien que les débits et les températures soient très différents.

Caractéristiques et taux de dilution des principales sources de Leukerbad (15.7.78)

Source	Température (°C)	Débit (l/min)	SO_4 (mg/l)	Taux de dilution (%)*
San Lorenz	50,8	950	1225	11
Ross	44,2	60	1150	16
Dalabett	43,0	60	1200	13
Fischweier Nord	45,7	80	1250	9
Fischweier Sud	45,8	24	1200	13
Fussbad	39,0	8	1250	9
Ganz hinten links	40,0	30	1175	15
Ganz hinten rechts	8,6	1	95	96
Heilbad 1	48,2	30	1250	9
Heilbad 2	33,3	1	1075	22
Heilbad 3	42,9	60	1200	13
Herrendusche	44,3	∿ 60	1225	11
Leischier	42,8	> 60	1150	16

* Le taux de dilution est calculé avec les concentrations en sulfate suivantes: 1370 mg/l: eau thermale originale; 40 mg/l: eau de dilution.

4.8.9 Résumé et conclusion

La zone thermale de Leukerbad ne compte pas moins d'une trentaine d'émergences thermominérales de température et de débit variés. Les sources les plus importantes, une dizaine au total, sont captées: leur température est de 43° C en moyenne et la minéralisation totale de 1890 mg/l. Le débit total des sources captées est de l'ordre de 1500 l/min, mais il est probable qu'une certaine quantité d'eau chaude s'écoule sans exutoire apparent dans le placage morainique recouvrant la région de Leukerbad.

Toutes les eaux possèdent le même chimisme, essentiellement sulfaté calcique et proviennent d'un réservoir commun, dans les niveaux gypsifères du Trias qui recouvrent le cristallin du Massif de l'Aar. Malgré des captages très peu profonds, les sources à grand débit sont relativement stables à long terme; certaines petites sources par contre ont disparu, alors que le débit et la température d'autres sources se sont modifiés au cours du temps.

La durée de l'écoulement souterrain de l'eau chaude est supérieure ou égale à 25 ans. Des observations géologiques et les interprétations de la géochimie isotopique permettent de situer le bassin d'alimentation dans la région comprise entre le Torrenthorn, le Majinghorn et lacs Schwarzesee et Wyssesee, à une altitude de 2500 à 3000 m.

La température de l'eau thermominérale dans le réservoir profond a été estimée à 55° - 60° C. Lors de la remontée de l'eau vers la surface, un double refroidissement intervient à des degrés divers selon les sources. Un refroidissement par conduction abaisse fortement la température des sources à faible débit et un refroidissement par mélange avec des eaux froides et peu minéralisées dilue toutes les sources avec un taux de 10 à 20 %.

Il faut mentionner qu'en 1912 déjà, Lugeon avait estimé le potentiel calorifique que représentait l'ensemble des sources utilisées à Leukerbad en calculant le poids de charbon nécessaire pour fournir une quantité égale de chaleur (791 tonnes/an de houille)! Actuellement, il existe quelques installations de récupération de l'excédent calorifique par les établissements de bains, pour le chauffage des locaux.

4.9 Weissenburg

4.9.1 Introduction

La source thermominérale de Weissenburg a été découverte en l'année 1600 par un habitant du Simmental. Elle se trouve dans la gorge du Bunschebach, sur la rive gauche du torrent, qui se jette ensuite dans la Simme près du village de Weissenburg. D'accès très difficile en raison de l'escarpement de cette gorge, l'exploitation de la source connut des fortunes diverses entre le XVII[e] et le XX[e] siècle. Un établissement de bains fut construit à plusieurs reprises à un kilomètre en aval de la source et laissé finalement à l'abandon. Actuellement l'eau thermominérale est amenée par une conduite jusqu'à Därstetten où se trouve une usine d'embouteillage d'eau exploitée par la société Weissenburg-Mineralthermen AG. Vers 1974-1975, la source fut soigneusement recaptée avec un puits de 10 m de profondeur à double enceinte, permettant d'isoler l'émergence thermominérale des eaux du torrent. Afin de faciliter l'accès de la source, lors des travaux et par la suite pour les contrôles périodiques, un téléphérique d'un genre assez particulier a été construit: un câble est tendu au-dessus de la gorge pour permettre à la cabine de se placer à l'aplomb de la source et de descendre ensuite verticalement jusqu'au captage, 120 m plus bas.

4.9.2 Situation géologique et hydrogéologique

La source de Weissenburg est située dans une zone de plissement du Stockhorn dans la nappe des Préalpes Médianes. L'eau sort des calcaires fissurés du Malm qui forment à cet endroit un petit anticlinal coupé transversalement par la gorge. Le Trias sous-jacent avec ses niveaux de gypse doit servir de réservoir profond pour l'eau thermale; au-dessus, le Lias et le Dogger sont traversés par l'eau ascendante dans cette zone fortement tectonisée (Baghdadi, 1951; Schmassmann, in Högl, 1980) (fig. 4.9.1).

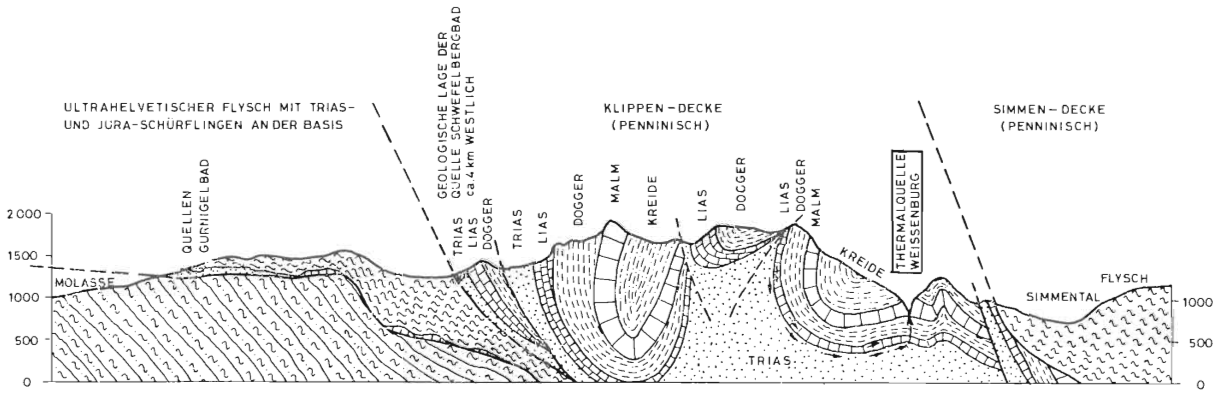

Figure 4.9.1: *Profil géologique à travers les Préalpes dans la région de Weissenburg* (d'après Schmassmann, in Högl, 1980)

La source thermominérale de Weissenburg est la seule émergence de la région, tandis que les eaux minérales qui sortent à quelques kilomètres de là sont froides (Schwefelbergbad, Gurnigel). Des données anciennes et récentes montrent que la source est restée constante dans ses caractéristiques au cours du temps, malgré les modifications de captage. Celui-ci a été essentiellement conçu pour protéger l'eau thermominérale des influences extérieures. L'émergence proprement dite se compose de deux griffons dont seul le plus important et qui délivre l'eau la plus chaude, appelée «Mineralwasser», est capté par l'enceinte intérieure. A l'extérieur de celle-ci, un mélange d'eau appelé «Fremdeswasser» provenant d'infiltrations du torrent et d'un autre griffon d'eau thermominérale est pompé et rejeté dans le Bunschebach.

4.9.3 Travaux effectués

Pour des raisons d'ordre climatique et technique, l'eau thermominérale de Weissenburg n'a pu être prélevée au cours de la période 1977-1978 que quatre fois au captage et une fois à la station de contrôle de la conduite, peu avant l'arrivée à l'usine d'embouteillage. Des échantillons ont été pris dans les deux enceintes du captage et le torrent a été échantillonné à deux reprises.

4.9.4 Classification chimique

L'eau thermominérale de Weissenburg captée à 10 m de profondeur a un type chimique qui ne s'est pas modifié au cours du temps, les anciennes analyses montrant une composition très semblable. La classifica-

tion chimique basée sur les ions représentant plus de 20 % de la somme des cations ou des anions s'établit comme suit pour la «Mineralwasser»:

$$Ca >> Mg; SO_4$$

L'eau captée à l'extérieur de la première enceinte peut subir de fortes influences du torrent et sa formule chimique devient (échantillons 835 et 948):

$$Ca >> Mg; SO_4 >> HCO_3$$

4.9.5 Variations saisonnières et à long terme

Des mesures et analyses réparties sur plus d'un siècle montrent une assez grande stabilité du système, indépendamment de l'influence du torrent et du type de captage (Baghdadi, 1951; Högl, 1980; Rotureau, 1864; Vuataz, 1979).

Evolution à long terme des caractéristiques de l'eau thermominérale de Weissenburg

Date	Température (° C)	TSD (mg/l)	Débit (l/min)
1845-46	26,5	1610	40
1863	27,7 - 29,0	-	-
1933	26,5	1629	42
1954	-	1683	-
1975	24,0 - 26,0	1627	50
1977-78	24,0 - 26,7	1445-1671	-

Les faibles différences observées proviennent à la fois de l'influence plus ou moins grande du torrent et de l'évolution des méthodes de mesure et d'analyse. Les mesures effectuées pendant la période d'investigation 1977-1978 ne couvrent pas un cycle hydrologique complet, mais concernent le printemps et l'été.

Variabilité des paramètres principaux de la source thermominérale (Mineralwasser)

V max (%)	Paramètres
≤ 5	pH
5 - 10	HCO_3, température
10 - 20	Mg, Ca, TSD, SO_4, K, Li
20 - 40	Sr, Na, SiO_2
> 40	Cl

La concentration en bicarbonate et le pH sont fortement dépendants de la température par les relations d'équilibre chimique qui les lient; dans le cas présent, ils ne varient presque pas puisque celle-ci est relativement stable. La minéralisation provenant essentiellement de la dissolution du gypse, les paramètres Ca, SO_4 et TSD sont dans le même domaine de variabilité moyenne: ils ne dépendent que de la dilution plus ou moins importante avec des eaux superficielles peu minéralisées. Les concentrations des éléments mineurs tels que Li, Na, Sr et Cl varient beaucoup plus, car ils se trouvent essentiellement dans l'eau thermominérale profonde et sont pratiquement absents des eaux superficielles, contrairement aux éléments majeurs. Une modification du mélange des eaux entraîne donc une variation plus forte de ions secondaires.

4.9.6 *Géothermométrie*

Avec la composition chimique de ce type d'eau, essentiellement calcique, seul le géothermomètre basé sur l'équilibre de la silice (calcédoine) peut donner des résultats satisfaisants. La température du réservoir calculée avec le géothermomètre $TSiO_2$ (calcédoine) est de 35° C environ.

4.9.7 *Isotopes*

Les analyses d'isotopes stables ont donné des résultats assez différents entre les deux analyses et pour l'eau des deux enceintes du captage. Siegenthaler avait estimé d'après les résultats d'oxygène-18 de 1970, une altitude moyenne du bassin d'alimentation de 1400 m environ (Högl, 1980). En fait, on n'obtient pas les mêmes valeurs d'altitude, selon qu'il s'agit de l'eau «Mineralwasser» ou «Fremdeswasser».

Les analyses de tritium confirment pleinement ce phénomène de mélange entre les eaux profondes et superficielles. Les concentrations en ^3H sont tout à fait proportionnelles au degré de dilution de l'eau thermominérale originale ancienne par une eau de surface récente (le Bunschebach). Quelques années avant la construction du nouveau captage, des analyses isotopiques ont montré que sur les quatre griffons de la source, trois n'étaient presque pas mélangés avec les eaux de surface puisque leur concentration en tritium se situait entre 6 et 10 UT pour 1968. Le quatrième, par contre, à haute teneur en tritium, était représentatif d'une eau de surface ou d'une eau à temps de transit souterrain très court (237 UT). Il est donc fort probable que l'eau thermominérale originale soit totalement dépourvue de tritium jusqu'au moment où elle arrive dans la zone d'exutoire (calcaires fissurés du Malm), pratiquement dans le lit du torrent. Celui-ci contamine quelque peu la source par ses infiltrations, malgré le captage à double enceinte.

Altitude moyenne des zones d'alimentation et concentration en tritium (1977-1978)

Type d'eau	altitude moyenne de la zone d'alimentation (m)	tritium (UT)
Bunschebach (eau de surface)	1600 - 1800 (estimation topographique)	100 - 110 (valeur théorique et extrapolation)
Fremdeswasser (forte influence du torrent)	1500 (gradient ^{18}O)	71
Mineralwasser (faible influence du torrent)	1300 (gradient ^{18}O)	11
Eau thermominérale (sans influence du torrent)	1200 - 1300 (extrapolation)	0 (hypothèse)

4.9.8 *Caractéristiques du système d'écoulement profond*

Des mesures du débit naturel ont rarement été effectuées: l'eau thermominérale est pompée depuis le bassin du captage, en fonction des besoins de l'usine d'embouteillage. Les quelques valeurs disponibles varient entre 40 et 50 l/min, mais il est possible qu'une partie de l'eau thermominérale ascendante dans les calcaires se disperse dans le torrent aux alentours de la source proprement dite.

L'évolution des différents paramètres chimiques et physiques en fonction de l'anion principal (SO_4), met en évidence un système de mélange simple par dilution entre une eau chaude et fortement minéralisée et une eau froide et faiblement minéralisée (figure 4.9.2). Presque tous les paramètres sont liés au sulfate par une relation linéaire, à l'exception du chlorure. Les éléments alcalins sont évidemment moins bien corrélés que les alcalino-terreux, puisque l'essentiel de la minéralisation provient de la dissolution du gypse.

Entre le réservoir profond et l'exutoire, deux phénomènes successifs provoquent des modifications dans les caractéristiques de l'eau thermominérale. En raison de son faible débit, le filon d'eau thermominérale ascendant doit subir un refroidissement par conduction de 5°-6° C, si l'on admet que la température en profondeur calculée par géothermométrie, est de 35° C. Au moment où l'eau chaude arrive à proximité de la surface par les calcaires fissurés du Malm, un refroidissement par dilution de 3° C environ est provoqué par l'eau froide et faiblement minéralisée s'infiltrant depuis le torrent.

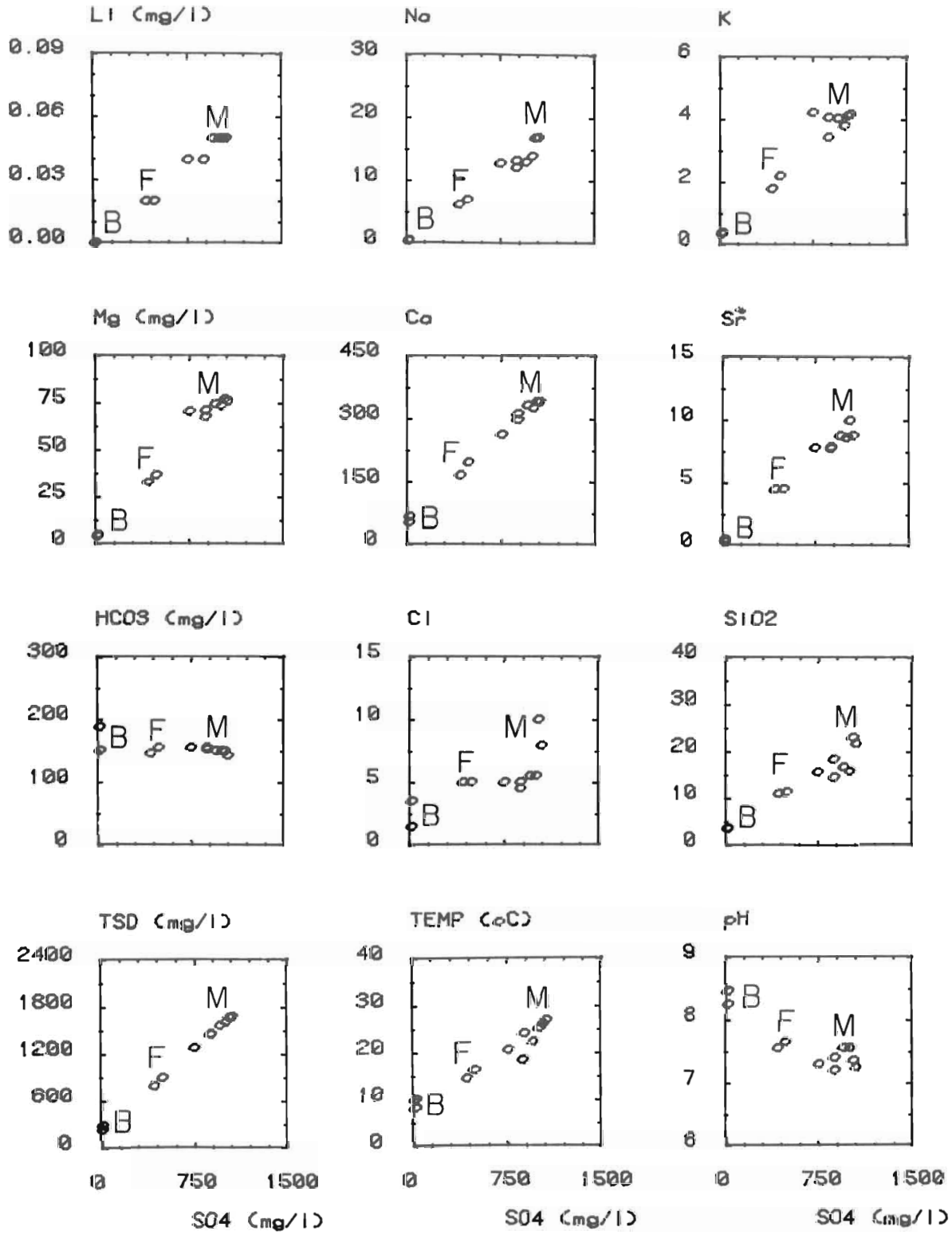

Figure 4.9.2: *Weissenburg: comportement des paramètres principaux en fonction du sulfate*

B = torrent Bunschebach; F = Fremdeswasser; M = Mineralwasser.

L'eau du captage Fremdwasser n'est qu'un mélange en proportions variables de l'eau thermale avec l'eau froide du torrent sus-jacent.

Caractéristiques des composantes du mélange

Caractéristiques	eau thermominérale après refroidissement par conduction	eau froide de surface
Proportion (%)	90	10
température (°C)	29,5	7
TSD (mg/l)	1810	250
SO_4 (mg/l)	1160	20

Cette dilution de 10 % de l'eau thermominérale a été calculée au moyen de la composition isotopique (^{18}O et ^{3}H). On constate naturellement que la minéralisation de l'eau thermominérale originale n'est pas très différente de celle analysée dans le captage. Toutefois, on peut affirmer que chaque paramètre chimique, sauf le bicarbonate et le chlorure, a une concentration de 10 % plus élevée dans l'eau chaude avant le mélange.

4.9.9 Résumé et conclusion

La source thermominérale de Weissenburg émerge dans une gorge très resserrée, perpendiculaire au Simmental. Sa température est de 26° C et sa minéralisation sulfatée calcique atteint 1600 mg/l pour un débit de 50 l/min. La température en profondeur est estimée à 35° C, mais l'eau thermominérale subit un premier abaissement de température par conduction lors de sa remontée vers la surface, puis un deuxième par mélange avec l'eau du torrent qui s'infiltre dans les calcaires du Malm de la zone d'exutoire.

4.10 Bad-Ragaz

4.10.1 Introduction

La source thermale dite de Pfäfers qui alimente actuellement la station de Bad-Ragaz aurait été découverte vers 1238 par un chasseur d'oiseaux. Des installations sommaires de bains ont existé déjà depuis le XV^{e} siècle à proximité de l'émergence. En raison de l'exiguité des lieux, l'eau fut amenée plus tard par conduite à environ 500 m en aval, à l'abbaye de Pfäfers, transformée en établissement thermal. En effet, la source thermale se trouve dans une gorge très étroite creusée par la Tamina et l'accès y était impossible durant l'hiver jusqu'à ces dernières années. Un tunnel a été creusé dans le rocher parallèlement à la rivière depuis Bad-Pfäfers jusqu'à l'émergence, pour les contrôles techniques et l'installation des appareils de pompage et de mesures.

La station thermale de Bad-Ragaz fut inaugurée en 1840 grâce à une conduite qui amenait l'eau depuis la source sur plus de quatre kilomètres. En hiver, la route carrossable entre Bad-Ragaz et Bad-Pfäfers est obstruée par de véritables cascades de glace et, pour atteindre la source, il faut descendre à pied depuis le petit village de Valens qui surplombe directement la zone d'émergence.

4.10.2 Situation géologique et hydrogéologique

La source de Pfäfers sort des calcaires crétacés formant la couverture sédimentaire parautochtone du Massif de l'Aar. Celui-ci s'ennoie dans la zone du Tödi en direction du nord-est, passe sous la zone thermale à la cote de 0 m environ et s'approfondit sous la vallée du Rhin. Le toit du cristallin est en forme de cuvette inclinée vers le nord-est. Au-dessus de celui-ci l'on trouve le Trias, puis les calcaires du Jurassique et du Crétacé desquels émerge l'eau thermale. Une épaisse couche de flysch recouvre la série mésozoïque.

En dehors de la source thermale de Pfäfers, on ne connaît qu'une autre émergence susceptible d'être en relation avec le système hydrothermal: la source subthermale de Frättis, au nord d'Untervaz sur la rive gauche du Rhin, à une demi-douzaine de kilomètres au sud-est de la source de Pfäfers.

D'après les études géologiques et hydrogéologiques effectuées jusqu'à maintenant, la zone d'alimentation de la source de Pfäfers se situerait dans la région du Tödi: l'eau s'infiltrerait à la limite Trias-cristallin, et s'écoulerait en direction du nord-est, depuis l'altitude de 2500 m pour atteindre la cote 0 m. C'est à cette profondeur que l'eau acquérerait sa température, puis remonterait dans la zone de Pfäfers grâce aux systèmes de failles et fractures qui existent dans les calcaires jurassiques et crétacés (Weber, in Bad-Pfäfers — Bad-Ragaz 1868-1968, 1968).

Le griffon de la source est atteint par une petite galerie horizontale sur la rive droite de la Tamina, à deux mètres au-dessus du niveau de ce torrent. Au bout d'une vingtaine de mètres on arrive en bordure de la cavité naturelle et agrandie pour les besoins du captage, d'où l'eau sort depuis le fond, comme dans une source vauclusienne. Lorsque le niveau de l'eau est supérieur à la cote 693,46 m, la source a un écoulement naturel vers l'extérieur, mais si le niveau est en dessous de cette cote, il est nécessaire de la pomper. Durant la première moitié du XX^{e} siècle, la source connut plusieurs périodes de tarissement catastrophiques pour la station de cure, et de nombreux travaux ont été effectués, pour comprendre le comportement de la source et étudier la possibilité de capter l'eau thermale pendant les basses eaux (Weber, 1959). Depuis 1959, à la suite de la création d'une commission cantonale des sources, le niveau d'eau, le débit de la source, la température, le débit de la Tamina et la pluviométrie locale sont mesurés en continu. Tous les résultats sont reportés chaque année sous forme de courbes d'évolution superposées en fonction du temps, par le Büro für Technische Geologie AG, à Mainfelden (E. Weber, communication personnelle). L'interprétation de ces données, ainsi que celles accumulées depuis les années 1920, ont permis d'acquérir une vue synthétique de la géologie et de l'hydrogéologie de la source thermale de Pfäfers (commission des sources, 1981).

4.10.3 Travaux effectués

La source thermale de Pfäfers a été échantillonnée directement au griffon à huit reprises durant la période de mesures 1977-1978. L'eau de la Tamina a été prélevée deux fois, 1,2 km en aval de Bad-Pfäfers, avant le rejet du trop-plein du réservoir alimenté par la source. Actuellement, une étude statistique des débits de la source a débuté, pour cerner avec davantage de précision les influences climatiques sur le comportement de la source (Zorn, 1981).

4.10.4 Classification chimique

L'eau de la source de Bad Ragaz est de type acratothermal: sa température (36,5° C) et sa minéralisation (419 mg/l) sont d'une stabilité remarquable tout au long du cycle hydrologique. La classification chimique basée sur la concentration des ions majeurs représentant plus de 20% des cations ou des anions est la suivante:

$$Ca >> Mg \geq Na;\ HCO_3 >> Cl$$

Cette minéralisation semble provenir de la dissolution de roches carbonatées (calcaire, calcaire dolomitique et dolomie) et dans une moindre mesure d'évaporites (halite et gypse).

4.10.5 *Variations saisonnières et à long terme*

Dès le début de l'exploitation de cette source, on a pu constater que le débit naturel subissait des variations saisonnières extrêmement prononcées et depuis qu'on le mesure avec précision, il est apparu qu'un facteur dix de variation séparait les valeurs minimum des valeurs maximum.

En effet, en période de tarissement, lorsque la source n'a pas un débit naturel nul, celui-ci n'atteint que quelques centaines de litres par minute. Par contre, pendant les périodes de crue un débit de 7000 l/min peut être dépassé (7800 l/min en juillet 1975). Si l'on considère la période 1970-1979, le débit annuel moyen aura été de 2090 l/min avec un minimum de 750 l/min en 1972 et un maximum de 3760 l/min en 1975. Pour la période de mesure 1977-1978, un débit moyen de 3125 l/min a été calculé en tenant compte des huit valeurs de débit correspondant aux dates de prélèvement.

Variabilité des paramètres principaux de la source

V max (%)	Paramètres
≤ 5	-
5 - 10	Température, K, SiO_2, pH
10 - 20	Li, Mg, TSD, Ca, SO_4, Cl, HCO_3
20 - 40	Na
> 40	Sr, débit

Contrairement au débit, la température et la minéralisation sont très stables (figure 4.10.1), tout comme les nombreuses mesures et analyses antérieures à la période 1977-1978 l'avaient déjà démontré. Quelques valeurs anormales provoquées par certaines conditions d'analyse et de mesure ont augmenté artificiellement la variabilité de paramètres tels que Sr, Na, HCO_3, pH et température. A l'exception du sodium, on constate que tous les ions majeurs sont groupés dans la même catégorie de variabilité (∿ 10 %).

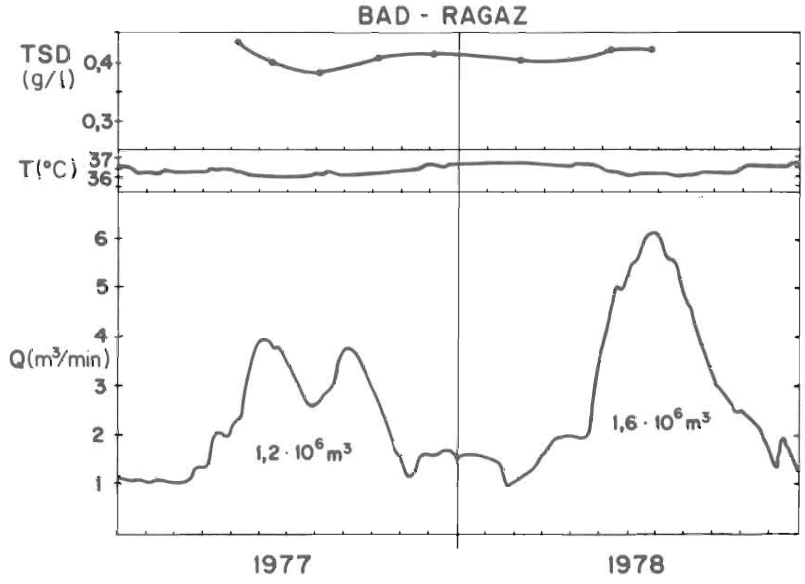

Figure 4.10.1: *Variations de la minéralisation, de la température et du débit de la source Pfäfers*

Le débit est très variable d'une année à l'autre, mais il atteint toujours son maximum entre mai et septembre. Les deux valeurs de débit annuel indiquées correspondent à une année moyenne pour 1977 et à une année à débit élevé pour 1978.

4.10.6 *Géothermométrie*

En raison du chimisme de cette eau, seul le géothermomètre $TSiO_2$ (calcédoine) devrait être applicable: le sodium a en effet une trop faible concentration par rapport au potassium et au calcium pour pouvoir utiliser le géothermomètre T NaKCa. Toutefois, la température obtenue avec le géothermomètre de la calcédoine (21°-25°C) est inférieure à la température d'émergence (36°C). Trois phénomènes peuvent expliquer la faible concentration en silice de l'eau chaude: l'eau thermale originale provenant du domaine cristallin subit une

dilution par une eau froide et pauvre en silice provenant des calcaires; le temps de transit souterrain est trop court pour acquérir l'équilibre chimique vis-à-vis de la calcédoine; troisième possibilité, la concentration de silice n'est pas en équilibre avec la calcédoine, mais avec un autre minéral (quartz). Dans ce cas, une étude détaillée des équilibres chimiques de cette eau thermale serait nécessaire pour résoudre le problème.

4.10.7 Isotopes

Les deux échantillons prélevés pour les analyses isotopiques correspondent à des périodes assez différentes du cycle hydrologique, soulignées par des débits très inégaux, mais la composition isotopique est pratiquement la même, en analogie avec la température et les paramètres chimiques.

La concentration en oxygène-18 et en deutérium reflète les conditions d'une zone d'alimentation à une altitude moyenne de 1700-1800 m. Cette altitude est peut-être un peu basse, si l'on considère que l'eau de la source s'est infiltrée dans la région du Tödi. En effet, l'altitude moyenne de cette zone semble à première vue se situer autour de 2000 m. Des analyses antérieures montrent que la concentration en oxygène-18 ne se modifie pas au cours des années.

Le tritium a subi des changements dans la période allant de 1966 à 1978, qui correspondent à la décroissance générale de la concentration de cet isotope radioactif dans les eaux de surface.

Evolution de la teneur en tritium dans la source de Pfäfers

Date	tritium (UT)	débit (l/min)
mars 1966	100*	∿ 1200
août 1975	84*	∿ 6500
juin 1977	42	4000
mars 1978	37	1200

* (Siegenthaler, in Högl, 1980).

Ces résultats montrent que l'eau thermale originale n'a pas un temps de transit très long, certainement moins de 20 ans. D'autre part l'évolution du tritium dans la source comparée à celle des précipitations et des eaux de surface indique la présence de deux composantes: une eau à teneur en ^3H faible ou moyenne, avec un temps de transit souterrain de l'ordre d'une dizaine d'années, et une eau à forte teneur en ^3H, provenant d'une infiltration rapide depuis la surface, probablement dans une zone proche de l'exutoire.

4.10.8 Caractéristiques du système d'écoulement profond

Les mesures et analyses effectuées pendant la période 1977-1978 ne font que confirmer toutes les hypothèses émises auparavant sur le comportement de la source thermale de Pfäfers. Les résultats des analyses chimiques ne permettent pas de quantifier le phénomène de mélange postulé en raison de l'évolution de la concentration en tritium. Les variations de la composition chimique sont du même ordre de grandeur que la précision des analyses, mais on constate tout de même une légère augmentation simultanée de la concentration des éléments principaux lorsque la minéralisation s'accroît (figure 4.10.2). Trois autres constatations corroborent l'hypothèse d'un mélange: la température du réservoir calculée avec le géothermomètre de la calcédoine est trop faible, l'altitude moyenne du bassin d'alimentation déterminée avec l'oxygène-18 est un peu basse par rapport aux hypothèses géologiques et la concentration en tritium est relativement élevée et décroît au fur et à mesure des années.

La faible minéralisation de l'eau malgré sa température relativement élevée peut être expliquée par les raisons suivantes: un écoulement dans des roches cristallines pendant la majeure partie du temps de transit souterrain, une faible relation avec les évaporites du Trias, une quantité d'eau importante par rapport au volume de roches susceptibles d'être dissoutes et enfin, une vitesse d'écoulement rapide.

Avec l'avancement des études menées à Bad Ragaz, les hypothèses formulées sur le comportement de la source thermale ont été vérifiées: les principales caractéristiques hydrogéologiques sont résumées ci-dessous (Weber, in Bad-Pfäfers — Bad-Ragaz 1868-1968, 1968):

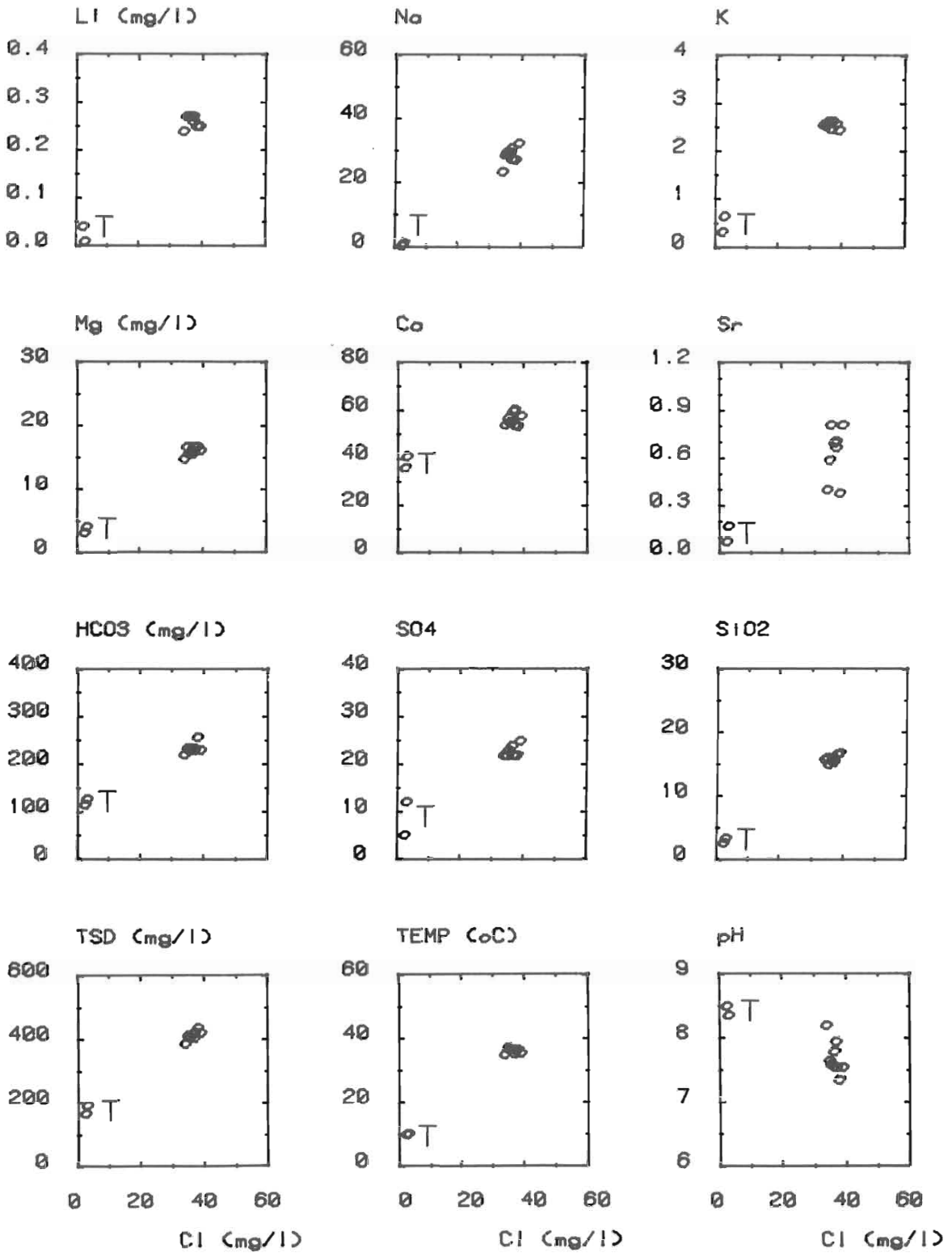

Figure 4.10.2: *Bad-Ragaz: comportement des paramètres principaux en fonction du chlorure*

T = rivière Tamina; autres cercles = source Pfäfers.

Le chimisme et la température ne sont pratiquement pas affectés par les variations du débit ni par l'évolution des saisons.

1. La composition chimique de l'eau thermale est indépendante de la saison, des précipitations et du débit: ses variations sont très faibles.
2. La composition chimique de la boue déposée dans la cavité de l'émergence révèle un écoulement souterrain de l'eau dans des roches cristallines.
3. La température d'émergence de l'eau thermale est indépendante de la température de l'air et du débit: ses variations sont de l'ordre de 0,5° C au cours du cycle hydrologique.
4. Le débit naturel peut être pratiquement nul en période de tarissement extrême, ou de l'ordre de 500 l/min. Durant l'été des années humides, le débit peut monter à plus de 7000 l/min. Le débit total annuel est directement proportionnel aux précipitations annuelles.
5. Les pluies locales ou la fonte des neiges entraînent une augmentation très nette du débit dans un délai de 1 à 4 jours. Par contre, la fonte des neiges dans une région un peu plus éloignée (Vättis) n'entraîne pas de modification sensible du débit.
6. Le régime de la source est réglé uniquement en fonction des variations de pression hydrostatique de la nappe aquifère s'infiltrant dans le massif calcaire avoisinant l'exutoire, et exerçant par conséquent une charge variable sur le toit de l'aquifère thermal. Lors de précipitations ou de fonte des neiges locales, le niveau de la nappe d'eau froide monte, la pression exercée augmente, et le débit de la source de débordement s'accroît, sans qu'il y ait de mélange significatif entre l'eau thermale et l'eau d'infiltration superficielle.
7. Les essais de pompage et l'étude des caractéristiques de l'eau ont révélé la présence d'un écoulement profond indépendant du débit par débordement de la source. Cet écoulement profond chemine dans les calcaires crétacés et correspondrait à 75% environ du débit mesuré à la source.

4.10.9 Résumé et conclusion

La source acratothermale de Bad Ragaz est étonnante à plus d'un titre. Sa température (37° C) et sa minéralisation bicarbonatée calcique (410 mg/l) sont extrêmement stables en comparaison du débit qui peut doubler en quelques jours et passer d'un minimum de quelques centaines de litres par minute à plus de 7000 l/min. Cette source, qui émerge de calcaires appartenant à la couverture du Massif de l'Aar aurait son origine dans l'infiltration des eaux météoriques de la région du Tödi. Les importantes et rapides modifications du débit de la source sont dues aux variations de pression hydrostatique exercée sur le toit de l'aquifère thermal par l'aquifère karstique du massif calcaire dans la zone d'exutoire. Il est à noter que dans l'établissement thermal de Bad Ragaz l'excédent calorifique de l'eau thermale est utilisé dans un système moderne de pompes à chaleur pour le chauffage de locaux.

4.11 Pré-Saint-Didier

4.11.1 Introduction

Les sources thermales de Pré-Saint-Didier sont situées en Italie dans la partie supérieure du Val d'Aoste, à environ quatre kilomètres en aval de Courmayeur. En bordure du village de Pré-Saint-Didier se dresse un ancien établissement de bains qui était en réfection durant la période d'observation 1977-1978. Les sources sont captées dans une galerie creusée dans le rocher, à quelques centaines de mètres au sud-ouest de l'établissement thermal vers lequel une conduite souterraine amène l'eau par gravité.

4.11.2 Situation géologique et hydrogéologique

Le haut de la Vallée d'Aoste recoupe transversalement une série de formations géologiques d'une largeur moyenne de 9 km, qui sont au contact du Massif cristallin du Mont-Blanc au nord-ouest et du Carbonifère de la zone Briançonnaise (domaine Pennique) au sud-est. Entre ces deux formations s'étendent les zones Dauphinoises (Helvétique) et Sub-briançonnaise. Les sources thermales de Pré-Saint-Didier sont localisées dans la zone Sub-briançonnaise appelée aussi unité du Roignais-Versoyen de la zone de Sion-Courmayeur. Cette unité est constituée par un important complexe calcaire avec des lentilles d'un conglomérat à faciès Flysch qui repose en transgression sur une série basale essentiellement triasique et liasique. Le Flysch forme un grand synclinal appelé «Synclinal de Courmayeur» qui est formé d'une alternance de schistes calcaires arénacés et de calcaires en plaquettes. La série de base comporte des quartzites, des cargneules et des schistes triasiques ainsi que des calcaires dolomitiques du Lias, des brèches calcaires du Malm et des marbres (Elter, 1953).

La galerie de captage est creusée dans une falaise de calcaires, au niveau de la Doire de Verney, rivière qui descend du lac de Ruitors. Cette galerie, longue d'une dizaine de mètres, se subdivise en deux bras d'une dizaine de mètres chacun, qui permettent d'accéder aux sources proprement dites: une source tiède (22° C) émerge au fond du bras sud-est, déposant d'importantes concrétions calcaires blanches et jaunes; une source chaude (36° C) sort du bras sud-ouest et dépose une boue ferrugineuse rouge. Seule la source chaude est utilisée par l'établissement thermal.

Il est important de mentionner qu'avant la construction d'un barrage dans la région de Pré-Saint-Didier et le remplissage de son lac de retenue, la source appelée aujourd'hui «tiède» avait les mêmes caractéristiques (température et minéralisation) que la source «chaude» (C. Plassier, communication personnelle). La présence nouvelle d'une importante masse d'eau à une altitude plus élevée que celle de l'exutoire des sources thermales, a créé ou accentué une circulation souterraine d'eau froide à proximité de la zone de remontée de l'une des deux sources chaudes: cette circulation d'eau froide provoque depuis lors une dilution de l'eau thermale.

4.11.3 Travaux effectués

Neuf échantillons d'eau de la source chaude des Bains ont été prélevés, et six de la source tiède. A trois reprises, alors qu'il était impossible de pénétrer dans la galerie, la source chaude a été échantillonnée depuis une vanne placée à 300 m environ de l'émergence (échantillons 403, 604, 705). Un échantillon de contrôle a été pris simultanément à la source et après les 300 m de conduite pour observer les transformations chimiques et physiques causées par cet écoulement supplémentaire. Deux échantillons d'eau de surface ont été prélevés dans la rivière Doire.

4.11.4 Classification chimique

Les deux eaux acratothermales de Pré-Saint-Didier sont chimiquement assez semblables, malgré une température et une minéralisation totale différentes. La source chaude atteint une température de 36° C pour une minéralisation de 950 mg/l. La source tiède quant à elle, ne dépasse pas 24° C et 760 mg/l. La classification basée sur les ions représentant plus de 20 % des cations ou des anions donne la formule suivante:

— source chaude: $Ca >> Na$; $HCO_3 > SO_4$

— source tiède: $Ca >> Na > Mg$; $HCO_3 > SO_4$

La source tiède est de 20 à 30 % moins minéralisée que la source chaude, à l'exception de sa concentration en magnésium qui est légèrement supérieure. Une fois encore, on remarque que la solubilité des minéraux magnésiens est limitée par la température.

4.11.5 Variations saisonnières

Il n'existe que peu de renseignements sur les sources thermales de Pré-Saint-Didier. Seules deux analyses chimiques de l'eau thermale ont été retrouvées: la première, de 1845 (Rotureau, 1864) qui donne une minéralisation passablement plus importante que celle obtenue au cours de la période d'investigation 1977-1978. La deuxième, de 1971, donne cette fois des concentrations légèrement inférieures (Provedi, 1971). Ces analyses

sont difficilement comparables et ne permettent pas d'affirmer que la source thermale subit des variations importantes à long terme.

Variabilité des paramètres principaux de la source chaude des Bains

V max (%)	Paramètres
≤ 5	Température, HCO_3
5 - 10	pH, Mg, TSD, Na
10 - 20	Cl, K, Li
20 - 40	Ca, SO_4, Sr, SiO_2
> 40	Débit

Pour calculer la variabilité de la température une correction de + 1,5° C a été appliquée aux mesures qui n'ont pas été effectuées au griffon même mais à la vanne de la conduite. Cette correction correspond en effet à la chute de température que l'eau subit après 300 m de conduite souterraine. L'analyse comparative a révélé que la minéralisation diminuait de 4 % en moyenne entre le griffon et la vanne. La variabilité des paramètres chimiques devrait donc être légèrement inférieure à celle indiquée. La faible variabilité du pH, de la concentration en magnésium et en bicarbonate, est due au contrôle que la température exerce sur ces paramètres. La faible variabilité de la minéralisation totale (TSD) est expliquée notamment par le fait que le bicarbonate en forme plus des 40 %.

Ces constatations indiquent que l'eau thermale a atteint un état d'équilibre au moment de l'émergence. D'autre part, le calcium et le sulfate varient davantage, ce qui laisse supposer un mélange de deux eaux, mais ce mélange doit se produire bien avant la zone d'exutoire, pour que l'équilibre avec les éléments dépendant de la température et du pH se réalise.

4.11.6 Géothermométrie

Seul le géothermomètre de la silice peut être utilisé pour calculer la température du réservoir, en raison de la composition chimique de ces eaux. En effet, les eaux contenant trop de calcium par rapport au sodium indiquent avec le géothermomètre T NaKCa des valeurs plus basses que les températures d'émergence. La température du réservoir obtenue avec le géothermomètre T SiO_2 (calcédoine) est de l'ordre de 45-55° C.

4.11.7 Isotopes

Les valeurs d'isotopes stables pour la source chaude ne changent pratiquement pas entre l'été et l'hiver. Le gradient d'oxygène-18 qui est fonction de l'altitude des précipitations donne une altitude moyenne de 2200 m pour le bassin d'alimentation de la source chaude. L'analyse isotopique de la source tiède indique la même origine.

Les deux analyses de tritium pour la source chaude donnent exactement le même résultat (14 UT) à huit mois de différence, c'est-à-dire à des périodes très différentes du cycle hydrologique. Cela confirme un certain état d'équilibre avant l'exutoire déjà mis en évidence avec les paramètres chimiques. La source tiède a une concentration en tritium de 34 UT, ce qui confirme la présence d'un phénomène de mélange avec des eaux froides d'origine superficielle et donc récentes.

4.11.8 Caractéristiques du système d'écoulement profond

Les deux sources thermales de Pré-Saint-Didier sont captées chacune dans un bassin dont l'évacuation du trop-plein donne le débit naturel. Il n'y a aucune installation de pompage.

La source tiède, dont l'eau n'est pas utilisée, a un débit relativement faible et difficile à mesurer: il a été estimé inférieur ou égal à 10 l/min. L'eau déborde du bassin de retenue dont elle a tapissé les parois par des concrétions calcaires, sur le sol de la galerie, puis s'écoule dans la rivière.

La source chaude des Bains a un débit dix fois plus important, qui peut être mesuré à la sortie du bassin de retenue ou à la vanne, en aval. Ce débit varie du simple au double avec une moyenne de l'ordre de 100 l/min.

En mettant en parallèle la température, la minéralisation et le débit, aucune corrélation ne se dégage nettement, qu'elle soit positive ou négative. Seule, une augmentation de la minéralisation de la source tiède correspond à une légère élévation de sa température. Lorsque l'on représente l'évolution des paramètres en fonction de la concentration en sulfate (figure 4.11.1), il apparaît que la source tiède possède une fraction importante d'eau de la source chaude, bien que le mélange ne se présente pas sous la forme d'une relation linéaire continue, mais plutôt de paliers. La valeur de chaque paramètre augmente en même temps que le sulfate, quand on passe de la source tiède à la source chaude, à l'exception du magnésium et du pH.

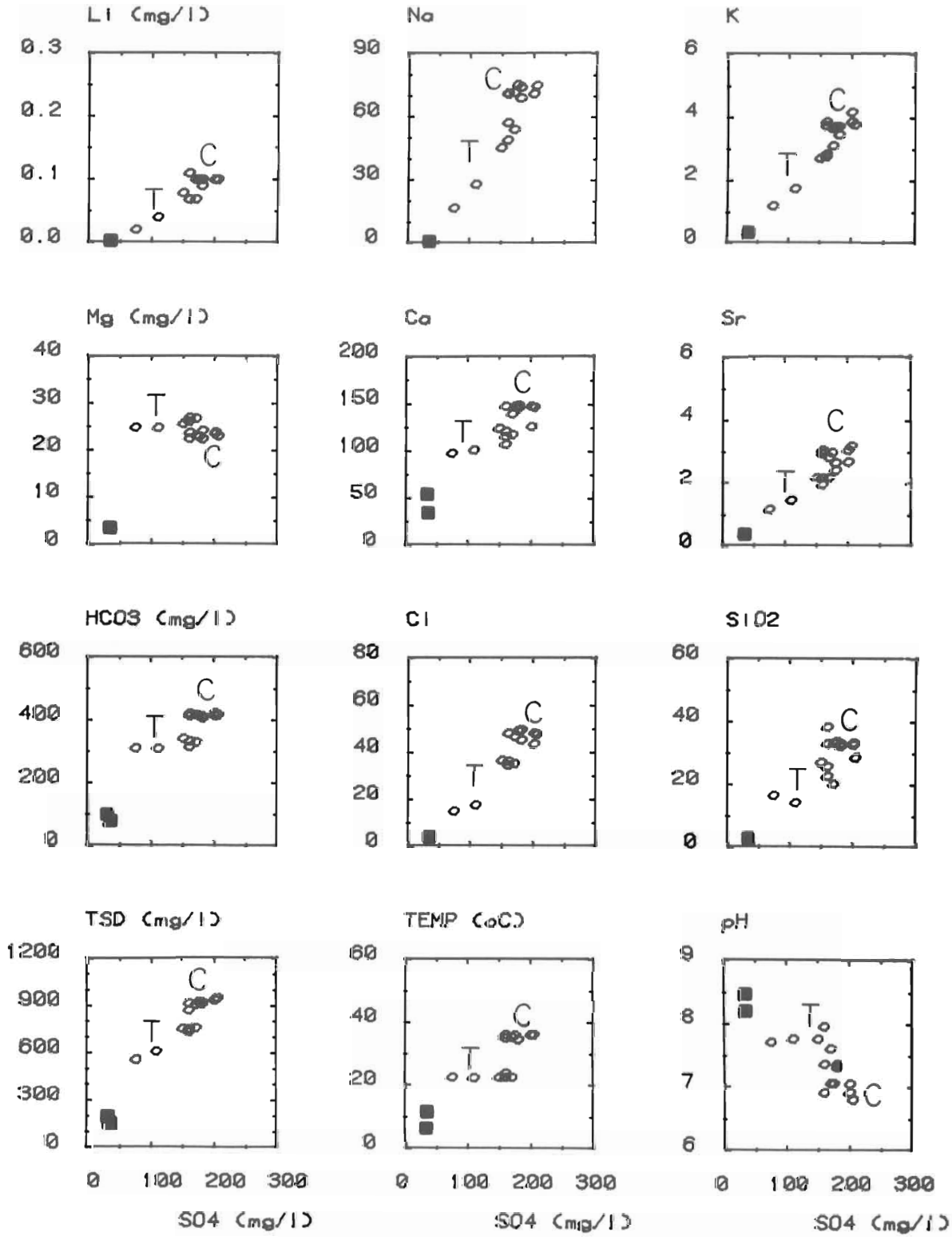

Figure 4.11.1 : *Pré-Saint-Didier: comportement des paramètres principaux en fonction du sulfate*

carré = rivière la Doire; T = source tiède; C = source chaude des Bains.

La source tiède avait, il y a quelques années, les mêmes caractéristiques que la source chaude des Bains: elle subit maintenant une forte dilution par une eau froide et peu minéralisée qui s'infiltre rapidement dans la zone de l'aquifère thermal.

Malgré le peu d'analyses isotopiques, il est possible de déterminer les proportions du mélange en admettant les deux hypothèses suivantes:

1. les deux sources thermales sont le résultat d'un mélange en proportion variable entre une eau thermale profonde qui remonte vers la surface après un temps de transit souterrain supérieur à 25 ans et une eau froide, peu minéralisée, s'étant infiltrée récemment dans le sous-sol;
2. les sources subissent un refroidissement par conduction entre la zone de mélange et celle de l'exutoire (concrétions calcaires ou boues ferrugineuses aux émergences; mesures de température dans les bassins et pas aux griffons proprement dits; présence de la rivière qui refroidit les roches avoisinantes).

Caractéristiques et proportions des composantes du mélange

Composantes	Température (° C)	TSD (mg/l)	Tritium (UT)	Eau thermale originale (%)
eau thermale originale	40 - 45	1100	0	100
source chaude	(39 →) 36	950	14	84
source tiède	(29 →) 23	750	34	62
eau de dilution	5 - 10	190	90	0

Ces chiffres sont à considérer comme des ordres de grandeur: il est possible que des phénomènes plus complexes interviennent et que par conséquent ce modèle puisse être modifié. Les deux températures indiquées entre parenthèses sont celles atteintes après le mélange par dilution et avant le refroidissement par conduction. La température et la minéralisation de l'eau thermale originale ont été calculées en extrapolant leurs valeurs pour une concentration en tritium nulle. En tenant compte d'une dilution de 15-20% pour la source chaude, le géothermomètre de la calcédoine indique une température nettement plus élevée que celle de 40-45° C obtenue par le modèle de mélange. Il est donc possible que la silice ne soit pas en équilibre avec la calcédoine, mais plutôt avec la cristobalite-α.

4.11.9 Résumé et conclusion

Deux sources apparemment très différentes, mais avec une origine semblable, émergent de la zone thermale de Pré-Saint-Didier. Une eau thermominérale profonde d'une température légèrement supérieure à 40° C subirait un mélange de proportions variables avec une eau froide et peu minéralisée: il en résulte une source à 23° C et une autre, la plus importante et la seule utilisée, d'une température de 36° C, avec une minéralisation totale de 950 mg/l pour un débit de 100 l/min. La minéralisation de type bicarbonaté calcique mais également sufaté-sodique suggère un écoulement souterrain en roches essentiellement calcaires, avec un passage dans des niveaux évaporitiques, ce qui est confirmé par l'environnement géologique existant.

Une étude géologique et hydrogéologique locale détaillée, suivie de travaux d'aménagement de la galerie de captage (prolongation horizontale ou verticale), devrait vraisemblablement permettre de recapter l'ancienne source thermale telle qu'elle était avant de subir une forte dilution par des eaux superficielles (lac de retenue).

4.12 Saxon

4.12.1 Introduction

Au début du XIX^{e} siècle, la source thermale de Saxon n'était utilisée à des fins curatives que par les habitants de la région. Un établissement de bains fut construit vers 1836 à l'emplacement de la source. Les Bains de Saxon connurent ensuite une grande renommée dès l'ouverture d'un casino en 1845. Depuis 1877, lorsque les jeux de hasard furent interdits en Suisse, l'exploitation de la source thermale ralentit considérablement, pour s'arrêter définitivement au début de la Deuxième Guerre mondiale. Depuis quelques années, une société privée s'intéresse activement à la reprise de l'exploitation de la source (Chassot, Cevey et Tatsis, 1971), et un autre groupe a effectué avec succès quatre forages de prospection profonds à quelques centaines de mètres au sud-ouest de la source thermale (Saxon Valroc).

4.12.2 Situation géologique et hydrogéologique

La source thermale de Saxon est captée environ à 500 m à l'ouest du centre du village de Saxon, sur le côté sud-est de la vallée du Rhône, à la limite de la plaine alluviale et de la couverture sédimentaire du Massif du Mont-Blanc. Celui-ci s'enfonce en profondeur à une centaine de mètres au sud de la source thermale. La couverture sédimentaire écaillée du massif cristallin va du Trias jusqu'au Malm et contiendrait l'aquifère de la source thermale de Saxon (Badoux, 1972). Cet aquifère comprend les terrains suivants: le toit du massif cristallin fissuré est composé de gneiss et de micaschistes; le Trias est formé de quartzites et de calcaires dolomitiques; des gypses et des schistes argileux du Lias constituent le toit plus ou moins imperméable de l'aquifère. La zone d'alimentation de celui-ci a été déterminée comme allant de Saxon jusqu'à Sembrancher et passant par le col des Planches. La superficie de ce bassin versant a été estimée à 8 km^2 et connaissant l'infiltration annuelle moyenne (pluie et neige), le débit total de la nappe aquifère a été calculé: il s'élève à 3100 l/min environ. Cet ordre de grandeur est comparable au débit (1200 l/min) mesuré lors des essais de pompage (Zahner, Mautner et Badoux, 1974). La source thermale des anciens Bains de Saxon est captée par un puits carré de six mètres de profondeur. En période de crue comme par exemple en juin et juillet 1978, l'eau thermale s'écoule à l'extérieur du captage et inonde le terrain avoisinant. Par contre, lors des périodes très sèches, le niveau de l'eau s'abaisse sensiblement dans le puits.

A quelques centaines de mètres plus à l'ouest, quatre forages ont été exécutés à 50 m environ les uns des autres: ils atteignent à des profondeurs différentes plusieurs niveaux aquifères (Avanthey, 1978, communications personnelles).

Principales caractéristiques des forages Valroc

Caractéristique	forage			
	1	2	3	4
profondeur (m)	60	120	318	174
lithologie (m)				
sable	0 - 60	-	-	-
limon	-	0 - 70	0 - 74	0 - 74
schiste ardoisier	-	-	74 - 265	74 - 174
gneiss	-	70 - 120	265 - 318	-
débit exploitable (l/min)	100	1000	100 (1500)	1300
niveau piézométrique pendant le pompage (m)	40	8	11 (1, 2)	1, 2

Valeurs entre parenthèses: débit et niveau piézométrique obtenus en pompant dans le forage 3, depuis que celui-ci est en communication avec le forage 4.

Chacun des quatre forages s'est révélé productif avec toutefois des caractéristiques très différentes. Un niveau aquifère extrêmement perméable et friable, de 159 à 174 m, s'est transformé pendant la période de forage en une cavité qui fait communiquer les puits 3 et 4. Lors de la prise d'échantillons en juillet 1978, cette zone était tubée de manière étanche dans le forage 3 et l'eau pompée dans ce dernier provenait d'un niveau aquifère à plus grande profondeur (zone fracturée du cristallin?). A la fin de 1979, on a procédé à l'éclatement du cuvelage protégeant le forage 3, entre 159 et 174 m, et il est devenu possible de pomper, depuis ce dernier, un mélange des eaux provenant des forages 3 et 4.

4.12.3 Travaux effectués

La source thermale des anciens bains de Saxon a été échantillonnée à huit reprises durant la période de mesure 1977-1978. Lors de la dernière campagne d'échantillonnage, l'eau des forages 1, 2 et 3 a également été prélevée, alors que la pompe du forage 4 était hors service. A cette époque, les forages 3 et 4 étaient sans communication, totalement indépendants l'un de l'autre.

4.12.4 Classification chimique

Les eaux de la source et des trois forages ont chacune une classification chimique différente, bien qu'elles possèdent une température d'émergence très semblable et qu'elles soient captées sur un même site.

Caractéristiques chimiques et température des eaux de Saxon

captage	classification chimique	TSD (mg/l)	Température (° C)
source (eau acratothermale)	Ca > Mg HCO_3 > SO_4	760	25
forage 1 (eau acratothermale)	Ca > Mg SO_4 ≧ HCO_3	990	25
forage 2 (eau acratothermale)	Ca > Mg > Na SO_4 > HCO_3	720	23
forage 3 (eau thermominérale)	Ca >> Na SO_4	3220	26

On remarque l'évolution du pôle Ca-HCO_3 vers le pôle Ca-SO_4, en passant par des types d'eau intermédiaires, évolution qui va de pair avec la profondeur des captages. Parallèlement, la concentration en sodium augmente par rapport au calcium, mais aussi en valeur absolue, ce qui met en évidence l'influence progressive des terrains cristallins.

4.12.5 Variations saisonnières

Des mesures régulières de température et de conductibilité ont été faites à la source pendant les essais de pompage de l'été 1971, démontrant une grande stabilité de ces deux paramètres par rapport au débit pompé. Seuls les rabattements du niveau piézométrique en fonction du débit pompé ont pu être analysés (Badoux, 1972). En effet, en dehors des essais de pompage, il n'est pas possible de mesurer le débit naturel de la source thermale. Toutefois, les variations du débit naturel peuvent être estimées: durant la majeure partie de l'année, toute l'eau s'infiltre naturellement dans les alluvions vers l'aval; par contre, pendant les périodes de crue, l'eau émerge autour du captage. On peut donc estimer que le débit naturel varie au moins d'un facteur deux.

Variabilité des paramètres principaux de la source

V max (%)	Paramètres
≦ 5	HCO_3
5 - 10	K, TSD, pH, Mg, Ca
10 - 20	Cl, Température, Li, Na, SO_4, Sr
20 - 40	SiO_2
> 40	Débit

Durant la période 1977-1978, la source était inutilisée et il fallait enclencher la pompe pendant 5 à 10 minutes pour vider le puits et obtenir des échantillons d'eau provenant de l'aquifère et non de la proximité immédiate de captage. Par conséquent, la variation de la température (12 %) est probablement plus élevée qu'elle ne le serait si la source subissait un pompage continu. En 1971, lors de l'essai de pompage de deux mois, la température est montée graduellement de 24,0° à 24,9° C. L'eau thermale se refroidit donc lorsqu'elle s'écoule de manière naturelle (sans pompage) dans la zone d'exutoire.

Les ions formant les trois quarts de la minéralisation totale (HCO_3, Ca, Mg) proviennent de la dissolution des roches de la partie supérieure de l'aquifère tels que les calcaires et les dolomies du Lias et leur concentration ne subit que peu de variations. Par contre, les ions qui constituent le dernier quart de la minéralisation (Cl, Li, Na, SO_4) varient plus fortement: leur origine provient de la dissolution des niveaux à cornieules et à évaporites du Trias, qui forment la partie inférieure de l'aquifère.

Il n'est pas possible d'évaluer quantitativement les variations de chimisme et de température des quatre forages Valroc, car ces eaux n'ont pas été mesurées régulièrement. Plusieurs analyses de l'eau des forages ont été effectuées (1974, 1977, 1978 et 1979), mais entre chacune d'elles, des travaux d'aménagement ou d'approfondissement ont eu lieu. D'autre part, les débits et la durée de pompage étaient très différents d'un prélèvement à l'autre (Senften, 1974 et 1978). Il apparaît toutefois que les niveaux aquifères atteints par ces forages ont des réserves suffisantes pour assurer une exploitation continue et de longue durée (Avanthey, 1981, communication personnelle).

4.12.6 Géothermométrie

La température de la source thermale mesurée au griffon est supérieure de 0,6° C à celle obtenue en tête de puits lors d'un pompage. La température maximum devrait donc être de 25,5° C. Badoux a déterminé que la température de l'aquifère sous la zone d'alimentation doit être de 30°-35° C, puisque l'épaisseur de roche atteint un kilomètre environ et que le gradient géothermique moyen est estimé à 30° C/km. L'eau se chaufferait en s'infiltrant dans les couches profondes puis se refroidirait en s'écoulant vers la zone d'exutoire (Zahner, Mautner et Badoux, 1974).

On ne retrouve pas cette température d'origine par les méthodes géothermométriques: le géothermomètre T NaKCa ne peut être appliqué pour des eaux de type essentiellement calcique, et celui de la calcédoine donne une température du réservoir inférieure à celle d'émergence, probablement en raison d'un phénomène de dilution. En revanche, la composition chimique des forages 1 et 3 donne des valeurs de température du réservoir profond plus compatibles avec l'hypothèse de Badoux.

Estimation de la température en profondeur

Température (° C)	Source thermale	Forages		
		1	2	3
Température maximum mesurée	24,9	25,2	23,3	27,0
T SiO_2 (calcédoine)	22	30	-2	33
T Na-K-Ca	11	39	55	47

4.12.7 Isotopes

Le calcul de l'altitude des bassins d'alimentation au moyen de la composition en oxygène-18 des eaux de la source et des trois forages, montre une origine assez semblable, qui contraste avec leur composition chimique très différente.

Altitude moyenne de la zone d'alimentation des eaux thermales de Saxon

Captage	Altitude moyenne (m)*
Source des Bains	1800 - 1850
1	1850
forages Valroc 2	1900
3	1950

* Altitude calculée avec la méthode de l'oxygène-18.

La concentration en oxygène-18 et en deutérium dans l'eau de la source ne varie que très peu entre la fin de l'hiver et le début de l'été, ce qui montre une bonne homogénéisation de l'eau des différentes saisons à l'intérieur du réservoir aquifère.

Comme pour les isotopes stables, la concentration en tritium ne change pas beaucoup en cours d'année: les valeurs de 25 et 30 UT peuvent s'expliquer par l'existence d'un mélange entre une eau ancienne (25 ans) dépourvue ou presque de ^3H et une eau récente, riche en ^3H. La présence d'eaux plus anciennes dans les trois forages avec des concentrations en tritium de 2 à 11 UT confirme la possibilité de ce mélange et l'eau de ces forages profonds en représente la composante ancienne.

4.12.8 Caractéristiques du système d'écoulement profond

Lors de l'essai de pompage de l'été 1971, particulièrement sec et pratiquement sans réalimentation de l'aquifère, il a été déterminé que la source thermale était l'exutoire d'une nappe aquifère libre contenue dans des terrains fissurés à dominance carbonatée (Badoux, 1972). Le débit pompé maximum de la source a atteint 2530 l/min pendant cet essai et le débit d'exploitation minimum garanti a été fixé à 1200 l/min, avec de très faibles variations de température et de minéralisation.

Comme dans plusieurs autres sources thermales, on constate que le magnésium, ainsi que le rapport Mg/Ca, diminuent légèrement lorsque la température augmente. Si l'on compare la minéralisation totale de l'eau de la source à celle des forages 1 et 2, qui se situe entre 750 et 990 mg/l, on remarque que la concentration des éléments alcalins (Li, Na, K) et du chlorure augmente sensiblement, contrairement à celle des éléments alcalino-terreux et du sulfate (figure 4.12.1). Graphiquement, aucun phénomène de mélange entre ces eaux n'apparaît, mais la mise en parallèle des caractéristiques physiques, chimiques et isotopiques des quatre captages permet d'observer une nette évolution de celles-ci au fur et à mesure de l'approfondissement de la circulation des eaux.

Evolution des caractéristiques en fonction de la profondeur

Caractéristiques	Source	Forages Valroc		
		1	2	3
profondeur captage (m)	6	60	120	318
température maximum (° C)	24,9	25,2	23,3	27,0
TSD (mg/l)	760	990	720	3220
HCO_3/Cl	21	9,2	6,7	2,6
HCO_3/SO_4	1,4	1,3	0,9	0,2
tritium (UT)	25	11	8	2
altitude bassin (m)	1800	1850	1900	1950

Lorsque la profondeur du point considéré à l'intérieur de l'aquifère augmente, la température et la minéralisation s'élèvent; le caractère bicarbonaté diminue au profit des tendances chlorurée et sulfatée; le temps de transit souterrain est plus long et l'altitude moyenne du bassin d'alimentation est plus élevée. Ces constatations conduisent à l'élaboration d'un modèle schématique d'écoulement (figure 4.12.2).

Les eaux qui se sont infiltrées depuis la partie inférieure du bassin d'alimentation (1500-2000 m) sont caractérisées par les phénomènes suivants:

— trajet souterrain relativement court;

— exutoire dans les alluvions de la vallée du Rhône et par la source;

— écoulement dans la partie supérieure de l'aquifère, avec par conséquent une minéralisation peu élevée et de type $Ca\text{-}HCO_3$;

— température probable en profondeur: 30-35° C.

Les eaux qui se sont infiltrées depuis la partie supérieure du bassin d'alimentation (2000-2500 m) sont caractérisées par les phénomènes suivants:

— trajet souterrain relativement long;

— pas d'exutoire apparent, mais seulement captage par des forages;

— écoulement entre la partie fissurée du massif cristallin et la base du Trias avec par conséquent une minéralisation plus élevée de type $Ca\text{-}SO_4$, et une concentration assez importante en sodium;

— température probable en profondeur: 35-40° C.

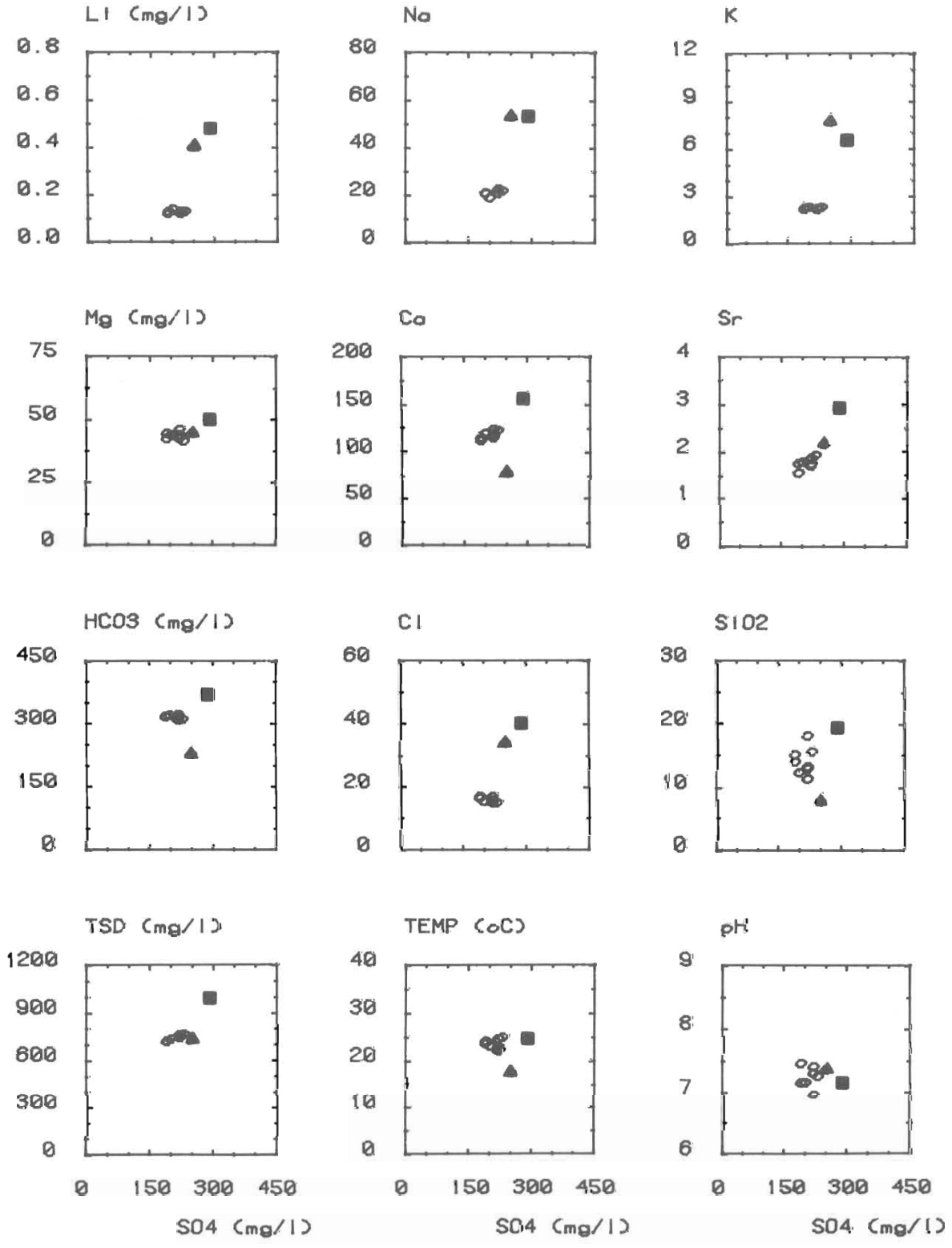

Figure 4.12.1: *Saxon: comportement des paramètres principaux en fonction du sulfate*

cercle = source des Bains; carré = forage Valroc 1; triangle = forage Valroc 2.

La composition de l'eau du forage Valroc 3 n'a pas été reportée sur ces graphiques, en raison des concentrations ioniques 3 à 4 fois plus élevées. Les quatre types d'eau thermale de Saxon proviennent de zones aquifères différentes dont les roches donnent aux eaux une composition chimique qui leur est propre.

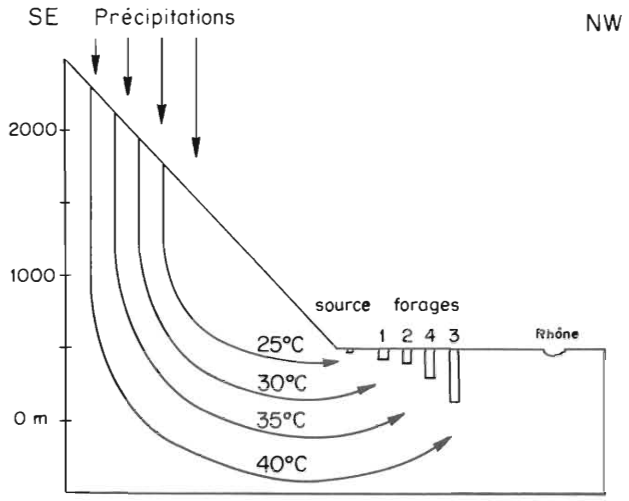

Figure 4.12.2: *Modèle schématique de circulation des eaux thermales à Saxon*

La zone d'alimentation des eaux thermales se trouverait dans la région du col des Planches (Badoux, 1972) et serait constituée par la couverture sédimentaire du massif du Mont-Blanc. Avec l'augmentation de la profondeur des captages, les caractéristiques physiques, chimiques et isotopiques de l'eau thermale se modifient de manière très importante: la température du réservoir, la minéralisation, le temps de transit souterrain et l'altitude d'alimentation augmentent, alors que le chimisme passe du type Ca-HCO_3 au type Ca-SO_4.

4.12.9 Résumé et conclusion

La zone thermale de Saxon comporte plusieurs types d'eau de température relativement semblable (23-27° C), mais de minéralisation et d'origine différentes (700-3200 mg/l). La source des anciens bains de Saxon est l'émergence naturelle en surface d'un aquifère important qui contient une eau acratothermale essentiellement bicarbonatée calcique provenant de la couverture sédimentaire du Massif du Mont-Blanc. Non loin de la source, quatre forages (Valroc) d'une profondeur de 60 à 318 m ont rencontré des aquifères non moins importants.

L'évolution des caractéristiques des eaux thermales de Saxon va de pair avec la profondeur des captages et par conséquent avec la profondeur de circulation des différents types d'eau. Le chimisme passe du type Ca-HCO_3 au type Ca-SO_4 avec une augmentation notable de la teneur en sodium; la température des eaux dans le réservoir profond est estimée de 30° à 40° C; le temps de transit souterrain augmente et l'altitude moyenne des zones d'alimentation passe de 1800 à 2000 m environ.

Les résultats des divers essais de pompage ont révélé une grande stabilité de chacun des aquifères, ainsi que l'absence d'influence des eaux superficielles dans la zone des captages. Les débits exploitables sont élevés, 1200 l/min pour la source, 2600 l/min pour les quatre forages.

4.13 La Combioula

4.13.1 Introduction

Les sources thermominérales dites de la Combioula se trouvent au début du Val d'Hérens (Valais), en dessous de la route qui conduit de Vex à Euseigne. La plupart des 80 émergences ne sont visibles que lorsque la Borgne a un débit faible, car elles sortent dans le lit même du torrent (figure 4.13.1). Malgré d'anciens travaux de captage, les sources thermominérales de la Combioula sont restées inutilisées, en raison des difficultés d'accès et de l'encaissement du fond de la vallée (Baghdadi, 1951). Des analyses plus ou moins complètes ont été effectuées par différents laboratoires en 1946, 1969, et 1976. Ces analyses ponctuelles d'une ou deux sources seulement sont assez semblables et ne permettent guère d'interpréter le système dans son ensemble. Une étude détaillée de la zone thermale ainsi que de son environnement géologique et hydrologique est en cours (Flück, 1981).

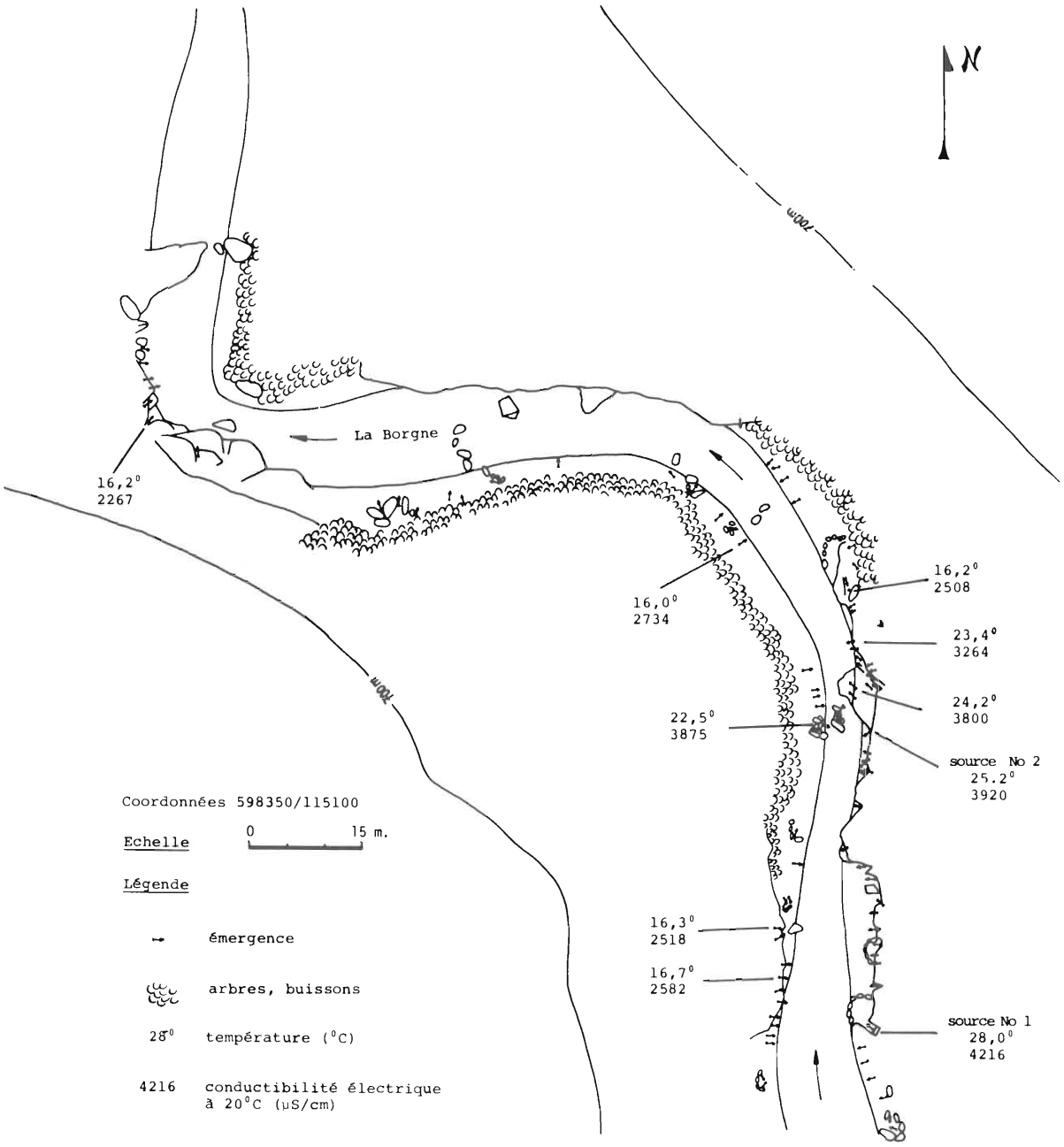

Figure 4.13.1: *Plan des sources de la Combioula* (d'après Flück, 1981)

Par basses eaux, quelque 80 émergences sont visibles; de manière générale, les eaux les plus chaudes et les plus minéralisées se trouvent en amont de la zone thermale et sur la rive droite du torrent. Les valeurs de température et de conductibilité indiquées ont été mesurées en avril 1978.

4.13.2 *Situation géologique et hydrogéologique*

L'eau thermominérale sort d'un petit anticlinal dans les calcaires dolomitiques du Trias qui recoupe la Borgne et plonge vers l'est. Celui-ci fait partie de la couverture mésozoïque de la nappe du Saint-Bernard (Vallet, 1950). Le calcaire triasique est surmonté par une fine couche de greywacke, puis par des quartzites qui forment une petite paroi verticale. La remontée de l'eau thermominérale s'effectue soit par l'intermédiaire d'une fracture qui coupe la vallée perpendiculairement, soit par la zone limite des quartzites et des calcaires.

Exception faite de l'ensemble des émergences thermominérales, il n'y a pas d'autres sources sortant au niveau de la Borgne: il faut remonter très haut sur les flancs de la vallée (Hérémence ou St-Martin) pour trouver des sources froides, qui servent à l'alimentation en eau des villages.

4.13.3 *Travaux effectués*

Durant la période d'observation des eaux thermales (mai 1977 à juillet 1978), les sources thermominérales de la Combioula ont été mesurées à huit reprises. Le choix des échantillons s'est porté sur les deux sources les plus importantes au point de vue du débit, de la minéralisation et de la température: elles se situent sur la rive droite et ont été nommées «source N° 1» et «source N° 2». En raison des crues de la Borgne, la source N° 2 n'a pu être échantillonnée que cinq fois.

Au mois d'avril 1978, alors que le niveau du torrent était bas, de nombreuses émergences étaient visibles: seules celles dont le débit estimé était $\geqq$ 20 l/min ont été prises en considération. Au total, 10 échantillons ont été prélevés: 5 sources sur la rive droite et 5 sources sur la rive gauche. Etant donné que la plupart des émergences semblent influencées par l'eau du torrent, en raison de la faible différence de niveau entre ce dernier et les sources, deux échantillons d'eau de la Borgne ont été prélevés. En effet, il apparaît clairement que certaines sources sont fortement diluées par une eau froide et peu minéralisée (figure 4.13.2).

4.13.4 *Classification chimique*

Si l'on tient compte de l'échantillon dont la minéralisation et la température sont maximum (source N° 1, rive droite, eau thermominérale: température = 28° C, TSD = 4100 mg/l), la classification chimique basée sur les ions représentant plus de 20 % des cations ou des anions est la suivante:

$$Ca > Na; SO_4 > Cl$$

A l'opposé, l'échantillon dont la minéralisation et la température sont minimum (source aval, échantillon 718, rive gauche, eau subthermale et minérale: température = 16° C, TSD = 2400 mg/l), on obtient:

$$Ca >> Mg; SO_4$$

D'emblée on peut en déduire qu'il ne s'agit pas d'une simple dilution de l'eau thermominérale par une eau froide faiblement minéralisée de type Ca-HCO_3, mais d'un mélange avec une eau de type Ca-SO_4, sans omettre la présence du torrent qui influence également les sources à leur griffon (figure 4.13.2).

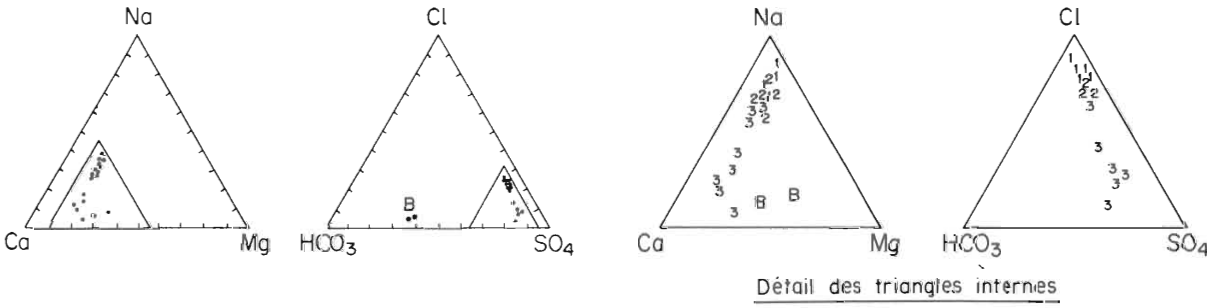

Figure 4.13.2: *Différenciation chimique des eaux de la Combioula*

Echantillons: B = torrent la Borgne; 1 = source N° 1; 2 = source N° 2; 3 = 8 autres sources (avril 1978).

Une série presque continue du changement de la composition chimique existe entre le pôle CaNa-SO_4Cl (source N° 1, à l'amont) et le pôle Ca-SO_4 (source 3, base du triangle, à l'aval). L'eau du torrent influence aussi l'ensemble des sources de manière plus ou moins importante selon l'émergence et la saison.

4.13.5 *Variations saisonnières*

Les analyses chimiques anciennes étant trop espacées dans le temps, il est impossible de déceler des variations significatives à long terme. Par contre, en 1946, un événement important était enregistré: le 25 janvier de cette année-là eut lieu le fameux séisme de la région de Sierre. Immédiatement le débit des sources a quintuplé et, deux mois après l'incident, il était encore deux fois plus élevé qu'auparavant. La température a passé apparemment de 25° à 28,5° C (Baghdadi, 1951). Il est intéressant de rappeler qu'un tel phénomène a été mis en évidence à Leukerbad lors des tremblements de terre de 1855 et 1978 (4.8).

La source N° 1, la plus représentative de l'eau thermominérale profonde, n'a pas de variations en relation directe avec les saisons: on n'observe pas de minéralisation minimum lors de la fonte des neiges ou de température maximum en fin d'automne. D'autre part, les variations de température ne sembient pas liées à la minéralisation. Cela peut être expliqué par les conditions physiques à l'exutoire (ancienne galerie comblée au niveau de la rivière) qui entraînent des modifications de température par contact avec les roches de surface et avec l'air ambiant.

Variabilité des paramètres principaux de la source N° 1

V max (%)	Paramètres
≤ 5	-
5 - 10	HCO_3, pH, température
10 - 20	Li, Mg, Ca, Sr, TSD, SO_4
20 - 40	Cl, Na, K, SiO_2
> 40	Débit

La très forte variabilité du débit ne provient pas seulement de la nature du système, mais aussi de la grande imprécision de sa mesure. Deux groupes chimiquement distincts et variant de manière différente sont mis en évidence: Na-K-Cl (+ SiO_2) et Mg-Ca-Sr-SO_4 (+ Li). Les trois paramètres variant faiblement se trouvent dans un certain état d'équilibre physico-chimique: le HCO_3 et le pH dépendant de la température.

4.13.6 *Géothermométrie*

Pour la source N° 1, qui est la plus chaude, le géothermomètre de la silice (T SiO_2 calcédoine) donne une température en profondeur un peu plus élevée que celle d'émergence (35° - 40° C), ce qui doit correspondre aux conditions proches de l'exutoire. Le géothermomètre T Na-K-Ca, quant à lui, donne une température de 80° C, mais puisque rien ne vient confirmer cette valeur (modèle de mélange), il est préférable de la laisser de côté en attendant une étude chimique approfondie de ces eaux.

4.13.7 *Isotopes*

Les valeurs d'oxygène-18 et de deutérium sont parmi les plus faibles mesurées dans les eaux thermales étudiées ($\delta^{18}O = -15‰$; $\delta^{2}H = -112‰$). Elles correspondent à une zone d'infiltration des précipitations située à une altitude moyenne de 2500 m, ce qui est tout à fait possible compte tenu de la topographie accentuée, de la géologie et de l'hydrologie de surface régionale.

Les analyses de tritium indiquent l'existence d'une eau récente, ou tout au moins d'une eau contenant un pourcentage élevé d'eau récente. Si l'on considère les deux mesures de tritium de la source N° 1 (88-69 UT), on constate un appauvrissement en tritium lorsque la température et la minéralisation augmentent, ce qui confirme la présence d'un mélange entre deux ou trois types d'eau différents: une eau d'origine profonde, ancienne, chaude et fortement minéralisée, une eau d'origine moins profonde, plus récente, tiède et minéralisée, et finalement l'eau du torrent. Seules les analyses isotopiques des trois composantes du mélange permettront d'établir un modèle quantitatif plus satisfaisant que celui proposé.

4.13.8 *Caractéristiques du système d'écoulement profond*

La composition chimique des différentes sources et les variations chimiques, physiques et isotopiques de la source N° 1, laissent entrevoir que le système hydrothermal de la Combioula est composé de deux types d'eau souterraine chimiquement et génétiquement différents.

Considérant le comportement des principaux paramètres chimiques et physiques de l'eau en fonction du chlorure, on distingue rapidement deux pôles, aux extrémités des graphiques, qui ont tendance à se rejoindre par un système de mélange relativement simple (figure 4.13.3).

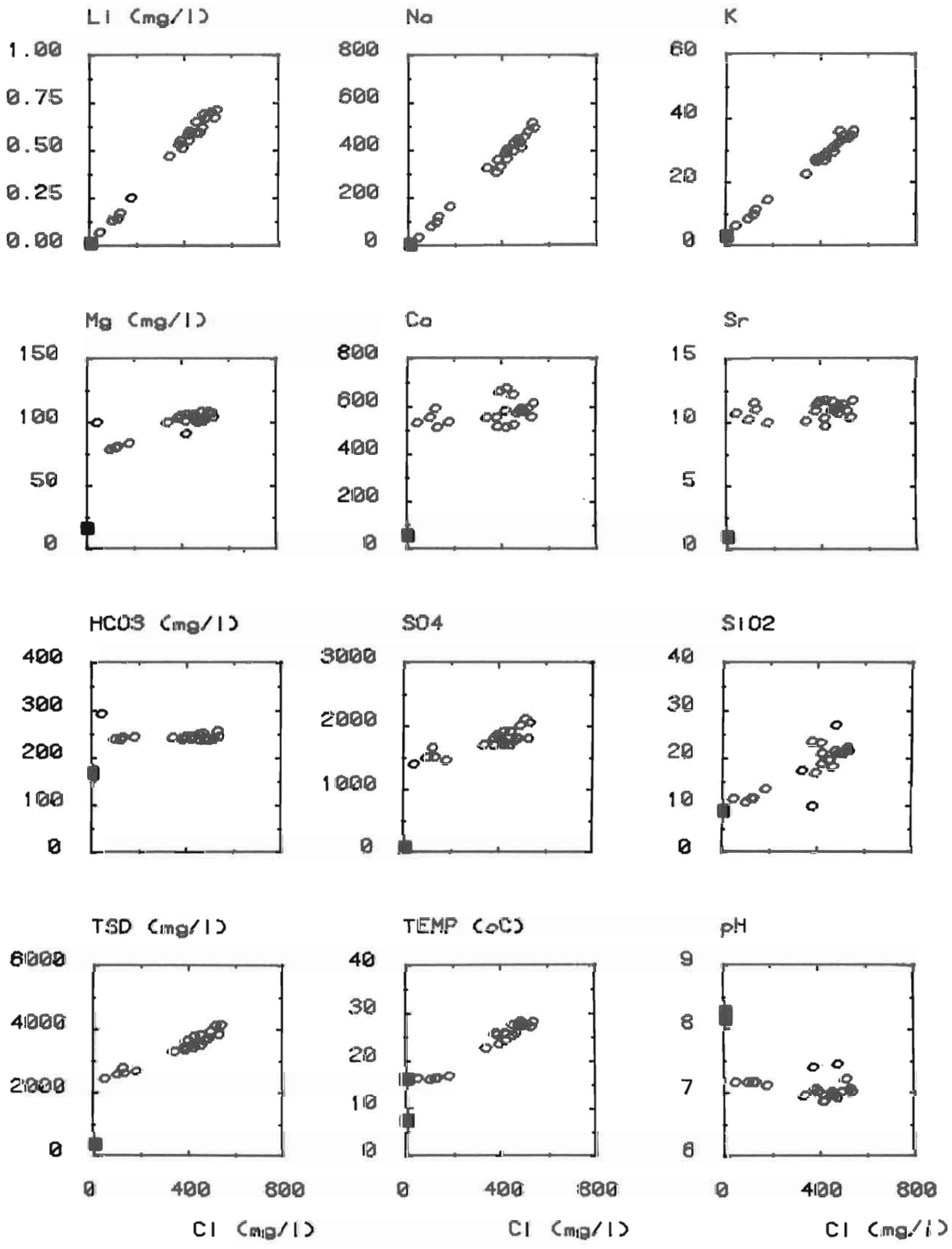

Figure 4.13.3: *Combioula: comportement des paramètres principaux en fonction du chlorure*

carré = torrent la Borgne; cercle = sources thermales et subthermales.

Le mélange entre les deux types d'eau est plus évident avec les éléments alcalins et la silice, car les sources du type Ca-SO_4 en contiennent très peu, contrairement aux éléments alcalino-terreux.

1er pôle: une eau de type CaNa-SO_4Cl dont la température maximum mesurée est de 28° C (source N° 1), et qui contient beaucoup de Na-Cl et K-Cl ainsi que de la silice.

2e pôle: une eau de type Ca-SO_4 avec une température de 16° C environ (source aval), contenant de faibles quantités de Li, Na, K, Cl et SiO_2.

La relation entre le chlorure et les éléments alcalins (Li, Na, K) est excellente: en effet, lorsque l'eau la plus chaude (pôle 1) subit une dilution par l'un des autres types d'eau (pôle 2 ou torrent), ces derniers étant pauvres en chlorure et en alcalins, la droite du mélange passe par l'origine. Par contre, la relation existant entre le chlorure et les éléments alcalino-terreux, les anions ou la silice est nettement plus dispersée: cela provient du fait que la concentration de ces paramètres est assez élevée pour les deux eaux minéralisées (pôles 1 et 2), alors qu'elle est faible dans l'eau du torrent. La relation linéaire entre les deux pôles est en quelque sorte perturbée lors des afflux importants d'eau superficielle de la Borgne.

Si l'on prend la valeur de température estimée par le géothermomètre de la calcédoine, il est possible d'extrapoler les caractéristiques que l'eau thermale originale devrait avoir avant son mélange avec l'eau de type Ca-SO_4. Peut-être cette température de 35°-40° C est-elle sous-estimée, car l'écoulement d'eau thermale arrivant vers la surface se subdivise en 80 émergences et des changements d'équilibre chimique peuvent intervenir, à la suite d'un fort refroidissement par conduction.

En extrapolant la concentration en chlorure pour une température de 35° C et en utilisant la valeur correspondante de 700 mg/l de chlorure, on peut déterminer les concentrations des différents paramètres dans l'eau thermale originale à l'aide de la série des graphiques de la figure 4.13.3.

Extrapolation des caractéristiques de l'eau thermominérale originale

Température (° C)		35	HCO_3	(mg/l)	230
Li	(mg/l)	1,0	SO_4	"	2300
Na	"	700	Cl	"	700
K	"	45	SiO_2	"	28
Mg	"	110	TSD	"	4800
Ca	"	600	pH		6,8
Sr	"	12			

L'eau thermale originale doit rencontrer lors de son parcours souterrain d'importantes couches de sel, car elle contient beaucoup plus de NaCl que la composante subthermale du mélange qui ne dissout pratiquement que du gypse ou de l'anhydrite ($CaSO_4$).

Le débit est un paramètre très difficile à mesurer dans le cas de la Combioula, car l'eau sort plus ou moins horizontalement et s'écoule tout de suite dans le torrent. Néanmoins, en avril 1978, les deux sources principales (N° 1 et N° 2) ont été estimées chacune à 200 l/min alors que l'ensemble des dix sources mesurées donne un débit total de 600-700 l/min. Si l'on compte encore toutes les émergences diffuses visibles ainsi que celles cachées dans le lit du torrent, le débit de toute la zone thermale doit dépasser 2000 l/min. Cette valeur doit représenter une moyenne car le débit fluctue passablement d'une saison à l'autre.

4.13.9 Résumé et conclusion

De la zone thermale de la Combioula (Val d'Hérens, Valais) sortent quelque 80 sources ou émergences diffuses, au niveau du torrent la Borgne et qui sont fortement influencées, voire recouvertes par ce dernier. Deux types d'eau assez différents ont été identifiés aux deux extrémités de la zone: une eau thermominérale sulfatée calcique et chlorurée sodique avec une minéralisation de 4100 mg/l et une température de 28° C; une eau subthermale et minérale essentiellement sulfatée calcique avec une minéralisation de 2400 mg/l et une température de 16° C. Entre ces deux extrêmes, il existe une série presque continue.

Le réservoir profond de l'eau thermominérale est probablement constitué des calcaires dolomitiques triasiques de la couverture mésozoïque de la nappe du St-Bernard. La température en profondeur ne semble pas être bien supérieure à 35° C. Le temps de transit souterrain de l'eau est relativement court (moins de 10 ans) et l'altitude moyenne du bassin d'alimentation se situe vers 2500 m.

Bien que le débit total de la zone soit élevé (> 2000 l/min), l'utilisation de l'eau thermominérale de la Combioula ne serait envisageable que s'il était possible de la capter en un ou deux ouvrages (galerie, puits, forage). La température de l'une des deux composantes n'est que de 16° C et rien ne permet encore de supposer que la température de l'autre composante soit supérieure à 35° C.

4.14 Brigerbad

4.14.1 Introduction

La source thermominérale de Brigerbad émerge dans la vallée du Rhône, sur la rive droite du fleuve, environ à mi-distance entre Brigue et Viège. La tradition rapporte qu'un établissement de bains existait au XV^{e} siècle et que toute la zone d'émergence fut recouverte lors d'un éboulement par une épaisse couche de blocs de rocher. La source fut recaptée au XVII^{e} siècle en creusant une galerie dans ces éboulis, mais avant ces vingt dernières années, Brigerbad ne connut pas de développement important. C'est depuis ce moment-là qu'une station de bains moderne fut construite, avec la particularité d'être équipée notamment de grandes piscines extérieures et d'un camping important, mais sans établissement hôtelier. Le captage de la source fut amélioré au moyen d'une série de petits sondages de faible diamètre forés plus ou moins horizontalement dans la zone rocheuse, pour agrandir les fissures d'où sort l'eau.

4.14.2 Situation géologique et hydrogéologique

La zone d'émergence de la source de Brigerbad est située dans les blocs provenant de l'éboulement mentionné ci-dessus. Une seule chose est certaine: l'eau sort directement des fissures du gneiss prétriasique appartenant au Massif de l'Aar, dans un environnement géologique et tectonique très complexe: en effet, plusieurs unités se rejoignent dans la région de Brigerbad, sans qu'il soit possible de les observer sur le site d'émergence de l'eau thermale, en raison de l'importante couche d'éboulis.

Le Massif de l'Aar est composé d'un noyau granitique, entouré d'une couverture volcano-sédimentaire polymétamorphique prétriasique. Une série sédimentaire allant du Permien au Lias, appelée zone d'Urseren, est en contact tectonique avec ce massif cristallin et borde tout son flanc sud. Elle tient lieu de couverture nord du Massif du Gothard. Ce dernier s'ennoie à une dizaine de kilomètres au nord-est de Brigue, ses couvertures sédimentaires nord et sud se rejoignent et disparaissent à leur tour, non loin de Brigerbad (Labhart, 1965; Commission géologique suisse, 1972 a et b). En raison de cette complexité tectonique, il est fort probable que le parcours souterrain de l'eau thermale ne soit pas seulement lié au cristallin du Massif de l'Aar, mais également à une ou plusieurs autres unités géologiques.

La source de Brigerbad est la seule émergence thermale connue dans la région. Elle consiste en trois griffons principaux dont chacun a une température et un débit différents: le captage consiste en une galerie creusée dans les éboulis qui se termine au contact de la roche en place. L'eau s'écoule dans trois bassins en ciment nommés pour cette étude «gauche» (ouest), «central» et «droit» (est), desquels elle est pompée en fonction des besoins de l'établissement de bains.

4.14.3 Travaux effectués

Excepté quelques analyses chimiques et le travail de Baghdadi (1951), aucune étude hydrogéologique n'a été effectuée sur la source thermominérale de Brigerbad. Cette situation provient de l'essor tout à fait récent de cette station.

Pour des raisons indépendantes de notre volonté, il n'a pas été possible d'effectuer à chacun des griffons plus de trois prélèvements de l'eau thermominérale de Brigerbad, au cours des neuf campagnes d'échantillonnage et de mesure de la période 1977-1978 réalisées pour l'ensemble des zones thermales étudiées.

4.14.4 Classification chimique

L'eau thermominérale de Brigerbad subit des modifications importantes de débit, de température (37°-52° C) et de minéralisation (940-1290 mg/l), mais la classification chimique, basée sur les ions représentant plus de 20 % de la somme des cations ou des anions, reste identique:

$$Na > Ca; SO_4$$

Lorsque la température et la minéralisation totale sont maximum ou minimum, la formule de classification en est presque modifiée, car le sodium et le sulfate varient beaucoup plus que le calcium et le bicarbonate. Un plus grand nombre de prélèvements et d'analyses au cours du cycle hydrologique aurait probablement permis l'observation de l'un ou l'autre, ou même des deux types de chimisme suivants:

	tendance observée
température et minéralisation maximum:	$Na >> Ca; SO_4$
température et minéralisation minimum:	$Na = Ca; SO_4 > HCO_3$

4.14.5 Variations saisonnières et à long terme

Les mesures et analyses de ces trente dernières années montrent des variations extrêmement fortes, en relation avec le cycle hydrologique et dues également aux importantes modifications effectuées dans le captage.

Evolution à long terme de la température et de la minéralisation

Date	Température (° C)	TSD (mg/l)
13.09.49 (Högl)	31	607
6.08.51 (Gübeli)	32	769
1959 (Gübeli)	34	1009
18.08.71 (Senften)	42	837
22.06.77	37,0	948
5.10.77	52,5	1271
1.03.78	50,7	982

Ces quelques données permettent de constater deux phénomènes: une augmentation graduelle de la température et de la minéralisation au cours des trente dernières années ainsi qu'une dépendance vis-à-vis du cycle hydrologique pendant la période 1977-1978. Les modifications à long terme sont dues à des améliorations successives du captage.

Les variations étant très accentuées pendant le cycle hydrologique 1977-1978, c'est le griffon le plus stable qui a été pris en considération pour le calcul de la variabilité maximum.

Variabilité des paramètres principaux du griffon droit

V max (%)	Paramètres
≦ 5	-
5 - 10	pH
10 - 20	K, température, HCO_3, Ca, Li, SiO_2
20 - 40	Sr, TSD, Cl, Na, SO_4
> 40	Mg

Parmi les 19 zones thermales étudiées, Brigerbad est celle qui subit les variations les plus accentuées. Il faut aussi tenir compte du fait que ces pourcentages sont basés sur trois échantillonnages seulement et qu'il est donc fort probable que la variabilité réelle soit encore plus élevée. La grande majorité des paramètres se trouve dans deux classes de variabilité. L'association Ca-HCO_3 varie modérément, alors que l'association Cl-Na-SO_4 varie fortement. Il s'agit probablement d'un mélange entre une eau faiblement minéralisée de type Ca-HCO_3 et une eau thermominérale de type NaCa-SO_4Cl, la dilution entraînant une modification plus importante de la teneur en sodium, en sulfate et en chlorure qu'en bicarbonate de calcium. Les comportements antinomiques du potassium et du magnésium peuvent être expliqués de la manière suivante: la solubilité des sels de ces deux cations est réduite par l'augmentation de température; la concentration en potassium est plus faible dans les eaux froides superficielles, alors qu'au contraire la concentration en magnésium est plus élevée dans ces dernières que dans l'eau thermominérale. Il en résulte une variabilité très élevée de Mg et une variabilité moyenne de K.

4.14.6 Géothermométrie

La température maximum mesurée à l'un des griffons est de 52,5° C, ce qui fait de Brigerbad la zone thermale la plus chaude de Suisse après Lavey-les-Bains. La composition chimique de ce type d'eau rend possible l'utilisation de deux géothermomètres pour l'estimation de la température du fluide en profondeur: celle-ci serait de 100° C environ d'après le géothermomètre T Na-K-Ca. Le géothermomètre T SiO_2 (calcédoine) indique, quant à lui, une valeur de 90° C, mais il ne faut pas oublier que la concentration en silice est abaissée par le phénomène de dilution de l'eau thermominérale. Pour obtenir une température du réservoir de 100° C avec le géothermomètre de la calcédoine, la concentration de silice à l'émergence devrait atteindre 84 mg/l, au lieu de 72 mg/l, ce qui représente une dilution de 15 % environ de l'eau thermominérale par une eau froide et pauvre en silice.

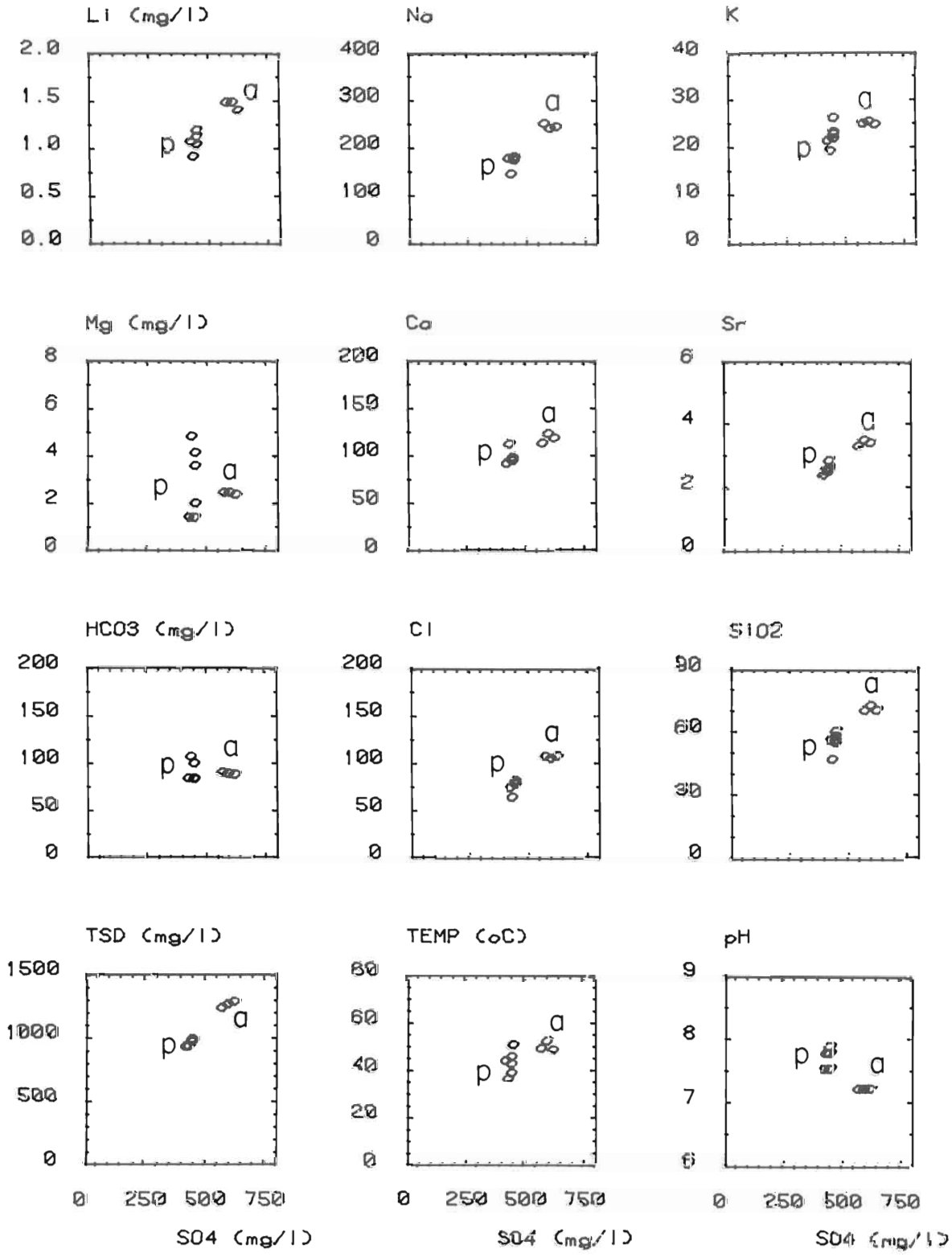

Figure 4.14.1: *Brigerbad: comportement des paramètres principaux en fonction du sulfate*

p = printemps; a = automne

Les 3 griffons (gauche, central et droit) ne se différencient pas l'un de l'autre, par contre les variations sont importantes entre le printemps et l'automne. Au cours de cette dernière saison, l'ensemble des éléments minéralisateurs augmentent ainsi que la température.

4.14.7 *Isotopes*

Deux analyses isotopiques ont été effectuées à chaque griffon, à des périodes assez différentes du cycle hydrologique: fin juin 1977 et début mars 1978. Malheureusement, il s'est avéré que les caractéristiques physiques, chimiques et isotopiques de l'eau étaient assez semblables d'une fois à l'autre (dilution élevée), et ne permettent pas de différencier les composantes du mélange.

La concentration en oxygène-18 et en deutérium est faible, et indique que la zone d'alimentation de la source a une altitude moyenne de 2400-2500 m, ce qui correspond bien à l'environnement topographique et géologique du Massif Aar-Gothard. Les températures de réservoir et d'émergence sont élevées, mais on n'observe pas de déviation de la droite des eaux météoriques qui pourrait être due à un échange eau-roche à haute température comme dans la zone thermale de Baden.

Les concentrations en tritium sont relativement importantes pour une eau de cette température (50 UT en moyenne). En effet, les eaux les plus chaudes ne contiennent que peu de tritium, qui généralement provient d'un léger mélange dans la zone d'exutoire. Cette constatation est intéressante dans l'estimation du potentiel géothermique de cette zone, quelle que soit la teneur en tritium de l'eau thermominérale originale: si cette dernière est plus ou moins dépourvue de ^3H, la température de son réservoir doit être très élevée pour dépasser 50° C après une dilution importante avec une eau froide et récente. Au contraire, si la dilution est modérée (15 % environ) l'eau thermominérale originale devrait avoir une concentration en tritium de 30-40 UT. Dans ces conditions, la réserve de chaleur du réservoir doit être considérable pour chauffer un volume d'eau important (le débit moyen est de 2500 l/min) dont le temps de transit souterrain est relativement court.

4.14.8 *Caractéristiques du système d'écoulement profond*

Le débit est un paramètre important rarement mesuré dans les sources où il est très élevé, et ceci pour des raisons techniques. Carlé (1975) donne deux valeurs de débit différentes, correspondant probablement à deux griffons: 2100 l/min d'eau entre 30° et 47° C et 2800 l/min d'eau entre 20° et 24° C, ce qui donne un débit total de près de 5000 l/min. D'autre part, le propriétaire de la source précise qu'il peut pomper entre 2400 et 2800 l/min d'eau chaude pendant les périodes d'exploitation de l'établissement de bains (Kalbermatten, communication personnelle). Apparemment le débit varie beaucoup et il s'accroît notamment lors d'une élévation de la température. Cela peut être expliqué de deux façons: d'une part, lorsque le débit augmente, le refroidissement par conduction de l'eau vers la zone d'exutoire diminue et d'autre part, une pression accentuée d'eau thermale limite mieux les infiltrations d'eau froide superficielle.

L'évolution des différents paramètres chimiques et physiques en fonction de l'anion principal (SO_4) met en évidence un système de dilution entre l'eau thermominérale et une eau plus faiblement minéralisée. Malheureusement, ce mélange ne montre pas de relations linéaires très satisfaisantes, car sur trois échantillonnages effectués, deux ont donné des résultats assez semblables (figure 4.14.1).

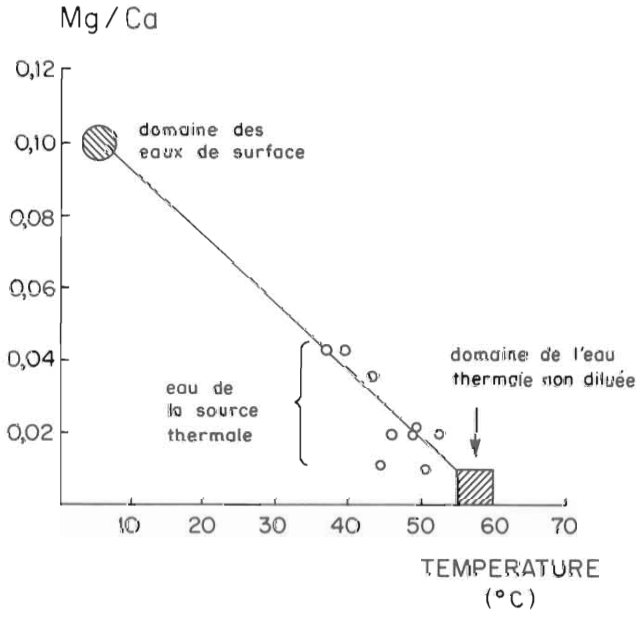

Figure 4.14.2: *Relation entre le rapport Mg/Ca et la température dans l'eau de la source de Brigerbad*

Une relation inversement proportionnelle existe entre le rapport Mg/Ca et la température d'émergence. En traçant une droite entre les mesures faites à la source et le domaine des eaux de surface ou de faible profondeur en terrain cristallin, l'extrapolation de la température pour un rapport Mg/Ca très petit donne 55°C - 60°C.

Le bicarbonate et le magnésium ne sont pas liés aux variations de la concentration en sulfate. Par contre, la concentration en magnésium décroît lorsque la température augmente. Une meilleure corrélation négative a été obtenue entre le rapport Mg/Ca et la température (figure 4.14.2): l'extrapolation de cette relation linéaire dans les basses températures donne un rapport Mg/Ca = 0,10 pour 8°-10° C, ce qui correspond aux valeurs obtenues dans les eaux superficielles des terrains cristallins. Pour un rapport Mg/Ca très petit, la température est de l'ordre de 55° C. Cette valeur pourrait être celle atteinte par l'eau chaude originale après son refroidissement par conduction, mais avant son mélange dans la zone d'exutoire avec des eaux froides. Toutefois, cette évaluation représente certainement un minimum, car elle ne tient pas compte des conditions peu favorables de mesure des températures à l'émergence.

La présence d'une concentration en calcium non négligeable, les variations importantes de minéralisation et de température, ainsi qu'une teneur en tritium élevée permettent d'affirmer que la circulation souterraine de l'eau thermale de Brigerbad ne s'effectue pas uniquement dans les fissures des roches cristallines du Massif de l'Aar, mais également dans les séries sédimentaires triasiques des couvertures mésozoïques du Massif du Gothard. On est probablement en présence d'un système d'écoulement lent et profond dans le Massif cristallin de l'Aar qui permet à l'eau d'acquérir une température élevée. Cet écoulement se dirige vers le sud du Massif de l'Aar et rencontre un autre système d'écoulement constitué par l'infiltration plus rapide des eaux de surface dans les couches triasiques bordant les massifs cristallins.

4.14.9 Résumé et conclusion

La source thermominérale de Brigerbad (Valais) est située dans une région dont l'environnement géologique est particulièrement complexe à la jonction des Massifs cristallins de l'Aar et du Gothard ainsi que de leurs couvertures respectives. Il est probable que le parcours souterrain de l'eau thermominérale soit lié non seulement au domaine cristallin mais également aux niveaux sédimentaires triasiques de bordure. La température d'émergence est assez élevée (40°-50° C) et celle du réservoir profond est estimée proche de 100° C. La minéralisation de type sulfatée sodique et calcique atteint un maximum de 1270 mg/l pour une température de 52° C. Les variations saisonnières sont importantes et l'eau thermominérale profonde originaire d'un massif cristallin subit un mélange avec des eaux froides ou tièdes moins minéralisées provenant d'un aquifère en roches sédimentaires.

En raison de sa température (50° C) et de son débit (2500 l/min) élevés, la source thermominérale de Brigerbad est intéressante pour une utilisation de son excédent calorifique à des fins de chauffage. Il faut d'ailleurs noter que l'établissement thermal en utilise une partie pour tempérer ses locaux durant la fermeture hivernale. La zone thermale de Brigerbad mérite certainement une étude plus approfondie en raison de son potentiel géothermique et de sa proximité des villes de Brigue et de Viège.