

MATÉRIAUX POUR LA GÉOLOGIE DE LA SUISSE — HYDROLOGIE

N° 29

Publié par la Commission d'Hydrologie
Organe de la Société Helvétique des Sciences Naturelles

FRANÇOIS-D. VUATAZ

HYDROGÉOLOGIE, GÉOCHIMIE ET GÉOTHERMIE
DES EAUX THERMALES DE SUISSE
ET DES RÉGIONS ALPINES LIMITOPHES

avec 58 figures et 50 tableaux

En commission chez Kümmerly & Frey, Geographischer Verlag, Berne
Imprimerie Corbaz S.A., Montreux, 1982

Préambule de la Commission d'Hydrologie

La Commission d'Hydrologie de la Société Helvétique des Sciences Naturelles a le plaisir de publier l'étude de M. François-David Vuataz intitulée «Hydrogéologie, géochimie et géothermie des eaux thermales de Suisse et des régions alpines limitrophes» dans leur série «Matériaux pour la géologie de la Suisse - Hydrologie» N° 29.

L'étude exécutée sous la direction du professeur F. Jaffé de l'Université de Genève et sous la codirection du professeur André Burger de l'Université de Neuchâtel a été acceptée par l'Université de Genève comme thèse de doctorat.

Ce travail de thèse fournit un excellent résumé des caractéristiques des principales eaux thermominérales connues en Suisse et dans les régions alpines limitrophes. Il comporte une partie analytique originale importante et s'attache à interpréter les systèmes d'écoulement profond, d'une part dans leur environnement local, de l'autre dans un contexte hydrogéologique régional. Il marque sans aucun doute le début du contrôle systématique et continu des ressources suisses en eaux thermales.

L'étude de F.-D. Vuataz arrive à point nommé. En effet, alors que les eaux thermominérales de Suisse connaissent un net regain d'intérêt, leur exploitation pourrait se heurter bientôt à divers projets d'utilisation du sous-sol, visant à la récupération d'énergie géothermique ou, par exemple, à l'évacuation de déchets radioactifs. Ce n'est pas le moindre mérite de l'auteur que d'avoir su rassembler les données qui permettront de mieux protéger les ressources naturelles en eaux thermominérales contenues dans les profondeurs du sous-sol suisse.

Les frais d'impression ont été couverts par une contribution financière de la Commission d'Hydrologie, grâce au soutien du Fonds Charles Borzynski de l'Université de Genève et de la Fondation Joachim De Giacomi de la Société Helvétique des Sciences Naturelles, ainsi que par une contribution personnelle de l'auteur.

Le fond du texte et des figures est laissé à la seule responsabilité de l'auteur.

Berne, novembre 1982.

D^r H.-U. Schweizer
Membre de la Commission

Table des matières

	Page
Remerciements	XIII
Chapitre 1: Introduction	1
1.1 Historique	1
1.2 Buts de l'étude	1
1.3 Méthodes de travail	1
1.4 Déroulement de l'étude	2
1.5 Utilisation des eaux thermales	2
Chapitre 2: Méthodologie d'acquisition et de contrôle des données	4
2.1 Travaux de terrain	4
2.1.1 Nombre et fréquence des observations	4
2.1.2 Choix des points d'échantillonnage	5
2.1.3 Mesures sur le terrain et matériel utilisé	5
2.2 Analyses en laboratoire	6
2.2.1 Choix des paramètres chimiques	7
2.2.2 Procédures analytiques	7
2.2.3 Mesures et analyses	8
2.3 Précision des mesures et analyses	9
2.3.1 Contrôle des analyses chimiques	9
2.3.2 Contrôle des mesures physico-chimiques et des analyses isotopiques	10
Chapitre 3: Méthodes d'interprétation et résultats généraux	11
3.1 Classification des eaux	11
3.1.1 Classification chimique	11
3.1.2 Représentations graphiques des caractéristiques chimiques	13
3.1.3 Abondance relative des éléments	16
3.2 Observations saisonnières des variations	17
3.2.1 Choix de l'émergence la plus représentative d'une zone thermique	18
3.2.2 Choix des paramètres principaux caractérisant une émergence d'eau thermique	18
3.2.3 Domaines de variabilité	18
3.3 Estimation de la température des réservoirs	20
3.3.1 Géothermomètres qualitatifs	20
3.3.2 Géothermomètres quantitatifs	20
3.4 Hydrologie isotopique	23
3.4.1 Isotopes stables: oxygène-18 et deutérium	24
3.4.2 Isotope radioactif: tritium	26
3.5 Modèles de mélange	28
3.5.1 Mise en évidence des systèmes de mélange	28
3.5.2 Caractéristiques de la composante chaude du mélange	28
Chapitre 4: Etude détaillée des zones thermales	29
4. 1 Yverdon	29
4. 2 Lostorf	36
4. 3 Schinznach	43
4. 4 Baden	51
4. 5 Zurzach	62
4. 6 Saint-Gervais	70
4. 7 Lavey-les-Bains	76
4. 8 Leukerbad	81
4. 9 Weissenburg	89

4.10	Bad Ragaz	94
4.11	Pré-Saint-Didier	99
4.12	Saxon	103
4.13	Combioula	109
4.14	Brigerbad	114
4.15	Craveggia	119
4.16	Acquarossa	123
4.17	Vals	127
4.18	Masino	135
4.19	Bormio	139
Chapitre 5: Conclusions		145
Bibliographie		146
Annexe		150

Liste des figures

	Page	
1.4.1	Carte des eaux thermales de Suisse et des régions alpines limitrophes	3
3.1.1 à 3.1.5	Représentation de la concentration des ions principaux et de la silice dans les eaux thermales par diagramme de Schoeller	
3.1.1	Groupe Na-SO ₄	14
3.1.2	Groupe Ca(Na)-HCO ₃	14
3.1.3	Groupes CaNa-SO ₄ Cl et Na-Cl	15
3.1.4	Groupe Ca-SO ₄ (Ouest)	15
3.1.5	Groupe Ca-SO ₄ (Est)	16
3.4.1	Oxygène-18 et deutérium dans les précipitations	24
3.4.2	Possibilités de déviation de la droite mondiale des eaux météoriques	25
3.4.3	Oxygène-18 et deutérium dans les eaux thermales	25
3.4.4	Concentration en tritium dans les précipitations	26
3.4.5	Concentration en tritium dans les eaux thermales	27
4.1.1	Plan de situation de la zone thermique d'Yverdon	30
4.1.2	Evolution chimique de l'eau de la source des Bains au cours du cycle hydrologique . . .	31
4.1.3	Variations saisonnières de la conductibilité, de la température et du débit de la source des Bains	31
4.1.4	Relation entre le magnésium et la température dans l'eau de la source des Bains	33
4.1.5	Yverdon: comportement des paramètres principaux en fonction du chlorure	34
4.2.1	Profil géologique à travers le Jura à Lostorf	36
4.2.2	Lostorf: comportement des paramètres principaux en fonction du sulfate	39
4.3.1	Profil géologique à travers la vallée de l'Aar à Schinznach	43
4.3.2	Diagramme schématique d'écoulement des eaux à Schinznach	46
4.3.3	Relations entre le tritium, la minéralisation et la température à Schinznach	47
4.3.4	Schinznach: comportement des paramètres principaux en fonction du chlorure (1979-1980)	48
4.4.1	Plan de situation des sources de Baden	51
4.4.2	Profil géologique à travers les Lägern à Baden	52
4.4.3	Précipitations mensuelles et débit total des sources thermales de Baden entre 1936 et 1945	54
4.4.4	Composition en isotopes stables des eaux thermales de Baden	56
4.4.5	Evolution de la température et de la conductibilité en fonction du débit	57
4.4.6	Baden: comportement des paramètres principaux en fonction du sulfate	58
4.5.1	Profil géologique à travers le Jura tabulaire à Zurzach	62
4.5.2	Zurzach: comportement des paramètres principaux en fonction du sulfate	65
4.6.1	Saint-Gervais: comportement des paramètres principaux en fonction du sulfate	74
4.7.1	Lavey: comportement des paramètres principaux en fonction du sulfate	79
4.8.1	Profil géologique de la région de Leukerbad	82
4.8.2	Variations saisonnières de la minéralisation, de la température et du débit de la source San Lorenz	84
4.8.3	Leukerbad: comportement des paramètres principaux en fonction du sulfate	85
4.9.1	Profil géologique à travers les Préalpes dans la région de Weissenburg	89
4.9.2	Weissenburg: comportement des paramètres principaux en fonction du sulfate	92
4.10.1	Variations de la minéralisation, de la température et du débit de la source Pfäfers	95
4.10.2	Bad Ragaz: comportement des paramètres principaux en fonction du chlorure	97
4.11.1	Pré-Saint-Didier: comportement des paramètres principaux en fonction du sulfate	101
4.12.1	Saxon: comportement des paramètres principaux en fonction du sulfate	107
4.12.2	Modèle schématique de circulation des eaux thermales à Saxon	108
4.13.1	Plan des sources de la Combioula	109

	Page
4.13.2	Différenciation chimique des eaux de la Combioula 110
4.13.3	Combioula : comportement des paramètres principaux en fonction du chlorure 112
4.14.1	Brigerbad : comportement des paramètres principaux en fonction du sulfate 116
4.14.2	Relation entre le rapport Mg/Ca et la température dans l'eau de la source de Brigerbad 117
4.15.1	Craveggia : comportement des paramètres principaux en fonction du sulfate 121
4.16.1	Acquarossa : comportement des paramètres principaux en fonction du sulfate 126
4.17.1	Vals : comportement des paramètres principaux en fonction du sulfate (1977-1978) 131
4.17.2	Vals : comportement des paramètres principaux en fonction du sulfate (1979-1980) 132
4.17.3	Relations entre le tritium, la température et la minéralisation à Vals 133
4.17.4	Relations entre l'altitude de la zone d'alimentation, la température et la minéralisation à Vals 133
4.18.1	Carte géologique et pétrographique de la zone de Masino 135
4.18.2	Masino : comportement des paramètres principaux en fonction du sulfate 137
4.19.1	Bormio : comportement des paramètres principaux en fonction du sulfate 143
4.19.2	Paramètres inversement proportionnels à la concentration en sulfate dans l'eau ther- male de Bormio 144

Liste des tableaux

	Page
1. Localisation, environnement géologique et types de captage des eaux thermales	4
2. Echantillonnage et analyses (1977-1978)	5
3. Méthodes de mesures et d'analyse (1977-1978)	6
4. Exactitude et précision des mesures et analyses	10
5. Valeurs et associations des principaux paramètres chimiques et physiques	17
6. Variations de la température, de la minéralisation totale et du débit pendant le cycle des mesures	19
7. Equations des géothermomètres	21
8. Température du réservoir obtenue par la géothermométrie (°C)	22

Abstract

Waters of 19 thermal areas discharging at temperatures $\geq 25^\circ$ were studied in Switzerland and adjacent alpine regions in order to acquire a better knowledge of the water in the deep aquifers, of which warm springs and wells are only surface manifestations. This study is also intended as a contribution towards the exploration of domestic geothermal low-enthalpy resources.

The principal physical, chemical and isotopic parameters were measured during the course of a multisampling and multitracing programme, extending over a full hydrological cycle. Over 6,000 measurements and analyses were performed on 340 water samples collected during 9 sampling periods: all the results are listed in the appendix. During the course of the first geothermal exploration project sponsored by the National Fund for Energy Research (NEFF), these investigations were continued in more detail in the Baden-Schinznach-Zurzach area.

The methods applied during the data collection are described and the precision of the results is indicated. The following interpretation methods used in this study are explained and discussed:

- Classification of waters based on the concentration of the principal ions;
- Types of variations which affect the waters during the hydrological cycle;
- Chemical geothermometry applied to the evaluation of the water temperature in deep aquifers;
- Interpretation of the waters' origin based on their isotopic composition (^3H , ^2H , ^{18}O);
- Mixing models and their application to the extrapolation of the characteristics of the warm end-members.

In the main part of the study, the 19 thermal areas are described in detail. The following results are presented and summarized for each area: chemical composition, properties of the water in the deep aquifers, geological nature of the deep aquifer, mixing processes affecting the original thermal water during its ascent towards the surface, location of the recharge area, and regional hydrogeological model.

Comparisons between the different Swiss thermal zones are not always meaningful, due to the great variety of local geological environments. However it appears clearly that the chemical composition of most thermal waters can be related more or less directly to Triassic evaporites. Furthermore, the conclusion is reached that the temperature of the water in deep aquifers ranges generally between 35° and 60° C. Finally, most thermal waters are to be considered as relatively young and originating from deep and active circulation systems.

In future studies it will be necessary to acquire a better understanding of the chemical equilibria of mineral components of the waters. Consideration should also be given to geochemical investigations of sulphur and oxygen in sulphate isotopes as well as of noble gases contained in the Swiss thermal waters.

Résumé

Les eaux de 19 zones thermales situées en Suisse et dans les régions limitrophes dont la température est $\geq 25^\circ$ C ont été étudiées. Cette étude est à considérer comme une contribution à la prospection des ressources géothermiques de basse enthalpie en Suisse. Son but est d'acquies une meilleure connaissance des caractéristiques de l'eau dans les réservoirs aquifères profonds, à partir de leurs manifestations thermales de surface (sources et forages).

Les principaux paramètres physiques, chimiques et isotopiques des différents types d'eau ont été mesurés à intervalles réguliers pendant un cycle hydrologique complet. Au total, plus de 6000 mesures et analyses ont été effectués sur 340 échantillons d'eau prélevés au cours de neuf campagnes d'échantillonnage: tous les résultats sont présentés dans l'annexe. Dans la région de Baden-Schinznach-Zurzach (Argovie), cette étude a été approfondie au cours du premier projet de prospection géothermique du Fonds National pour la Recherche Energétique (NEFF).

Les méthodes appliquées pour l'acquisition des données sont décrites et la précision des résultats est indiquée. Les méthodes d'interprétation suivantes, employées pendant ce travail sont formulées et discutées:

- classification des eaux basée sur la concentration des ions principaux;
- types de variation des caractéristiques des eaux intervenant au cours du cycle hydrologique;
- méthodes géothermométriques utilisées pour l'évaluation de la température de l'eau dans le réservoir aquifère profond;
- possibilités d'interprétation basées sur la composition isotopique de l'eau (^3H , ^2H , ^{18}O);
- élaboration de modèles de mélange et leur utilisation pour une meilleure définition des caractéristiques de la composante chaude.

La partie principale de ce travail est consacrée à la description systématique des 19 zones thermales étudiées et à l'interprétation des résultats obtenus. Ceux-ci sont résumés pour chaque zone thermale sous forme d'une conclusion synthétique qui décrit, entre autres, les caractéristiques de l'eau dans l'aquifère profond, la nature géologique de celui-ci, le ou les mélanges subis par l'eau thermale originale lors de sa remontée vers la surface, la localisation de la zone de recharge et un modèle hydrogéologique régional.

Bien que des conclusions générales d'une étude de ce type ne soient pas possibles en raison de la diversité des environnements géologiques et par conséquent des circulations d'eaux souterraines, on peut quand même souligner que le chimisme de la grande majorité des eaux thermales est dû à leur association plus ou moins directe avec les évaporites du Trias. En outre, il a été établi que la température de l'eau et de la majorité des aquifères profonds est comprise entre 35° et 60° C. Enfin, on constate que la plupart des eaux thermales sont d'âge relativement récent et font partie de systèmes de circulations profonds et actifs.

Dans les études ultérieures, il faudra acquérir une connaissance plus approfondie des mécanismes d'équilibre chimique des composants minéraux de l'eau, et appliquer des méthodes géochimiques telles que l'étude des isotopes du soufre et de l'oxygène dans le sulfate, ainsi que celle des gaz nobles contenus dans les eaux thermales.

Zusammenfassung

Die Wässer von 19 Thermalzonen (Wassertemperatur $\geq 25^\circ \text{C}$) wurden untersucht. Diese Zonen befinden sich alle in der Schweiz und in den angrenzenden Alpengebieten. Die vorliegende Studie bildet einen Beitrag zur Erkundung der geothermischen Vorräte niedriger Enthalpie in der Schweiz. Als Ziel dieser Arbeit sollen detailliertere Informationen über die Beschaffenheit des Wassers von Tiefgrundwasserleitern anhand oberflächennaher Thermalwassererscheinungen (Quellen, Wasserfassungen) beschaffen werden.

Die hauptsächlichsten physikalischen, chemischen und Isotopen-Parameter der verschiedenen Wassertypen wurden während eines vollständigen hydrologischen Zyklus in regelmässigen Abständen gemessen. Insgesamt wurden mehr als 6000 Messungen und Analysen aus 340 Wasserproben durchgeführt. Diese Wasserproben wurden anlässlich von neun Entnahmekampagnen gesammelt; die gesamten entsprechenden Ergebnisse sind in der Beilage aufgeführt. In der Zone Baden-Schinznach-Zurzach (Kanton Aargau) wurde die Studie im Rahmen des ersten durch den Nationalen Energie-Forschungs-Fonds (NEFF) finanzierter geothermischer Prospektionsprojektes vertieft.

Die für die Akquisition der Daten angewandten Methoden sind mit einer Angabe über die Genauigkeit der Resultate im vorliegenden Bericht beschrieben. Folgende im Rahmen dieser Studie angewandten Interpretationsmethoden sind näher beschrieben:

- Klassifizierung der Wassertypen aufgrund der Konzentration der Hauptionen;
- Art der Schwankung der Wasserbeschaffenheiten während des hydrologischen Zyklus;
- Methode der Geothermometer mit Anwendung für die Schätzung der Temperatur des Wassers im tiefen Grundreservoir;
- Interpretation der Isotopen-Zusammensetzung des Wassers (^3H , ^2H , ^{18}O);
- Auswertung von Mischungsmodellen und Anwendung derselben zu einer besseren Bestimmung der Beschaffenheiten der warmen Komponente.

Der Hauptteil des vorliegenden Berichtes bezieht sich auf die systematische Beschreibung der 19 untersuchten Thermalzonen und auf die Interpretation der erhaltenen Ergebnisse. Diese Ergebnisse sind für jede Thermalzone in einer Zusammenstellung aufgeführt, mit Angaben insbesondere über die Beschaffenheiten des Wassers im Tiefgrundwasserleiter, über die Geologie dieses Grundwasserleiters, über die Mischung des reinen Thermalwassers mit anderen Wassertypen während des Aufstiegs gegen die Oberfläche, über die Lage des natürlichen Einzugsgebietes und über das regionale, hydrogeologische Modell.

Obschon allgemeine Schlussfolgerungen einer solchen Studie wegen der Verschiedenheit der geologischen Situationen und folglich der unterschiedlichen Grundwasser Verhältnisse kaum möglich sind, kann jedoch betont werden, dass der Chemismus der grossen Mehrheit der Thermalwässer durch ihre mehr oder weniger direkte Verbindung mit den Evaporiten des Trias erklärt werden kann. Ausserdem hat es sich gezeigt, dass die Wassertemperatur der meisten Tiefgrundwasserleiter zwischen 35° und 60° C liegt. Zuletzt wird festgestellt, dass die meisten Thermalwässer relativ jungen Alters sind und zu tiefen und aktiven Zirkulationssystemen gehören.

Für zukünftige Untersuchungen werden insbesondere eine gründlichere Kenntnis der Vorgänge des chemischen Gleichgewichts an mineralen Bestandteilen des Wassers benötigt sowie Anwendungen geothermischer Methoden, wie Untersuchungen der Schwefel-Isotopen sowie der Sauerstoff-Isotopen im Sulfat und der in den Thermalwässern enthaltenen Edelgase.

Riassunto

In questo studio sono state esaminate le acque (con una temperatura di $\geq 25^\circ \text{C}$) di 19 zone termali della Svizzera e delle regioni alpine limitrofe, per approfondire la conoscenza delle caratteristiche dell'acqua negli acquiferi profondi, dei quali sorgenti calde e prese non sono che manifestazioni superficiali. Lo studio è anche inteso come un contributo alla prospezione delle risorse geotermiche della Svizzera.

I parametri principali fisici, chimici e isotopici dei differenti tipi d'acqua sono stati misurati ad intervalli regolari durante un ciclo idrologico completo. Complessivamente più di 6000 misure ed analisi sono state eseguite su 340 campioni d'acqua raccolti durante 9 campagne di campionamento: i risultati si possono trovare nell'appendice. La regione di Baden-Schinznach-Zurzach (Argovia) è stata esaminata con particolare attenzione nel corso del primo progetto di prospezione geotermica del Fondo Nazionale per la Ricerca Energetica (NEFF).

Si espongono i metodi usati per il rilevamento dei dati e per calcolare i relativi margini di errore. Sono formulati e discussi i seguenti metodi di interpretazione:

- Classificazione delle acque basata sulla concentrazione degli ioni principali;
- Variazioni delle caratteristiche delle acque che intervengono durante il ciclo idrologico;
- Geotermometria applicata alla valutazione della temperatura dell'acqua negli acquiferi profondi;
- Origine dell'acqua basata su la loro composizione isotopica (^2H , ^3H , ^{18}O);
- Modelli di miscela e loro applicazione per la definizione delle caratteristiche della componente calda.

La parte principale di questo studio è consacrata alla descrizione sistematica delle 19 zone termali esaminate e all'interpretazione dei risultati ottenuti. Questi sono riassunti, per quanto riguarda ogni zona, in una conclusione sintetica, nella quale sono descritte fra l'altro la composizione chimica dell'acqua, le sue caratteristiche nell'acquifero profondo, la natura geologica dell'acquifero, la (o le) miscele subite dall'acqua termale originale durante la sua ascesa verso la superficie, la localizzazione dell'area di ricarica ed il modello idrogeologico regionale proposto.

Non è sempre possibile trarre conclusioni di indole generale a causa delle grandi varietà delle condizioni geologiche locali di ogni zona termale. Tuttavia è possibile rendersi conto che la composizione chimica della grande maggioranza delle acque esaminate è dovuta alla loro associazione più o meno diretta con le evaporiti del Trias. Inoltre è possibile affermare che la temperatura dell'acqua negli acquiferi profondi è generalmente compresa fra 35° e 60°C . Infine si giunge alla conclusione che quasi tutte le acque termali sono di età relativamente recente e appartengono a sistemi di circolazione profondi ed attivi.

In ricerche ulteriori, una migliore conoscenza degli equilibri chimici dei componenti minerali delle acque termali sarà di grande interesse. Sarà inoltre necessario prendere in considerazione anche gli isotopi dello zolfo e dei solfati, come pure i gas nobili contenuti nelle acque termali della Svizzera.

Remerciements

Par la nature même de ce travail qui s'est déroulé à de nombreux points d'observation et avec plusieurs méthodes, le nombre de personnes qui ont collaboré à cette étude est devenu particulièrement important.

En premier lieu, je tiens à adresser mes remerciements sincères et chaleureux au professeur F. Jaffé, du Département de minéralogie de l'Université de Genève, qui a proposé et dirigé cette thèse et qui en a suivi avec compétence toutes les étapes. Nos très nombreuses discussions sur des sujets académiques et pratiques, ainsi que sa lecture critique et constructive de mon manuscrit, m'ont été particulièrement utiles. Je lui dois également une grande partie de mes contacts scientifiques à l'étranger. Pendant mon séjour aux Etats-Unis, il s'est chargé de tous les problèmes techniques et financiers de l'impression.

Cette étude a été entreprise grâce à l'appui financier de la Commission fédérale pour la mise en valeur de l'énergie géothermique, dont je tiens à remercier tous les membres et plus particulièrement le président, le professeur L. Rybach de l'Institut de géophysique de l'ETH-Zurich, et son secrétaire, le Dr A. Fehr de Berne. Je remercie également le professeur L. Rybach d'avoir bien voulu faire partie du jury de thèse.

L'impression a été rendue possible grâce au généreux soutien financier de la Commission d'hydrologie, du Fonds Charles Borzyski de l'Université de Genève et de la Fondation Joachim De Giacomi de la Société helvétique des sciences naturelles.

Les analyses chimiques ont pu être réalisées grâce à la collaboration avec le Département de chimie minérale analytique et appliquée de l'Université de Genève, sous la direction du professeur W. Haerdi, qui a mis à ma disposition les moyens analytiques. Au laboratoire, les Drs S. Dogan, M. Pelletier et J. Buffle, m'ont initié aux méthodes d'analyse des eaux.

Les analyses isotopiques ont été effectuées par le Laboratoire d'isotopes de l'Institut de physique de l'Université de Berne, sous la direction du professeur H. Oeschger, et avec l'aide précieuse du Dr U. Siegenthaler. Le Dr W. Stichler, de l'Institut de radiohydrométrie de Neuherberg (Munich, RFA), s'est chargé des analyses de deutérium.

Le professeur J. Gat, directeur du Département des isotopes de l'Institut Weizmann (Rehovot, Israël), m'a accueilli pendant un mois dans son laboratoire. J'ai une grande dette de reconnaissance envers le professeur E. Mazor, de ce département, avec lequel j'ai eu depuis plusieurs années de nombreuses et enrichissantes discussions sur l'interprétation des données géochimiques, et qui a commenté de manière approfondie mon manuscrit. Ses conseils ont beaucoup contribué à l'évolution de ce travail et à ma formation. Le Dr I. Carmi de l'Institut Weizmann s'est chargé avec compétence de toutes les analyses isotopiques effectuées pendant le projet de prospection géothermique du NEFF.

Le Dr G. Michard, directeur du Laboratoire de géochimie des eaux de l'Université de Paris VII, m'a invité dans son laboratoire. Je tiens à exprimer ma reconnaissance amicale au Dr C. Fouillac, actuellement géochimiste au B.R.G.M., avec qui j'ai eu des entretiens enrichissants sur la chimie des eaux thermales.

C'est avec plaisir que je remercie encore toutes les personnes qui m'ont aidé dans ce travail ou avec lesquelles j'ai pu collaborer.

Le professeur A. Burger, directeur du Centre d'hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel, m'a donné le goût à l'hydrogéologie par son enseignement dynamique et moderne.

Le professeur G. Marinelli, de l'Institut de minéralogie de l'Université de Pise (Italie) pour ses conseils.

Le professeur K. Sauer, de l'Université de Heidelberg (RFA), avec lequel j'ai collaboré à Bad Schinznach.

Le Dr H.-U. Schweizer, hydrogéologue, chef de section à l'Office fédéral de la protection de l'environnement à Berne, qui, pour le compte de la Commission d'hydrologie, a bien voulu lire le manuscrit et y apporter d'utiles suggestions.

Mes camarades, le Dr J.-P. Tripet, le Dr J.-F. Schneider et Y. Degiacomi, géologues chez Motor Columbus (Baden), pour les contacts amicaux établis pendant l'exécution du projet NEFF. Je remercie également le Dr J.-P. Tripet d'avoir accepté de faire partie du jury.

Le Fonds national pour la recherche énergétique (NEFF) et notamment son président, le Dr D. Linder de Bâle et le directeur, M. Epprecht de Winterthur, qui m'ont autorisé à utiliser pour ma thèse les données acquises lors du projet de prospection géothermique.

La Commission du Fonds Marc Birkigt et son président R. Firmenich m'ont accordé à deux reprises des bourses pour me rendre au Japon en 1976, au Canada et aux Etats-Unis en 1980. Ces séjours ont beaucoup contribué à l'avancement de mes travaux.

Les enseignants du 7th International Group Training Course on Geothermal Energy, Kyushu University, 1976 (Fukuoka, Japon) et notamment son directeur, le professeur S. Onodera.

Mes camarades, les Drs C. Ginet, J.-P. Muller du Département de minéralogie, qui m'ont initié à l'utilisation de l'informatique.

Le personnel administratif et technique de la Section des sciences de la terre de l'Université de Genève, qui a contribué à la réalisation de ce travail: J. Berthoud, L. Scilacci et L. Wyss, secrétaires, N. Rihs, bibliothécaire, L. Egger, technicien, P. Zbinden, dessinateur.

M^{me} A. Sallin, secrétaire, qui s'est chargée de la dactylographie de cette thèse.

Finalement, cette étude des eaux thermales de 19 régions différentes n'aurait pas pu se réaliser sans l'accord et la collaboration de toutes les stations de cure, des propriétaires des sources, des sociétés exploitantes des établissements thermaux, et de leur personnel technique. A toutes les personnes qui m'ont accordé leur aide, leur soutien, leur compréhension ou leur amitié et qui ont montré un intérêt soutenu face au travail entrepris, j'exprime mes remerciements les plus sincères :

Yverdon-les-Bains: M. C. Ogay, directeur du Centre thermal, et M. A. Rosselet, ingénieur aux Services industriels.

Lostorf: M. G. Hediger, directeur de Bad Lostorf AG, M. Buchenhorner, directeur de Mineralquelle Lostorf AG et le D^r H. Schmassmann, géologue à Liestal.

Schinznach: M. R. Barth, président du conseil d'administration, M. O. Staubli, membre du conseil d'administration, M. H.P. Märki, directeur, et MM. P. Linder et J. Frei, techniciens.

Baden: D^r U. Münzel, pharmacien, la direction du Thermalbad Schwanen, MM. H. Meier, directeur et A. Windel, Aargauisches Baudepartement, Abt. Wasserbau und Wasserwirtschaft.

Zurzach: M. H.R. Keller, vice-président du conseil d'administration et le D^r E. Aeschbach, membre du conseil d'administration.

Saint-Gervais: M^{me} R. Califano, directrice et M. Charles, technicien.

Lavey: M. R. Schrämml, directeur et M. P. Aviolat, géologue.

Leukerbad: M. E. Reiber, directeur, M. B. John, directeur et M. J. Norbert, géologue.

Weissenburg: M. E. Widmer, directeur, M. S. Rohrbach, ancien chef d'exploitation et M. H. Lehmann, chef d'exploitation.

Bad-Ragaz: D^r U. Lisowski, directeur, M. R. Rüegg, directeur technique et D^r E. Weber, géologue.

Pré-Saint-Didier: M. C. Plassier, directeur.

Saxon: M. J. Volluz et M. E. Avanthey.

Combioula: D^r P. Haenni, chimiste cantonal du Valais et M. P. Moix, président de la commune de St-Martin.

Brigerbad: M. H. Kalbermatten, directeur.

Craveggia: M. B. Campana, géologue et M. G. Gamboni, secrétaire communal.

Acquarossa: M. R. Greter, propriétaire de l'établissement thermal et M. H.J. Kensing, architecte.

Vals: D^r R. Schrauder, directeur et M. H. Stoll, chef d'exploitation.

Masino: M^{me} V. Cenini, directrice.

Bormio: M. P. Bradanini, directeur et M. E. Baumgartner, gardien de l'établissement thermal.

Par ce travail, je souhaite avoir pu contribuer à la connaissance des eaux de toutes ces stations thermales et au développement des ressources géothermiques de la Suisse.

Introduction

1.1 Historique

Toutes les sources thermales et les aquifères étudiés dans ce travail étaient connues depuis longtemps, et même depuis l'époque romaine pour certaines d'entre elles. Depuis quelques décennies, plusieurs forages profonds ont permis d'exploiter les aquifères de certaines zones thermales avec ou sans émergence naturelle. Des géologues et des chimistes ont effectué des études locales intéressantes, depuis la fin du siècle dernier et durant la première moitié du XX^e siècle, qui étaient essentiellement basées sur des observations géologiques, sur quelques mesures hydrologiques et sur des analyses chimiques peu nombreuses. En effet, le but de ces travaux était axé sur la définition ponctuelle des eaux thermales à leur émergence, sans essayer de saisir les caractéristiques principales et le comportement dynamique des aquifères profonds.

L'évolution récente de l'étude des eaux thermales tient compte davantage des systèmes de circulation d'eau en profondeur, dont la connaissance peut être acquise plus facilement, notamment grâce au développement des moyens d'observation (analyses chimiques et isotopiques, géophysique, forages profonds) et des méthodes d'interprétation hydrogéologiques et géochimiques.

Des renseignements précieux sur les caractéristiques physiques et chimiques des eaux thermales peuvent être trouvés dans les ouvrages exhaustifs de W. Carlé (1975) et de O. Högl (1980). Cependant, il ne faut pas oublier de mentionner des travaux déjà anciens dont l'approche systématique est d'un intérêt certain (Cadisch, 1928, 1931 et 1959; Hartmann, 1925 b; Münzel, 1947).

1.2 But de l'étude

Ce travail a été conçu surtout comme une contribution à la connaissance du potentiel géothermique de basse enthalpie de la Suisse, par une étude se basant surtout sur des méthodes et des interprétations hydrogéologiques, géochimiques et isotopiques. En effet, la seule compréhension des caractéristiques et du comportement des eaux thermales à leur exutoire, qui représente la manifestation de surface d'un aquifère profond, permet de saisir les mécanismes complexes qui interviennent dans ce dernier. Par la démarche méthodologique choisie, qui n'avait pas encore été employée d'une façon systématique en Suisse, on obtient des résultats intéressants sur les réservoirs profonds.

1. Influence du cycle hydrologique sur le comportement des émergences thermales.
2. Mélanges entre plusieurs types d'eaux profondes ou d'une eau thermale avec l'eau de la nappe phréatique.
3. Refroidissement lors de la remontée vers la surface par conduction ou par dilution.
4. Extrapolation des caractéristiques physiques, chimiques et isotopiques de l'eau dans son réservoir aquifère profond.
5. Estimation par géothermométrie de la température en profondeur.
6. Evaluation du temps de transit de l'eau dans le sous-sol.
7. Compréhension du parcours souterrain jusqu'à l'émergence des eaux thermales en fonction des conditions géologiques, et localisation de la zone de recharge.
8. Corrélation entre plusieurs zones thermales lorsque celles-ci ont en commun un aquifère d'étendue régionale.

1.3 Méthodes de travail

Les travaux antérieurs sur les eaux thermales de Suisse ne permettant pas de comparer facilement les

résultats d'une zone à une autre, il a donc été nécessaire de suivre une méthode plus systématique dans l'acquisition et l'interprétation des données, et de l'appliquer à plusieurs domaines:

- Temps: mesures périodiques;
- Espace: échantillonnage de plusieurs types d'eau dans plusieurs zones thermales;
- Caractéristiques des eaux: choix des paramètres spécifiques des eaux thermales.

Ces mesures et ces échantillonnages ne doivent naturellement pas être effectués d'une façon périodique seulement sur les sources thermales naturelles, mais également dans les forages.

La décision a donc été prise d'étudier le comportement de chaque source thermale ou de chaque captage d'un aquifère profond durant un cycle hydrologique complet, au moyen d'une série d'échantillonnage répétée à des intervalles réguliers. En outre, l'étude de chaque zone thermale ne doit pas être limitée aux seules sources chaudes, mais il est nécessaire de l'étendre à l'ensemble des eaux souterraines et superficielles d'une région donnée. Finalement, il est indispensable de mesurer en même temps les paramètres physiques, chimiques et isotopiques des eaux, qui ont été choisis de manière adéquate en fonction des moyens à disposition et des buts à atteindre.

L'ensemble des données de terrain et de laboratoire autorise une interprétation globale du comportement hydrogéologique de ces circulations profondes. En effet, la multiplicité des échantillons et des paramètres choisis peut conduire à l'élaboration de plusieurs modèles hydrogéologiques dont la concordance des résultats permet la vérification des hypothèses. On doit à E. Mazor (1976 a) une description synthétique de cette méthode de travail, qui n'est d'ailleurs pas encore suivie dans toutes les études hydrogéologiques.

1.4 Déroulement de l'étude

Le choix des zones thermales à étudier s'est effectué en se basant sur la température des eaux à l'émergence et en fixant de manière arbitraire sa limite inférieure à 25° C. En Suisse, 14 zones thermales atteignent ou dépassent cette température (figure 1.4.1):

- Jura: Yverdon, Lostorf, Schinznach, Baden, Zurzach;
- Alpes calcaires: Lavey (pro parte), Leukerbad, Weissenburg, Bad Ragaz;
- Massif cristallin de l'Aar: Brigerbad;
- Pennique: Saxon, Combioula, Acquarossa, Vals.

Cinq autres sites d'émergence naturelle d'eaux thermales dans les Alpes françaises et italiennes ont également été étudiés en raison de leur proximité de la frontière suisse:

- Alpes calcaires: Saint-Gervais (France);
- Pennique: Pré-Saint-Didier, Craveggia (Italie);
- Massif cristallin du Bergell: Masino (Italie);
- Austroalpin: Bormio (Italie).

Entre les mois de mai 1977 et de juillet 1978, huit à neuf campagnes d'échantillonnage en moyenne ont été menées dans chacune des 19 zones thermales, avec le prélèvement de 340 échantillons.

Le premier projet intégré de prospection géothermique en Suisse s'est déroulé dans le canton d'Argovie entre avril 1979 et novembre 1980, et a été financé par le Fond National de la Recherche Energétique (NEFF). L'exécution de ce projet a été confiée à un groupe composé des cinq institutions suivantes: Motor-Colombus Ingénieurs-Conseils S.A., Baden; Institut de Géophysique, Ecole Polytechnique Fédérale de Zurich; Institut d'Economie et Aménagements Energétiques, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne; Département de Minéralogie, Université de Genève et Centre d'Hydrogéologie, Université de Neuchâtel (Geothermische Prospektion im Raume Koblenz-Wildegg-Dielsdorf, 1980)*. La direction technique de ce projet a été assurée par Motor Columbus Ingénieurs-Conseils S.A., qui auparavant, avait déjà proposé des méthodes de recherches pour une prospection de ce type dans le cadre d'une étude préliminaire (Motor Columbus, 1977). Schneider et Blum (1981) donnent un résumé complet du projet NEFF 1979-80.

Les résultats partiels déjà obtenus dans le cadre des travaux de cette thèse, ont permis au début du projet de prospection géothermique du NEFF, de formuler de manière plus précise les buts de celui-ci. L'auteur de cette étude a été employé comme géochimiste dans le projet NEFF et a pu utiliser dans sa thèse les résultats obtenus dans les zones thermales de Baden, Schinznach et Zurzach (Vuataz, in NEFF, 1980).

1.5 Utilisation des eaux thermales

Parmi les 19 zones thermales de cette étude, 14 sont des stations de cures en activité et six possèdent une usine d'embouteillage d'eau minérale. Il faut noter que l'eau mise en bouteille ne provient généralement pas de la même source ou du même forage que celle employée à des fins thérapeutiques (Das Bäderbuch der Schweiz, 1976; Högl, 1980).

* Afin d'alléger le texte, le rapport final de ce projet de prospection géothermique sera toujours mentionné par la suite comme «NEFF, 1980». NEFF: Nationaler Energie-Forschungs-Fonds.

Jusqu'à la fin des années 1960, les eaux thermales n'étaient utilisées que pour leurs propriétés thérapeutiques et pour la production d'eau de table. Depuis la première crise du pétrole en 1973 et l'importante augmentation des coûts de chauffage des locaux qui s'ensuivit, plusieurs stations thermales ont commencé à prendre conscience de la possibilité de l'utilisation thermique des eaux. A ceci s'ajoute que dans certains cas, l'eau est parfois trop chaude pour l'utiliser directement dans les piscines et parfois la station thermale dispose de quantités d'eau supérieures à ses besoins.

Durant les années 1970, l'utilisation plus rationnelle du pouvoir calorifique de l'eau thermale a conduit à l'exécution de plusieurs installations de chauffage de locaux, équipées d'échangeurs de chaleur et parfois même de pompes à chaleur (Jaffé et al., 1975; Jaffé et al., 1981; Rybach et al., 1979). Par ailleurs, plusieurs sociétés balnéologiques envisagent de développer leurs ressources géothermiques par le captage en profondeur d'une eau plus chaude que celle exploitée actuellement à l'émergence. En effet, les ressources en eau chaude entre 40° et 80° C captées par des forages profonds conviennent particulièrement bien aux diverses applications de chauffage des locaux.

A une échelle plus grande, il est certain que le nouveau projet de prospection géothermique du NEFF (Fond National pour la Recherche Energétique) ainsi que les recherches de la CEDRA (Société Coopérative Nationale pour l'Entreposage de Déchets Radioactifs) pourront contribuer d'une façon significative au développement des ressources géothermiques de basse enthalpie en Suisse. Il faut mentionner que celles-ci sont déjà utilisées de manière intensive et rationnelle pour le chauffage de locaux dans de nombreux pays, tels que la France et la Hongrie (Industrie Minérale, 1981; Ottlick et al., in Rybach et Muffler, 1981).

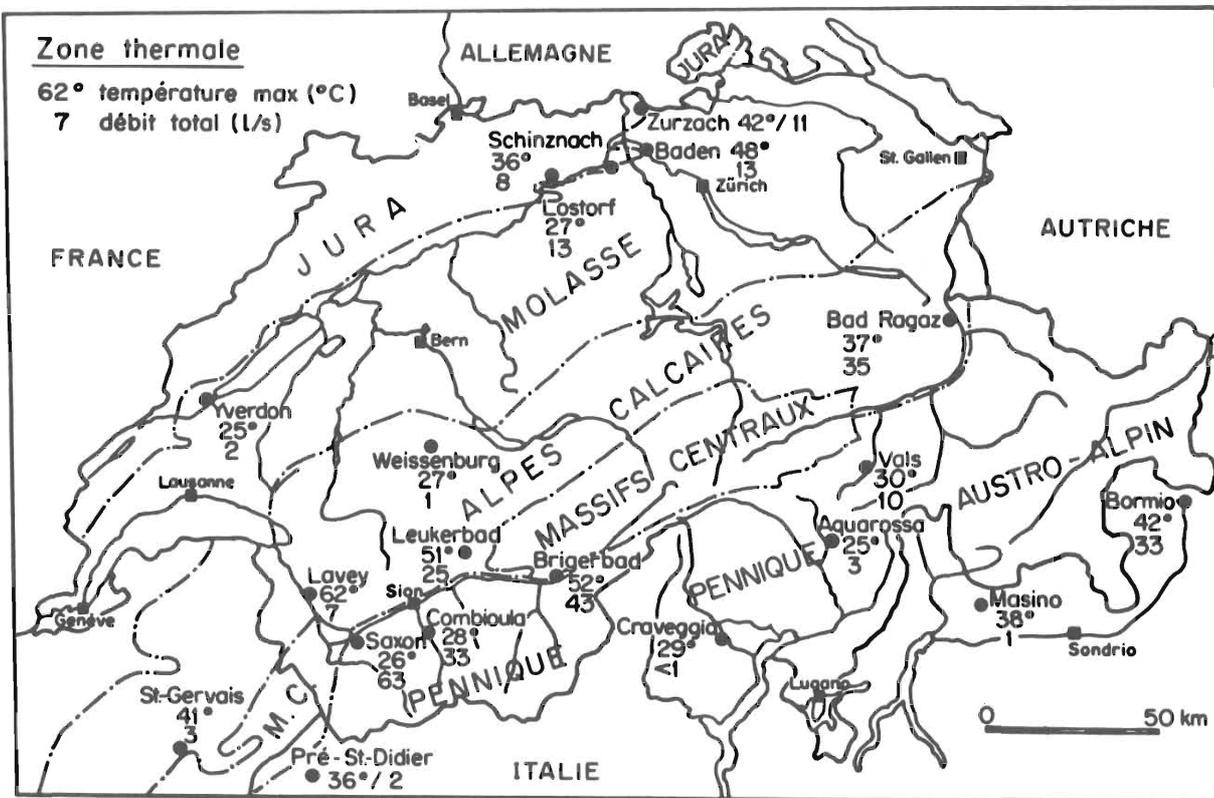


Figure 1.4.1: Carte des eaux thermales de Suisse et des régions alpines limitrophes

Méthodologie d'acquisition et de contrôle des données

2.1 Travaux de terrain

2.1.1 Nombre et fréquence des observations

De mai 1977 à juillet 1978, neuf campagnes d'échantillonnage ont été effectuées avec des intervalles d'un à deux mois entre chacun d'eux. Au cours de l'hiver, sept zones thermales n'ont pas été échantillonnées pendant trois mois, à cause de leur accès difficile ou totalement impossible. Seules cinq zones thermales ont été échantillonnées à neuf reprises: Baden, Zurzach, Saint-Gervais, Pré-Saint-Didier et Bormio. Pour des raisons indépendantes de notre volonté, les zones de Weissenburg et de Brigerbad n'ont pu être échantillonnées respectivement que cinq et trois fois. Les eaux des douze autres sites ont été prélevées à huit reprises (tableau 1).

Tableau 1: Localisation, environnement géologique et types de captage des eaux thermales

Zone thermale	canton ou pays	région ou localité la plus proche	carte nationale 1 : 25000	coordonnées topographiques	environnement géologique	altitude des captages (m)	type de captage*	profondeur des captages (m)
1. YVERDON	Vaud	Yverdon	1203	539690/180230	Pied du Jura : Quaternaire sur molasse	438	1 puits	14
2. LOSTORF	Soleure	Oltén	1089	637330/249234	Jura plissé : marnes et calcaires triasiques	487 - 549	1 source 3 forages	0 25;280;580
3. SCHINZNACH	Argovie	Brugg	1069	654730/256500	"	360	1 puits 1 forage	12 90
4. BADEN	Argovie	Baden	1070	666000/259250	"	360	17 sources et puits	0 - 20
5. ZURZACH	Argovie	Zurzach	1050	664100/271350	Jura tabulaire : marnes et calcaires sur socle cristallin	340	3 forages	430;469;701
6. ST-GERVAIS	France	Hte Savoie	St Gervais No 3 (1 : 20000)	938800/109200	Couverture sédimentaire du massif Aiguilles Rouges	660	1 puits, 2 sources 1 émergence	7 1 0
7. LAVEY	Vaud	St Maurice	1305	567900/116600	Limite massif des Aiguilles Rouges et nappe de Morcles	424	2 forages	28;200
8. LEUKERBAD	Valais	Sierre	1267	614500/136500	Couverture sédimentaire du massif de l'Aar	1360 - 1630	14 sources ~15 émergences	0 - 5
9. WEISSENBURG	Berne	Simmental	1226	602130/169290	Nappe Préalpes Médiannes : calcaires du Malm	908	1 puits double	10
10. BAD-RAGAZ	St Gall	Sargans	1175	755875/204000	Couverture sédimentaire du massif de l'Aar	693	1 source	galerie
11. PRE-ST-DIDIER	Italie	Val d'Aoste	292 (1 : 50000)	564500/675000	Synclinal de Courmayeur : calcaires	1040	2 sources	galerie
12. SAXON	Valais	Martigny	1305	579370/110500	Couverture sédimentaire du massif Mont-Blanc	466	1 puits 4 forages	6 60 - 318
13. COMBIOULA	Valais	Val d'Hérens	1306	598350/115100	Couverture mésozoïque de la nappe St Bernard	690	~80 émergences	0
14. BRIGERBAD	Valais	Viège-Brigue	1289	637950/128050	Limite massif Aar-Gothard et Pennique	655	3 sources	galerie
15. CRAVEGGIA	Italie	Val Osnernone	1311	685000/116850	Zone Piodo di Crana : gneiss	1090	1 source	0
16. ACQUAROSSA	Tessin	Val Blenio	1273	715600/145900	Nappe de Simano : gneiss sur Trias	520 - 550	1 source 3 émergences	0
17. VALS	Grisons	Valseretal	1234	733500/164900	Nappe de l'Adula : dolomie, greywacke	1260	3 forages	39;47;96
18. MASINO	Italie	Val Masino	1296	766500/123800	Massif du Bergell (Tertiaire) : granite, gneiss	1180	1 source 3 émergences	0
19. BORMIO	Italie	Valtelline	269 (1 : 50000)	824500/153000	Couverture de la nappe Campo : calcaires	1300 - 1450	9 sources	0 - galerie

* type de captage : forage = puits creusé par une foreuse / puits = excavation creusée sans foreuse / source = source captée / émergence = source non captée; source diffuse

2.1.2 Choix des points d'échantillonnage

En moyenne 38 échantillons ont été prélevés lors des neuf campagnes. A chaque zone thermique nous avons choisi, pour l'échantillonnage périodique, une ou deux sources (ou forages) qui étaient les plus représentatifs de l'eau thermique originale en profondeur : celles dont la température ou le débit est le plus élevé. Pour comparer les différents types d'eau d'une même zone thermique, celles qui comportent jusqu'à quatre émergences ont été échantillonnées dans leur totalité à deux ou trois reprises. Quant aux zones thermales pourvues de nombreuses émergences, toutes leurs sources thermales ont été mesurées et analysées au moins une fois au cours du cycle d'observation (tableau 2).

Dans quelques cas, des eaux de source non thermales ont également été prises en considération, pour juger de leur influence sur le système hydrothermal. Enfin, des échantillons d'eau de surface ont été prélevés dans le cas où celles-ci semblaient provenir de la région du bassin d'alimentation de la zone thermique, ou lorsqu'elles pouvaient influencer la zone d'émergence en provoquant une dilution des eaux thermales. Au total ce ne sont pas moins de 97 points d'eau qui ont été échantillonnés de une à neuf reprises (annexe).

Tableau 2: Echantillonnage et analyses (1977-1978)

Zone thermique	eaux souterraines		eaux de surface	analyses chimiques	analyses isotopiques
	échantillonnage périodique	échantillonnage unique	échantill. double	total par zone	
YVERDON	1 puits			8	2
LOSTORF	3 forages	1 source	+	23	6
SCHINZNACH	1 puits			8	2
BADEN	2 sources	15 sources	+	35	4
ZURZACH	2 forages			18	4
ST-GERVAIS	4 sources		+	29	5
LAVEY	2 forages			12	3
LEUKERBAD	3 sources	10 sources	+	36	6
WEISSENBURG	2 sources		+	11	4
BAD-RAGAZ	1 source		+	10	2
PRE-ST-DIDIER	2 sources		+	17	3
SAXON	1 puits	3 forages		11	5
COMBIOULA	2 sources	8 sources	+	23	3
BRIGERBAD	3 sources			9	6
CRAVEGGIA	1 source		+	10	2
ACQUAROSSA	4 sources		+	21	4
VALS	2 forages		+	18	4
MASINO	4 sources		+	16	2
BORMIO	2 sources	5 sources	+	25	4
Totaux	42	42	13	340	71

2.1.3 Mesures sur le terrain et matériel utilisé

Les méthodes et le matériel qui ont été employés pour les mesures sur le terrain sont décrits dans le tableau 3. Quant aux échantillons d'eau prélevés pour les analyses de laboratoire, ils ont été stockés dans des flacons de polyéthylène.

Pour l'analyse des cations, les échantillons ont été immédiatement acidifiés après leur prélèvement, à raison de 5 ml d'acide nitrique (HNO_3 65%) par litre d'échantillon, pour obtenir un $\text{pH} \leq 2$. Le niveau piézométrique n'a pas été mesuré, car dans la plupart des cas, il s'agissait de sources de débordement ou de forages en exploitation intermittente.

Deux autres paramètres ont été mesurés sur le terrain lors d'une seule campagne d'échantillonnage: l'hydrogène sulfuré (H_2S) et l'oxygène dissous (O_2); la présence du premier excluant en général le deuxième. L'hydrogène sulfuré a été détecté de manière semi-quantitative (HACH: hydrogen sulfide test kit, HS-7). L'oxy-

gène dissous, quant à lui, a été dosé par la méthode de Winkler (Standard methods for the examination of water and wastewater, 1975).

Dans le cadre du projet de prospection géothermique du NEFF, 1979-1980, le matériel de terrain a été complété par les appareils suivants (Vuataz, in NEFF, 1980):

- un thermomètre électronique digital à résistance de platine avec deux sondes immergeables de 10 et 30 m;
- un conductimètre de terrain digital avec cellule pour les mesures en surface, ainsi qu'une cellule immergeable avec 30 m de câble;
- un pH-mètre électronique digital de précision;
- une sonde à niveau piézométrique de 30 m;
- un enregistreur à deux pistes sur papier millimétré pour les mesures en continu de deux paramètres (mesures de la température et de la conductibilité pendant les essais de pompage par exemple).

Tableau 3: Méthodes de mesures et d'analyse (1977-1978)

Paramètre	Méthode et appareillage	Unités
<u>Terrain</u>		
pH	pH - mètre électronique digital Oriel 607 avec électrode combinée	unité pH
Température	thermomètres à mercure avec gaine métallique	°C
Débit	seau ou bac + chronomètre	l/min
HCO ₃	titration de l'alcalinité totale (→ pH = 4,6) burette Metrohm E 274	mg/l
<u>Labo. chimie</u>		
Conductibilité électrique	pont de Wheatstone et cellule de conductivité Metrohm E 527	µS/cm (= µmhos/cm) à 20° C
Li, Na (> 20 mg/l), K	spectrophotométrie d'émission de flamme Pye Unicam FP 1900	mg/l
Na (< 20 mg/l), Mg, Ca, Sr, Mn, Fe, SiO ₂	spectrophotométrie d'absorption atomique (avec flamme) Pye Unicam FP 1900	mg/l
F	électrode sélective électrode Orion + pH-mètre Metrohm	mg/l
Cl	titration au nitrate mercurique burette Metrohm E 274	mg/l
SO ₄	turbidimétrie spectrophotomètre HACH DR EL - 2	mg/l
<u>Labo. isotope</u>		
Tritium	spectrométrie à scintillation liquide	UT
Deutérium	spectrométrie de masse	δ ² H (o/oo)
Oxygène - 18	spectrométrie de masse	δ ¹⁸ O (o/oo)

2.2 Analyses en laboratoire

La conductibilité électrique de l'eau a été mesurée immédiatement après la fin de chaque campagne d'échantillonnage. Cette mesure est rapide, simple et précise: elle donne des valeurs très proches de la minéralisation totale (TSD) de l'échantillon et peut par la suite servir à vérifier la précision des analyses. Il y a en effet une relation linéaire entre le TSD et la conductibilité. Les nombreuses analyses chimiques qui sont à la base de cette étude ont pu être réalisées par l'auteur au Département de Chimie Minérale Analytique et Appliquée de l'Université de Genève.

Les analyses isotopiques ont été effectuées par le Laboratoire d'Isotopes de l'Institut de Physique de l'Université de Berne: ce laboratoire a procédé notamment aux analyses de tritium (^3H) et d'oxygène-18 (^{18}O) et a envoyé des échantillons pour les analyses de deutérium (^2H) à l'Institut de Radiohydrométrie de Neuherberg (Munich, RFA).

Dans le cadre du projet de prospection géothermique du NEFF (1980), toutes les analyses isotopiques ont été exécutées par le Département des Isotopes de l'Institut Weizmann (Israël).

2.2.1 Choix des paramètres chimiques

Les analyses chimiques ont porté sur les paramètres suivants:

<i>Cations</i>		<i>Anions</i>	
Lithium	(Li^+)	Bicarbonate	(HCO_3^-): terrain
Sodium	(Na^+)	Sulfate	(SO_4^{2-})
Potassium	(K^+)	Chlorure	(Cl^-)
Magnésium	(Mg^{++})	Fluor	(F^-)
Calcium	(Ca^{++})		
Strontium	(Sr^{++})		
Manganèse	(Mn^{++})		
Fer	(Fe^{++})		
		<i>Autres</i>	
		Silice	(SiO_2)

Cette liste représente pour tous les types d'eaux souterraines (thermales ou froides, minérales ou acratopées) l'ensemble des constituants dissous majeurs et mineurs, à l'exception du manganèse, du fer et parfois du lithium et du fluor qui s'y trouvent à l'état de traces. L'analyse de ces ions dissous dans les eaux, en quantité variable, permet d'établir une classification chimique en différents groupes. D'autre part, plusieurs de ces paramètres (Li, Na, K, Mg, Ca, SiO_2) servent pour le calcul de la température du réservoir au moyen des géothermomètres.

Les analyses des quatre autres paramètres ont été tentées: l'ammoniac (NH_4^+), les nitrates (NO_3^-), les phosphates (PO_4^{3-}) et le mercure (Hg^{++}). Malheureusement, les résultats ne furent pas satisfaisants concernant les trois premiers ions: les interférences chimiques entre les éléments étaient trop importantes pour les eaux fortement minéralisées, alors que dans les eaux sulfureuses, la présence de soufre perturbait l'analyse. Dans le cas du mercure, les conditions d'échantillonnage et de stockage n'étaient pas optimales. Il est évident que d'autres paramètres, qui n'ont pas pu être analysés dans le cadre de cette étude, seraient également très intéressants pour la prospection géothermique par méthodes géochimiques (H_2S , CO_2 , Al, B, Br).

2.2.2 Procédures analytiques (tableau 3)

Les méthodes d'analyses employées dans cette étude ont été choisies en fonction de leur simplicité et leur rapidité d'exécution, ainsi que de leur fiabilité. Ces méthodes figurent d'ailleurs parmi celles recommandées dans les Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater (1975).

Tous les cations ainsi que la silice ont été dosés par spectrophotométrie d'absorption atomique (SAA) ou par photométrie d'émission de flamme (PEF). Pour éviter les interférences des ions entre eux, l'addition

Conditions d'analyses pour les cations et la silice

Paramètre	méthode	longueur d'onde (μm)	type de flamme	additif contre les interférences
Li	PEF	670,8	air- C_2H_2^*	chlorure de césium
Na (> 20 mg/l)	"	330,2		"
Na (< 20 mg/l)	SAA	589,0		"
K	PEF	766,5		"
Mg	SAA	285,2		nitrate de lanthane
Ca	"	422,7		"
Sr	"	460,7		"
Mn	"	279,5		chlorure de calcium
Fe	"	248,3		"
SiO_2	"	251,6	$\text{N}_2\text{O}^*\text{C}_2\text{H}_2$	-

* C_2H_2 = acétylène; N_2O = protoxyde d'azote.

en excès d'un cation supplémentaire a été effectuée sur chaque échantillon (césium, lanthane ou calcium). Les eaux ont été acidifiées sur le terrain pour que les éléments qu'elles contiennent restent à l'état dissous; souvent la concentration des éléments majeurs était trop élevée pour pouvoir procéder à une analyse directe: la méthode analytique ou l'appareil de mesure étant trop sensible, il fallait donc diluer plus ou moins fortement l'échantillon pour rester dans le domaine de concentration de la méthode.

Méthodes d'analyses pour les anions

- Bicarbonate:** titration de l'alcalinité totale jusqu'à pH = 4,5, avec l'acide sulfurique (H₂SO₄) 0,02 N; l'indicateur «brome crésol vert - méthyl rouge» donne le virage de fin de titration.
- Sulfate:** méthode turbidimétrique par précipitation du sulfate, sous forme de BaSO₄ et mesure de l'absorption de la suspension ainsi créée par un spectrophotomètre.
- Chlorure:** titration avec du nitrate mercurique pour former du chlorure mercurique à un pH compris entre 2,3 et 2,8; l'indicateur «diphénylcarbazone» indique la fin de la titration par formation d'un complexe violacé avec l'excès de ions mercuriques.
- Fluor:** l'électrode sélective au ion fluor permet de mesurer l'activité ou la concentration du fluorure dans l'échantillon par le potentiel créé entre la solution à analyser et une solution interne de référence au moyen d'un cristal de fluorure de lanthane; la mesure se fait à pH = 5,4, avec une électrode de référence au calomel et un pH-mètre possédant une échelle de mesure en millivolts.

2.2.3 Mesures et analyses

Toutes les mesures et analyses des neuf campagnes d'échantillons sont regroupées en 48 tableaux (annexe). Sur 97 points d'eau examinés, il y a 84 émergences d'eau souterraine et 13 cours d'eau en surface (tableau 2). L'ensemble des mesures et analyses contenues dans l'annexe se résume comme suit:

type de paramètres	nombre d'échantillons	nombres de paramètres	nombre de mesures et analyses
physico-chimiques	340	3 - 5	~ 1190
chimiques	340	12 - 13	~ 4150
isotopiques	71	3	213

Chacun des 48 tableaux représente les analyses périodiques d'un point d'eau pendant le cycle de mesures 1977-1978 (annexe).

Pour transformer les unités de mg/l en meq/l, il suffit de diviser la concentration en mg/l par le poids atomique de l'ion considéré et de multiplier le résultat par le nombre des charges.

Coefficients de conversion des mg/l en meq/l

Cations		Anions	
Li ⁺	6,939	HCO ₃ ⁻	61,02
Na ⁺	22,99	SO ₄ ²⁻	48,03
K ⁺	39,10	Cl ⁻	35,45
Mg ⁺⁺	12,16	F ⁻	19,00
Ca ⁺⁺	20,04		
Sr ⁺⁺	43,81		
Mn ⁺⁺	27,47		
Fe ⁺⁺	27,92		

Indépendamment des décimales marquées comme «0» par l'ordinateur sur les tableaux d'analyse en annexe, chaque mesure a un certain nombre de chiffres significatifs qui dépendent de la précision de la méthode analytique et de l'appareil utilisé (voir 2.3).

Paramètres dont tous les chiffres sont significatifs

Mn, Fe, HCO₃, TSD, Σ Cations, Σ Anions, conductibilité, pH, température eau, température air, ³H, ²H, ¹⁸O.

Paramètres dont seuls les trois premiers chiffres sont significatifs

Li, K, Mg, Ca, Sr, F, SiO₂.

Paramètres dont le nombre de chiffres significatifs est variable

<i>paramètre (mg/l)</i>	<i>chiffres significatifs</i>
Na \geq 1000	4
Na < 1000	3
SO ₄ \geq 1000	3
SO ₄ < 1000	2 ou 3
Cl \geq 100	3
Cl < 100	2 ou 3
Débit	1, 2 ou 3

2.3 Précision des mesures et analyses

2.3.1 Contrôle des analyses chimiques

Quatre méthodes différentes ont été utilisées pour contrôler et corriger les analyses chimiques en cours.

1. Comparaison avec des analyses anciennes ou récentes d'autres laboratoires

Une recherche bibliographique a permis de retrouver des analyses chimiques pour l'ensemble des 19 zones thermales étudiées (Carlé, 1975; Gübeli, 1953; Högl, 1980 et Münzel, 1947). Ces analyses ont permis de délimiter l'ordre de grandeur des concentrations des éléments chimiques à analyser.

2. Contrôle de la balance cations-anions

Théoriquement, la somme des cations exprimée en milliéquivalents par litre (meq/l) doit être exactement égale à la somme des anions en meq/l, et cela pour tous les échantillons, car à chaque milliéquivalent d'un ion positif doit correspondre un milliéquivalent d'un ion négatif. En pratique, cette égalité n'est que rarement atteinte: parce que certains ions mineurs n'ont pas été analysés (NH₄⁺, PO₄⁻, NO₃⁻, Br⁻, I⁻, et parfois F⁻), et parfois aussi à cause d'erreurs analytiques. Nous avons considéré les analyses chimiques comme acceptables seulement si la différence entre la somme des cations et la somme des anions était inférieure ou égale à 10% de la valeur moyenne des sommes des cations et des anions (annexe):

$$|\Sigma \text{ cations} - \Sigma \text{ anions}| \leq 0,1 \cdot \frac{\Sigma \text{ cations} + \Sigma \text{ anions}}{2}$$

Dans les cas où la balance cations - anions était moins précise, une analyse de contrôle était effectuée, pour les paramètres les plus douteux (annexe).

3. Contrôle de la méthode analytique

La plupart des méthodes analytiques utilisées sont celles recommandées dans les Standard Methods (1975) et elles ont été testées dans plusieurs laboratoires et par plusieurs analystes, pour déterminer l'exactitude par rapport à la valeur réelle du paramètre analysé ainsi que leur reproductibilité (tableau 4).

L'exactitude de l'analyse est formulée en calculant, l'erreur relative (Er), qui est la différence entre la moyenne d'une série de résultats - tests (\bar{x}) et la valeur réelle de l'échantillon considéré (x), exprimée en pourcentage de la valeur réelle:

$$Er = 100 - \left(\frac{\bar{x}}{x} \cdot 100 \right)$$

La précision de l'analyse ou reproductibilité de la méthode analytique est déterminée par le rapport de l'écart type (σ_x) sur la moyenne, rapport de la concentration réelle de l'élément à analyser. Cet écart type relatif est aussi appelé coefficient de variation (Cv):

$$Cv = \frac{\sigma_x}{\bar{x}} \cdot 100$$

Dans la première colonne du tableau 4, certaines données manquent, mais en raison de la similitude des méthodes utilisées, on peut estimer l'erreur relative pour le lithium comme égale à celles du sodium ou du potassium. De même pour le calcium et le strontium, on peut estimer leur erreur relative comme égale à celle du magnésium. Les valeurs des coefficients de variation (deuxième colonne) de ces mêmes éléments (Li, Ca, Sr) ainsi que de la silice ont été tirées d'une étude intéressante qui compare les résultats analytiques de différents laboratoires, obtenus à partir d'une série d'échantillons identiques (Ellis, 1976).

4. Contrôle de la reproductibilité des analyses

Pour tester la reproductibilité de nos analyses, nous avons choisi un point d'eau, la source Gontard N° 2 à Saint-Gervais, de laquelle nous avons prélevé 11 échantillons de suite, identiques, pour les analyses en labora-

toire (tableau 4, troisième colonne). En raison du petit nombre d'échantillons, l'écart type (σ_x) a été calculé avec $n-1$ et le coefficient de variation $Cv = \frac{2 \sigma_x}{\bar{x}} \cdot 100$. On constate que la reproductibilité est tout à fait comparable à celle donnée par les Standards Methods (1975).

2.3.2 Contrôle des mesures physico-chimiques et des analyses isotopiques

La conductibilité et le pH ont subi les mêmes tests que les analyses chimiques, alors que la précision des mesures de température et de débit a été estimée en fonction du matériel et du lieu de mesure. En effet, la précision des mesures de terrain peut varier considérablement d'un point d'échantillonnage à un autre, en raison du type de captage ou d'émergence.

Tous les contrôles sur les analyses isotopiques ont été effectués par les laboratoires concernés et transmis avec les informations relatives à la précision des analyses (tableau 4).

Tableau 4: Exactitude et précision des mesures et analyses

Paramètre	exactitude	précision	précision effective	
	erreur relative (%)	coefficient de variation (%)	coefficient de variation (%)	résolution appareils
Li ⁺		14	1,9	
Na ⁺	17,3	4	3,5	
K ⁺	15,5	2,3	5,0	
Mg ⁺⁺	10,5	6,3	6,2	
Ca ⁺⁺		4	7,4	
Sr ⁺⁺		6	8,8	
Mn ⁺⁺	13,5	6,0	9,7	
Fe ⁺⁺	16,5	0,6	≥ 10	
HCO ₃ ⁻	7,5	4,5	1,1	0,01 ml
SO ₄ ⁻⁻	9,1	1,2	5,1	1 mg/l
Cl ⁻	3,3	2,9	0,7	0,01 ml
F ⁻	4,2	6,0	-	1 mV
SiO ₂		7	2,0	
Conductibilité	8,3 %	4,8 %	0,6 %	1,0 %
pH ⁽¹⁾	0,13 pH		0,22 pH	0,05 pH
Température ⁽¹⁾ :				
eau			0,1 - 0,2° C	0,05° C
air			2° C	1° C
Débit ⁽²⁾			10 - 50 %	
Tritium ⁽²⁾			10 - 20 %	
Deutérium			1 o/oo	
Oxygène - 18			0,1 o/oo	

¹ La précision des mesures de pH et température est indiquée par l'écart-type en unité pH et °C et non pas en %, car elle est constante.

² La précision des mesures de débit et des analyses de tritium est indiquée par une fourchette, car elle varie d'un point de mesure ou d'un échantillon à l'autre.

Les deux premières colonnes du tableau indiquent l'exactitude et la précision des méthodes utilisées et testées dans différents laboratoires (Ellis, 1976; Frant et Ross, 1968; Standard Methods, 1975). Les deux dernières colonnes donnent la précision effective des mesures et analyses de cette étude.

Méthodes d'interprétation et résultats généraux

3.1 Classification des eaux

Depuis longtemps, différentes classifications des eaux ont été élaborées en fonction de leurs caractéristiques

- d'origine (eau météorique, juvénile);
- de stockage (eau de surface, souterraine);
- de minéralisation (eau douce, minérale);
- de température (eau froide, thermale);
- thérapeutiques (eau hypotonique, hypertonique);
- géologiques (eau de terrain cristallin, de terrain sédimentaire);
- chimiques (eau bicarbonatée, sulfatée, etc.).

Dans le cadre d'une étude sur les eaux thermales, c'est une classification basée sur la température, qui en principe devrait nous intéresser. Or, l'on constate que la température est un paramètre beaucoup trop sensible à toutes sortes de phénomènes tels que l'altitude de la source considérée, le climat de la région où elle se trouve, et surtout la manière dont elle est captée (source naturelle, source à captage superficiel, puits avec citerne, forage).

De 1850 à nos jours, il n'existe pas moins d'une dizaine de classifications thermiques des eaux souterraines (Castany, 1963; Schöeller, 1962). Certaines définitions empiriques indiquent une température plus ou moins arbitraire au-delà de laquelle une source est appelée thermale: celle-ci est de 18° ou 20° C en Europe, alors qu'elle est fixée à 25°C pour les Etats-Unis. D'autres méthodes plus rigoureuses sont proposées pour différencier une eau thermale d'une eau froide, mais elles ne sont généralement valables que pour une région climatique donnée. Ce problème sera donc laissé de côté, car le but de ce travail est d'examiner les eaux plus chaudes et non pas celles qui se trouvent à la limite de l'anomalie thermale. Il faut toutefois mentionner que dans le cadre de l'étude détaillée d'une région, il est nécessaire, dans un premier temps, de prendre en considération toutes les eaux souterraines dont la température ou la minéralisation est anormalement élevée par rapport aux eaux de la nappe phréatique locale. D'une manière générale, une eau sera appelée thermale ou non, minérale ou pas selon les caractéristiques limites suivantes:

Eau froide	<	12° C
Eau subthermale	12° –	20° C
Eau thermale	>	20° C
Eau acratopège	TSD <	1000 mg/l
Eau minérale	TSD ≥	1000 mg/l

3.1.1 Classification chimique

Depuis la fin du siècle passé déjà, plusieurs classifications des eaux thermales ou minérales ont été proposées, d'abord quantitatives et peu précises, puis de plus en plus systématiques, au fur et à mesure de l'avancement des études sur ce sujet (Le Maréchal, 1976; Moret, 1946; Urbain, 1967). Schmassmann, dans son chapitre sur la géologie et la genèse des eaux minérales et thermales de Suisse (in Högl, 1980) propose une classification, basée sur les ions représentant plus de 20 % de la somme des cations ou des anions, exprimée en milliéquivalents par litre (meq/l). Plus de 90 points d'émergences d'eau minérale ou thermominérale (sources et forages) sont ainsi classés chimiquement.

Dans le cadre de cette étude, nous avons adopté une première classification chimique des eaux thermales, qu'elles soient minérales ou non, qui tient également compte des ions dont la concentration est supérieure

ou égale à 20 % de la somme des cations ou des anions. Les résultats montrent que seuls les trois anions et les trois cations majeurs sont représentés, mais jamais les six ensemble:



Les eaux étudiées ont été subdivisées en trois groupes principaux selon l'anion prédominant.

1. Groupe des eaux sulfatées

Type	Zone
Ca; SO ₄	Leukerbad
Ca > Mg; SO ₄	Lostorf (forage 4), Weissenburg, Bormio
Ca > Na; SO ₄	Saxon (forage 3)
Na > Ca; SO ₄	Brigerbad, Craveggia, Masino
Na; SO ₄ > Cl	Saint-Gervais, Lavey
Ca > Na; SO ₄ > Cl	Schinznach, Combioula
Na; SO ₄ > HCO ₃ > Cl	Zurzach
Ca; SO ₄ > HCO ₃	Acquarossa, Vals

2. Groupe des eaux bicarbonatées

Type	Zone
Ca > Na ≥ Mg; HCO ₃	Bad-Ragaz
Ca > Na; HCO ₃ > SO ₄	Pré-Saint-Didier
Ca > Mg; HCO ₃ > SO ₄	Saxon (source)
Na ≥ Ca; HCO ₃ > Cl	Yverdon

3. Groupe des eaux chlorurées

Type	Zone
Na; Cl	Lostorf (forage 1)
Na > Ca; Cl > SO ₄	Baden

Cette classification à six paramètres convient bien lorsqu'on veut définir un groupe de sources cas par cas et dans le détail: elle sera utilisée pour déterminer la formule de classification chimique des eaux de chaque zone thermale (chapitre 4). Cependant, pour une approche globale de ces 19 zones, cette classification ne définit pas assez nettement les liaisons génétiques ou géologiques entre les zones thermales et leur appartenance à un groupe chimique particulier.

Une autre classification a été élaborée, basée sur le cation et l'anion prédominants, ou dans les cas de concentrations plus ou moins égales, sur les deux cations et les deux anions principaux (Vuataz, 1979 a). Cette classification a l'avantage de séparer les 19 zones en groupes distincts, selon leur origine géologique, les roches-réservoirs dont les eaux ont tiré leur minéralisation, et leur température. En considérant l'ensemble des eaux thermales étudiées, les domaines suivants de minéralisation et de température peuvent être définis:

	basse	moyenne	élevée
TSD (mg/l)	250-1000	1000-2000	2000-5200
Température (°C)	20-30	30-40	40-62

1. Groupe Na · SO₄

Zones thermales: Lavey, Brigerbad, Zurzach, Saint-Gervais, Masino, Craveggia.
 Géologie: Roches cristallines.
 Minéralisation: Basse à moyenne (sauf Saint-Gervais).
 Température: Moyenne à élevée (sauf Craveggia).

2. Groupe Ca(Na) · HCO₃

Zones thermales: Bad-Ragaz, Saxon (source), Pré-Saint-Didier, Yverdon.
 Géologie: Roches calcaires.
 Minéralisation: Basse.
 Température: Basse à moyenne.

3. Groupe CaNa - SO₄Cl

Zones thermales: Baden, Schinznach, Combioula.
Géologie: Roches sédimentaires (évaporites du Trias).
Minéralisation: Elevée.
Température: Moyenne à élevée (sauf Combioula).

4. Groupe Na - Cl

Zones thermales: Lostorf (forage 1).
Géologie: Roches sédimentaires (sels du Trias).
Minéralisation: Elevée.
Température: Basse.

5. Groupe Ca - SO₄

Zones thermales: Leukerbad, Bormio, Lostorf (forages 3 et 4), Saxon (forages), Weissenburg, Acquarossa, Vals.
Géologie: Roches sédimentaires (gypse du Trias).
Minéralisation: Moyenne à élevée.
Température: Basse (sauf Leukerbad et Bormio).

Ce classement des zones thermales a été adopté dans les tableaux de résultats généraux 6, 8, 9, et dans les figures 3.1.1 à 3.1.5.

3.1.2 Représentations graphiques des caractéristiques chimiques

Comme pour la classification des eaux, de nombreuses méthodes de représentation graphique des analyses chimiques ont été élaborées. Certains de ces graphiques ou diagrammes sont utilisables dans chaque situation et permettent une vision rapide et claire des comportements géochimiques, alors que d'autres sont d'un emploi beaucoup plus restreint (Castany, 1963; Mazor et Mañon, 1978; Schöeller, 1962). Pour cette étude, trois types de diagrammes ont été adoptés:

1. Diagrammes semi-logarithmiques

Pour représenter des eaux chimiquement très différentes les unes des autres, et pour un nombre limité d'échantillons, nous avons préféré les diagrammes semi-logarithmiques d'après Schöeller et Berkloff (figures 3.1.1 à 3.1.5). Ils permettent de visualiser la concentration en milliequivalent par litre de huit éléments majeurs d'un type d'eau et de la comparer rapidement et dans son ensemble avec celle d'un autre type d'eau.

2. Diagrammes triangulaires

Ce type de représentation a été utilisé quand il s'agissait de montrer l'évolution chimique d'un seul échantillon au cours du temps ou de déterminer les variations et les mélanges d'une zone thermique donnée. Les données sont exprimées en pourcents de la somme des trois cations principaux (Ca + Na + Mg en meq/l) et des trois anions principaux (HCO₃ + Cl + SO₄ en meq/l).

3. Graphes x - y

Une représentation graphique générale des principaux paramètres pour une zone thermique donnée est obtenue en groupant toutes les données en fonction du chlorure ou du sulfate sur autant de graphes x - y qu'il y a de paramètres. Cette méthode permet des déductions intéressantes sur le comportement d'une zone thermique telles que les variations au cours du temps ou les phénomènes du mélange des différents types d'eau entre eux. La variable en abscisse est représentée de préférence par le chlorure, un ion non réactif qui ne peut subir que les phénomènes de concentration ou dilution, sans échange ionique ni précipitation. Le sulfate est pris en considération quand la teneur en chlorure est trop faible, ce qui est le cas pour la majorité des eaux étudiées. En ordonnée, on reporte les cations Li, Na, K, Mg, Ca, Sr, les anions HCO₃, SO₄, (ou Cl), la silice, puis le TSD, la température et le pH. Ces 12 graphiques ont été groupés sur une page, pour chacune des 19 zones thermales étudiées (chapitre 4).

Figures 3.1.1 à 3.1.5: Représentation de la concentration des ions principaux et de la silice dans les eaux thermales par diagramme de Schoeller

La concentration des cations et des anions est donnée en meq/l alors que celle de la silice est en mg/l.

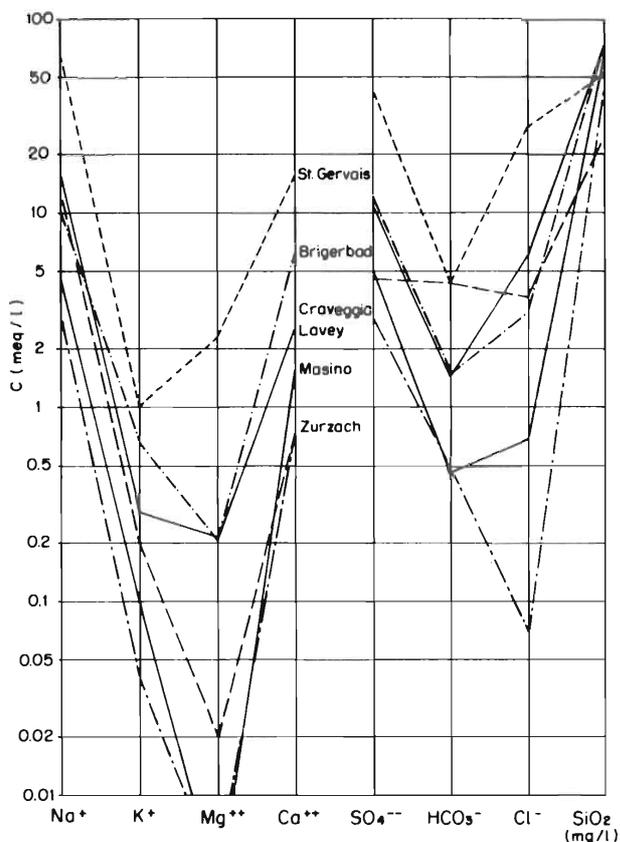
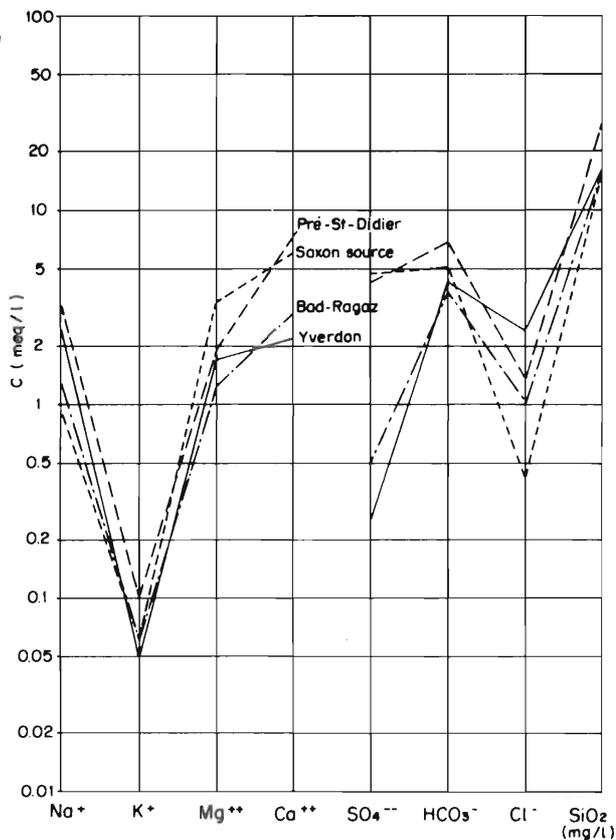


Figure 3.1.1: Groupe Na-SO₄

Les eaux de ce groupe sont caractérisées par une faible teneur en magnésium et une forte teneur en silice (roches cristallines).

Figure 3.1.2: Groupe Ca(Na)-HCO₃

Les eaux de ce groupe sont caractérisées par une faible teneur en potassium et une minéralisation totale peu élevée (roches calcaires).



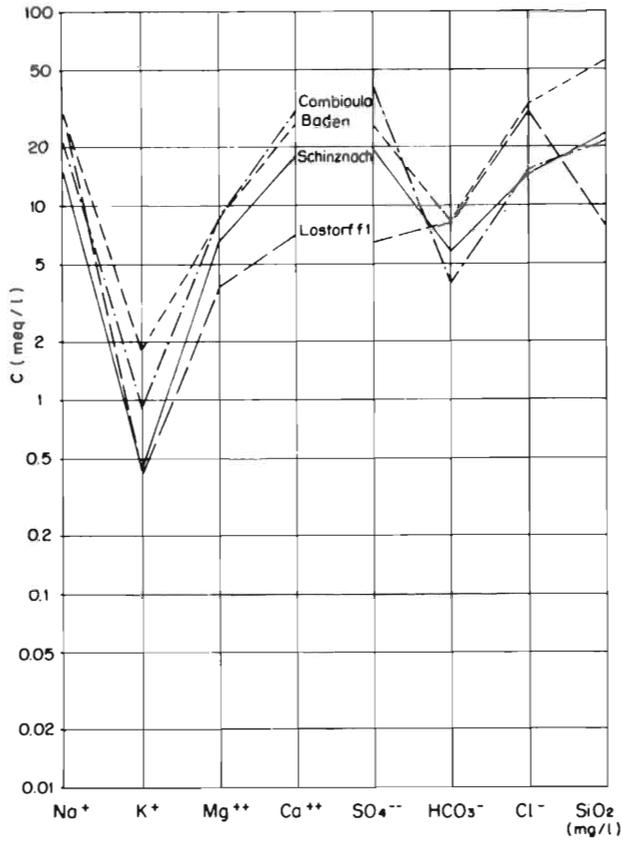


Figure 3.1.3: Groupes CaNa - SO₄Cl et Na-Cl
 Les eaux de ces groupes sont caractérisées par une minéralisation totale très importante (roches évaporitiques).

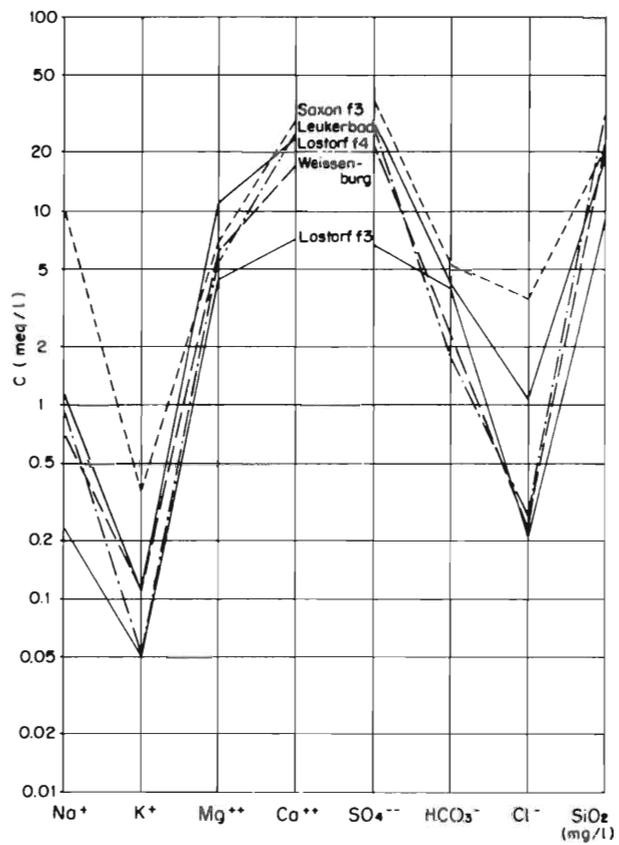


Figure 3.1.4: Groupe Ca-SO₄ (Ouest)
 Les eaux de ce groupe sont caractérisées par une faible teneur en chlorure de sodium (roches évaporitiques dépourvues de sel gemme).

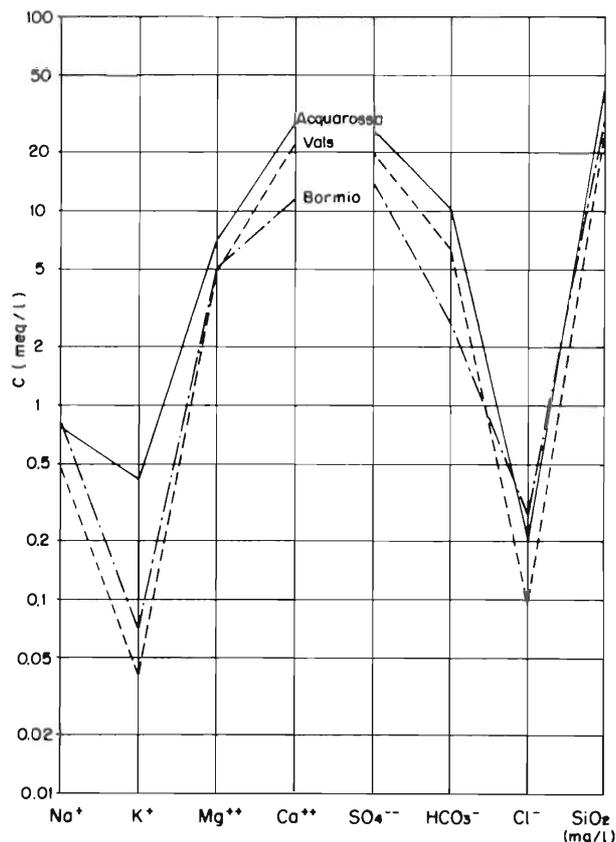


Figure 3.1.5: Groupe Ca-SO₄ (Est)
Mêmes caractéristiques que le groupe précédent.

3.1.3 Abondance relative des éléments

Présence des ions majeurs

Il est intéressant de décrire les six anions et cations principaux par ordre d'importance décroissante et de définir leurs associations les plus fréquentes. L'association des ions en solution dans une eau permet de déduire de quels minéraux des roches encaissantes celle-ci dérive (par exemple, Ca - SO₄: gypse).

On est frappé par l'omniprésence du soufre (S), sous forme de sulfate (SO₄⁻) ou de sulfure (H₂S, HS⁻). Effectivement, le sulfate est présent dans la très grande majorité des eaux thermales étudiées, avec une concentration $\geq 20\%$ du total des anions (sauf Yverdon et Bad-Ragaz). D'autre part, six zones thermales ont des eaux sulfureuses avec une concentration de H₂S variant entre 1 et 53 mg/l.

Le calcium (Ca⁺⁺) est également très important et accompagne le sulfate, le soufre et le bicarbonate. L'association Ca - SO₄ dans les eaux provient de la dissolution du gypse et de l'anhydrite des évaporites du Trias. La fréquence de ce type d'eau peut s'expliquer par le fait que la plupart des émergences thermales étudiées sont en relation plus ou moins directe avec cette formation.

Le bicarbonate (HCO₃⁻), est dominant dans cinq sources thermales et souvent associé au calcium. Sa présence est due à la dissolution des roches carbonatées du réservoir aquifère.

Le sodium (Na⁺), est en solution dans les eaux sulfatées et les eaux chlorurées. Dans les eaux de type Na - SO₄, le sodium peut provenir notamment de l'altération des feldspaths sodiques de roches cristallines et le sulfate, de l'oxydation des sulfures (pyrite) contenus dans ces mêmes roches cristallines. Une eau de type Ca - SO₄ peut également acquérir une minéralisation de type Na - SO₄ si le calcium est substitué par échange ionique avec le sodium d'un minéral sodique (zéolite ou argile par exemple).

Les eaux essentiellement chlorurées (Cl⁻) sont rares et généralement subthermales; le cation qui les accompagne est naturellement le sodium (Lorstorf forage 1). Les quelques sources à forte concentration de chlorure contiennent également beaucoup de sulfate.

Quant à l'association bicarbonatée-sodique (Na - HCO₃), très fréquente dans d'autres provinces thermales (Urban, 1967), elle n'a été rencontrée qu'à Yverdon, et encore, il ne s'agit là que d'une eau de type mixte.

Le magnésium (Mg⁺⁺) a toujours une concentration inférieure au calcium: il est souvent associé aux types Ca - SO₄HCO₃ qui proviennent de roches sédimentaires (dolomie). Par contre sa concentration est faible dans les eaux thermales provenant de roches cristallines.

Domaines de concentration

En vue de déterminer les domaines de concentration des paramètres analysés, nous avons choisi pour chaque zone thermique l'émergence la plus représentative de l'eau thermique originale (voir 3.2.1). Quant au choix de l'analyse, nous avons pris à l'intérieur de la période de mesure celle dont la température et/ou la minéralisation totale est maximum. Pour les zones comportant des compositions chimiques différentes, nous avons considéré deux échantillons (Saxon) ou trois (Lostorf). Les échantillons choisis ont leur numéro souligné dans les tableaux d'analyses (annexe). Les concentrations minimum, moyenne et maximum ont été calculées avec un total de 22 eaux thermales différentes. Une matrice des coefficients de corrélation permet de mettre en évidence les associations des éléments entre eux (tableau 5).

Les résultats d'analyse du fer et du manganèse ne peuvent être interprétés que d'une manière semi-quantitative, pour les raisons suivantes. Les concentrations de ces deux éléments traces sont proches de la limite de détection de la méthode analytique utilisée. De plus, la solubilité du fer et du manganèse étant très faible dans les eaux naturelles, il est difficile de savoir quand ces cations précipitent en composés insolubles. En effet, les eaux ferrugineuses transportent jusqu'à l'émergence de l'hydroxyde de fer sous forme précipitée visible, en même temps que la partie en solution, qui d'ailleurs précipite partiellement dès l'arrivée en milieu oxygéné.

Tableau 5: Valeurs et associations des principaux paramètres chimiques et physiques

Paramètre	Valeurs			Associations
	minimum	moyenne	maximum	paramètres corrélés ($r \geq 0,7$)
Li (mg/l)	0,02	1,17	10,9	Na, TSD
Na	5,34	240	1408	Cl, Li, TSD, K
K	1,62	13,0	70,3	TSD, Cl, Na
Mg	0,04	49,6	134	Ca, Sr
Ca	15,0	26,7	611	Sr, Mg, SO ₄ , TSD
Sr	0,02	5,41	11,8	SO ₄ , Ca, TSD, Mg
Mn	0	0,06	0,31	-
Fe	0	1,17	7,47	-
HCO ₃	28,1	265	622	-
SO ₄	12,0	801	2100	Sr, TSD, Ca
Cl	2,50	234	1170	Na, K, TSD
F	0,49	2,60	11,0	Na, SO ₄
SiO ₂	7,65	32,2	73,2	Température
TSD (mg/l)	299	1910	5188	SO ₄ , K, Sr, Na, Cl, Ca
Température (° C)	15,2	34,4	61,8	SiO ₂
pH	6,35	7,38	9,25	HCO ₃ et Ca sont corrélés avec les pH acides

Les valeurs minimum, moyenne et maximum, ainsi qu'une matrice des coefficients de corrélation, ont été calculées avec 22 échantillons, les plus représentatifs des 19 zones thermales. Les paramètres associés avec un coefficient de corrélation $r \geq 0,7$, sont placés par ordre de corrélation décroissante.

3.2 Observations saisonnières des variations

Au cours du cycle de mesures mai 1977 - juillet 1978, il a été possible de mettre en évidence et de quantifier de nombreuses variations saisonnières ou d'autre nature des caractères physiques et chimiques des eaux thermales. Le petit nombre de mesures périodiques (neuf au maximum) ne permettant pas une interprétation statistique très poussée, nous avons dû nous limiter à prendre en considération les valeurs extrêmes (X minimum et X maximum) et à établir un coefficient de variabilité maximum (Vuataz, 1980 a):

$$V \max (\%) = 100 - \left(\frac{X \min}{X \max} \cdot 100 \right)$$

Bien que les valeurs extrêmes mesurées prises sur une population de neuf échantillons ne soient probablement pas les valeurs extrêmes réelles, elle se trouvent certainement à l'intérieur de l'intervalle de confiance déterminé par la précision des mesures et analyses. Les catégories suivantes ont été adoptées:

Variabilité des paramètres

V max (%)	type de variabilité
≤ 5	nulle
5 - 10	faible
10 - 20	modérée
20 - 40	forte
> 40	très forte

Dans le chapitre 4 (4.1 à 4.19), dans lequel toutes les zones thermales sont décrites en détail, les paramètres sont placés par ordre croissant de variabilité lorsqu'ils appartiennent à la même catégorie.

3.2.1 Choix de l'émergence la plus représentative d'une zone thermale

Pour étudier la variabilité d'une zone thermale donnée, nous avons pris en considération l'émergence dans laquelle l'eau thermale est la plus semblable à celle qui se trouve dans l'aquifère profond. Le choix a été fait en fonction des critères suivants (par ordre d'importance décroissante):

— température, minéralisation, débit, profondeur du captage.

Souvent, ces quatre paramètres varient de manière logique: la température augmente en même temps que la minéralisation et la profondeur; la température est proportionnelle ou inversement proportionnelle au débit, selon le type de refroidissement subi par l'eau thermale. Ces comportements facilitent la décision, mais parfois le choix de l'émergence ou de l'analyse appropriée est plus difficile et en quelque sorte empirique.

3.2.2 Choix des paramètres principaux caractérisant une émergence d'eau thermale

Pour déterminer le degré de variabilité d'une source thermale naturelle ou d'un captage, trois paramètres suffisent: la température, paramètre le plus intéressant; la minéralisation totale, qui est souvent plus importante pour les eaux thermales que pour les eaux froides et enfin le débit, qui souligne souvent le caractère saisonnier d'une source et qui dans le cas d'eaux chaudes est d'un intérêt économique évident.

3.2.3 Domaines de variabilité

Pour comparer la variabilité des 19 zones thermales entre elles, une classification simplifiée a été utilisée. Les trois paramètres choisis ont été considérés comme «stables» si leur variabilité $V_{max} \leq 10\%$, comme «variables» si $V_{max} > 10\%$ (tableau 6). Dans les cas limites, avec des pourcentages entre 9 et 12 %, on a tenu compte de la conductibilité électrique pour la comparer avec la minéralisation totale (TSD), ainsi que des conditions de mesure de la température et du débit, afin de décider si ces paramètres étaient «stables» ou «variables».

A partir de cette attribution à deux catégories, il a été possible de déterminer quels sont les types de variabilité des 19 émergences choisies. Des huit possibilités théoriques de comportement, seules trois catégories de variabilité se réalisent (Vuataz, 1980 a):

A. Température, TSD et débit variables

Les variations sont dues à des influences saisonnières directes qui proviennent du cycle hydrologique. Un système de dilution à deux composantes régit ce comportement: une eau chaude et profonde est interceptée et diluée lors de sa remontée par une eau froide et peu minéralisée provenant de la surface ou d'un aquifère proche de celle-ci.

Zones thermales: Yverdon, Schinznach, Brigerbad, Bormio.

B. Température stable, TSD et débit variables

Les variations de minéralisation et de débit sont moins importantes que dans le cas précédent, et le système est thermiquement stable. Les variations de minéralisation et de débit peuvent être expliquées de deux manières différentes. On peut supposer que le mélange entre une eau thermominérale et une eau froide, faiblement minéralisée, s'effectue en proportions variables mais assez loin de l'exutoire, ce qui donne le temps au mélange d'homogénéiser et de stabiliser sa température. On peut admettre comme autre possibilité que la

différence de température entre les deux composantes est faible et que le mélange a lieu à proximité des émergences.

Zones thermales: Leukerbad, Weissenburg, Combioula, Vals, Masino.

C. Température et TSD stables, débit variable

Dans ce groupe, dix zones thermales sont représentées et notamment celles dont les eaux sont captées par forage relativement profond (> 100 m). Les réservoirs aquifères sont profonds et de volume important: le système hydrothermal est stable et ne subit apparemment pas de variations saisonnières car le parcours souterrain des eaux thermales est long et bien isolé des influences d'eaux superficielles. Les vitesses d'écoulement sont faibles. Les variations saisonnières de la zone d'infiltration sont donc fortement «tamponnées» voire même supprimées lorsque l'eau arrive dans la zone d'émergence. Les variations de débit sont probablement dues à un «effet piston»: un front d'eau froide, résultant de fortes pluies ou de la fonte des neiges, s'infiltré entre le bassin d'alimentation de la zone thermique et son exutoire, et exerce une pression hydraulique sur l'aquifère thermal. Cette pression, qui se transmet jusqu'aux émergences, a pour effet d'augmenter le débit de l'eau thermique sans dilution ou mélange, en raison du long parcours souterrain de l'eau entre les zones de recharge et d'exutoire.

Zones thermales: Lostorf, Baden, Zurzach, Saint-Gervais, Lavey, Bad-Ragaz, Pré-Saint-Didier, Saxon, Craveggia, Acquarossa.

Tableau 6: Variations de la température, de la minéralisation totale et du débit pendant le cycle des mesures

Zone thermale	Emergence	Température		TSD		Débit		
		\bar{X} (°C)	Vmax (%)	\bar{X} (mg/l)	Vmax (%)	\bar{X} (l/min)	Vmax (%)	nombre de données
Lavey	forage 200 m	61,6	1	1299	9	400		1
Brigerbad	source gauche	46,0	25	1082	23	2500		1
Zurzach	forage 2	40,1	5	986	7	540		2
St-Gervais	source Contard No 1	40,7	4	4878	11	28		2
Masino	source des bains	37,9	1	498	17	35	19	7
Craveggia	source des bains	27,1	12	284	10	5	33	7
Bad-Ragaz	source des bains	36,0	6	413	11	3125	80	8
Pré-St-Didier	source des bains	35,8	3	918	8	97	54	7
Yverdon	source des bains	23,4	19	464	18	137	34	14*
Saxon	source des bains	23,4	12	745	6	1200		1*
Baden	source Verenhof	47,0	1	4454	4	46	14	6
Schinznach	source des bains	29,7	13	2263	22	200		1*
Combioula	source No 1	27,3	9	3784	17	220	75	6
Leukerbad	source San Lorenz	50,6	2	1857	17	936	16	12
Bormio	source San Martino	36,4	24	974	30	883	88	6
Lostorf	forage 4	25,6	10	2452	9	170		1*
Weissenburg	source Mineralwasser	25,4	10	1566	14	50		1*
Vals	Obere Bohrung	24,7	4	1768	17	348	71	17*
Acquarossa	source Albergo	24,9	2	2598	8	87	40	8

Température : température mesurée à l'émergence (°C)

TSD : total des solides dissous (mg/l)

Débit : débit naturel ou pompé (l/min)

\bar{X} : moyenne $\bar{X} = \frac{\sum x}{n}$

Vmax (%) : variabilité maximum $V_{max} = 100 - \left(\frac{X_{min}}{X_{max}}\right) \cdot 100$

Nombre de données : nombre de mesures de débit effectuées ou connues durant la période 1977-1978.

* : valeurs de débit pour une autre période que le cycle mai 1977 - juillet 1978.

3.3 Estimation de la température des réservoirs

Un des intérêts primordiaux de l'étude géochimique des eaux thermales, quelle que soit la température d'émergence ou l'environnement géologique particulier, est d'estimer la température maximum de l'eau dans son réservoir aquifère profond. Effectivement, la concentration de certains éléments dissous dans une eau thermale, ou les rapports des concentrations d'éléments entre eux sont le reflet des conditions d'équilibre chimique qui prévalent dans l'aquifère, donc de la température du fluide en profondeur. Depuis une quinzaine d'années, des géochimistes ont mis au point des relations empiriques, les géothermomètres chimiques, valables pour le plus grand nombre de cas possibles (Truesdell, 1976). D'autres géothermomètres, basés sur les équilibres isotopiques sont également utilisés depuis dix ans environ (voir 3.4). Parmi les géothermomètres chimiques, on distingue ceux qui sont qualitatifs et ceux qui sont quantitatifs, les plus intéressants: avec ces derniers, il est possible de calculer des températures en profondeur très proches de ce qu'elles sont réellement.

Le principe de la géothermométrie est basé sur le fait qu'un équilibre chimique est atteint entre les minéraux de la roche formant le réservoir aquifère et le fluide qu'il contient, ceci essentiellement en fonction de la température, mais aussi du temps de résidence de l'eau en profondeur. Lors de la remontée du fluide hydrothermal depuis le réservoir original vers la surface (émergence naturelle ou forage), la température se modifie plus rapidement que l'équilibre chimique: pour une composition chimique à l'équilibre, on peut retrouver la température profonde originelle. Il faut néanmoins ajouter que la plupart des géothermomètres quantitatifs ont été mis au point pour des conditions de haute température et pour des réservoirs en terrains cristallins. Il convient par conséquent d'être prudent lors de leur utilisation pour des eaux dont la température est inférieure à 100° C, ce qui est le cas pour les zones thermales étudiées.

3.3.1 Géothermomètres qualitatifs

De nombreux paramètres chimiques dont la concentration dépend de la température servent comme indicateurs de la température de l'eau en profondeur.

Par exemple des gaz dissous en abondance dans une eau thermale (CO₂, H₂S, H₂) peuvent indiquer une origine magmatique de la chaleur ou tout au moins une forte température du réservoir. La présence de dépôts siliceux à l'émergence de sources thermales (sinter) est un indice non négligeable de température élevée. Par contre, des travertins ou des tuffs calcaires déposés en surface par une eau thermale indiquent l'existence d'un mélange avec des eaux froides fortement bicarbonatées, lors de la remontée vers l'exutoire, ou d'une température de réservoir relativement modérée. Des éléments chimiques ou des composés tels que le bore, le fluor, le mercure, l'arsenic et l'ammoniac sont souvent des indicateurs de haute température en profondeur (White, 1971).

En ne tenant compte que des eaux thermales de cette étude, on constate que certains paramètres sont proportionnels ou inversement proportionnels à la température d'émergence, alors que d'autres ne montrent aucune relation avec la température. Un paramètre peut varier avec la température pour deux raisons totalement différentes et qu'il est nécessaire de discerner: la solubilité d'un minéral, et par conséquent la concentration d'un élément dans l'eau dépend de la température de celle-ci. L'équilibre est modifié en cas de réchauffement ou de refroidissement. L'autre possibilité s'observe en cas de mélange entre deux eaux de température et de chimisme différents:

Paramètres plus ou moins proportionnels à la température

Li, Na, K, Cl, F, SiO₂, TSD, Na/K

Paramètres plus ou moins inversement proportionnels à la température

Mg, HCO₃, Na/Li, Mg/Ca

Paramètres sans corrélation avec la température

Ca, Sr, SO₄

Il est bien entendu qu'il s'agit de cas généraux, et que si l'on examine une zone thermale en détail, certaines de ces relations peuvent être quelque peu modifiées ou n'existent plus. Les relations existant entre ces paramètres et la température sont utilisées dans l'élaboration des modèles de mélange.

3.3.2 Géothermomètres quantitatifs (tableaux 7 et 8)

Pour pouvoir calculer les géothermomètres quantitatifs à partir de la composition chimique de l'eau, il est nécessaire au préalable de formuler un certain nombre d'hypothèses (Fournier, 1977).

1. Des réactions chimiques dépendant de la température ont lieu en profondeur et déterminent la concentration dans l'eau de «l'indicateur» choisi.
2. Les constituants des réactions chimiques sont en quantité suffisante.
3. La réaction chimique à laquelle participe «l'indicateur» est en état d'équilibre dans le réservoir aquifère.
4. La réaction chimique ne subit pas de rééquilibrage après que l'eau ait quitté le réservoir.
5. L'eau thermale qui remonte vers la surface n'est pas mélangée à d'autres eaux, ou alors les conséquences et les résultats de ce mélange peuvent être évalués (Fournier et al., 1974).

Avec le développement de la géochimie des eaux profondes et chaudes, les équations des géothermomètres empiriques ont évolué pour satisfaire le plus grand nombre de cas possibles (tableau 7).

L'estimation de la température des réservoirs sera discutée ultérieurement dans la description détaillée des 19 zones thermales étudiées. Cependant, nous avons regroupé les valeurs obtenues par six géothermomètres pour obtenir en quelque sorte un aperçu global du fonctionnement de ceux-ci (tableau 8). Pour le calcul des équations, le choix s'est porté sur l'analyse la plus représentative de l'eau thermale dans son réservoir profond (voir 3.2.1 et les analyses dans l'annexe dont le numéro est souligné).

Tableau 7: Equations des géothermomètres (voir références au paragraphe 3.3.2)

1. Quartz (refroidissement par conduction)	$T (^{\circ}\text{C}) = 1309/(5,19 - \log \text{SiO}_2) - 273$
limites: $T \leq 250^{\circ}\text{C}$	
2. Calcédoine	$T (^{\circ}\text{C}) = 1032/(4,69 - \log \text{SiO}_2) - 273$
limites: $T \leq 250^{\circ}\text{C}$	
3. Na/Li	$T (^{\circ}\text{C}) = 1000/(\log \text{Na/Li}) - 0,14 - 273$
limites: $\text{Cl}^- < 10\,000\text{ mg/l}$	
4. Na/K	$T (^{\circ}\text{C}) = 1217/(\log (\text{Na/K}) + 1,483) - 273$
limites: $T \geq 100^{\circ}\text{C}$ et $[\log(\sqrt{\text{Ca}}/\text{Na}) + 2,06] \leq 0$	
5. Na - K - Ca	$T (^{\circ}\text{C}) = 1647/(\log(\text{Na/K}) + \beta[\log(\sqrt{\text{Ca}}/\text{Na}) + 2,06] + 2,47) - 273$
$\beta = \frac{1}{3}$ pour $[\log(\sqrt{\text{Ca}}/\text{Na}) + 2,06] > 0$ et $T \frac{1}{3} < 100^{\circ}\text{C}$	
$\beta = \frac{1}{3}$ pour $[\log(\sqrt{\text{Ca}}/\text{Na}) + 2,06] < 0$ ou $T \frac{1}{3} > 100^{\circ}\text{C}$	
6. Na - K - Ca - Mg	$T (^{\circ}\text{C}) = T_{\text{NaKCa}} - \Delta t_{\text{Mg}}$
$5 < R < 50$:	
$\Delta t_{\text{Mg}} = 10,86 - 4,7415 R + 325,87 (\log R)^2 - 1,032 \times 10^5 (\log R)^2/\text{Tk}$ $- 1,968 \times 10^7 (\log R)^2 / \text{Tk}^2 + 1,065 \times 10^2 (\log R)^3 / \text{Tk}^2$	
$0,5 < R < 5$:	
$\Delta t_{\text{Mg}} = - 1,03 + 59,971 \log R + 145,05 (\log R)^2 - 36\,711 (\log R)^2/\text{Tk} - 1,67 \times 10^7 \log R/\text{Tk}^2$	
$R = [\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Ca} + \text{K})] \times 100$ (unités en meq/l).	
$\text{Tk} = T_{\text{NaKCa}} + 273$ (unités en $^{\circ}\text{K}$)	
limites: $T_{\text{NaKCa}} > 70^{\circ}\text{C}$ et $0,5 < R < 50$	
Remarque: à l'exception du coefficient R, les concentrations de tous les paramètres chimiques sont exprimés en mg/l.	

1. Géothermomètre de la silice

On a constaté une proportionnalité accentuée entre la concentration en silice et la température. Des courbes empiriques de solubilité des différentes formes d'équilibre de la silice dans les eaux ont été élaborées (Ellis et Mahon, 1977; Ellis, 1979; Fournier, in Rybach et Muffler, 1981). Pour les températures élevées (150°C - 250°C) le quartz est en équilibre avec la solution hydrothermale, alors que pour les températures plus basses ($< 150^{\circ}\text{C}$), l'équilibre se réalise avec la calcédoine, la cristobalite ou la silice amorphe. Donc, la concentration en silice peut être utilisée pour calculer la température de l'eau à l'équilibre dans le réservoir profond, sous réserve des hypothèses émises précédemment.

Ce géothermomètre subit fortement l'influence d'une dilution avec une eau froide. La température obtenue est donc à considérer avec précaution et elle ne constitue souvent qu'une valeur minimum. Dans cette étude, le géothermomètre de la calcédoine a servi à la plupart des estimations de température du réservoir. En

effet, les températures sont trop basses pour que le quartz contrôle l'équilibre de la silice dans l'eau. Quant aux autres géothermomètres de la silice, ils donnent généralement des températures inférieures ou égales à la température d'émergence.

2. Géothermomètre Na/Li

Un autre géothermomètre basé sur le rapport Na/Li a été défini (Fouillac et Michard, 1981). Les valeurs de température calculées pour les eaux thermales de cette étude sont presque toujours beaucoup trop élevées (> 100° C) pour être vraisemblables, alors que dans certains cas elles sont inférieures à la température d'émergence. Il est probable que le processus qui contrôle le rapport sodium/lithium, et dont il a été tenu compte pour établir ce géothermomètre, ne se réalise pas pour les eaux en question (température du réservoir trop faible; influence des évaporites du Trias).

3. Géothermomètre Na/K

Le rapport ionique Na/K est souvent utilisé en géothermométrie. En effet, la répartition du sodium et du potassium entre l'eau géothermale et les minéraux alumino-silicatés dépend des échanges ioniques entre les eaux à haute température et les feldspaths sodiques et potassiques (Fournier, 1979 a). Des relations empiriques ont été proposées pour des températures allant de 80° à 270° C, mais on constate que cette méthode ne donne pas de bons résultats en dessous de 100° C. En particulier, les températures obtenues sont anormalement hautes pour les eaux riches en calcium ou provenant de terrains sédimentaires.

Tableau 8: Température du réservoir obtenue par la géothermométrie (°C)

Zone thermale	Temp.* émergence	TSiO ₂ quartz	TSiO ₂ calcéd.	T Na/Li	T Na/K	T NaKCa	T NaKCaMg
Lavey	61,8	118	<u>90</u>	256	136	<u>97</u>	
Brigerbad	52,5	120	<u>92</u>	209	221	<u>101</u>	
Zurzach	41,9	71	<u>39</u>	172	124	127	
St-Gervais	41,4	103	<u>74</u>	234	127	131	112
Masino	38,0	114	85	22	147	<u>59</u>	
Craveggia	27,2	96	66	25	124	<u>43</u>	
Bad Ragaz	36,6	55	23	254	202	25	
Pré-St-Didier	36,0	77	<u>46</u>	92	164	28	
Yverdon	25,0	55	<u>23</u>	56	138	<u>31</u>	
Saxon source	24,9	55	<u>22</u>	206	222	11	
Saxon Valroc	26,0	65	<u>33</u>	190	175	<u>47</u>	
Baden	48,0	106	<u>76</u>	223	217	176	<u>74</u>
Schinznach	31,7	69	38	100	161	<u>68</u>	
Combioula	28,0	66	<u>34</u>	97	190	82	
Leukerbad	51,0	81	<u>50</u>	223	209	- 11	
Bormio	42,0	77	<u>46</u>	164	258	6	
Lostorf f 4	27,0	61	<u>29</u>	154	255	6	
Lostorf f 3	26,3	36	3	201	363	- 4	
Weissenburg	26,7	66	<u>34</u>	145	308	7	
Vals	25,2	71	<u>39</u>	162	254	- 17	
Acquarossa	25,2	94	<u>64</u>	201	527	30	

* Température d'émergence: température maximum mesurée pendant la période 1977-1978.

Seules les valeurs soulignées ont été utilisées dans l'estimation de la température des réservoirs profonds. Les températures indiquées ne sont pas des moyennes valables pour l'ensemble d'une zone thermale, mais des valeurs ponctuelles pour les échantillons les plus représentatifs.

Pour les eaux étudiées, il donne presque toujours des températures trop élevées, car leurs caractéristiques se trouvent au-delà des conditions limites d'application de cette méthode.

4. Géothermomètre Na-K-Ca

Un géothermomètre basé sur le rapport Na/K et tenant compte également du calcium (\sqrt{Ca}/Na) a été mis au point pour les eaux riches en calcium ou de température inférieure à 100° C (Fournier et Truesdell, 1973). C'est un des géothermomètres qui convient le mieux aux caractéristiques des eaux thermales de cette étude.

5. Géothermomètre Na-K-Ca-Mg

Pour les eaux riches en magnésium, le géothermomètre Na-K-Ca donne des valeurs de température du réservoir trop élevées. Un facteur de correction qui tient compte de la proportion en magnésium par rapport au calcium et au potassium, doit être établi puis soustrait à la température obtenue par le géothermomètre Na-K-Ca (Fournier et Potter, 1979). En considérant les limites d'application du géothermomètre Na-K-Ca-Mg, ce dernier est rarement utilisable pour les zones thermales étudiées.

3.4 Hydrologie isotopique

Depuis une vingtaine d'années, l'emploi des isotopes stables et radioactifs a pris un essor considérable dans le domaine de l'hydrologie. Le nombre de laboratoires équipés pour des analyses isotopiques de routine est encore insuffisant en raison de la nouveauté de leur utilisation et de la complexité de la technique analytique. Il en résulte un coût relativement élevé, ce qui restreint fortement le nombre d'échantillons destinés aux analyses isotopiques. Les trois isotopes les plus couramment utilisés en hydrologie et qui ont été choisis pour cette étude font partie intégrante de la molécule d'eau: l'oxygène -18 (^{18}O), le deutérium (2H) et le tritium (3H). D'autres isotopes présents comme ions dissous dans l'eau sont pris en considération pour des recherches spécifiques:

*Principaux isotopes du milieu utilisés en hydrologie
(d'après Fritz et Fontes, 1980)*

élément et isotope banal	isotope rare	abondance moyenne (%)	présence
Hydrogène 1H	Deutérium 2H	0,015	eau, hydrogène, hydrocarbure
	Tritium $^3H^*$	10^{-15}	eau, hydrogène, hydrocarbure
Oxygène ^{16}O	Oxygène-18 ^{18}O	0,1	eau, anions oxygénés, CO_2
Carbone ^{12}C	Carbone-13 ^{13}C	1,11	carbonate, CO_2 , hydrocarbure
	Carbone-14 $^{14}C^*$	10^{-10}	carbonate, CO_2 , hydrocarbure
Azote ^{14}N	Azote-15 ^{15}N	0,366	azote, nitrate, sel ammoniacal
Soufre ^{32}S	Soufre-34 ^{34}S	4,21	soufre, sulfate

*: isotope radioactif

L'étude des isotopes de la molécule d'eau se révèle très intéressante à bien des égards: en effet, l'oxygène - 18, le deutérium et le tritium marquent les eaux de surface avant que celles-ci ne s'infiltrent dans le sous-sol et servent donc de traceurs naturels tout au long de leur parcours souterrain. En connaissant les caractéristiques isotopiques des eaux dans la zone d'exutoire et éventuellement dans la zone d'infiltration si celle-ci est connue, on peut obtenir un certain nombre de renseignements sur l'origine de l'eau souterraine, son temps de parcours souterrain, son mode de minéralisation et les mélanges éventuels avec d'autres types d'eau (Fontes, in Fritz et Fontes, 1980).

Dans le domaine de la prospection géothermique, l'analyse de certains isotopes peut être utilisée pour calculer les températures des fluides dans leur réservoir profond. En effet, le fractionnement isotopique entre l'eau, la vapeur, les gaz dissous et les minéraux en solution est largement fonction de la température, et des géothermomètres isotopiques ont été mis au point (Truesdell et Hulston, in Fritz et Fontes, 1980). Il n'a pas été

possible de procéder à de telles analyses isotopiques dans le cadre de ce travail ($\delta^{18}\text{O}$ [$\text{SO}_4\text{-H}_2\text{O}$], $\delta^{34}\text{S}$ [$\text{H}_2\text{S-SO}_4$], $\delta^{13}\text{C}$ [$\text{CO}_2\text{-HCO}_3$]).

3.4.1 Isotopes stables: oxygène-18 et deutérium

La concentration en isotopes stables ^{18}O et ^2H des précipitations est essentiellement régie par les processus de condensation et d'évaporation de la vapeur d'eau atmosphérique. Pour un point d'échantillonnage donné, on constate d'importantes variations saisonnières. D'autre part, au cours d'une même saison, des différences notables sont mises en évidence selon la localisation des points d'échantillonnage. Ces variations sont provoquées par le fait que la concentration en isotopes dépend essentiellement de la température des précipitations, ainsi que de la proximité ou l'éloignement d'un océan. La teneur en isotopes lourds (^{18}O et ^2H) croît avec l'augmentation de température et la proximité de l'océan.

La composition isotopique des eaux d'un lac, d'un cours d'eau ou d'une source est donc fortement liée aux effets de la latitude, de l'altitude, de la saison et de la distance à l'océan. Cette composition s'exprime en pour-mille de l'écart avec la composition de l'eau de l'océan prise comme standard de référence.

$$\delta x (\text{‰}) = \frac{\text{Rx} - \text{Rsmow}}{\text{Rsmow}} \cdot 10^3$$

Rx: rapports isotopiques: $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ou $^2\text{H}/^1\text{H}$

Rsmow: rapport correspondant du standard de référence (standard mean ocean water).

Une relation linéaire entre l'oxygène - 18 et le deutérium appelée droite des eaux météoriques a été mise en évidence dans l'eau des précipitations par Craig (1961):

$$\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10 (\text{‰}) \text{ (figure 3.4.1)}$$

Cette droite est valable dans le monde entier pour toutes les eaux d'origine météorique qui n'ont pas subi un fractionnement isotopique, c'est-à-dire un enrichissement ou un appauvrissement en isotopes lourds. En général, la composition isotopique des eaux souterraines froides et tièdes des régions tempérées s'aligne bien sur la droite des eaux météoriques.

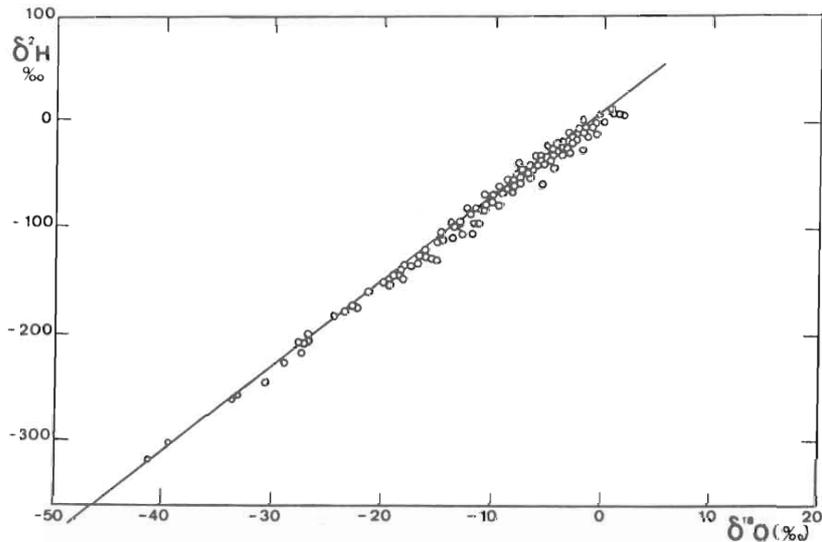


Figure 3.4.1: Oxygène-18 et deutérium dans les précipitations

A l'échelle mondiale, les teneurs en isotopes stables des précipitations sont bien corrélées le long de la droite $\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10$ (d'après Fontes, 1976).

Déviations de la droite des eaux météoriques

Trois phénomènes principaux peuvent être la cause d'une modification de la relation qui lie les concentrations d'oxygène-18 et de deutérium dans les eaux météoriques (Fontes, in Fritz et Fontes, 1980):

- les eaux souterraines alimentées par des précipitations provenant d'une mer intérieure telle que la Méditerranée ont des teneurs en isotopes stables qui s'alignent sur une droite parallèle à la droite mondiale des eaux météoriques ($\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + d$, avec $10 < d \leq 22$);
- les eaux souterraines des systèmes géothermiques à haute température subissent un enrichissement en ^{18}O . En effet, une interaction se produit entre l' ^{18}O des roches encaissantes et l' ^{18}O de l'eau. La concentration en ^2H reste quant à elle identique, car il y a trop peu d'hydrogène dans les roches par rapport à l'eau. La relation $^{18}\text{O}/^2\text{H}$ devient alors une droite de pente nulle (figure 3.4.2);

- les eaux de surface dans les régions à climat chaud subissent une évaporation intense depuis les plans d'eau, avec un enrichissement en isotopes lourds. Il s'avère également que l'enrichissement en ^{18}O est plus prononcé que celui en ^2H . La relation $^{18}\text{O}/^2\text{H}$ en est modifiée et les concentrations isotopiques se regroupent sur une droite dont la pente est de valeur inférieure à 8.

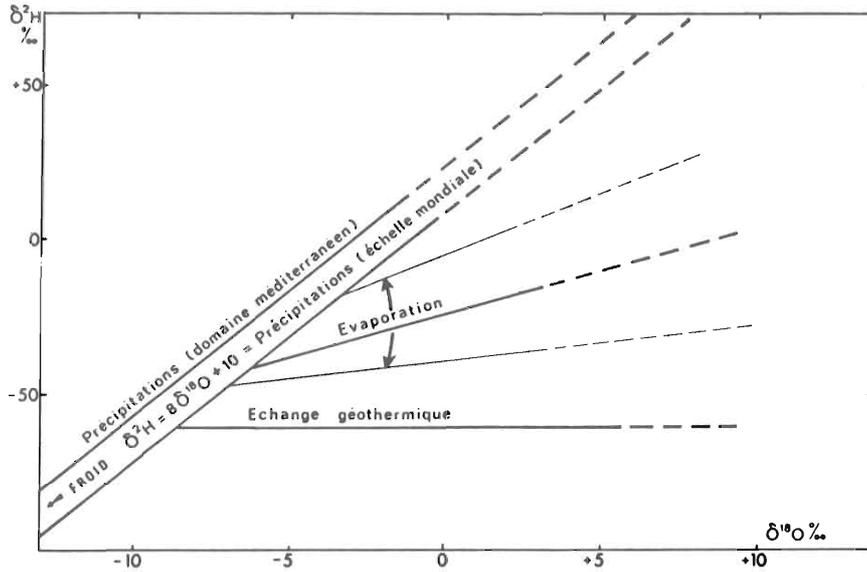


Figure 3.4.2: Possibilités de déviation de la droite mondiale des eaux météoriques (d'après Fontes, 1976)
 Dans le cas d'un réservoir géothermique à haute température, l'échange isotopique n'affecte que les teneurs en ^{18}O , qui se trouvent déplacées sur une droite horizontale.

L'oxygène-18 et le deutérium dans les eaux thermales étudiées

La majorité des résultats isotopiques des eaux thermales étudiées sont bien alignés sur la droite des eaux météoriques (figure 3.4.3). Celles provenant du versant sud des Alpes montrent une légère influence des précipitations méditerranéennes et se regroupent autour de la relation $\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 12$.

Seules les zones de Baden-Schinznach et Zurzach montrent un enrichissement significatif en ^{18}O pour l'ensemble de ses échantillons. Il s'agit peut-être de l'indice d'un échange $^{16}\text{O} - ^{18}\text{O}$ entre l'eau et la roche, phénomène qui devrait se passer à haute température ($> 100^\circ\text{C}$) (Truesdell et Hulston, in Fritz et Fontes, 1980).

La dispersion des valeurs isotopiques, de -9 à -15‰ pour l'oxygène-18 et de -70 à -112‰ pour le deutérium, indique d'importantes différences d'altitude

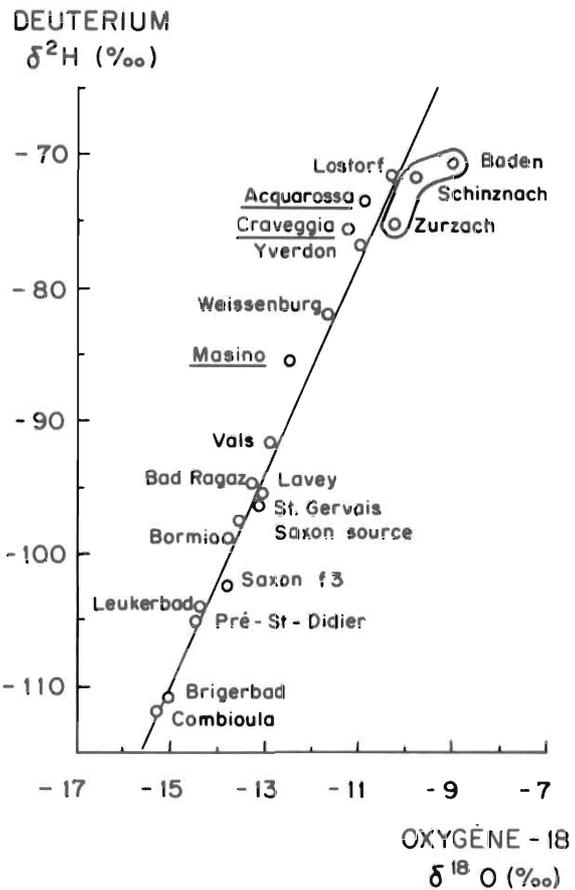


Figure 3.4.3: Oxygène-18 et deutérium dans les eaux thermales

La composition en isotopes stables de presque toutes les eaux thermales étudiées (1977-1978) se trouve en parfait accord avec la droite des eaux météoriques ($\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10$). Seul l'échantillon le plus représentatif de l'eau thermale originale de chaque zone est indiqué sur le graphique. Les 3 zones thermales dont le nom est souligné, se trouvent au-dessus de la droite et sont influencées par des précipitations d'origine méditerranéennes. Les 3 zones thermales dont les points sont entourés montrent un enrichissement en ^{18}O qui pourrait être dû à un échange isotopique à haute température dans le réservoir.

dans les bassins d'alimentation, appelés aussi zones d'infiltration des 19 zones thermales. Des données récoltées pour différentes régions de Suisse ont permis d'établir une relation entre l'oxygène-18 des sources de l'altitude (A) de leur zone d'infiltration (Siegenthaler, 1979; Siegenthaler, in Högl, 1980; Siegenthaler et Oeschger, 1980; Vuataz, in NEFF, 1980):

$$A (m) = - 367 \cdot \delta^{18}\text{O} (\text{‰}) - 3110$$

Dans les cas où la relation de la droite des eaux météoriques n'est pas vérifiée, lorsqu'il y a enrichissement en oxygène-18 par exemple, le deutérium a été pris en considération pour calculer l'altitude du bassin d'alimentation:

$$A (m) = - 45,9 \cdot \delta^2\text{H} (\text{‰}) - 2650$$

Ces relations linéaires sont essentiellement valables pour le Jura, le Plateau et le versant nord des Alpes. Pour les régions centre et sud alpines, une étude isotopique localement détaillée des eaux météoriques et de leur altitude d'alimentation serait nécessaire afin d'estimer le gradient ^{18}O -altitude, car l'influence des précipitations méditerranéennes semble très variable d'une zone à une autre. Les altitudes des bassins d'alimentation données dans le chapitre 4 pour les zones thermales des Grisons, du Tessin et du nord de l'Italie sont donc à considérer comme des ordres de grandeur et non pas comme des valeurs précises.

Concentrations en oxygène-18 et en deutérium des eaux selon l'altitude de la zone d'alimentation

$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	Altitude* (m)
- 9,8	- 68,7	500 ± 50
- 11,2	- 79,6	1000 ± 100
- 12,6	- 90,4	1500 ± 200
- 13,9	-101,3	2000 ± 400
- 15,3	-112,2	2500 ± 500

* Une marge d'erreur croissante avec l'altitude a été postulée empiriquement, en raison des perturbations de la relation isotopes-altitude qui règnent dans les Alpes.

De toute façon les altitudes des bassins d'alimentation obtenues sont à considérer comme des valeurs moyennes, car l'altitude du bassin d'une source donnée n'a pas une valeur ponctuelle, mais moyenne. De plus, si deux eaux souterraines se mélangent, la composition isotopique reflétera la résultante du mélange. Avec la relation mise au point ci-dessus, le gradient d'oxygène-18 en fonction de l'altitude, qui est de 0,25 ‰ par 100 m, se situe dans la moyenne des gradients calculés dans diverses régions du monde (Blavoux, 1978).

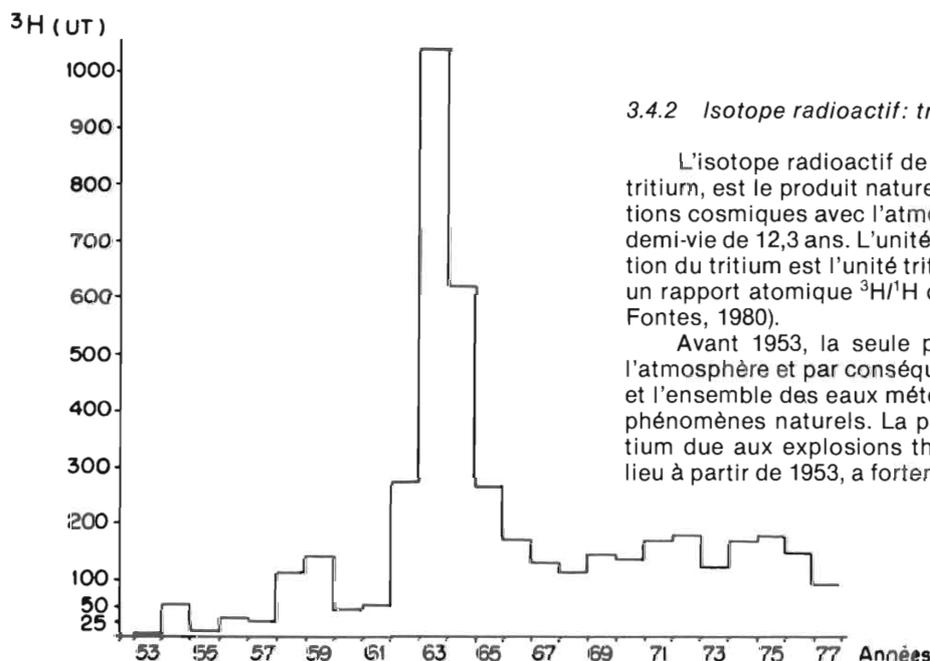


Figure 3.4.4: Concentration en tritium des précipitations (d'après Siegenthaler, in Högl, 1980)

Ces concentrations sont des moyennes annuelles valables pour la Suisse et le centre de l'Europe. La concentration en ^3H a commencé à augmenter en 1954, après les premiers essais thermonucléaires dans l'atmosphère et a atteint un maximum entre 1962 et 1966. Depuis 1977, les valeurs restent autour de $100 \text{ UT} \pm 20$.

la surface du globe. De quelques UT avant 1953, la concentration en tritium a passé à plus de 1000 en Europe en 1963, pour redescendre ensuite entre 100 et 200 UT dans les années 1966 à 1976 (figure 3.4.4). En Suisse, la concentration dans les précipitations et dans les eaux de surface, se situe autour de 100 UT (± 20) pour la période d'étude 1977-1978.

Le tritium dans les eaux souterraines

Dès l'instant où une eau de surface quelconque s'infiltré dans le sous-sol, elle est soustraite à l'action du tritium atmosphérique. Donc la concentration en tritium commence à diminuer selon la loi de décroissance exponentielle de la radioactivité. Par exemple, une eau qui se serait infiltrée avec une concentration d'origine de 200 UT et qui ressortirait 12,3 ans plus tard à l'émergence, aurait théoriquement une concentration en tritium de 100 UT.

Connaissant l'évolution du tritium dans les précipitations année par année, on peut l'utiliser comme traceur naturel des eaux souterraines. De cette façon, il est possible d'estimer le temps de parcours souterrain et les mélanges éventuels d'eaux qui ont lieu entre les zones d'infiltration et d'exutoire. L'eau d'une source, qui en 1978 était totalement dépourvue de tritium, a dû passer au moins 25 ans dans le sous-sol, c'est-à-dire qu'elle s'est infiltrée avant 1953.

Pour les eaux dont la concentration en tritium est inférieure à environ 4 UT, on procède à l'analyse par enrichissement, ce qui permet d'obtenir des valeurs beaucoup plus précises entre 0 et 4 UT. Avec cette méthode, on arrive à dater une eau jusqu'à 50 ans environ, mais au-delà, il est nécessaire d'utiliser le carbone-14 (^{14}C) qui a une période de demi-vie de 5730 ans.

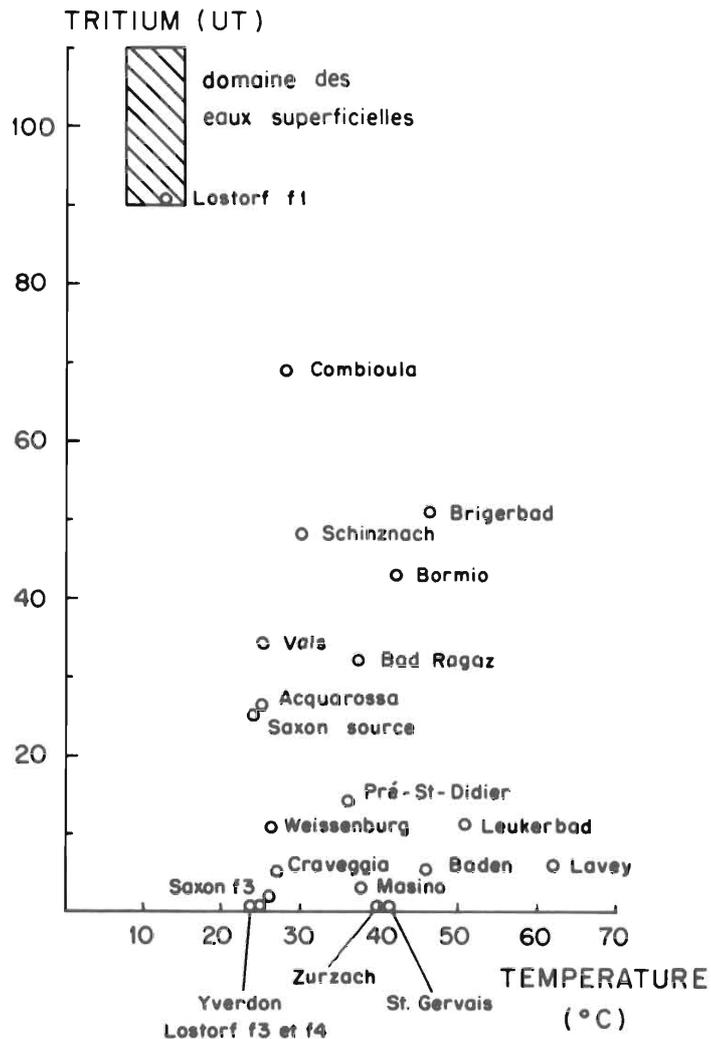
Le tritium dans les eaux thermales

Les eaux thermales n'étant qu'un cas particulier des eaux souterraines, la présence de tritium devrait théoriquement découler des mêmes phénomènes et être interprétée de la même manière. La seule différence est due au fait que les eaux thermales ont une origine plus profonde et/ou plus lointaine, par conséquent plus ancienne que les eaux souterraines froides. Il en résulte une concentration en tritium généralement faible voire nulle dans certains cas.

S'il est souvent difficile de calculer l'âge réel d'une eau thermale, il est néanmoins possible de mettre en évidence des mélanges entre plusieurs eaux profondes, ou une dilution avec des eaux plus superficielles et récentes. D'une saison à l'autre, les concentrations en tritium sont parfois très différentes, et il devient possible de déterminer le comportement hydrogéologique d'une zone thermale au moyen du tritium, des isotopes stables et des paramètres chimiques. De manière générale, on peut dire que dans les eaux étudiées, la concentration en tritium est inversement proportionnelle à la température et à la minéralisation (figure 3.4.5).

Figure 3.4.5: Concentration en tritium des eaux thermales

Sur l'ensemble des eaux thermales étudiées, les quatre dont le nom est inscrit sous l'axe des abscisses sont dépourvues de tritium. De manière générale, les eaux les plus chaudes ont une faible concentration en ^3H , alors que les eaux tièdes ont des teneurs en ^3H très variables d'une zone à une autre (0-90 UT). Seul l'échantillon le plus représentatif de l'eau thermale originale de chaque zone est indiqué sur le graphique.



3.5 Modèles de mélange

Dans de nombreux cas, les filons d'eau thermale ascendante sont interceptés par des eaux froides et peu minéralisées qui elles, descendent, s'infiltrent dans les fissures, ou s'écoulent dans les aquifères superficiels. Il en résulte une dilution plus ou moins importante, et l'eau thermale originale perd à la fois sa température et sa composition spécifique. En connaissant les propriétés des eaux froides ainsi qu'en observant les variations saisonnières du phénomène de mélange entre les deux types d'eau, on parvient à établir des modèles de mélange. Ceux-ci permettent d'extrapoler le pôle chaud, en fonction de la composante froide et de la résultante du mélange. Il est apparu que c'est la méthode de l'échantillonnage multiple (dans le temps et dans l'espace) et du traçage multiple (nombreux paramètres mesurés et analysés) qui permet le plus grand nombre de déductions sur la composante chaude d'un système de mélange (Mazor, 1976 a).

3.5.1 Mise en évidence des systèmes de mélange

L'observation des phénomènes suivants sur un ensemble de sources thermales ou sur une seule émergence, permet de déterminer la présence éventuelle d'un mélange entre l'eau thermale profonde et une eau moins chaude et plus superficielle (Fournier, 1979 b):

1. importantes variations (dans l'espace ou dans le temps) de température et de composition chimique;
2. variations de la composition isotopique;
3. variations des rapports des éléments entre eux (Na/Ca, Mg/Ca, Cl/SO₄, etc...);
4. variations de la température obtenue par les géothermomètres.

En général, les eaux thermales sont les plus minéralisées, alors que les eaux froides et superficielles contiennent très peu de sels dissous: l'établissement d'un modèle de dilution est alors assez simple si l'on dispose de plusieurs émergences. Parfois inversement, l'eau thermale provient d'un réservoir de roches cristallines et elle est relativement peu minéralisée: lors de sa remontée, elle se mélange à un autre aquifère (froid ou tiède) fortement minéralisé, dans le Trias par exemple.

Il faut également tenir compte du refroidissement par conduction, car l'eau chaude montant vers la surface est en contact avec des roches froides. Celui-ci est d'autant plus important que le débit de la source est petit.

3.5.2 Caractéristiques de la composante chaude du mélange

Pour une zone ou une émergence thermale déterminée, on peut assurer que l'eau thermale originale est pratiquement dépourvue de tritium dans son réservoir profond si la concentration en tritium de l'eau à l'émergence décroît lorsque la température, la minéralisation totale, ou la concentration d'un ion majeur augmente. Il devient alors possible d'extrapoler le paramètre choisi pour une concentration en tritium de 0 UT.

En effet, les vitesses d'écoulement des eaux en profondeur sont faibles et pour acquérir leur température, elles doivent s'infiltrer très profondément car, en Suisse, il n'y a pas d'anomalies thermiques importantes près de la surface (Jaffé et al., 1981; Rybach et al., 1979): le temps de transit souterrain est par conséquent élevé. Une fois déterminée la valeur d'un premier paramètre en fonction d'une concentration en tritium nulle, il devient possible de déduire les valeurs des autres paramètres chimiques par extrapolation. On obtient ainsi la composition de l'eau thermale originale avant le mélange ou la dilution.

Pour des eaux dépourvues de tritium à l'émergence, des modèles de mélange calculés avec les isotopes carbone-13 et carbone-14 donnent de bons résultats (Mazor et al., 1980). D'autres paramètres peuvent être utilisés pour quantifier les proportions d'un mélange, tels que l'oxygène-18, un paramètre caractéristique d'un type d'eau ou d'une zone, les rapports ioniques Na/K, Mg/Ca, ou la température en profondeur déterminée par les géothermomètres.

En considérant l'ensemble des zones thermales étudiées, on constate que les interprétations les plus difficiles sont celles des zones ne comportant qu'un nombre limité de points d'émergence, ou des systèmes d'écoulements profonds dont les proportions du mélange sont plus ou moins constantes au cours du temps. Il semble acquis que les eaux thermales de Suisse subissent presque toujours des phénomènes de mélange et/ou de dilution lors de leur remontée vers la surface.

Etude détaillée des zones thermales

Le chapitre qui suit expose l'interprétation des résultats obtenus pour chacune des 19 zones thermales de Suisse et des régions alpines limitrophes. L'ordre de description de ces zones thermales a été choisi en tenant compte de la position de chacune d'entre elles dans les unités géologiques de la Suisse, du sud-ouest au nord-est (figure 1.4.1).

Tous les 19 sous-chapitres (4.1 à 4.19) sont subdivisés de la même manière en 9 paragraphes : introduction, situation géologique et hydrogéologique, travaux effectués, classification chimique, variations saisonnières et à long terme, géothermométrie, isotopes, caractéristiques du système d'écoulement profond, résumé et conclusion. Pour quelques zones thermales, un paragraphe supplémentaire a été ajouté pour discuter des problèmes locaux spécifiques.

Afin de ne pas alourdir le texte, il n'est plus fait référence aux chapitres méthodologiques 2 et 3, ni aux figures, ni aux tableaux de données générales qui s'y trouvent.

Il faut noter également dans la classification chimique des eaux l'emploi du symbole « > > » : par exemple, si Ca > > Na, cela signifie que la concentration de calcium exprimée en milliéquivalent par litre (meq/l) est au moins deux fois plus élevée que celle du sodium.

4.1 Yverdon-les-Bains

4.1.1 Introduction

La source thermale d'Yverdon était connue déjà à l'époque romaine, de laquelle subsistent quelques vestiges. Elle fut ensuite utilisée depuis le XVI^e siècle jusqu'à nos jours avec quelques périodes d'interruption. Un nouvel établissement a été ouvert en 1978, sans modification du captage de la source. Celui-ci date, dans son état actuel, de 1914 et semble avoir été fort bien construit. Il consiste en un puits d'une dizaine de mètres auquel succède une chambre de captage de quatre mètres environ, pour une profondeur totale de 14 m (Zahner, Mautner et Badoux, 1974). En 1980, des travaux de recaptage de la source par un forage profond ont débuté sous la direction du professeur K. Sauer de l'Université de Heidelberg, afin d'obtenir de l'eau thermale plus chaude et en plus grande quantité que par l'ancien puits qui délivre quelque 120 l/min à 23° C. Un réseau de sondages peu profonds a d'abord été établi pour déterminer d'éventuelles remontées d'eau thermale dans la nappe aquifère superficielle. Ensuite, trois sondages de 50 mètres de profondeur ont été forés, dans lesquels on a procédé à des essais de pompage. Après interprétation de ces essais, un quatrième sondage est en voie d'achèvement, qui permettra de capter l'eau thermale à la profondeur de 600 m environ.

4.1.2 Situation géologique et hydrogéologique

La zone thermale d'Yverdon est située en bordure de la plaine alluviale de l'Orbe. A l'ouest, des collines molassiques et crétacées, tel le Mont-Chamblon, s'élèvent progressivement en direction du Jura. A l'est, la plaine est aussi bordée par des collines molassiques. Dans la zone de la ville d'Yverdon, sous une épaisseur de Quaternaire variant de 10 à 40 m, on rencontre la Molasse chattienne, composée de grès, marnes, marnes gypseuses, calcaires et dolomies. Par endroits, la molasse est absente et les calcaires de l'Hauterivien sont directement sous-jacents au Quaternaire. La source thermale qui est captée à une profondeur de 14 m se trouve donc encore dans le Quaternaire.

A part la source thermale des Bains, 8 sources subthermales avec une température de 12° - 14° C et un débit total de 3000-5000 l/min émergent au pied du Mont-Chamblon (Kern, 1981). Ces sources, ainsi que celle des Bains, sont alignées le long d'un accident tectonique appelé décrochement du Mont-Chamblon et l'hypothèse d'une origine commune n'est pas à rejeter (Burger et Schaer, 1980), (figure 4.1.1).

Un autre système hydrogéologique particulier est représenté par les sources d'Arkina (Bel-Air et la Prairie), ainsi que par quelques sources à Pomy et Cuarny: elles ne montrent pas de phénomène de thermalité, mais possèdent une minéralisation élevée de type sulfaté-calcique et leur origine se situerait dans la molasse d'eau douce inférieure (Schmassmann, 1975).

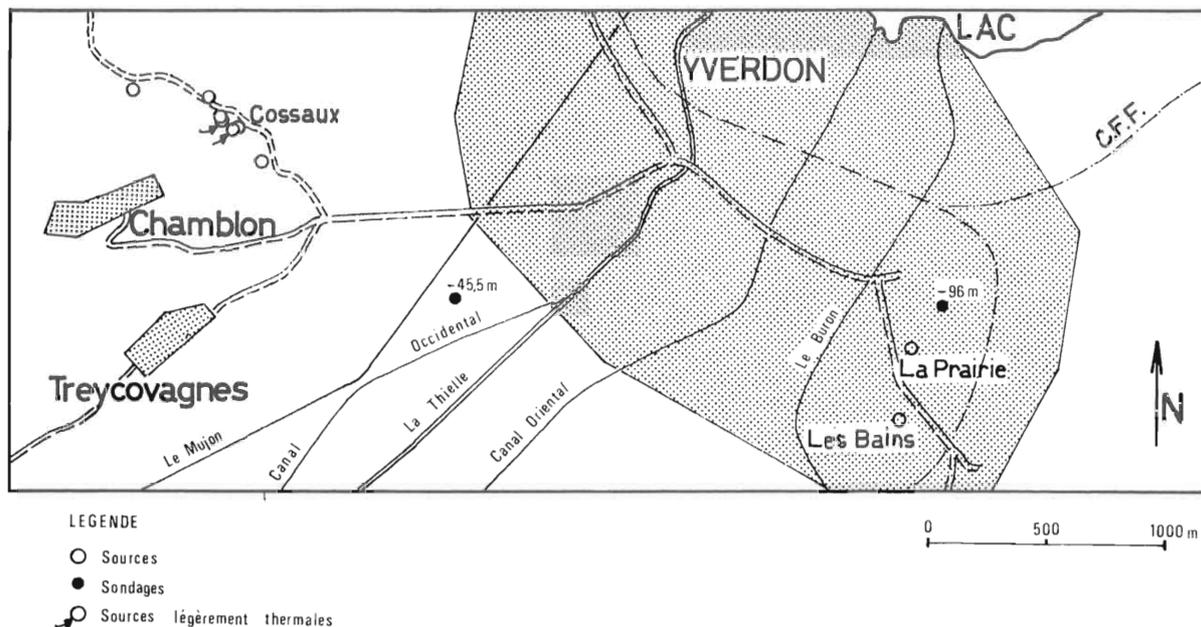


Figure 4.1.1: Plan de situation de la zone thermique d'Yverdon (d'après Zahner, Mautner et Badoux, 1974)

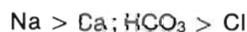
Les Bains: source thermique étudiée; Cossaux: sources subthermales du Mont Chamblon;
La Prairie: source minérale d'Arkina.

4.1.3 Travaux effectués

Seule la source thermique des Bains a été échantillonnée, à huit reprises, durant la période de mesure 1977-1978. Actuellement une étude hydrogéologique régionale est en cours, qui permettra d'améliorer la compréhension des systèmes de circulation des différents types d'eau souterraine de la zone d'Yverdon (Kern, 1981).

4.1.4 Classification chimique

Le type chimique de l'eau acratothermale d'Yverdon n'est pas le même tout au long du cycle hydrologique. En effet, si l'on considère l'échantillon pris au mois de décembre, qui a la température la plus élevée (25° C) et une minéralisation de 500 mg/l, la classification chimique de l'eau, basée sur les concentrations des ions majeurs représentant plus de 20 % des cations ou des anions est la suivante:



Par contre, l'échantillon du mois de mars dont la température est la plus basse (20° C) montre une composition légèrement différente:



La représentation par diagrammes ternaires (figure 4.1.2) montre bien cette évolution de la composition vers les pôles Na et Cl, qui commence en mars, se poursuit en été et se termine en décembre. Elle semble plus ou moins coïncider avec le cycle hydrologique annuel. Au niveau des cations, cette évolution correspond à une forte augmentation du sodium, une légère baisse du magnésium et une relative stabilité en calcium. Pour les anions, la concentration du chlorure augmente, tandis que celle du bicarbonate et du sulfate restent stables.

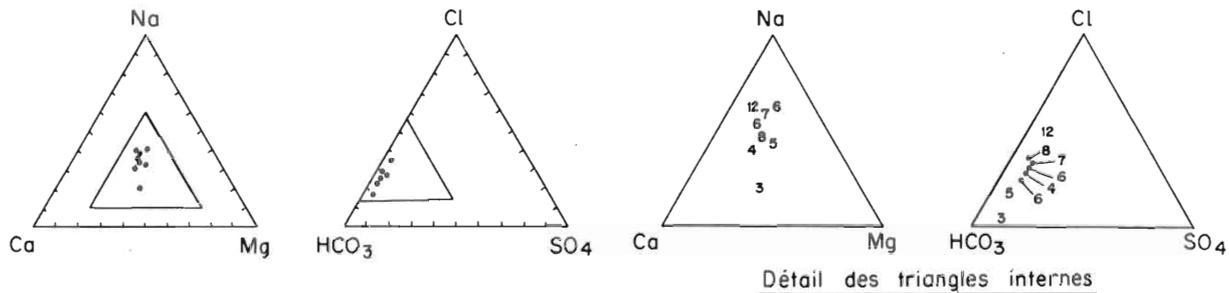


Figure 4.1.2: Evolution chimique de l'eau de la source des Bains au cours d'un cycle hydrologique

Les chiffres indiqués dans les deux triangles à droite représentent le mois en cours lors de l'échantillonnage (1977-1978). Une progression très nette en direction des pôles Na et Cl débute à la fin de l'hiver et se termine à la fin de l'automne suivant.

4.1.5 Variations saisonnières

Depuis de nombreuses années, on a constaté que la température, et surtout le débit variaient au cours des saisons et des années.

Cycle annuel 1971-72 (Zahner et al., 1974)

Saison	Débit	Température et minéralisation
décembre - mars	minimum	maximum
avril - juin	augmentation	diminution
juillet - octobre	diminution	augmentation

Cycle annuel 1975

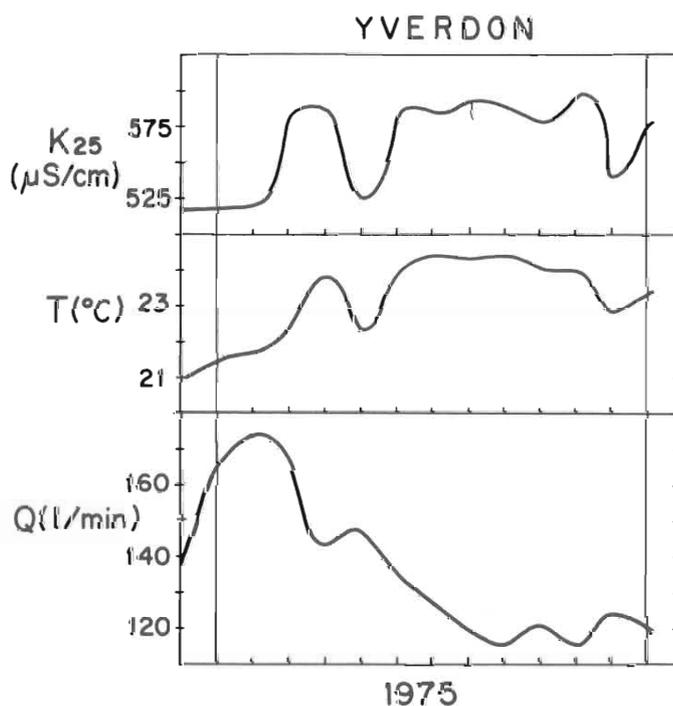
Saison	Débit	Température et minéralisation
décembre - février	maximum	minimum, puis augmentation
mars - mai	baisse	variable
juin - octobre	minimum	maximum

Ce cycle subit évidemment des modifications en fonction des années sèches ou pluvieuses et en 1975, par exemple, on observe un cycle différent, dû aux abondantes précipitations de l'automne 1974 (figure 4.1.3), qui semblent perturber le débit jusqu'en février (Badoux et Mautner, 1975; Badoux et Savary, 1976).

Pour étude de la variabilité des paramètres, le débit entre mai 1974 et juillet 1975 a été pris en considération à défaut de mesures lors de la période 1977-78. Les valeurs de débit pour cette période vont de 115 à 174 l/min, alors que les extrêmes mesurés sur une période de plusieurs années sont 99 et 250 l/min. De manière générale, quel que soit le cycle hydrologique ou

Figure 4.1.3: Variations saisonnières de la conductibilité, de la température et du débit de la source des Bains (d'après Badoux et Savary, 1976)

Au cours du cycle hydrologique de 1975, comme d'ailleurs pour d'autres années, la conductibilité (\cong TSD (mg/l)) et la température sont inversement proportionnelles au débit. Le débit des mois de décembre 1974 à février 1975 est influencé par les fortes précipitations de l'automne précédent.



la période à l'intérieur du cycle, on constate que la température varie de manière inversement proportionnelle au débit. Des droites de relation débit -température ont été calculées séparément pour les trois années 1973 à 1975 et leur coefficient de corrélation est de 0,7 en moyenne. En admettant que l'augmentation du débit accompagnée de la baisse de température soient dues à une modification des proportions de mélange entre deux types d'eau, on peut extrapoler la valeur de température pour un débit nul. Cela revient à éliminer la composante froide et on obtient 30° C environ comme température de la composante chaude.

Variabilité des paramètres principaux de la source des Bains

V max (%)	Paramètres
≤ 5	pH, HCO ₃
5 - 10	-
10 - 20	Mg, Sr, TSD, température
20 - 40	SO ₄ , K, Ca, SiO ₂ , débit
> 40	Na, Li, Cl

La forte variabilité des éléments majeurs comme le sodium et le chlorure, qui ne sont pas réactifs et ne peuvent subir que des phénomènes de dilution ou de concentration, confirme la présence d'un système de mélange entre deux eaux de type chimique différent.

4.1.6 Géothermométrie

La température maximum mesurée à la source des Bains d'Yverdon a été de 25° C au cours de l'hiver. En prenant comme base de calcul l'analyse de l'échantillon qui avait cette température (N° 537), une estimation de la température en profondeur a été effectuée.

Géothermomètre	Température (°C)	
TNaKCa	31	
TSiO ₂ (calcédoine)	sans correction	23
	après extrapolation	31

Etant donné que l'eau chaude subit une dilution par une eau froide pauvre en silice, il est nécessaire d'utiliser la concentration en silice extrapolée au moyen du modèle de mélange (4.1.8). Ni la géothermométrie ni le modèle de mélange proposé plus loin ne permettent d'affirmer que la température dans le réservoir profond ne soit bien supérieure à 30° C. Le forage en cours, qui doit atteindre 600 m environ, sera un moyen de tester la validité de la géothermométrie de basse température.

4.1.7 Isotopes

Deux échantillons ont été analysés: le premier en juin 1977, pendant la montée de température et de minéralisation, le deuxième en mars 1978, au moment où la température et la minéralisation sont minimum. Généralement les isotopes, comme d'ailleurs la composition chimique de l'eau, reflètent la résultante en cas de mélange. Pour la source thermale d'Yverdon, les valeurs d'oxygène-18 semblent relativement différentes et le calcul de l'altitude moyenne du bassin d'alimentation met en évidence deux origines distinctes en fonction du type d'eau.

Altitude de la zone d'alimentation et température des eaux

Type d'eau	Altitude moyenne (m)*	Température (°C)
résultante du mélange :		
source (juin)	910	24
source (mars)	790	20
extrapolation des composantes :		
chaude	1100 (Jura)	30
froide	450 (Plateau)	10

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

Bien que le nombre de résultats isotopiques soit très restreint, on voit se dessiner une certaine tendance. En admettant l'hypothèse que l'eau de la source des Bains soit le résultat d'un mélange entre deux types d'eau, une eau thermale d'origine jurassienne et une eau froide locale, on peut extrapoler les températures des deux composantes en fonction des altitudes moyennes probables de leurs zones d'alimentation. On retrouve pour la composante chaude l'ordre de grandeur de 30° C déjà obtenu par la géothermométrie.

Les deux analyses de tritium ont montré une absence quasi totale de tritium: 1 UT en juin 1977 et 0 UT en mars 1978. Ces deux résultats sont étonnants à plus d'un titre: d'une part, ce captage à faible profondeur (14 m) n'est absolument pas contaminé par la nappe aquifère superficielle que contient le Quaternaire. D'autre part, les deux composantes du mélange sont l'une et l'autre dépourvues de tritium, ce qui signifie que le temps de transit souterrain de l'eau devrait être supérieur ou égal à 25 ans, pour les deux composantes.

4.1.8 Caractéristiques du système d'écoulement profond

Le comportement de la source thermale d'Yverdon implique la présence d'un mélange de deux types d'eau souterraine. Un modèle de mélange basé sur la relation existant entre la concentration en magnésium et la température permet de quantifier quelque peu les deux composantes (Vuataz, 1980 b). En effet, l'observation périodique de la source thermale a montré une diminution de la concentration en magnésium lorsque la température augmentait (figure 4.1.4). Comme dans le cas du chlorure de sodium (NaCl), il y a une évolution « saisonnière » printemps-été-hiver. La droite de corrélation permet d'estimer par extrapolation les tendances des deux composantes du mélange.

Composante chaude

Température maximum probable	30° - 40° C
Concentration en magnésium	16 - 6 mg/l

Composante froide

Température moyenne des eaux souterraines peu profondes	10° C
Concentration en magnésium	36 mg/l

Le domaine de température donné pour la composante chaude ne peut être estimé avec plus de précision: on constate simplement que pour de faibles concentrations en magnésium, la température ne dépasse pas 40° C. Par contre, pour la température des eaux superficielles (~ 10° C), la concentration en magnésium obtenue est du même ordre de grandeur que celle contenue dans les eaux de la Molasse chattienne (Zahner, Mautner et Badoux, 1974).

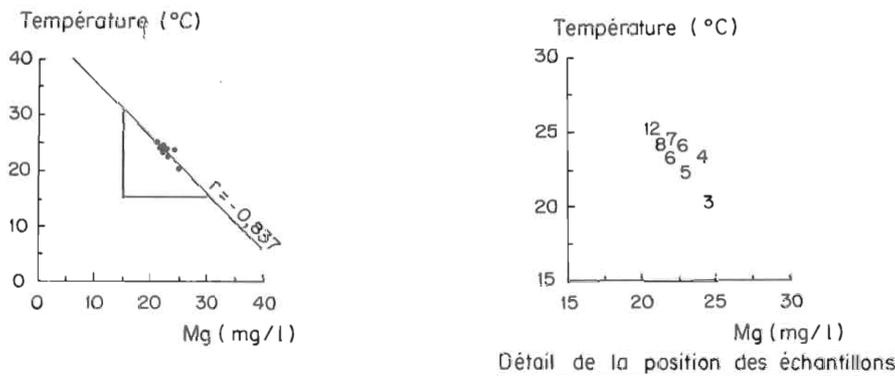


Figure 4.1.4: Relation entre le magnésium et la température dans l'eau de la source des Bains

Les chiffres indiqués dans le graphique de droite représentent le mois en cours lors de l'échantillonnage (1977-1978). Les variations de la concentration en magnésium et de la température sont faibles (~ 5 mg/l et ~ 5° C) mais bien corrélées entre elles et avec l'évolution du cycle hydrologique.

A partir de l'hypothèse d'une eau thermale en profondeur de 30° C (valeur minimale), il est possible d'extrapoler les concentrations des ions dissous dans l'eau. On a vu effectivement que la concentration en chlorure était directement liée à la température. Avec la série de graphiques des principaux paramètres en fonction du chlorure, l'extrapolation des tendances observées donne théoriquement la composition de l'eau thermale avant son mélange avec une eau froide (figure 4.1.5). Pour une concentration en chlorure de 120 mg/l qui correspondrait à une température de 30° C, on obtient les valeurs suivantes, qui sont à considérer avec des marges d'erreur de ± 10% au minimum.

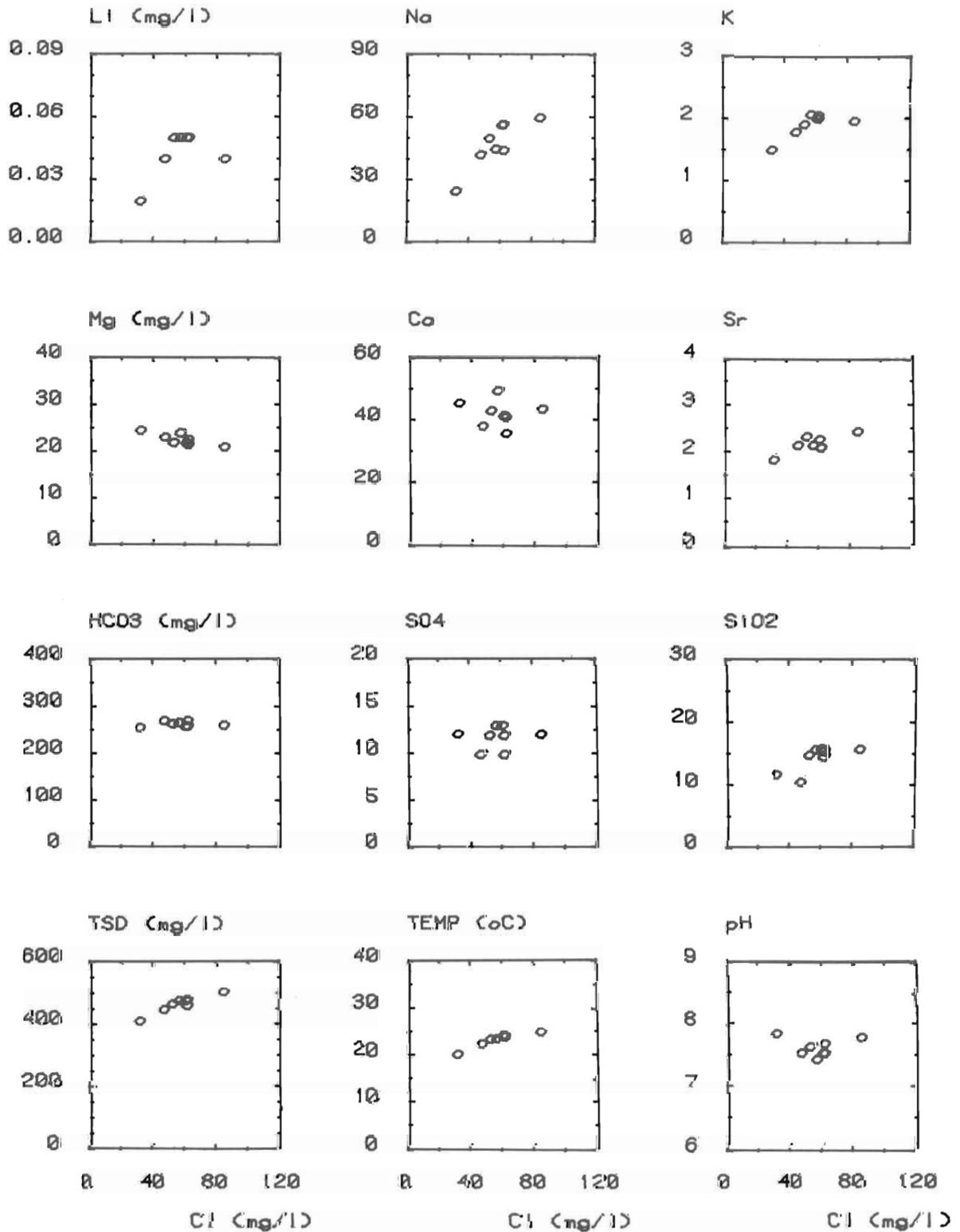


Figure 4.1.5: Yverdon: comportement des paramètres principaux en fonction du chlorure

cercle = source des Bains

La valeur de la majorité des paramètres augmente avec la concentration en chlorure, alors que certains paramètres sont constants et que la concentration en magnésium décroît.

Extrapolation des caractéristiques de l'eau thermale originale

Li (mg/l)	0,1	HCO ₃ (mg/l)	260
Na "	90	SO ₄ "	15
K "	3	Cl "	120
Mg "	18	SiO ₂ "	22
Ca "	40	TSD "	570
Sr "	3	Température (° C)	30
		pH	7,7

Toutes ces valeurs d'extrapolation sont à considérer avec des marges d'erreur de $\pm 10\%$ au minimum.

En connaissant le débit naturel de la source (250 l/min au maximum) et en estimant l'âge de l'eau à 25 ans au minimum (³H = 0 UT), on peut calculer l'ordre de grandeur des volumes d'eau transitant vers Yverdon-les-Bains, entre les zones d'infiltration et d'exutoire.

<i>Age de l'eau</i>	<i>Volume d'eau en transit</i>
25 ans	$3,3 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
50 ans	$6,6 \cdot 10^6 \text{ m}^3$

Ces volumes constituent en fait des réserves minimum nécessaires pour assurer l'écoulement du débit connu. Comme il est possible que l'eau soit beaucoup plus ancienne que 25 ans (datation au carbone-14) et que le débit réel en zone d'exutoire soit supérieur au débit connu en surface (écoulement naturel dans l'aquifère quaternaire), les réserves effectives sont probablement très supérieures à celles indiquées plus avant.

La contradiction apparente due à l'absence d'eau récente dans le mélange (pas de tritium), alors que l'eau de la source subit ces variations saisonnières importantes peut être expliqué par le phénomène suivant : lors de la fonte des neiges une quantité d'eau très importante s'infiltré dans le système d'écoulement souterrain et crée une pression hydrostatique sur le toit de l'aquifère contenant la composante froide sans qu'il y ait mélange d'eaux. Pour cette raison, on assiste durant le printemps à un mélange plus froid dans la source thermique. A partir de l'été, la pression d'eau due à l'infiltration diminue et par conséquent le pourcentage d'eau froide diminue également.

4.1.9 *Résumé et conclusion*

La zone d'Yverdon compte plusieurs types d'eau, thermique ou froide, minérale ou acratopège. La source acratothermale des Bains, qui a une température maximum de 25° C pour une minéralisation de 500 mg/l de type bicarbonatée chlorurée sodique, est captée par un puits peu profond dans le Quaternaire. Cette source apparaît comme la résultante d'un mélange entre deux eaux d'un type différent. L'eau thermique originale dans son réservoir profond devrait avoir une température de l'ordre de 30° C, ainsi qu'une composition chimique de type Na-HCO₃ Cl plus accentué que celui observé à l'émergence. Le réservoir aquifère profond de l'eau thermique doit être formé des couches du Crétacé ou du Jurassique qui sont sous la Molasse.

L'altitude moyenne des zones d'alimentation se situerait vers 1100 m pour la composante chaude et profonde, alors que celle de la composante froide aurait une origine plus basse dans la Molasse (450 m). Il est donc tout à fait possible que la composante chaude provienne du Jura. D'après les teneurs en tritium, l'eau de source thermique d'Yverdon doit avoir un temps de transit souterrain minimum de 25 ans. Les variations saisonnières des caractéristiques physiques et chimiques de la source sont donc dues à un effet de pression hydrostatique sur l'aquifère et non à un mélange avec des eaux superficielles récentes. En 1980, des travaux ont débuté pour recapter la source, au moyen d'un forage profond, afin d'obtenir un débit plus important et une température plus élevée, ce qui permettra à l'établissement thermal de faire des économies de chauffage non négligeables et d'agrandir ses installations de bains.

4.2 Lostorf

4.2.1 Introduction

La zone thermominérale de Lostorf (Soleure) se trouve sur les contreforts sud du Jura, à 5 km au nord-est d'Olten. Au début du XV^e siècle déjà, une source subthermale émergeant de manière naturelle, avec un débit d'environ 200 l/min, était utilisée par l'ancien établissement thermal. Actuellement, cette source existe toujours et son eau sulfatée calcique est mise en bouteilles comme eau de table.

Au début du XIX^e siècle, on découvrit une nouvelle source subthermale, fortement minéralisée, sulfureuse et très différente de la source précédente. Son débit était faible et intermittent: diverses installations de captage furent tentées et en 1969 un forage de 25 m fut creusé. Malheureusement, cette eau subthermale subit de fortes influences des précipitations et le débit exploitable est trop faible pour les besoins d'une station de bains.

En 1971 commencèrent de grands travaux de rénovation de l'établissement de bains ainsi qu'une campagne de forages profonds, afin de trouver un approvisionnement suffisant et régulier en eau thermominérale: les études géologiques et hydrogéologiques ont été exécutées par le Bureau de Géologie H. Schmassmann, de Liestal. Un rapport très complet et détaillé auquel il sera fait souvent référence ici, a été publié par Schmassmann (1977).

4.2.2 Situation géologique et hydrogéologique

Toutes les eaux minéralisées qui sont captées dans la région de Bad Lostorf ont un rapport très étroit avec le Trias en général. En effet, le Muschelkalk moyen (Anhydritgruppe) sert de plan de glissement des chevauchements du Jura. Les calcaires et les dolomies gypsifères du Muschelkalk supérieur forment un excellent réservoir aquifère. Deux chevauchements successifs dans la région de Lostorf (chevauchement de Dottenberg et chevauchement principal Jura plissé sur Jura tabulaire), font remonter les couches triasiques depuis des profondeurs supérieures à 600 m jusqu'à la surface. L'étude géologique des niveaux traversés par le tunnel ferroviaire du Hauenstein, qui passe à 2 km environ à l'ouest de Bad Lostorf, a révélé la présence d'importantes circulations d'eaux froides, subthermales, thermales et minéralisées, dans le Muschelkalk qui est fissuré et karstifié notamment par la dissolution du gypse (figure 4.2.1).

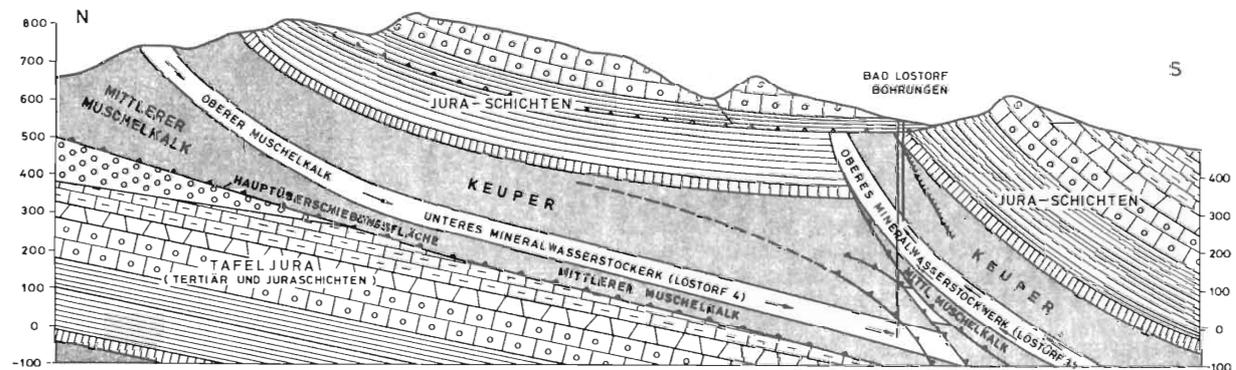


Figure 4.2.1: Profil géologique à travers le Jura à Lostorf (d'après Schmassmann, in Högl, 1980)

L'eau captée par le forage 3, le plus profond (580 m), a une origine jurassienne relativement locale; la base de ce même forage atteint réellement le réservoir aquifère profond. L'eau captée par le forage 4 (280 m) atteint une zone aquifère qui proviendrait du sous-bassement du Plateau molassique.

Quatre types d'eau thermique et/ou minérale sont captés à Lostorf (Schmassmann, 1977):

1. La source subthermale et minérale (Mineralquelle), la plus ancienne connue, a une origine relativement superficielle et l'eau s'écoule au contact du Keuper moyen, qui est composé de marnes gypseuses.
2. Le forage 1, d'une profondeur de 25 m, date de 1969: il est situé en bordure d'une doline où s'infiltrent toutes les eaux de ruissellement. Ce forage est artésien avec un débit intermittent (0-70 l/min). Ce débit limité et l'influence très importante que l'eau minérale subit lors des précipitations font que le forage 1 n'est plus utilisé à présent. L'eau émerge du Dogger, sur un décrochement perpendiculaire à l'axe du Jura et provient du Muschelkalk supérieur qui monte de la profondeur sous le Plateau molassique.
3. Plusieurs forages ont été effectués entre 1971 et 1973. Le forage 4 assure de manière définitive le captage à 280 m de profondeur d'une eau circulant dans le Muschelkalk moyen de la base du chevauchement de Dottenberg. Ces calcaires et dolomies gypsifères remontent depuis le sous-bassement du Plateau molassique et ont été soulevés lors du plissement du Jura.

4. Un autre aquifère plus profond a été rencontré par le forage 3: celui-ci atteint également le Muschelkalk supérieur, mais à la profondeur de 580 m. Cette position est due à la présence d'un paquet de couches allant du Muschelkalk moyen jusqu'au Malm qui forme le chevauchement principal du Jura plissé sur le Jura tabulaire. L'eau sort de manière artésienne avec une forte pression et un débit élevé.

4.2.3 Travaux effectués

Ces quatre types d'eaux souterraines captées à Bad Lostorf, ainsi que l'eau de surface du Lostorfer Bach ont été échantillonnées de la manière suivante:

Captage	Nombre de prélèvements
source minérale	1
forage 1	4
forage 4	8
forage 3	8
Lostorfer Bach	2

Les températures des eaux des forages 3 et 4 sont un peu inférieures à celles mesurées lors des essais de pompage des années 1971-1973: cela provient du fait que les forages ne sont pas en exploitation 24 heures sur 24 et malgré des échantillonnages effectués en tête de forage, la colonne d'eau ascendante perd 1° à 2° C par conduction. De même pour la source minérale, la température mesurée ne correspond pas à la température d'émergence réelle, car la mesure a été effectuée à l'usine d'embouteillage.

4.2.4 Classification chimique

Parmi les zones étudiées, Lostorf est la seule zone thermale avec Saxon qui présente quatre types d'eaux thermales ou thermominérales différents dans un périmètre aussi restreint. La classification chimique basée sur les ions représentant plus de 20 % de la somme des cations ou des anions reste pour chaque type d'eau la même au cours du temps:

Source minérale: Ca >> Mg; SO₄ >> HCO₃

Cette eau subthermale de 14° C a une minéralisation totale de 940 mg/l, à la limite de l'appellation «eau minérale». Il est très probable qu'à une autre période du même cycle hydrologique, le TSD dépasserait 1000 mg/l: des analyses antérieures indiquent que la minéralisation a baissé de plus de moitié entre 1818 et 1912.

Forage 1: Na; Cl

Cette eau subthermale (14° C) et minérale a un TSD maximum de 3900 mg/l et possède une forte teneur en H₂S.

Forage 4: Ca >> Mg; SO₄

L'eau thermominérale et sulfureuse de ce forage a une température moyenne de 25,6° C et un TSD de 2450 mg/l.

Forage 3: Ca > Mg; SO₄ > HCO₃

L'eau de ce forage est acratothermale et non sulfureuse. La température moyenne est de 25,5° C avec un TSD de 760 mg/l.

Les différences de minéralisation de ces eaux sulfatées sont dues au temps de transit souterrain, à l'importance du débit circulant dans les aquifères et au degré de dissolution et de karstification des calcaires et dolomies gypsifères.

4.2.5 Variations saisonnières et à long terme

Il n'existe que peu de mesures et d'analyses régulières de la source minérale, malgré qu'elle soit connue et utilisée depuis fort longtemps: toutefois, quelques analyses effectuées à des périodes différentes du cycle hydrologique mettent en évidence des variations de la minéralisation non négligeables (Hartmann, 1917; Högl, 1972):

Date	1818	1869	septembre 1912	septembre 1970	juin 1972	juin 1978
TSD (mg/l)	2356	1430	1003	1257	914	936

D'autres analyses à intervalles plus rapprochés seraient nécessaires, mais on constate déjà, en plus de la baisse très importante de minéralisation, une certaine périodicité parallèle au cycle hydrologique, qui se tra-

duit peut-être par un mélange entre une eau minéralisée profonde et des eaux de fonte des neiges qui alimentent la nappe aquifère superficielle. Le débit de cette source est plus ou moins constant (200 l/min) et la température de l'ordre de 15°C.

Le forage 1 est beaucoup mieux connu, surtout depuis les essais de pompage qui ont suivi en 1969 son approfondissement à 25 m. Son débit naturel varie entre 0 et 70 l/min, alors que des débits de 60 à 300 l/min ont été pompés durant les essais. Lorsque le débit augmente, la minéralisation baisse rapidement: celle-ci atteint son maximum avec un débit très faible de 0 à 10 l/min. Ces deux paramètres sont fortement et rapidement influencés par les précipitations (Schmassmann, 1977). Le mélange d'une eau subthermale et très minéralisée avec une eau froide et peu minéralisée est clairement mis en évidence par les mesures et les analyses suivantes:

Variations par dilution de l'eau du forage 1

Date	1942	10.1969	26.6.72	16.6.77	7.3.78
Débit (l/min)	7	300(1)	10(1)	0	30
Température (°C)	-	-	13,6	12,6(2)	15,2
Cl (mg/l)	2400	1033	850	1630	1090
TSD (mg/l)	> 5000	~ 2480(3)	2169	3911	2863

¹ Débit pompé.

² Température trop basse en raison de la stagnation de l'eau dans le tubage.

³ Valeur inconnue, mais estimée avec le rapport moyen TSD/Cl = 2,4.

Les forages 4 et 3 atteignent des aquifères profonds qui n'ont pas d'exutoire en surface. Avant l'exécution des sondages, ces aquifères avaient déjà été traversés par le tunnel ferroviaire du Hauenstein, mais les observations sur d'éventuelles variations à long terme ou à court terme ont débuté seulement en 1971. Au cours de la période d'observation 1977-1978, les deux forages profonds ont été périodiquement échantillonnés, car leurs caractéristiques sont très différentes, même s'ils proviennent tous deux d'aquifères dans le Muschelkalk supérieur (figure 4.2.2).

Variabilité des paramètres principaux des deux forages profonds

Forage 4 (profondeur = 280 m; TSD = 2450 mg/l)

V max (%)	Paramètres
≤ 5	HCO ₃
5 - 10	pH, Mg, TSD, température
10 - 20	Li, Ca, Cl, K, Sr, SO ₄ , Na
20 - 40	SiO ₂
> 40	Mn, Fe

Forage 3 (profondeur = 580 m; TSD = 760 mg/l)

V max (%)	Paramètres
≤ 5	-
5 - 10	Température, pH
10 - 20	SO ₄ , Mg, TSD
20 - 40	Sr, Ca, Li, K, Mn, Fe
> 40	HCO ₃ , Cl, SiO ₂ , Na

En moyenne, les paramètres de l'eau du forage 4 varient deux fois moins que ceux du forage 3. On retrouve les paramètres à peu près dans le même ordre pour les deux types d'eau, mais dans une catégorie de variabilité différente, à l'exception du bicarbonate qui est très stable pour le forage 4 et très variable pour le forage 3. D'autre part, le manganèse et le fer sont les seuls éléments qui ont une concentration plus élevée, mais une variabilité plus faible dans l'eau acratothermale du forage 3 que dans l'eau thermominérale du forage 4.

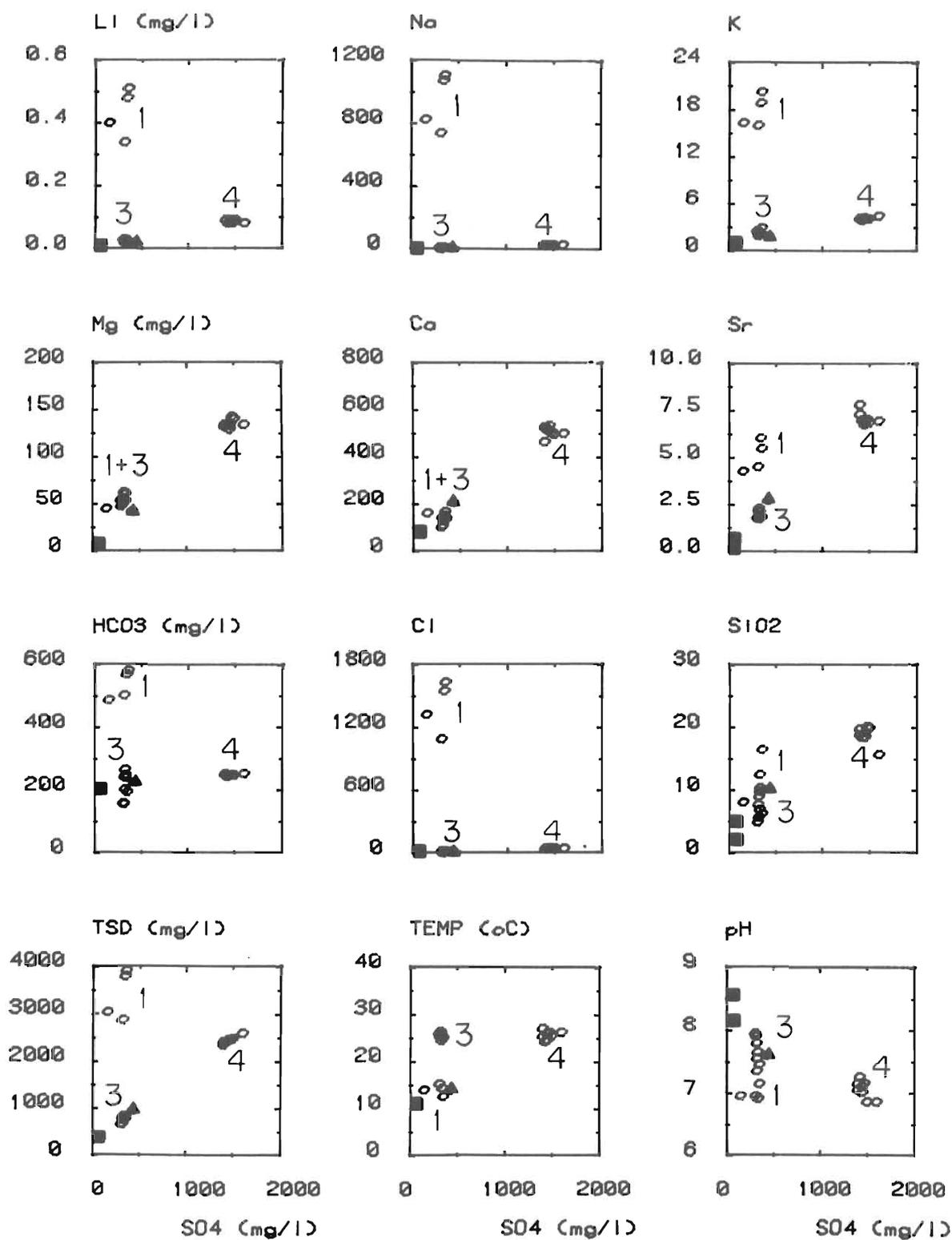


Figure 4.2.2: *Lostorf: comportement des paramètres principaux en fonction du sulfate*

carré = ruisseau Losterfer; triangle = source minérale; 1 = forage 1; 3 = forage 3; 4 = forage 4.

Les eaux du forage 3 et de la source minérale sont du même type chimique que l'eau du forage 4, mais avec des concentrations en sels dissous 2 à 3 fois moins importantes.

4.2.6 Géothermométrie

Le caractère essentiellement calcique des eaux provenant des deux forages profonds et de la source ne permet pas d'utiliser un autre géothermomètre que celui de la calcédoine; quant à l'eau du forage 1, son origine peu profonde et sa faible température rendait illusoire le calcul des géothermomètres ioniques.

Le calcul du géothermomètre de la calcédoine donne les résultats suivants:

Géothermomètre, température et profondeur des eaux de Lostorf

Captage	T SiO ₂ - calcédoine (°C)	Température émergence (°C)	Profondeur captage (m)
source minérale	7	~ 14	0
forage 1	6 - 24	12 - 15	25
forage 4	30	24 - 27	280
forage 3	≤ 14	24 - 26	580

Seule l'eau du forage 4 donne un résultat cohérent entre la température d'émergence et la température dans le réservoir profond: d'après Schmassmann (1977), les couches sont très redressées sur le flanc sud du Jura plissé et le Muschelkalk supérieur qui est atteint par le forage 4, s'enfonce sous le Plateau molassique à une profondeur supérieure à 600 m. Il est donc très probable que l'eau perde quelques degrés lors de sa remontée jusqu'à la base du forage 4, à 280 m de profondeur.

En ce qui concerne l'aquifère capté à 580 m par le forage 3, les études géologiques ont montré que la profondeur maximum atteinte par l'eau thermale ne dépasse pas de beaucoup 600 m. La concentration en silice n'atteint pas l'équilibre avec la calcédoine pour une température de 28° C (maximum mesuré dans le forage), probablement parce que la teneur en silice des roches de l'aquifère est trop faible. Les eaux des deux autres captages ne présentent aucun indice d'une température plus élevée en profondeur.

4.2.7 Isotopes

Deux analyses isotopiques (³H, ²H, ¹⁸O) ont été effectuées par les forages 1, 3 et 4 durant la période d'observation 1977-1978. D'autre part, quelques analyses ont également été faites en 1972 (Siegenthaler, in Högl 1980), peu après l'achèvement des forages 1, 2 et 3 (le forage 2, sondage d'exploration, a été remplacé par le forage 4, qui sert pour l'exploitation de l'aquifère thermominéral à 280 m de profondeur). A l'exception de deux résultats, on observe une bonne concordance et une grande stabilité du système hydrothermal entre 1972 et 1978.

Evolution des caractéristiques isotopiques des eaux thermominérales de Lostorf

Forage	Profondeur (m)	Date	³ H (UT)	δ ¹⁸ O (o/oo)	altitude** moyenne bassin (m)	Température (°C)	TSD (mg/l)
1	25	21.6.72	106	-11,1	960	13,6	2169
		16.6.77	91	-10,2	630	12,6	3911
		7.3.78	119	-10,3	670	15,2	2863
2	280	19.6.72	2,2	-10,1	600	27,0	2509
3*	280	4.4.72	< 2	-10,0	560	27,4	2375
4	280	16.6.77	0	-10,4	710	27,0	2352
		7.3.78	0	-10,3	670	24,3	2418
3	580	19.6.72	2,4	-10,0	560	27,4	906
		16.6.77	98	-10,5	740	26,3	796
		7.3.78	0	-10,2	630	24,4	817

* Echantillon pris dans le premier aquifère, avant l'approfondissement à 580 m.

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

Assez curieusement, on ne constate pas pour l'eau du forage 1 une diminution de la concentration en tritium entre 1972 et la période 1977-1978; la seule explication possible peut être fournie par le fait que l'eau thermominérale est relativement récente, donc riche en tritium. En effet, un mélange entre l'eau thermominérale et une eau froide superficielle est évident. Or, cette dernière a une concentration d'environ 100 UT pour la période 1977-1978: il est donc nécessaire que la composante thermominérale possède à peu près la même teneur en tritium. La corrélation des paramètres physiques, chimiques et isotopiques permet de déterminer que l'eau du forage 1 est la résultante du mélange suivant:

50 à 75 % d'eau thermominérale

($T \cong 16^\circ \text{C}$; TSD $\cong 5000 \text{ mg/l}$; temps de transit souterrain $\cong 5 \text{ ans}$).

25 à 50 % d'eau froide et peu minéralisée

($T \cong 9^\circ \text{C}$; TSD $\cong 360 \text{ mg/l}$; infiltration rapide d'une eau de surface).

L'altitude du bassin d'alimentation se situe vers 600 m si l'on tient compte de l'analyse isotopique contenant le moins d'eau de surface.

L'eau thermominérale captée à 280 m de profondeur contenait environ 2 UT en 1972 et 0 UT pour la période 1977-1978. L'eau a donc un temps de transit souterrain supérieur ou égal à 25 ans et la très faible teneur en ^3H observée en 1972 provient probablement d'une légère contamination au cours du forage. L'altitude moyenne du bassin d'alimentation se situe également entre 600 et 700 m.

L'eau acratothermale captée à 580 m de profondeur par le forage 3 possède les mêmes caractéristiques isotopiques, malgré une origine et une profondeur d'aquifère très différentes. Les déductions faites à partir de la concentration en ^3H et ^{18}O sont les mêmes que pour l'aquifère précédent. La concentration en ^3H de 98 UT obtenue par un échantillon du 16.6.77 ne peut être prise en considération pour une interprétation hydrologique: si une forte contamination était intervenue, des modifications importantes des autres caractéristiques seraient mises en évidence. Il s'agit donc probablement d'une erreur dans l'échantillonnage.

4.2.8 Caractéristiques du système d'écoulement profond

Toutes les eaux étudiées à Bad-Lostorf sont en relation très étroite avec le Muschelkalk ou le Keuper, dont les couches se trouvent soit redressées vers la surface par les plissements du Jura (source minérale et forage 1), soit en profondeur sous le Plateau molassique ou comme base du chevauchement principal du Jura plissé sur le Jura tabulaire (forages 4 et 3).

Les deux captages de faible profondeur (source minérale et forage 1) sont plus ou moins influencés par des eaux de surface ou par une nappe aquifère relativement superficielle. Il est nécessaire de rappeler la présence d'une doline à quelques mètres du forage 1: on est donc en présence d'un sol karstifié à infiltration rapide. Le comportement hydrogéologique de la source minérale est peu connu, par manque de données. Par contre celui du forage 1 a été soigneusement observé entre 1969 et 1973, notamment au cours d'essais de pompage (Schmassmann, 1977). Le débit naturel est très dépendant des précipitations et le débit de pompage influence fortement les caractéristiques de l'eau minérale. Le débit optimum d'exploitation se situerait autour de 5-10 l/min, quantité vraiment trop faible pour un établissement de bains. La minéralisation de type Na-Cl provient du lessivage de couches appartenant au Muschelkalk supérieur qui contiennent en prédominance du sel et en moindre mesure du gypse, comme c'est le cas pour les eaux thermominérales de Schinznach et Baden (4.3 et 4.4).

Les deux aquifères du Muschelkalk supérieur qui sont captés à des profondeurs différentes par les forages 3 et 4, ont été traversés par le tunnel de base du Hauenstein. Dans ce dernier, d'autres niveaux aquifères ont été mis à jour (Trias, Lias, Dogger): au total, 3000-4000 l/min d'eau de types différents s'écoulent actuellement hors du tunnel, dont 1500 l/min avec une température de 25-28°C (Schmassmann, 1977 et 1978).

Le forage 3, qui intercepte l'aquifère inférieur à 580 m de profondeur, a une pression artésienne en tête de puits qui est très élevée (1,8 At): lors des essais de pompage de 1972, le débit artésien était pour une courte période de 3000-6000 l/min. A plus long terme (24 h) la pression baisse et le débit se stabilise autour de 440 l/min. Au moyen d'une pompe, il a été possible d'obtenir pendant 5 jours et demi un débit de 700 l/min avec un rabattement de 6,75 m seulement. Les besoins de l'établissement thermal sont nettement inférieurs à cette dernière valeur et l'eau acratothermale du forage 3 est exploitée en débit artésien uniquement. L'ensemble des paramètres géochimiques et hydrogéologiques a permis de définir le bassin d'alimentation de cet aquifère capté à 580 m de profondeur: à deux kilomètres environ au nord de Bad-Lostorf affleure une bande de Muschelkalk parallèle à l'axe du Jura et à une altitude moyenne légèrement supérieure à 700 m. Cette couche de calcaire et de dolomie gypsifère s'enfonce vers le sud et atteint la profondeur de 600 m à l'aplomb du forage 3 (Schmassmann, in Högl, 1980). Malgré un temps de transit souterrain supérieur ou égal à 25 ans, la minéralisation n'est pas très importante et l'eau ne contient pas d'hydrogène sulfuré. Il apparaît que la minéralisation a diminué quelque peu depuis les premières analyses durant les essais de pompage (TSD = 800-900 mg/l) jusqu'à celles de 1977-1978 (TSD = 700-800 mg/l). Une conclusion sur ce point est difficile, car la composition des échantillons de la période 1977-1978 ne correspond peut-être pas à l'eau circulant dans l'aquifère, mais représente une eau qui a stagné quelque temps dans le tubage du forage entre l'aquifère et la surface.

Le forage 4 intercepte également le Muschelkalk supérieur, mais à 280 m de profondeur et il remonte vers la surface à partir du Plateau molassique, c'est-à-dire que l'eau atteint une profondeur d'au moins 600 à 700 m. La température atteinte par l'eau, qui est de 27°C, confirme cette profondeur, puisque dans le forage 3 la température est la même. Le forage 4 est aussi artésien, mais la pression d'eau est beaucoup moins élevée que dans le cas précédent: le niveau minimum observé dans le forage sans pompage est de 4,23 m, alors que le

débit artésien intermittent s'élève à un maximum de 20,5 l/min. Les essais de pompage ont permis d'établir un débit d'exploitation variant entre 60 et 70 l/min. L'eau thermominérale ainsi captée possède une forte teneur en H₂S (≅ 25 mg/l) et une minéralisation totale de l'ordre de 2450 mg/l.

L'origine du bassin d'alimentation de l'aquifère supérieur (forage 4) est encore en discussion et bien que plusieurs hypothèses aient été formulées, aucune ne semble faire l'unanimité. Schmassmann (in Högl, 1980) suppose que la zone d'alimentation provient de la région de Meiringen (75 km au sud de Lostorf) et que l'eau s'infiltré dans le Trias de la couverture sédimentaire nord du Massif de l'Aar. L'eau s'écoulerait ensuite en profondeur sous le Plateau molassique en direction du nord, puis remonterait aux abords du Jura plissé. Plusieurs arguments d'ordre géologique, hydrogéologique et géochimique appuyent cette hypothèse, mais deux éléments la contredisent. En effet, d'après Siegenthaler (in Högl, 1980), la composition en oxygène-18 de l'eau thermominérale de Lostorf (forage 4) n'est pas compatible avec celle des eaux superficielles de la région de Meiringen (zone d'infiltration supposée). D'autre part, si l'eau captée par le forage 4 à Lostorf avait traversé du sud au nord tout le bassin molassique dans un aquifère triasique, elle aurait acquis une température bien supérieure à 30° C, en raison de la profondeur des couches du Trias. En remontant lentement aux abords des plissements jurassiens, même en se refroidissant jusqu'à 28° C, elle aurait gardé dans sa composition chimique une partie des caractéristiques d'une eau chaude (40°-60° C?).

4.2.9 Résumé et conclusion

De la zone thermale de Lostorf émergent de manière naturelle ou par forages, quatre eaux de type chimique différent: elles tirent toutes leur minéralisation de la dissolution des roches évaporitiques triasiques.

La source minérale, de type sulfaté-calcique à minéralisation variable, autour de 1000 mg/l qui provient de la dissolution du gypse du Keuper. Sa température est de 14° C pour un débit d'environ 200 l/min: cette eau est mise en bouteilles et vendue comme une eau de table. Le forage 1 permet de capter à 25 m de profondeur une eau subthermale fortement minéralisée chlorurée sodique (TSD = 2500-4000 mg/l) qui contient beaucoup d'hydrogène sulfuré (50-100 mg/l). Malheureusement, le débit est trop faible pour les besoins d'un établissement thermal et les caractéristiques chimiques de l'eau sont très influencées par les eaux superficielles d'infiltration: actuellement cette eau n'est plus utilisée.

Deux forages profonds ont été exécutés vers 1972 et sont exploités par l'établissement thermal de Bad-Lostorf. Ils produisent tous les deux de l'eau à 25°-28° C de type essentiellement sulfaté-calcique provenant de deux niveaux superposés du Muschelkalk supérieur. Le forage 3 intercepte un aquifère très important à 580 m de profondeur: l'eau est acratothermale non sulfureuse (T ≅ 26° C; TSD ≅ 760 mg/l) et le débit artésien de l'ordre de 600 l/min. Le forage 4 quant à lui, atteint un aquifère à 280 m de profondeur, dont l'eau est thermominérale sulfureuse (T ≅ 26° C; TSD ≅ 2450 mg/l). Le débit s'élève à 170 l/min environ et la température de l'aquifère qui s'enfonce sous le Plateau molassique ne doit guère atteindre beaucoup plus de 30° C. L'eau de ce forage 4 est la seule à présenter les caractéristiques d'une eau légèrement plus chaude en profondeur par rapport à la température d'émergence.

4.3 Schinznach

4.3.1 Introduction

La zone thermominérale de Bad-Schinznach (Argovie) se trouve à 4 km au sud-ouest de Brugg sur la rive droite de la vallée de l'Aar. Les plus anciens documents faisant référence à cette source datent du milieu du XVII^e siècle, mais elle était probablement déjà utilisée pour ses propriétés curatives à l'époque romaine. Le cours de la rivière et son débit étaient très variables avant les travaux de régulation effectués dans son bassin d'alimentation et la source fut à plusieurs reprises recouverte par des crues très importantes (Hartmann, 1925 a).

Le captage actuel de la source date de 1882 et a été utilisé pendant 98 ans, jusqu'au nouveau forage (S₂), exécuté dans le cadre du projet de prospection géothermique du NEFF 1979-1980, avec la participation de la société Bad-Schinznach AG (NEFF, 1980). Au cours de ce projet, la région de Schinznach a été étudiée de manière très détaillée; de plus, la société exploitant l'établissement thermal souhaitait obtenir de nouvelles ressources d'eau chaude, car les caractéristiques de l'eau thermominérale n'étaient plus les mêmes qu'autrefois: la température, la minéralisation et le débit diminuaient en raison de l'influence de l'eau de la nappe des graviers de l'Aar sur un captage dont l'état se dégradait de plus en plus.

4.3.2 Situation géologique et hydrogéologique

La région de Schinznach et Baden est située à l'extrémité orientale du Jura plissé qui est notamment formé par la structure anticlinale des Lägern d'axe ouest-est. Cette structure est entaillée perpendiculairement par les trois rivières Aar, Reuss et Limmat qui se rejoignent près de Turgi. L'environnement géologique ressemble à celui existant à Lostorf: des chevauchements successifs du sud vers le nord font émerger de la profondeur les calcaires et les marnes du Trias par-dessus des couches plus jeunes du Dogger et du Malm.

Le Muschelkalk moyen (Anhydritgruppe) sert de plan de décollement pour la plupart des chevauchements, et notamment pour le chevauchement principal (Hauptüberschiebung). Il en résulte que les calcaires et dolomies fortement faillés ou karstifiés du Muschelkalk supérieur (Hauptmuschelkalk) arrivent à proximité de la surface (Schneider et Tripet, in NEFF, 1980). Ces couches du Hauptmuschelkalk possèdent une perméabilité secondaire élevée et forment les aquifères de nombreuses nappes d'eau souterraine généralement minérale, parfois subthermale ou thermale (figure 4.3.1).

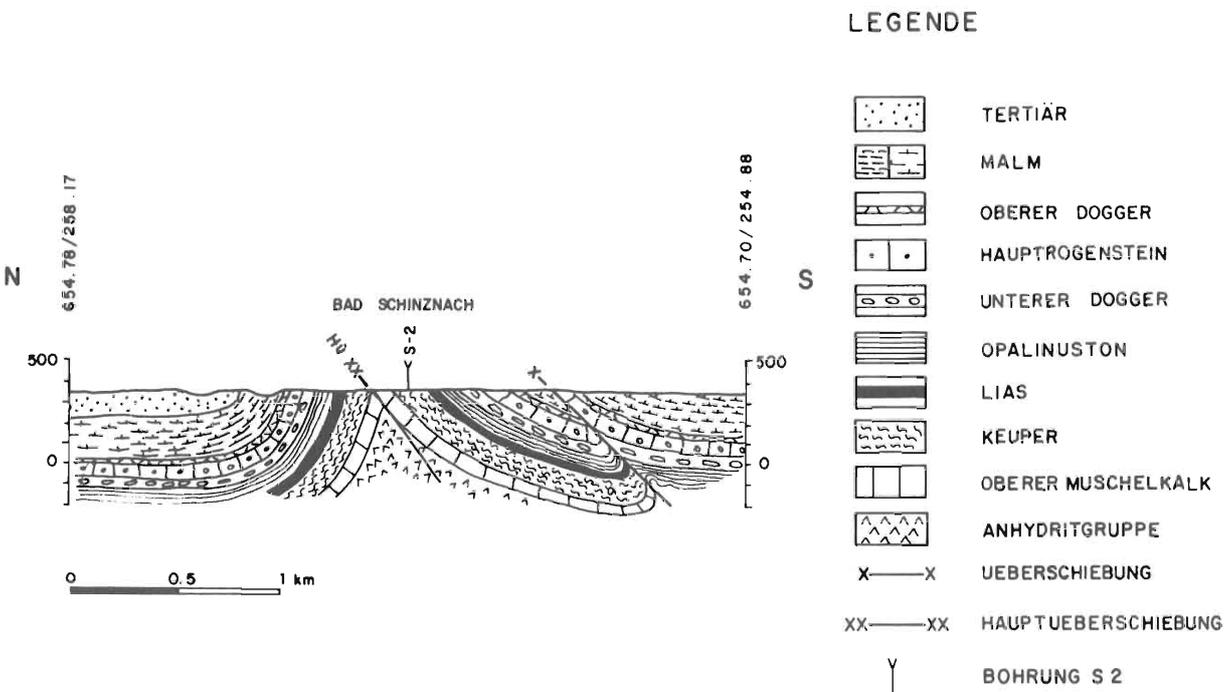


Figure 4.3.1: Profil géologique à travers la vallée de l'Aar à Schinznach (d'après Schneider, in NEFF, 1980)

L'eau thermominérale de Bad-Schinzach émerge naturellement des dolomies (Trigodonudolomit) sous une épaisseur de 9 m environ de graviers quaternaires de la vallée de l'Aar. Ces dolomies, qui constituent l'aquifère thermal, plongent vers le sud et ont été atteintes par le forage S₂ à la profondeur de 72 m. Malgré une enceinte en ciment qui descend jusqu'à la roche en place, le captage de la source des bains effectué par A. Heim en 1882, a toujours subi l'influence de la nappe des graviers qui est fortement alimentée par l'Aar et par les eaux d'écoulement des versants de la vallée (Hartmann, 1932).

Une série de sondages peu profonds (SS 1 à SS 20) ont été effectués avant le forage S₂ dans les graviers de l'Aar, pour détecter la présence d'anomalies de température et de minéralisation de l'eau de la nappe phréatique. De nombreuses mesures ont révélé qu'effectivement l'eau thermominérale se répandait dans cette nappe des graviers autour de la source et du site du futur forage.

Sur le versant ouest de la vallée de l'Aar, à Schinzach Dorf, émergent deux sources légèrement subthermales (12 - 13° C): elles obtiennent leur minéralisation à partir d'évaporites triasiques et sont dues à des circulations peu profondes, sans relation avec la nappe d'eau thermique de Bad-Schinzach.

4.3.3 Travaux effectués

Durant la période de mesures et d'analyses des eaux thermales de Suisse 1977-1978, la source thermominérale de Bad-Schinzach a été échantillonnée à huit reprises.

Au cours de l'exécution du projet de prospection géothermique du NEFF en 1979-1980, cette même source a été analysée encore cinq fois et l'eau pompée dans le nouveau forage S₂ douze fois, sans compter les très nombreuses mesures des paramètres physiques de l'eau chaude de la source et du forage au cours des deux essais de pompage. La température, la conductibilité, la turbidité et le niveau de l'eau de l'ancienne source des bains ont été mesurés par enregistrement continu pendant six semaines. D'autre part, de nombreux échantillons de sources subthermales ou minérales et d'eaux de la nappe des graviers de l'Aar, ont été prélevés dans la zone de Schinzach (Vuataz, 1980 c et in NEFF, 1980).

4.3.4 Classification chimique

Au cours de la période de mesures 1977-1978, l'eau thermominérale captée par l'ancienne source avait une température moyenne de 30° C pour une minéralisation de 2260 mg/l. La classification chimique basée sur les ions représentant plus de 20% de la somme des cations ou des anions est restée la même. Par contre, une analyse de 1912, ainsi que celles effectuées au cours du premier essai de pompage dans le nouveau forage S₂, ont révélé des changements apparemment peu significatifs, mais qui ont toute leur importance pour l'interprétation hydrogéologique globale des zones de Schinzach et Baden (4.4).

Source des bains

Période 1977-78: Ca > Na; SO₄ > Cl.

Février 1912: Na ≥ Ca; SO₄ > Cl.

Forage S₂ (1^{er} essai de pompage)

Minéralisation et température	{	minimum	Ca > Na > Mg; SO ₄ > Cl > HCO ₃ .
		moyennes	Ca > Na; SO ₄ > Cl.
		maximum	Ca ≥ Na; SO ₄ > Cl.

La température et la minéralisation de l'eau en février 1912 (Treadwell, in Hartmann, 1925 b) sont les plus élevées jamais mesurées dans la source: 34,3° C et 2964 mg/l (TSD). Lorsque ces deux paramètres augmentent, le rapport Na/Ca exprimé en milliéquivalents passe de 0,8 à 0,9, puis dépasse légèrement 1,0 (Baden: Na/Ca = 1,2): la concentration en sodium augmente plus rapidement que celle en calcium. A l'opposé, si température et minéralisation baissent fortement, on voit apparaître dans la classification proposée les ions magnésium et bicarbonate: ils soulignent le phénomène de mélange par dilution lorsque le pompage est trop fort (source et forage) ou lorsque le niveau de la nappe des graviers est trop haut (source). Ce phénomène mis en évidence par Hartmann (1932) pour l'ancien captage, a été également observé lors des deux premiers essais de pompage dans le forage S₂, avant la mise en place du tubage et la cimentation définitive de celui-ci (Vuataz, 1980 d et 1980 e).

4.3.5 Variations saisonnières et à long terme

Depuis le début de l'exploitation de la source de Bad-Schinzach, on a constaté que les caractéristiques de l'eau thermominérale dépendaient essentiellement du niveau de l'Aar qui coule 370 m à l'ouest du captage. Ce niveau subissait de grandes variations avant la régulation du système hydrographique du bassin de l'Aar.

Evolution des caractéristiques de la source thermominérale de Bad-Schinznach
(Carlé, 1975; Hartmann, 1925 b et 1932; Högl, 1980)

Paramètres	1857	2.1912	2.1931	2.1932	1956	5.1969	12.1977	3.1978
Température (°C)	30,5	34,3	29,0	32,1	34,0	30,5	31,7	28,8
SiO ₂ (mg/l)	12,8	33,0	-	-	22,4	19,2	23,4	21,9
TSD (mg/l)	2643	2964	1687*	2185*	2870	2199	2654	2223

* Résidu sec (mg/l).

Actuellement, le niveau de la nappe des graviers est à peu près stable et, par conséquent, le taux de mélange entre l'eau froide des graviers et l'eau thermominérale ne dépend que du débit pompé dans l'ancienne source des bains.

Avec les données de température et de minéralisation sur plus d'un siècle, on remarque des différences importantes d'une année à l'autre, et pour une même période de plusieurs cycles hydrologiques. Au cours de la période de mesure 1977-1978, le phénomène de mélange de l'eau thermominérale avec l'eau de la nappe des graviers est parfaitement évident.

Variabilité des paramètres principaux
Source thermominérale (1977-1978)

V max (%)	Paramètres
≤ 5	HCO ₃ , pH
5 - 10	-
10 - 20	Température, Mg, SiO ₂
20 - 40	K, TSD, Na, SO ₄ , Ca, Cl, Sr, Li
> 40	Débit

Forage S₂ (1^{er} essai de pompage, 1980)

V max (%)	Paramètres
≤ 5	HCO ₃
5 - 10	-
10 - 20	-
20 - 40	SiO ₂ , Mg, Ca, TSD, température, K, Sr
> 40	SO ₄ , Cl, Li, Na, débit

Les variations des paramètres de la source ne dépassent pas 40%, car quand l'ancien captage était encore en service, il fallait fournir une eau suffisamment minéralisée pour l'établissement thermal au moyen d'un débit d'exploitation modéré. Lors du premier essai de pompage effectué dans le forage S₂ (22 février au 3 mars 1980), des débits de 200 à 900 l/min ont permis de tester les caractéristiques de ce forage (Schneider et Tripet, in NEFF, 1980). Durant cette période, le forage n'était tubé que dans les graviers de l'Aar et on observait un rabattement du niveau piézométrique de la nappe phréatique proportionnel au débit pompé (figure 4.3.2). Pendant le deuxième essai de pompage (30 mai au 4 juin 1980), le forage était tubé jusqu'à 70 m, mais l'influence de l'aquifère superficiel se faisait encore sentir. Le tubage et la cimentation définitifs du forage S₂ pour sa mise en production ont enfin permis d'annuler cet effet de mélange par infiltration rapide des eaux froides en profondeur dans la zone de l'ancienne source et du forage S₂.

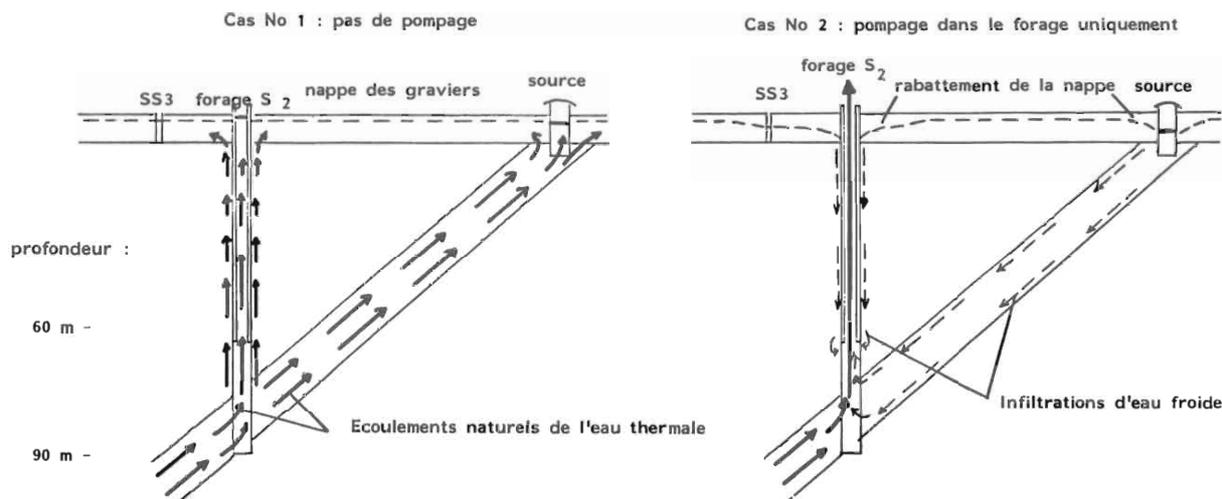


Figure 4.3.2: Diagramme schématique d'écoulement des eaux à Schinzach

Etat du forage pendant l'essai de pompage de juin 1980, c'est-à-dire avant la cimentation définitive et la mise en production.

4.3.6 Géothermométrie

La température maximum mesurée à Bad-Schinzach a été de 39,5°C dans le forage S₂ pour une profondeur de 75-81 m (Bodmer, in NEFF, 1980). Toutefois, la composition chimique de l'eau permet de penser que la température de l'eau thermominérale originale dans son réservoir profond est nettement plus élevée.

Les résultats de l'analyse de 1912 sont assez différents de tous les autres connus jusqu'alors: augmentation des alcalins, du chlorure et de la silice; diminution des alcanilo-terreux et du bicarbonate, stabilisation du sulfate: ces données indiquent la tendance chimique de la composante chaude du mélange. La comparaison des températures calculées avec les géothermomètres entre l'analyse de 1912 et toutes les autres montre manifestement ce phénomène de mélange.

Estimation de la température en profondeur

Température (°C)	Source des bains			forage S ₂	
	1912	1977-78	1979-80	1er essai	1.10.80*
Température d'émergence	34,3	28,4-31,7	30,2-31,6	25-34,1	35
T SiO ₂ calcedoine	52	30-38	36-39	25-39	39
T NaKCa	-	63-68	62-68	53-68	66
T NaKCaMg	67	-	-	-	-

* Analyse effectuée après l'aménagement définitif du forage S₂ (Senften, 1980).

Le géothermomètre de la calcedoine qui subit les phénomènes de dilution et de mélange ne donne pas une température supérieure à 39°C pour la période récente; d'autre part, les résultats des géothermomètres basés sur les cations sont très uniformes et indiquent probablement la température du réservoir profond (65°C) avant le refroidissement de l'eau par conduction et par dilution à proximité de la surface. Il est à remarquer que cette température correspond tout à fait à celle de 60°C pour le cristallin sous la région de Schinzach, calculée d'après le gradient géothermique (Bodmer et al., in NEFF, 1980).

4.3.7 Isotopes

Pendant la période de mesure 1977-1978, seuls deux échantillons de l'ancienne source thermominérale ont été prélevés pour une analyse isotopique. Lors de l'exécution du projet de prospection géothermique du

NEFF (1980), quelques 25 analyses isotopiques ont été effectuées pour les eaux de la zone de Schinznach-Dorf à Schinznach-Bad (eau de surface, eau de la nappe des graviers, eaux de sources froides, subthermales, thermales). Ces nombreuses analyses isotopiques, doublées d'analyses chimiques, ont permis de différencier tous les types de circulation d'eau en présence dans cette région et leurs interactions.

La composition en isotopes stables est à peu près la même pour l'eau thermominérale que pour les eaux des sources froides avoisinantes: l'altitude moyenne du bassin d'alimentation de l'aquifère thermominéral devrait être de 500 m environ. Lorsque l'eau chaude subit un phénomène de dilution avec l'eau froide de la nappe des graviers, l'altitude moyenne apparente du bassin augmente, car l'eau de la nappe des graviers est fortement influencée par l'Aar: le bassin versant de cette rivière a une altitude moyenne de 1000 m.

Les analyses de tritium ont confirmé le système de mélange entre une eau thermominérale ancienne et une eau froide peu minéralisée récente (figure 4.3.3). Si l'on accepte l'hypothèse que l'eau thermominérale originale dans son réservoir profond est dépourvue de tritium (temps de transit souterrain ≥ 27 ans), on peut extrapoler la minéralisation et la température en profondeur (TSD ≈ 3200 mg/l; T $\approx 55^\circ\text{C}$). Il est intéressant de constater que cette température est semblable à celle calculée avec le géothermomètre de la silice dans l'analyse de 1912 (T SiO₂ calcédoine = 52°C). Cette ancienne analyse semble être la plus représentative des caractéristiques de l'eau thermominérale profonde, avant un mélange avec des eaux minéralisées tièdes dans le Muschelkalk supérieur ou une dilution par l'eau de la nappe des graviers.

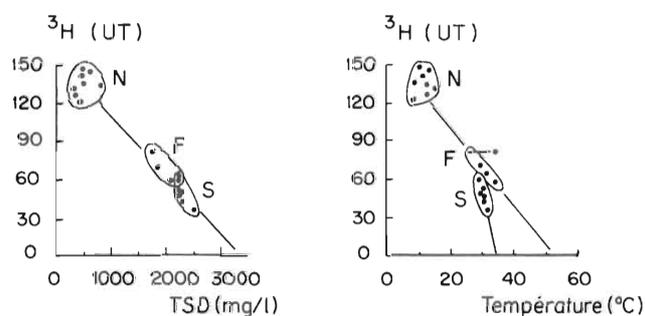


Figure 4.3.3: Relations entre le tritium, la minéralisation et la température à Schinznach

N = nappe des graviers et source froide superficielle (1979-1980); S = source thermominérale (1977 à 1980); F = forage S₂ (1^{er} essai de pompage: 1980).

Les corrélations obtenues permettent d'établir un modèle de mélange et d'extrapoler les caractéristiques de l'eau thermale originale avant qu'elle ne soit diluée par des eaux de la nappe superficielle: la minéralisation totale devrait donc atteindre 3200 mg/l environ. Pour la température, l'extrapolation des données de la source et de celles du forage indique deux valeurs, 34°C et 52°C : cette différence est provoquée par un refroidissement par conduction plus important dans le cas de la source en raison de la faible profondeur de son captage. La température de 34°C représente aussi le maximum jamais atteint par l'eau de la source.

4.3.8 Caractéristiques du système d'écoulement profond

Déjà en 1930, des essais de pompage et des mesures diverses dans le puits de la source thermominérale avaient permis d'évaluer de manière quantitative l'influence de l'eau de la nappe des graviers (Hartmann, 1932). Le débit total d'eau thermale arrivant en surface avait été estimé à 700 l/min, alors que le débit naturel de la source sans pompage n'est que de 100 - 200 l/min. A partir des mesures récentes effectuées dans la nappe des graviers et de certaines hypothèses sur les caractéristiques de l'eau thermominérale non mélangée, un modèle mathématique a permis de calculer que le débit d'eau qui se répand dans l'aquifère superficiel se monte à 40 l/min environ (Werner, in NIEFF, 1980).

Les résultats des analyses de l'eau captée dans l'ancien puits et/ou dans le nouveau forage S₂ montrent clairement le phénomène de dilution (figure 4.3.4). Jusqu'à l'équipement définitif du forage S₂, la minéralisation et la température étaient inversement proportionnels au débit pompé et des interactions permanentes entre les deux captages et la nappe des graviers ont été mises en évidence (figure 4.3.2). Après le deuxième essai de pompage, le sondage a été équipé comme forage de production (tubage étanche jusqu'à 65 m et tubage crépiné de 65 à 90 m de profondeur) et une pompe immergée permet de fournir à l'établissement thermal un débit variant de 60 à 520 l/min. Deux analyses effectuées en octobre 1980 à des débits de 500 et 700 l/min n'ont pas montré de différence significative de la minéralisation, mais une légère baisse de température pour le débit de 700 l/min (Senften, 1980). Un certain équilibre semble donc s'établir à ces débits, entre les eaux de la nappe des graviers et les eaux profondes.

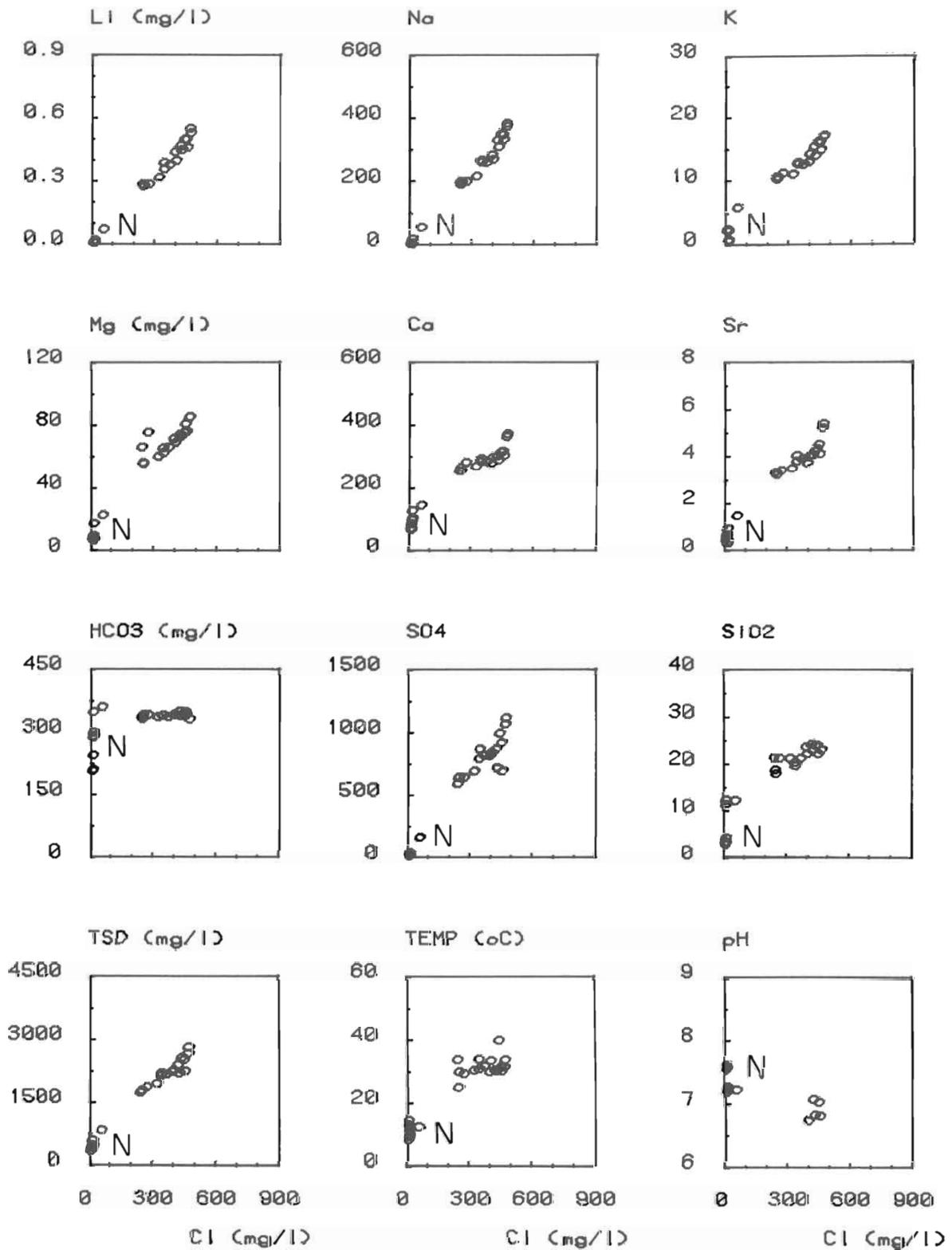


Figure 4.3.4: Schinznach: comportement des paramètres principaux en fonction du chlorure (1979-1980)

N = nappe des graviers et source froide superficielle; autres cercles: source et forage S₂.

Les échantillons de la source et du forage S₂ (1^{er} essai de pompage) montrent une série continue bien corrélée entre le chlorure et la plupart des paramètres.

Si l'on compare les résultats des deux essais de pompage et les caractéristiques du sondage S₂ équipé en forage de production, on s'aperçoit que le débit joue encore un rôle sur la température et la minéralisation. Un faible débit permet de capter l'eau la plus chaude et la plus minéralisée: dans l'état actuel du forage S₂, un débit de 100 - 200 l/min donnerait une eau à 37° C pour une conductibilité supérieure à 3000 µS/cm (correspondant à un TSD > 2600 mg/l).

Influence du débit sur les caractéristiques de l'eau thermominérale du forage S₂

Paramètres	Aménagement provisoire				Aménagement définitif	
	1er essai pompage février 1980		2e essai pompage juin 1980		Exploitation octobre 1980	
Débit (l/min)	200	590	110	400	500	700
Durée pompage (h)	24	49	7	24	-	-
Température (°C)	33	30	35,7	33,6	35	34,2
Conductibilité (µS/cm)	2500	1978	3150	2260	2700	~2740

Les variations du chimisme de l'eau thermominérale ne sont pas le résultat d'une simple dilution entre des eaux fortement et faiblement minéralisées: en effet, les rapports ioniques se modifient sensiblement lors des dilutions ou concentrations successives, le sodium, le magnésium et le chlorure augmentent plus rapidement que le potassium, le calcium et le sulfate lorsque la minéralisation croît; la température augmente elle aussi, mais moins régulièrement, car les échantillons n'ont pas tous été prélevés pendant les paliers de débit, mais parfois au début du pompage.

Evolution des rapports ioniques en fonction de la température et de la minéralisation (forage S₂: 1^{er} essai de pompage)

Température (°C)	25,0	30,6	34,1	33,6	≥ 37	34
TSD (mg/l)	1781	1950	2156	2280	2581	2815
Na/K	18,4	19,4	20,5	18,8	21,7	21,7
Na/Ca	0,71	0,79	0,90	0,90	1,11	1,0
Mg/Ca	0,21	0,22	0,22	0,23	0,24	0,23
Cl/SO ₄	0,38	0,46	0,43	0,48	0,44	0,42

L'ensemble des données récoltées à Bad-Schinzach, l'observation du comportement des différents systèmes aquifères et leurs interactions, ainsi que l'étude des eaux thermominérales de Baden (4.4.9) et Zurzach (4.5.8), permettent d'établir un modèle général de circulation des eaux dans la zone de Schinzach. Il s'agit d'un modèle à trois composantes:

1. *Composante profonde* aquifère: partie supérieure du socle cristallin
profondeur: ~ 1000 m
température: ~ 65° C
chimisme: Na - SO₄HCO₃ ou Na - SO₄Cl
2. *Composante intermédiaire* aquifère: Muschelkalk local (zones de chevauchement)
profondeur: 50 - 400 m (?)
température: ~ 20° C
chimisme: CaNa-SO₄Cl ou Ca-SO₄
3. *Composante superficielle* aquifère: graviers de la vallée de l'Aar
profondeur: ~ 10 m
température: ~ 10° C
chimisme: Ca - HCO₃

L'eau thermale originale remonte de la partie fissurée et altérée du socle cristallin le long du chevauchement principal (Hauptüberschiebung) et se minéralise en dissolvant les dépôts de sels et de gypse dans le plan de décollement de ce chevauchement. Cette eau se mélange aux eaux subthermales et minéralisées qui se trouvent déjà dans le Trias, mais continue à percoler vers la surface en raison du caractère artésien de cette nappe souterraine; dans la zone de l'ancienne source, le Muschelkalk très perméable affleure et l'eau ascendante subit l'influence de la nappe des graviers.

Actuellement, l'ancien puits n'est plus utilisé et l'eau thermominérale est captée par le forage S₂, qui recoupe un horizon productif du Hauptmuschelkalk entre 72 et 86 m de profondeur (Trigonudolomit). Toutefois, l'aquifère principal devrait se situer dans le Muschelkalk moyen (Anhydritgruppe) à une profondeur de 170 m environ (Schneider et Tripet, in NEFF, 1980). En raison de la profondeur de captage relativement faible, les caractéristiques de l'eau thermominérale de Bad-Schinzach sont dues à un équilibre entre les trois composantes décrites auparavant et cet équilibre est régi par le débit de pompage. En cas de pompage faible ou nul, (≤ 250 l/min environ) l'eau chaude d'origine profonde, artésienne, exerce une pression sur les eaux tièdes du Trias local et de la nappe des graviers (zone de l'ancien puits), ce qui diminue le pourcentage de mélange avec ces dernières. En cas de pompage à fort débit (≥ 400 l/min environ), il y a disparition de cette pression d'eau thermale sur les eaux non thermales et ces dernières sont entraînées dans les captages (forage S₂ ou ancien puits), ce qui augmente le phénomène de dilution.

4.3.9 Résumé et conclusion

La zone thermale de Schinzach (Argovie) est située sur le chevauchement principal de l'anticlinal des Lägern. Les calcaires et dolomies du Muschelkalk (Trias) qui affleurent dans cette région contiennent une quantité importante de gypse, d'anhydrite et de sel, et sont parfois fortement karstifiés. Une eau thermominérale sulfatée calcique et chlorurée sodique de 30° C, avec une minéralisation de 2200 mg/l et une teneur en H₂S de 50 mg/l émergeait de manière naturelle des dolomies. Elle était captée à la base de la nappe des graviers de l'Aar au moyen d'un puits d'environ 9 m de profondeur: cette source subissait l'influence des eaux froides de la nappe qui envahissaient et contaminaient le captage. Depuis 1980, dans le cadre du projet de prospection géothermique du NEFF et en collaboration avec la société Bad-Schinzach AG, un sondage de 90 m de profondeur a été exécuté dans le but de capter l'eau thermominérale non diluée. Ce sondage a été rapidement équipé en forage de production et permet de pomper 60 - 520 l/min d'eau avec une température de 35° - 37° C, une minéralisation de 2200 - 2800 mg/l, et une teneur moyenne de H₂S de 70 mg/l.

La température du réservoir profond, calculée par un modèle de mélange et les géothermomètres, serait de 55° - 65° C: une eau de cette température pourrait être probablement captée au moyen d'un forage de plus grande profondeur (200-400 m). L'origine du bassin d'alimentation est probablement la même que celle des eaux de Baden et l'altitude moyenne de cette zone d'alimentation est estimée à 500 m. Les variations des caractéristiques de l'eau thermominérale en fonction du débit pompé dans le nouveau forage sont dues à un mélange entre une eau d'origine très profonde et chaude dans le socle cristallin (60° C), et une eau tiède dans les calcaires triasiques de la région (20° C).

L'augmentation de température de l'eau pompée par ce nouveau captage étant de l'ordre de 7° C, les économies réalisées par l'établissement thermal sur le coût du chauffage de l'eau se montent à 50 000 francs suisses par an, compte tenu du prix actuel du mazout.

4.4 Baden

4.4.1 Introduction

La zone thermominérale de Baden (Argovie) se trouve au bord de la Limmat, dans la ville même de Baden, à une vingtaine de kilomètres au nord-ouest de Zurich. De nombreuses sources émergent de manière naturelle sur les deux rives de la Limmat qui entaille la structure des Lägern appartenant au Jura plissé. Des installations de bains existaient déjà à l'époque de l'Empire romain, comme en témoignent les restes de tuyaux de plomb retrouvés sur le site des sources et qui servaient à l'époque au captage de ces dernières. La présence de 11 sources est mentionnée pour la première fois en 1489 dans une description de Baden.

Actuellement 18 sources sont captées sur une surface de 180 m sur 50 m, parallèle à l'axe des Lägern: 15 d'entre elles se trouvent sur la rive gauche de la rivière (Baden) et les trois autres sur la rive droite (Ennetbaden). Elles émergent presque toujours au même niveau que la Limmat et parfois même en dessous. Des établissements thermaux et des hôtels ont été construits à proximité ou au-dessus de presque tous les captages (figure 4.4.1).

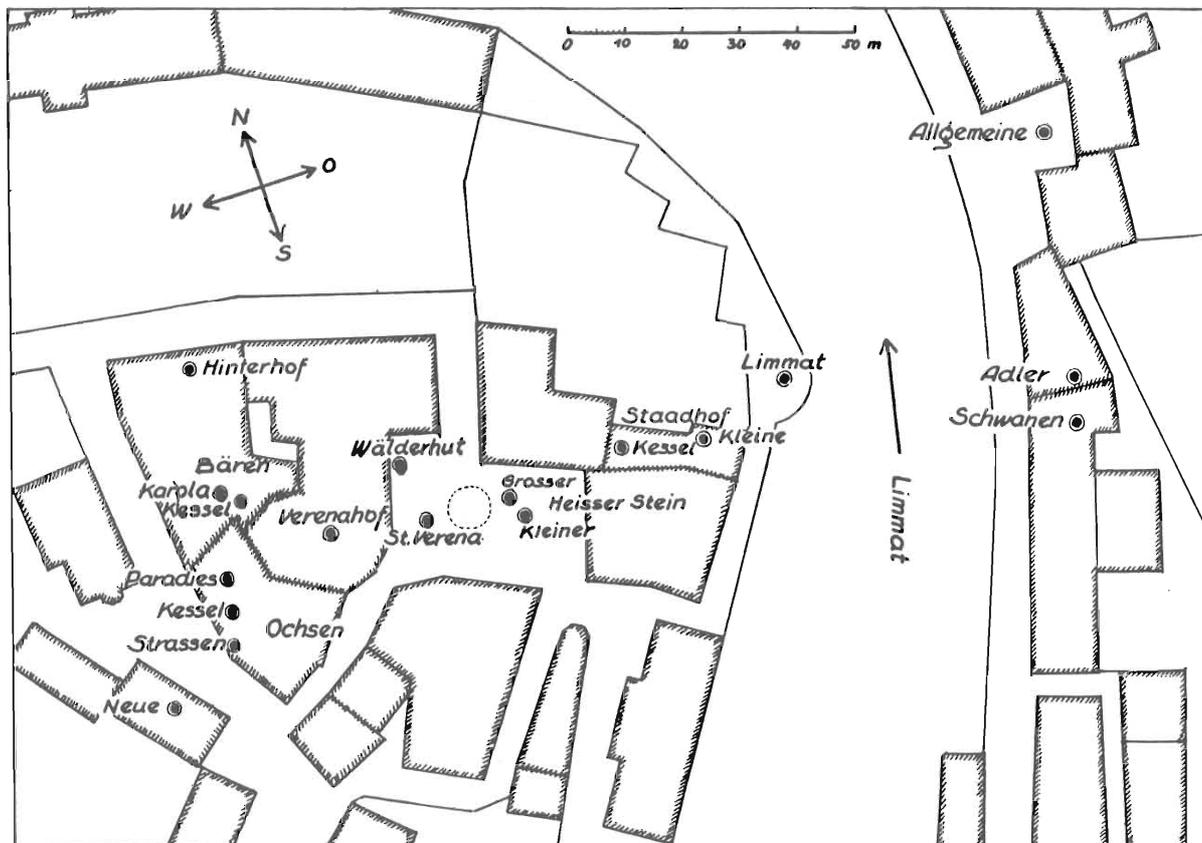


Figure 4.4.1: Plan de situation des sources de Baden (d'après Münzel, 1947)

L'ensemble des sources sont alignées sur un axe est-ouest. Depuis quelques années la source Adler (rive droite de la Limmat) est pratiquement tarie et elle n'a pas été prise en considération au cours de cette étude.

Depuis le XIX^e siècle, la température et le débit de toutes les sources ont été mesurés régulièrement. Plusieurs auteurs ont émis des hypothèses sur l'origine de la température et du chimisme, ainsi que sur la provenance de ces eaux. Une interprétation générale de l'ensemble des résultats a été publiée par U. Münzel (1947) sous la forme d'une remarquable monographie sur les sources thermales de Baden. Le Département des travaux publics du canton d'Argovie (Abt. Wasserbau und Wasserwirtschaft) est chargé de contrôler chaque trimestre le débit et la température des sources. Une étude statistique des variations du débit entre 1904 et 1980 est en cours, dans laquelle sont examinées les interactions qui lient ce débit aux précipitations et au cycle hydrologique en général (Zorn, 1981).

L'étude géochimique des eaux thermales de Baden entreprise au cours de la période 1977-1978, s'est poursuivie en 1979-1980, dans le cadre du projet de prospection géothermique du NEFF, dont la zone d'activité englobait les sources de Baden (NEFF, 1980).

4.4.2 Situation géologique et hydrogéologique

La ville de Baden est située dans une cluse que la Limmat a creusée perpendiculairement à la structure anticlinale des Lägern, à l'extrémité orientale du Jura plissé. Cette cluse est probablement due à la présence d'un accident tectonique transversal. L'anticlinal des Lägern forme un chevauchement du Jura plissé sur le Jura tabulaire (Hauptüberschiebung). Les calcaires du Hauptmuschelkalk qui forment le cœur de l'anticlinal et qui contiennent la nappe d'eau thermominérale, sont enveloppés dans les marnes du Keuper d'où émergent la plupart des sources (Schindler, 1977). La série du flanc sud des Lägern, d'où sortent les sources, va du Muschelkalk moyen (Anhydritgruppe) au Malm (Badenerschichten) (figure 4.4.2). Le fond de la cluse de la Limmat est en grande partie recouverte par des graviers quaternaires.

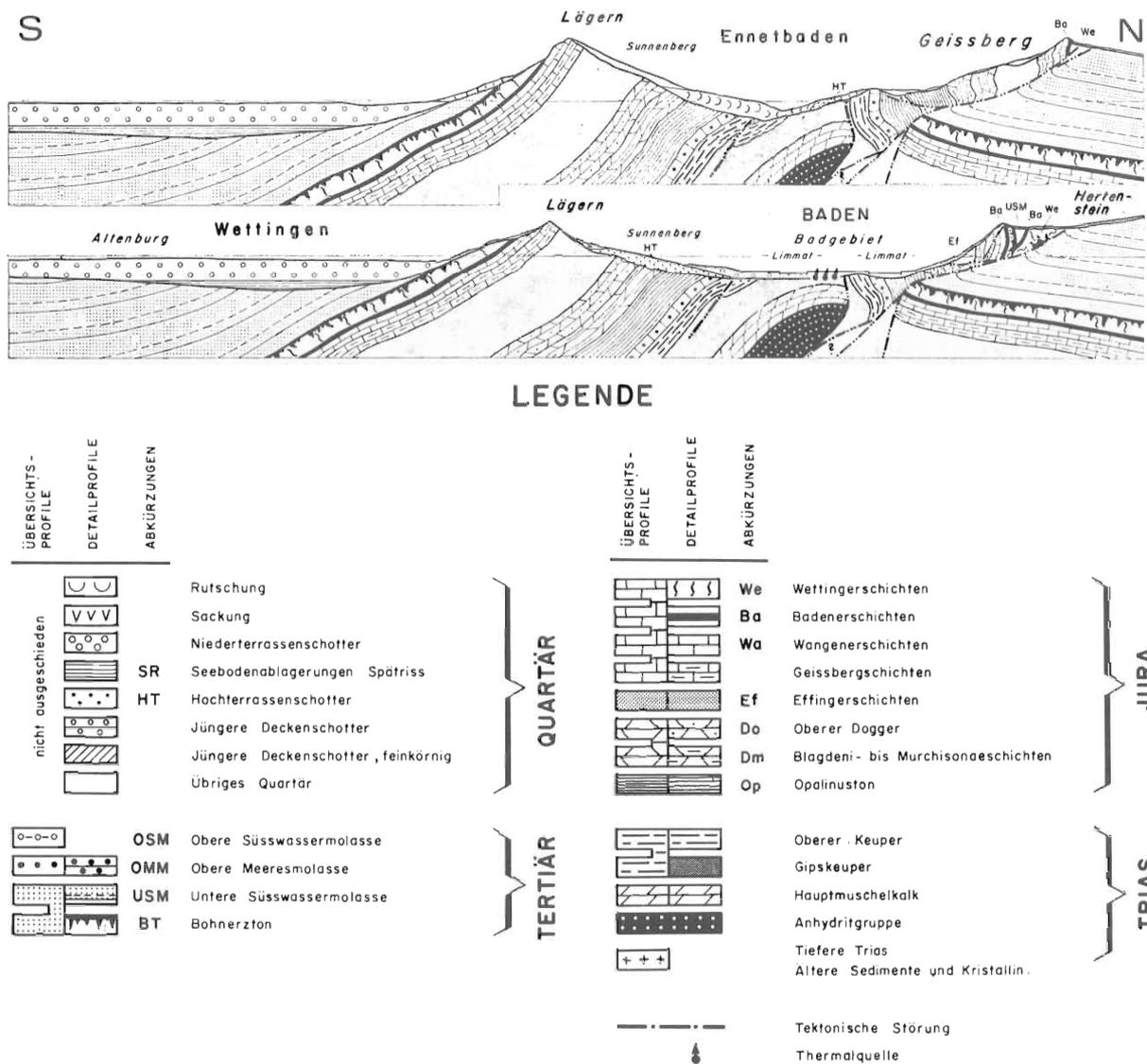


Figure 4.4.2: Profil géologique à travers les Lägern à Baden (d'après Schindler, 1977)

Des eaux de trois origines différentes peuvent être distinguées dans la cluse de Baden. Tout d'abord, les 18 sources thermales dont certaines sont captées directement dans le cœur de l'anticlinal (calcaires du Muschelkalk). Toutefois, la majorité doit traverser les marnes du Keuper par les diaclases dues au plissement et quelques sources remontent encore à travers les graviers quaternaires (Niederterrassenschotter). Deuxième type d'eau, la nappe d'eau contenue dans ces graviers, qui est alimentée par les aquifères locaux des flancs de la vallée et par la Limmat. Finalement, la Limmat elle-même, qui représente une masse d'eau permanente considérable et qui exerce une pression hydrostatique non négligeable sur l'aquifère thermal. En effet, Hartmann (1925 b) constatait déjà que le débit des sources chaudes augmentait lorsque le niveau de la rivière montait et vice versa. Malgré un équilibre hydrogéologique assez délicat, les sources de Baden ont toujours été réputées

pour la stabilité de leurs caractéristiques. Toutes les sources sont artésiennes et le débit total moyen des 18 émergences est de 730 l/min (1844-1959). La minéralisation de l'eau est élevée (4600 mg/l) et sa température moyenne se situe autour de 47° C.

4.4.3 Travaux effectués

Durant la période d'étude des eaux thermales 1977-1978 et au cours du projet de prospection géothermique du NEFF, les sources thermales de Baden ont été échantillonnées régulièrement (annexe et Vuataz, 1980 c). Quelques sources froides et minérales ont également été mesurées en 1979 à l'ouest et à l'est de Baden, dans la structure des Lägeren.

Nombre de prélèvements des eaux de Baden

Sources	1977	1978	1979
Verenahof	5	4	3
Schwanen	5	4	3
Bären Carola	-	-	3
Bären Kessel	-	-	3
Bären Widchen	-	-	3
17 sources*	1	-	1
eau de surface**	1	1	1

* Verenahof, Schwanen, Allgemeine, Sankt Verena, Wälderhut, Kleiner Heisser Stein, Grosser Heisser Stein, Stadthof Kessel, Limmat, Hinterhof, Bären Widchen, Bären Carola, Bären Kessel, Ochsen Kessel, Ochsen Paradies, Ochsen Strasse, Ochsen Neue.

** Ruisseau im oberen Lägeren ou rivière Limmat.

4.4.4 Classification chimique

Toutes les analyses anciennes ou récentes de l'eau thermominérale de Baden confirment la stabilité très grande de sa composition chimique au point que la classification basée sur les ions représentant plus de 20 % de la somme des cations ou des anions est la même pour toutes les sources et pour n'importe quelle période du cycle hydrologique :



Chaque source a une minéralisation, une température et un débit déterminés, remarquablement constants, en raison d'une origine commune. La subdivision en 18 sources ne se réalise que près de la surface, à cause de la fissuration de l'anticlinal triasique dans sa zone de plissement maximum. L'emplacement et la largeur des fissures déterminent les caractéristiques des sources : en effet la minéralisation se situe entre 4200 et 4700 mg/l, la température entre 44° et 48° C, alors que le débit peut passer de 1 à 200 l/min d'une source à l'autre. Toutes les sources sont légèrement sulfureuses ($\text{H}_2\text{S} \sim 4 \text{ mg/l}$). De toute évidence, la minéralisation essentiellement chlorurée sodique et sulfatée calcique provient de la dissolution de l'halite et du gypse du Muschelkalk.

4.4.5 Variations saisonnières et à long terme

D'une manière générale, les très nombreuses mesures et analyses ont démontré la grande stabilité du système hydrothermal. Sur une période très longue, allant de 1844 à 1959, le débit moyen de l'ensemble des sources était de 730 l/min avec un maximum de 980 l/min (avril 1844) et un minimum de 540 l/min (décembre 1865). Ces valeurs extrêmes sont à considérer avec prudence car elles datent d'une époque à laquelle les captages n'étaient pas conçus comme ceux qui existent actuellement, qui permettent des mesures très précises. En ce qui concerne la température, des mesures datant de la première moitié du XIX^e siècle révèlent que certaines sources atteignaient 50° C voire 53° C, alors que le maximum actuel est de 48° C : ces anciennes valeurs sont aussi à considérer avec prudence, en raison du changement d'unités, d'étalonnage et de précision des thermomètres. Dans l'état actuel des captages, chaque source a sa température caractéristique, qui ne varie pratiquement pas.

Le débit moyen n'a pas beaucoup changé, malgré les modifications des captages et de leur hauteur de débordements. Par contre, la variation du débit d'une source provoquée par des travaux d'amélioration du captage est immédiatement ressentie par les autres sources, et le débit total n'est pratiquement pas modifié.

Variations du débit pour deux périodes de mesure (Münzel, 1947)

Débit moyen Variabilité maximum	janvier 1944 - décembre 1944	mai 1977 - juillet 1978
<u>17 sources</u>		
\bar{X} (l/min)	650	772
V max (%)	8	8
<u>source Venerahof</u>		
\bar{X} (l/min)	27	46
V max (%)	22	14
<u>source Schwanen</u>		
\bar{X} (l/min)	64	46
V max (%)	19	6

Plusieurs auteurs ont noté les différents facteurs d'influence du débit total de la zone ou d'une source en particulier (Hartmann, 1925 b et 1943; Münzel, 1947).

Causes

Pompage dans un des captages pour effectuer des travaux ou des mesures
 Diminution de la hauteur de débordement d'une source
 Augmentation du niveau de la Limmat
 Augmentation des précipitations (Plateau, Jura, Alpes)

Effets

Augmentation du débit dans le captage concerné; diminution du débit des autres sources
 Augmentation du débit de cette source; diminution du débit des autres sources
 Augmentation du débit total des sources
 Augmentation du débit total avec un décalage de 10-12 mois environ

Dans l'état actuel des connaissances, l'influence des précipitations sur le débit n'a été mis en évidence que de manière graphique (figure 4.4.3), mais une étude statistique est en cours pour déterminer la cyclicité du système ainsi que les autres facteurs qui l'influence (Zorn, 1981).

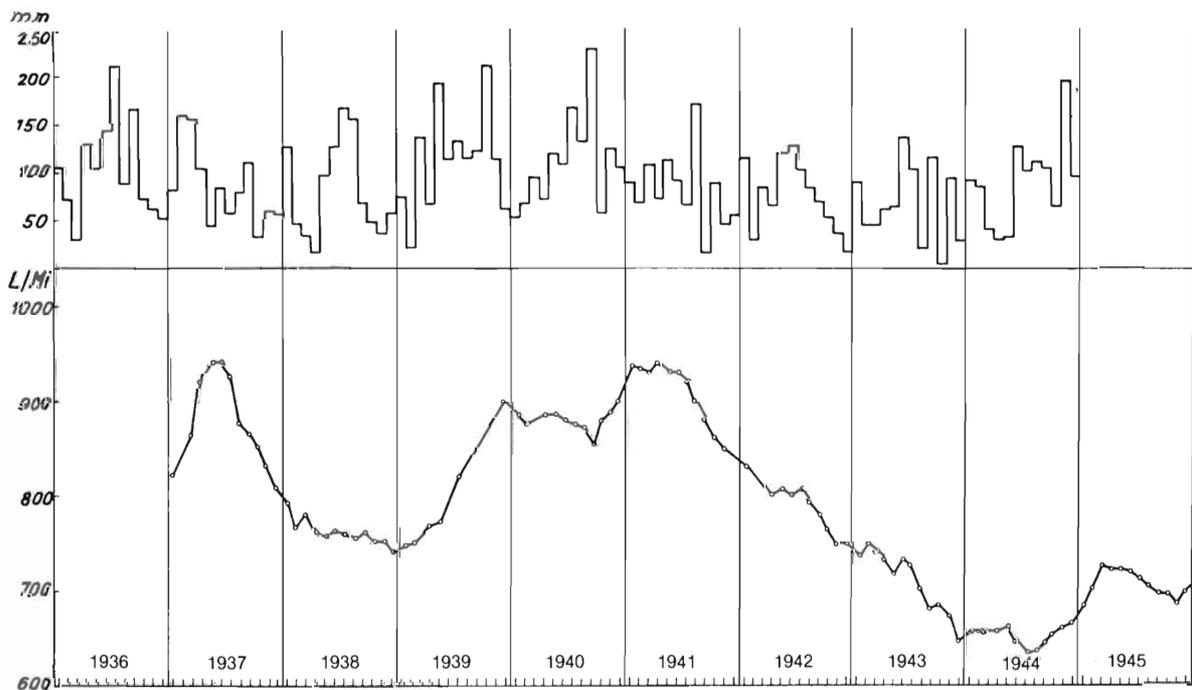


Figure 4.4.3: Précipitations mensuelles et débit total des sources thermales de Baden entre 1936 et 1945 (d'après Münzel, 1947)

Les valeurs des précipitations sont des moyennes de plusieurs stations pluviométriques de la région de Baden. A l'échelle de l'année, on peut observer un décalage de 6 à 12 mois environ entre les précipitations et leur effet sur le débit.

Les paramètres chimiques sont remarquablement stables au cours d'un cycle hydrologique et aussi sur des périodes très longues (Münzel, 1947).

Evolution des caractéristiques de la source Verenhof

Paramètres	mars 1937	octobre 1942	mars 1944	octobre 1977	mars 1978	septembre 1979
température** (°C)	47,3	46,8	46,5	46,9	46,9	46,9
débit (l/min)	74	50	31	~ 44	~ 44	45
Cl (mg/l)	1070	1150	1142	1068	1105	1105
TSD (mg/l)	4303*	4433*	4504*	4468	4357	4155

* Résidu sec (mg/l).
 ** Température en tête de puits.

L'étude des variations saisonnières 1977-1978 a porté sur les deux sources Verenhof et Schwanen, mais seule celle de la première est présentée en raison de résultats très semblables.

Variabilité des paramètres principaux de la source Verenhof

V max (%)	Paramètres
≤ 5	Température, HCO ₃ , TSD, pH
5 - 10	Li, Cl, SiO ₂
10 - 20	Mg, Na, Ca, Sr, débit, SO ₄ , K
20 - 40	-
> 40	-

Il est intéressant de constater que la variabilité des éléments majeurs est supérieure à celle de la minéralisation totale (TSD), ce qui provient du fait que la concentration en chlorure de sodium (NaCl) augmente lorsque celle de sulfate de calcium (CaSO₄) diminue, sans changement notable du TSD. Ce phénomène est encore plus marqué pour la source Schwanen, dont l'eau contient plus de CaSO₄ que celle de la source Verenhof.

Différenciation des sources Verenhof et Schwanen

Période 1977-78	Température (°C)	TSD (mg/l)	$\frac{Na + Cl}{Ca + SO_4}$
Verenhof	46,97	4454	> 1
Schwanen	46,38	4616	< 1

Ces différences peu marquées mais tout de même significatives représentent la valeur moyenne de neuf échantillonnages. Elles laissent déjà entrevoir la présence d'un mélange entre deux types d'eau distincts: une composante plus chaude avec une minéralisation Na > Ca et Cl > SO₄; une autre composante moins chaude avec une minéralisation Ca > Na et SO₄ > Cl.

4.4.6 Géothermométrie

La température maximum mesurée depuis de nombreuses années dans les sources thermominérales de Baden est de l'ordre de 48°C: cette température est d'ailleurs toujours atteinte dans la même source (Wälderhut).

La détermination de la température de l'eau du réservoir profond donne une valeur assez élevée et identique, quelle que soit la source considérée, la période du cycle hydrologique ou le géothermomètre utilisé.

Estimation de la température en profondeur

Géothermomètre (°C)	Verenahof			Schwanen			autres sources	
	1977	1978	1979	1977	1978	1979	1977	1979
T SiO ₂ calcédoine	71	72	71	72	72	72	79	72
T NaKCaMg	72	72	74	73	75	76	75	73

Cette constance dans les températures du réservoir profond est une preuve supplémentaire de la stabilité du système hydrothermal, tandis que la concordance remarquable obtenue entre les deux géothermomètres met en évidence la très faible dilution de l'eau thermale lors de son ascension vers la surface ($T_{SiO_2} \cong T_{NaKCaMg}$). La température calculée par le géothermomètre de la silice n'est absolument pas corrélée avec la température d'émergence et par conséquent, l'abaissement de la température entre les sources les plus chaudes (47° - 48° C) et les moins chaudes (44° - 45° C) ne peut être dû qu'à un phénomène de conduction dans la zone d'émergence. Des mesures de température à la base de certains captages confirment ce phénomène: la perte de chaleur entre le fond et le sommet des puits est proportionnelle à la profondeur de ces derniers et inversement proportionnelle au débit. En effet des différences de température variant entre 0,1° et 0,8° C ont été mesurées dans quatre captages (Verenahof, Ochsen Kessel, Ochsen Strassen, Bären Kessel). En conclusion, la température de l'eau en profondeur, de l'ordre de 73° C, est de 25° C supérieure à la température d'émergence.

4.4.7 Isotopes

Les seules analyses isotopiques des eaux thermales de Baden effectuées avant cette étude, font partie d'une série de 15 dosages du tritium dans l'eau de la source Bären Kessel entre novembre 1961 et septembre 1962 (Schumacher, 1966). Les résultats sont d'un grand intérêt car ils proviennent de la période principale des explosions thermonucléaires dans l'atmosphère et correspondent par conséquent à des concentrations en tritium très élevées dans les précipitations et les eaux de surface. Les teneurs en ³H de l'eau thermominérale ont évolué de la même façon que celles des eaux superficielles, sans décalage dans le temps, bien que 20 à 40 fois plus faibles. En quelques mois, la concentration en ³H a plus que doublé entre novembre 1961 et juillet 1962 (8 à 18 UT) pour revenir rapidement à son seuil de départ (~ 9 UT en septembre 1962).

Durant la période de mesures 1977-1978, des analyses isotopiques (³H, ²H, ¹⁸O) ont été effectuées à deux reprises sur les sources Verenahof et Schwanen, alors qu'en 1979, 9 analyses de ³H et 14 analyses de ²H et ¹⁸O ont porté sur 7 sources thermominérales.

Toutes les concentrations en tritium entre 1977 et 1979 se situent entre 3 et 7 UT avec une moyenne de 5 UT à l'exception de l'eau de la source Verenahof qui avait 12 UT en juin 1977. L'interprétation des teneurs en tritium dans les eaux thermominérales et superficielles de la région de Baden permet de mettre en évidence les phénomènes suivants. L'eau thermominérale des sources de Baden subit lors de sa remontée vers l'exutoire une faible dilution de l'ordre de 5% environ avec une eau de surface (Limmat) ou souterraine à infiltration

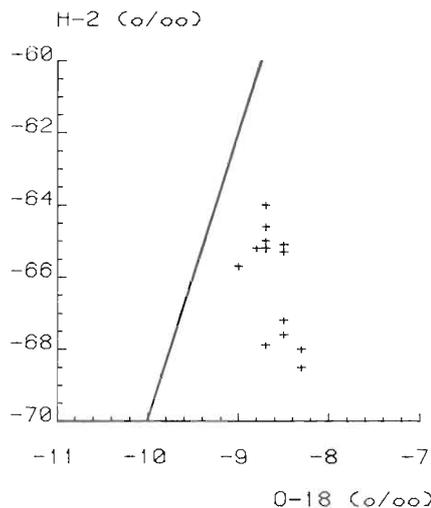


Figure 4.4.4: Composition en isotopes stables des eaux thermales de Baden

Valeurs pour 7 sources échantillonnées en 1979

La déviation systématique par rapport à la droite des eaux météoriques pourrait provenir d'un enrichissement en ¹⁸O au contact des roches chaudes dans le réservoir profond.

rapide (nappe des graviers). Cette dilution est plus ou moins constante et n'affecte que fort peu les caractéristiques de l'eau chaude originale contenue dans l'aquifère du Muschelkalk.

Les teneurs en isotopes stables (^2H , ^{18}O) mettent en évidence un phénomène nouveau dans les eaux thermales de Suisse, à savoir un enrichissement en oxygène-18 par rapport aux eaux météoriques qui pourrait être dû à une température du réservoir élevée (figure 4.4.4). Ces mêmes isotopes permettent également de donner des précisions quant à l'origine du bassin d'alimentation et la provenance des eaux de Baden.

Dans la relation qui lie l'oxygène-18 et le deutérium, la composition isotopique de l'eau thermominérale de Baden ne s'aligne pas sur la droite des eaux météoriques ($\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + d$ avec $d = 10$). En effet, «d» est compris entre -2 et +6 pour l'ensemble des analyses (figure 4.4.4). Cet enrichissement en ^{18}O par rapport à ^2H peut être dû à un échange isotopique $^{16}\text{O} - ^{18}\text{O}$ entre l'eau et la roche encaissante, phénomène qui ne semble se réaliser qu'à température élevée. Un enrichissement en ^{18}O moins accentué a aussi été remarqué pour certains échantillons de l'eau thermominérale de Bad Schinznach et de Zurzach (figure 3.4.3).

Le gradient de deutérium, et non pas celui de l'oxygène-18, a été utilisé pour calculer l'altitude moyenne de la zone d'alimentation, à cause de l'augmentation du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. La concentration en ^2H des eaux à l'émergence indique une altitude moyenne de 500 m (± 100) ce qui limite les possibilités de l'origine du bassin d'alimentation principalement à la région comprise entre Baden et le sud de la Forêt-Noire.

4.4.8 Caractéristiques du système d'écoulement profond

Quelques observations faites au cours d'études antérieures sont très utiles pour permettre d'établir un modèle régional du comportement hydrogéologique des sources thermominérales de Baden (Hartmann, 1925 b; Münzel, 1947).

Au cours de périodes très importantes d'étiage à l'époque où le débit de la Limmat n'était pas régularisé, le lit de la rivière était presque totalement découvert: plusieurs émergences diffuses d'eau thermominérales ont alors été remarquées.

Un rabattement important du niveau piézométrique a été provoqué par pompage dans le puits de la source Schwanen (20 m) lors de travaux d'aménagement: des analyses chimiques ont indiqué que l'eau thermominérale subissait dans ces conditions une dilution de 9% environ avec une eau froide et peu minéralisée.

L'observation de l'influence des précipitations sur le débit des sources a permis de constater, en plus du décalage apparent de 10-12 mois entre les variations de la pluviosité et du débit, le phénomène suivant: il n'y a pas de corrélation entre les précipitations et le débit d'un mois donné mais entre des périodes de plusieurs mois. Exceptionnellement, un mois pluvieux au cours d'une période très sèche peut se transmettre sur le débit avec le décalage habituel.

La mise en relation du débit des 17 sources avec leur température et leur minéralisation pour une période donnée (septembre 1979) met en évidence un phénomène de refroidissement et de dilution plus accentué pour les sources à petit débit (figure 4.4.5). La corrélation entre le débit et la température serait certainement meilleure si cette dernière avait toujours pu être mesurée à la base de tous les captages. En outre, la comparaison des paramètres chimiques de l'ensemble des sources de Baden au cours d'un cycle hydrologique complet confirme la stabilité du système hydrothermal, l'influence réduite et non saisonnière des eaux superficielles, ainsi que la variation de la concentration en Ca-SO_4 indépendamment des autres constituants de la minéralisation (figure 4.4.6).

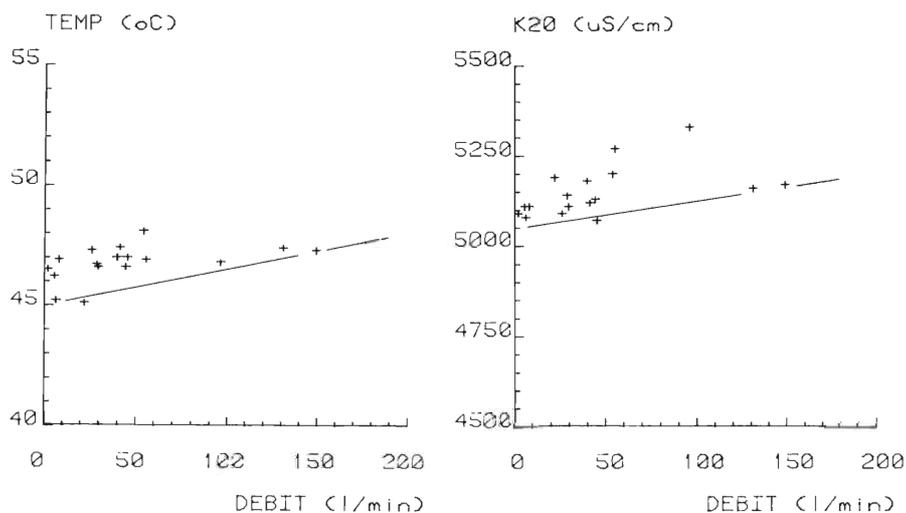


Figure 4.4.5: Evolution de la température et de la conductivité en fonction du débit

Les 17 sources de Baden mesurées le 12.9.1979.

Les droites dessinées représentent l'accroissement minimum de la température et de la conductivité avec le débit. Cette augmentation, faible mais significative, indique la présence d'un refroidissement par conduction et d'une légère dilution.

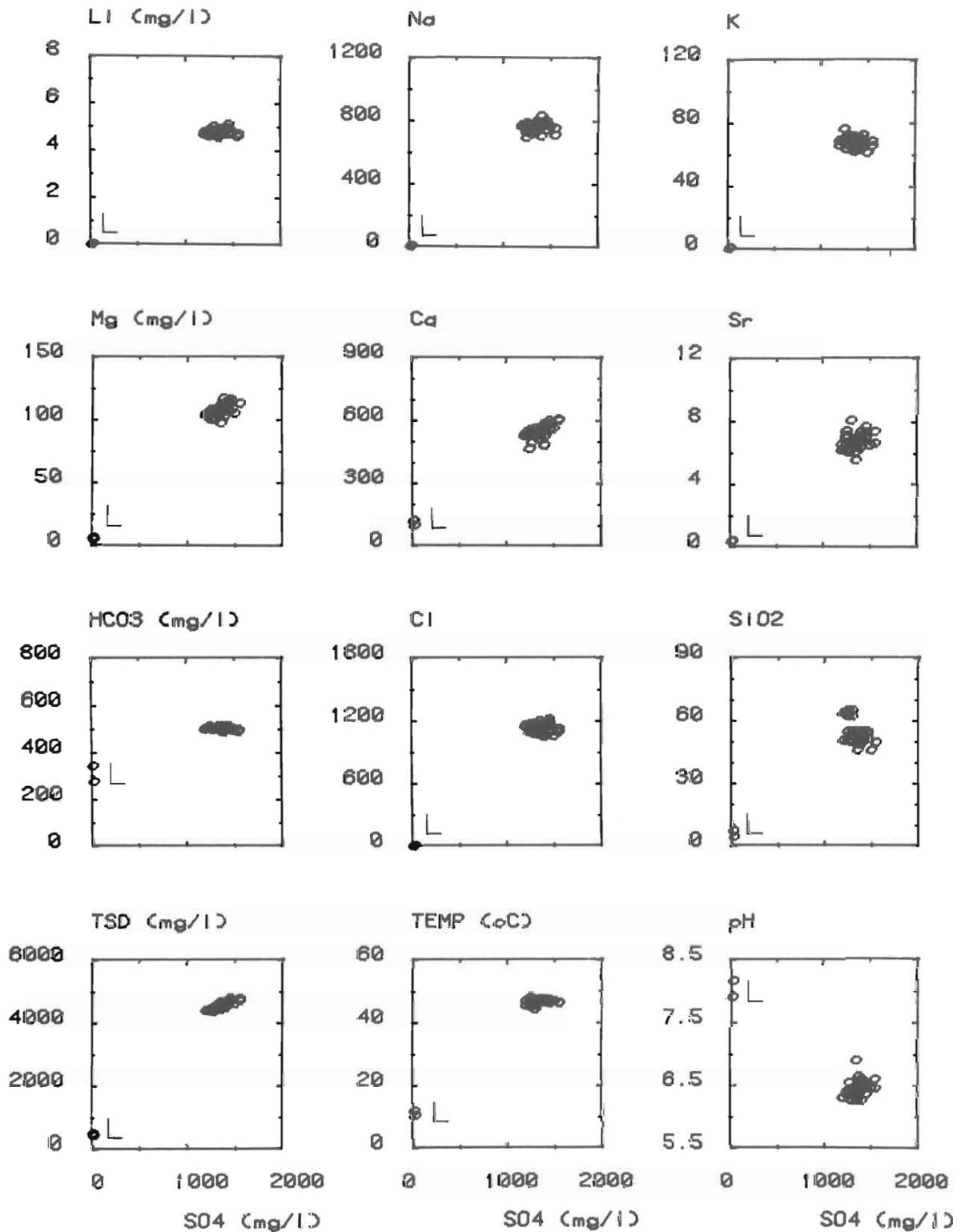


Figure 4.4.6: Baden: comportement des paramètres principaux en fonction du sulfate

L = ruisseau im Oberen Lägeren; autres cercles = sources Verenhof et Schwanen.

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

Pour tenter de grouper les sources selon leur comportement hydrogéologique et leurs interactions avec des eaux superficielles, et pour estimer les caractéristiques de l'eau thermale originale dans son réservoir profond, les quatre sources suivantes ont été prises en considération lors de la dernière campagne d'échantillonnage (12.9.1979): la plus chaude (Wälderhut) et la moins chaude (Bären Widchen), la plus minéralisée (Allgemeine) et la moins minéralisée (Verenahof). De cette façon, on peut mettre en évidence les phénomènes suivants:

- la source la plus chaude n'est pas la plus minéralisée;
- la source la plus froide n'est pas la moins minéralisée;
- les températures calculées par les géothermomètres pour les quatre sources sont identiques;
- le chlorure atteint son maximum avant le TSD;
- le tritium décroît lorsque le TSD augmente (sauf Wälderhut);
- l'enrichissement en ^{18}O est plus marqué pour les eaux les plus chaudes et les plus minéralisées;
- le TSD est proportionnel à l'altitude de débordement (sauf Bären Widchen);
- le débit et la profondeur du captage ne sont pas en relation avec d'autres paramètres.

Paramètres physiques, chimiques et isotopiques de quatre sources caractéristiques

Paramètres ⁽¹⁾	Wälderhut	Bären Widchen	Allgemeine	Verenahof
Température (°C) ⁽²⁾	48,1	45,1	46,8	46,9
T SiO ₂ (°C)	72	72	72	70
T NaKCaMg (°C)	73	71	75	74
Cl (mg/l)	1128	1121	1129	1105
TSD (mg/l)	4297	4286	4362	4155
³ H (UT)	7,4	5,0	4,4	5,5
d (o/oo) ⁽³⁾	0,4	2,9	0,8	5,6
débit (l/min)	54	22	96	45
profondeur puits (m)	4,2	0	9,5	9,1
altitude (m) ⁽⁴⁾	354,5	~ 353	351,2	355,9

¹ Mesures et analyses du 12.9.1979.

² Température en tête de puits.

³ d représente l'enrichissement en ^{18}O ($d = \delta \text{ } ^2\text{H} - 8 \cdot \delta \text{ } ^{18}\text{O}$).

⁴ Altitude de débordement du captage (le niveau moyen de la Limmat est de 350,1 m).

4.4.9 Origine des sources de Baden et modèle de mélange

Depuis longtemps, l'origine de l'eau thermominérale de Baden, celle de sa température et de sa zone d'alimentation ont été discutées par différents auteurs qui ont émis plusieurs hypothèses, dont aucune n'a jusqu'à maintenant fait l'unanimité, en raison de l'imprécision des connaissances que l'on avait sur les circulations d'eau profondes dans le socle cristallin et le Trias. Les zones d'alimentation suivantes ont été proposées (Hartmann, 1943; Motor Colombus, 1977; Münzel, 1947; Schmassman, in Högl, 1980):

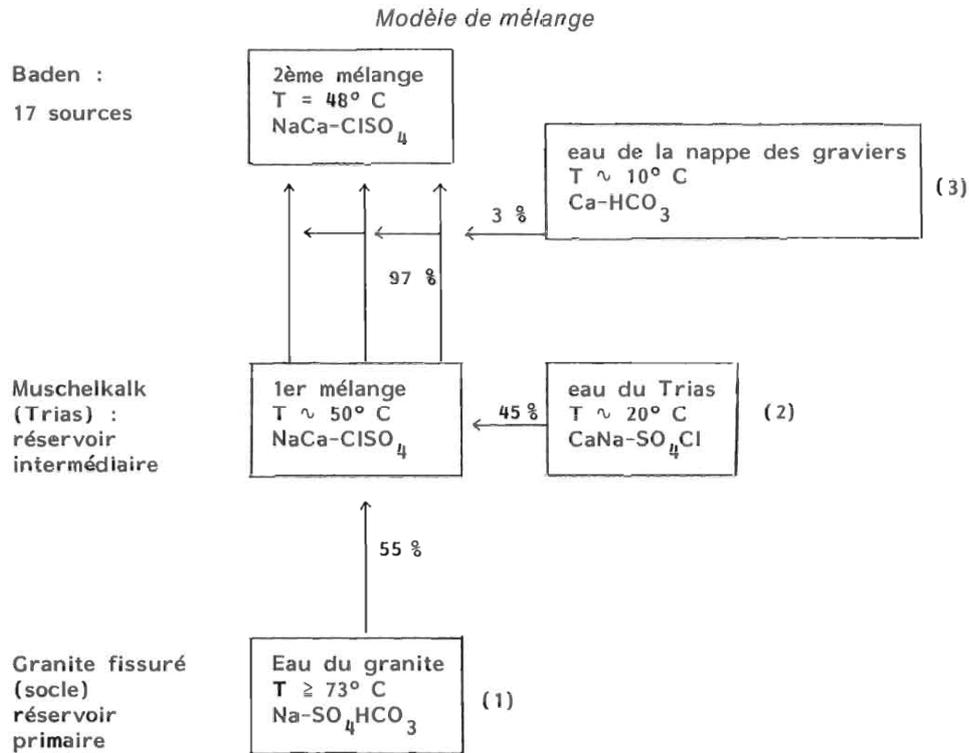
- Nord: Jura tabulaire et Forêt-Noire
- Sud: Alpes, région du Tödi
- Est: Lägern, extrémité orientale du Jura plissé
- Ouest: Jura plissé.

Des arguments en faveur de chaque hypothèse ont été postulés, jusqu'à ce que des analyses isotopiques et une interprétation globale de la géochimie des eaux liée à certaines considérations géologiques permettent d'apporter les précisions suivantes:

- les géothermomètres donnent une température en profondeur de 70°-75° C;
- l'enrichissement en ^{18}O laisse supposer une température du réservoir élevée;
- le gradient de deutérium démontre une altitude moyenne du bassin d'alimentation de 500 m;
- la teneur en tritium faible ou nulle indique un temps de transit souterrain élevé (26 ans);
- le gradient géothermique dans la région de Baden indique qu'une température de 75° C n'est atteinte qu'à partir du socle cristallin (Bodmer et Rybach, in NEFF, 1980);
- le socle cristallin qui affleure dans le Massif de la Forêt-Noire s'enfonce progressivement vers le sud, permettant un écoulement des eaux de ce massif en direction de la région de Baden (figure 4.5.1).

Par conséquent et dans l'état actuel des connaissances, la zone d'alimentation de la majeure partie des eaux thermominérales de Baden ne peut se situer qu'au nord, entre le Jura tabulaire et le flanc sud du Massif de la Forêt-Noire.

L'ensemble des observations décrites dans les paragraphes précédents conduit à proposer un modèle de mélange: les pourcentages indiqués sont à considérer comme des ordres de grandeur, bien qu'ils aient été calculés en fonction des températures et des minéralisations les plus probables dans les réservoirs. Ce modèle est une première approche, qui sera certainement modifiée et améliorée au fur et à mesure de l'acquisition de données locales et régionales nouvelles (Vuataz, in NEFF, 1980).



L'eau des précipitations du flanc sud de la Forêt-Noire s'infiltré dans le granite fissuré et altéré, puis s'écoule de plus en plus profondément sous le Jura tabulaire (1). Après s'être réchauffée et minéralisée dans la zone fissurée du socle granitique, l'eau remonte dans le Trias (Muschelkalk) où elle se mélange et s'homogénéise avec l'eau tiède de cette formation (2). L'eau du Muschelkalk est fortement minéralisée à cause de la dissolution du gypse, de l'anhydrite et du sel contenu dans le Muschelkalk moyen (Anhydrit-Gruppe). L'eau résultant de ce mélange monte vers la surface, en suivant des accidents tectoniques liés au chevauchement des Lägern et se subdivise en 18 sources connues, qui subissent encore, près de l'émergence, les effets d'un léger mélange avec les eaux froides de la nappe des graviers quaternaires (3).

Caractéristiques du modèle proposé

Composantes du mélange	Eau du granite (1)	Eau du Trias (2)	Eau de la nappe des graviers (3)	Sources de Baden
Température (°C)	≥ 73	20	10	48
TSD (mg/l)	1500	8200	200	4400
Tritium (UT)*	0	9	100	7
Chimisme	Na-SO ₄ HCO ₃	CaNa-SO ₄ Cl	Ca-HCO ₃	NaCa-CISO ₄
Altitude moyenne du bassin (m)	600	400	900	500
Origine	Forêt Noire	Jura tabulaire et contreforts de la Forêt Noire	bassin de la Limmat et eaux météoriques locales	résultante

* Les valeurs de ³H sont valables pour la période 1977-1979.

Après avoir examiné les caractéristiques et le comportement des eaux thermominérales de Baden et Schinznach, l'idée d'une origine profonde commune aux deux zones thermales semble se confirmer pour les raisons suivantes (Vuataz, in NEFF, 1980).

- Le chimisme des eaux à l'émergence ainsi que les rapports ioniques sont comparables.
- L'extrapolation de la relation existant entre la température et la conductibilité, pour l'eau du forage S₂, donne des caractéristiques identiques à celles des eaux de Baden (48° C et 5300 µS/cm).
- Les températures des eaux thermominérales dans leur réservoir profond sont semblables: 65°-75° C.
- L'altitude moyenne de la zone d'alimentation est similaire avec 500 m environ.
- L'enrichissement en ¹⁸O est assez prononcé pour les eaux de Baden, faible pour celles de Bad Schinznach, mais la tendance observée semble indiquer un mélange continu depuis la droite des eaux météoriques.

Cette convergence des caractéristiques physiques, chimiques et isotopiques des eaux thermominérales des deux régions conduit à adopter un modèle d'écoulement commun pour les deux zones de Baden et Bad Schinznach. Dans l'état actuel des connaissances, on peut donc estimer que l'eau thermominérale de Bad Schinznach doit avoir dans les couches profondes du Trias à peu près les mêmes caractéristiques que celles de Baden. On est donc en présence d'un aquifère thermal continu et probablement assez important le long de la structure des Lägern sensu lato, ainsi qu'au nord de cette dernière.

4.4.10 *Résumé et conclusion*

Les 18 sources thermominérales de Baden (Argovie) émergent d'une cluse entaillée par la Limmat à travers la structure anticlinale des Lägern, qui forme un chevauchement du Jura plissé sur le Jura tabulaire. L'aquifère par lequel l'eau chaude remonte vers la surface se trouve dans les calcaires dolomitiques du Trias (Muschelkalk). Baden est connue depuis fort longtemps comme une station thermale dont les sources sont remarquablement stables. La température moyenne est de 47° C, et la minéralisation de 4600 mg/l: cette dernière est essentiellement chlorurée sodique et sulfatée calcique, sans oublier la présence d'une légère concentration en hydrogène sulfuré. Le débit total des 18 sources, qui est de 730 l/min en moyenne, peut varier de 600 à 900 l/min. Les paramètres chimiques sont étonnamment stables, malgré la présence de la Limmat et de la nappe phréatique des graviers quaternaires: on constate tout de même un phénomène de dilution de l'eau thermominérale, peu important mais constant (3 à 5%), par ces eaux froides et peu minéralisées.

La température de l'eau dans le réservoir profond se situe entre 70° et 75° C et le temps de transit souterrain est élevé (≥ 26 ans). L'altitude moyenne de la zone d'alimentation des eaux de Baden est de 500 m environ. L'interprétation globale des données hydrogéologiques, géochimiques et isotopiques des eaux de Baden et de Bad Schinznach permet de proposer un modèle d'écoulement régional. L'eau des précipitations du flanc sud du Massif de la Forêt-Noire s'infiltré sous le Jura tabulaire dans le socle gneisso-granitique fissuré et s'écoule vers le sud en se réchauffant au fur et à mesure de l'approfondissement de l'aquifère. Cette eau moyennement minéralisée remonte ensuite à la faveur d'accidents tectoniques et se mélange avec les eaux tièdes et fortement minéralisées contenues dans les aquifères du Trias. La résultante de ce mélange arrive enfin en surface dans la zone du chevauchement principal des Lägern, où elle subit encore une légère influence des eaux de la nappe phréatique.