

Les isotopes radioactifs de la série de l'uranium-238
(^{222}Rn , ^{226}Ra , ^{234}U et ^{238}U)
dans les eaux thermales de Suisse

Sites d'Yverdon-les-Bains, Moiry, Loèche-les-bains, Saxon, Val d'Illiez,
Bad Ragaz, Delémont, Lavey-les-Bains, Brigerbad et Combioula

THESE

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

par
François Gainon

Soutenue le 25 août 2008 et acceptée sur proposition du Jury composé de:

Prof. François Zwahlen, Université de Neuchâtel,	Directeur de Thèse
Dr. Heinz Surbeck, Université de Neuchâtel,	Co-directeur de thèse
Prof. Antoine Kies, Université du Luxembourg	Expert
Dr. Werner Balderer, ETHZ	Expert
Dr. Jean-Luc Seidel, Université de Montpellier	Expert

IMPRIMATUR POUR LA THESE

Les isotopes radioactifs de la série de
l'uranium-238 (^{222}Rn , ^{226}Ra , ^{234}U et ^{238}U)
dans les eaux thermales de Suisse

François GAINON

UNIVERSITE DE NEUCHATEL

FACULTE DES SCIENCES

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

MM. F. Zwahlen (directeur de thèse), H. Surbeck (co-directeur de thèse),
W. Balderer (ETH Zürich), A. Kies (Luxembourg)
et J.-L. Seidel (CNRS, Montpellier F)

autorise l'impression de la présente thèse.

Neuchâtel, le 9 septembre 2008

Le doyen :
F. Kessler

UNIVERSITE DE NEUCHATEL
FACULTE DES SCIENCES
Secrétariat - décanat de la faculté
Rue Emile-Argand 11 - CP 158
CH-2009 Neuchâtel
Felix Kessler

**« Un voyage de mille lieux commence
toujours par un premier pas. »**

Lao-Tseu

Table des matières

Remerciements	V
Résumé	VII
Abstract	IX
Chapitre 1	
Introduction	
1.1 Généralités	1
1.2 Objectifs de l'étude	2
Chapitre 2	
Les isotopes des séries de l'uranium et du thorium dans les eaux souterraines	
2.1 Généralités	5
2.1.1 La radioactivité.....	5
2.1.1 Unités.....	6
2.1.2 Les chaînes de désintégration de l'uranium et du thorium.....	7
2.2 Teneurs en radioisotopes dans les eaux souterraines	7
2.2.1 Teneurs en radioisotopes dans les roches.....	7
2.2.2 Hydrochimie des isotopes radioactifs.....	9
2.2.3 Déséquilibres isotopiques.....	13
2.2.4 Valeurs moyennes dans les eaux.....	14
2.2.5 Législation et valeurs-limites dans les eaux potables.....	17
2.3 Applications pour l'hydrogéologie	18
2.3.1 Uranium.....	18
2.3.2 Radium.....	19
2.3.3 Radon.....	20
Chapitre 3	
Echantillonnage et méthodes analytiques	
3.1 Echantillonnage	21
3.1.1 Mesures des paramètres physico-chimiques sur le terrain.....	21
3.1.2 Prélèvement d'eau pour les analyses au laboratoire.....	22

3.2 Analyses en laboratoire	22
3.2.1 Isotopes radioactifs.....	22
3.2.1 Chimie de l'eau.....	24
3.3 Mesures en continu	25
3.3.1 Conductivité, température et débit.....	25
3.3.1 Radon.....	26
3.4 Expérience en colonne	27

Chapitre 4 Sites d'études et résultats

4.1 Cadre général	29
4.2 Yverdon-les-Bains	31
4.2.1 Contexte géologique et hydrogéologique.....	31
4.2.1 Points d'échantillonnage et résultats.....	34
4.3 Moiry	39
4.3.1 Contexte géologique et hydrogéologique.....	39
4.3.2 Points d'échantillonnage et résultats.....	40
4.4 Val-d'Iliez	42
4.4.1 Contexte géologique et hydrogéologique.....	42
4.4.2 Points d'échantillonnage et résultats.....	44
4.5 Loèche-les-Bains / Leukerbad	47
4.5.1 Contexte géologique et hydrogéologique.....	47
4.5.2 Points d'échantillonnage et résultats.....	48
4.6 Saxon	51
4.6.1 Contexte géologique et hydrogéologique.....	51
4.6.2 Points d'échantillonnage et résultats.....	52
4.7 Sites secondaires	54
4.7.1 Cruseilles.....	54
4.7.2 Delémont.....	54
4.7.3 Bad Ragaz.....	55
4.7.4 Combioula.....	57
4.7.5 Lavey-les-Bains.....	60
4.7.6 Brigerbad.....	62
4.8 Synthèse générale sur les teneurs en isotopes radioactifs et respect des normes légales	64

Chapitre 5	
Comportement des isotopes radioactifs	
5.1 Evolution temporelle sur le long et le court terme des isotopes radioactifs.....	67
5.1.1 Evolution sur le long terme.....	67
5.1.2 Evolution sur le court terme.....	68
5.2 Teneurs en radioisotopes en fonction des paramètres de l'eau.....	72
5.2.1 Température.....	72
5.2.2 Oxygène dissous.....	75
5.3 Mobilité et précipitation des isotopes radioactifs.....	77
5.3.1 Uranium.....	77
5.3.2 Radium.....	78
5.3.1 Radon.....	82
5.4 Evolution des radioisotopes le long du parcours souterrain.	82
5.4.1 Zone de recharge.....	83
5.4.2 Zone d'émergence.....	84
5.5 Rapports isotopiques.....	87
5.5.1 Rapport $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	87
5.5.2 Rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$	88

Chapitre 6

Synthèse et conclusion

6.1 Modèle conceptuel	95
6.2 Teneur en radioisotopes dans les eaux thermales.....	96
6.3 Apport des radioisotopes à la compréhension des systèmes d'écoulement.....	96
6.4 Perspectives.....	97

Mots-clés: Radon, radium, uranium, eaux souterraines, systèmes hydrothermaux, rapport isotopique, géothermomètre, hydroxydes de fer.

Keywords: radon, radium, uranium, groundwater, hydrothermal systems, isotopic ratio, geothermometer, iron hydroxydes.

Remerciements

Je tiens à remercier chaleureusement les personnes qui, de près ou de loin, ont contribué à la réussite de ce travail. J'exprime, en particulier, ma sincère gratitude aux personnes suivantes :

Dr. Heinz Surbeck, spécialiste des radioisotopes dans les eaux souterraines, m'a permis, au travers de longues discussions, de voir plus clair dans la complexité de ce domaine. En outre, je le remercie également pour sa grande disponibilité et pour toutes les analyses de radioisotopes qu'il a réalisées dans le cadre de ce travail. Je remercie, par là-même, l'Office Fédéral de la Santé Publique qui a financé les analyses.

Prof. François Zwahlen qui, en tant que directeur de thèse ne m'a jamais fermé la porte de son bureau et a toujours été à mon écoute. En outre, en tant que patron, il m'a beaucoup appris de l'hydrogéologie et restera pour moi un exemple (presque) parfait de directeur.

Les autres membres du Jury de thèse, à savoir, Prof. Antoine Kies, Dr. Werner Balderer et Dr. Jean-Luc Seidel, qui, par leurs remarques constructives et leurs regards extérieurs ont permis d'améliorer la qualité de ce travail.

Les personnes qui m'ont accompagné et aidé sur le terrain, en particulier Michiel Pronk qui m'a fourni beaucoup de données et dont les journées de terrain en sa compagnie resteront assurément un excellent souvenir. De même, un grand merci à Charles Robert-Charrue pour son irremplaçable présence et à Romain Sonney.

Les collaborateurs du Centre d'Hydrogéologie et du CREGE, en particulier Dr. François-David Vuataz, l'encyclopédie vivante de la géothermie helvétique, Romain Ducommun, mon jovial collègue de bureau et tout ceux qui ont rendu ces années inoubliables, notamment Prof. Pierre Perrochet, Dr. Daniel Hunkeler, Vincent Badoux, Xanthippe Boutsiadou, Pascale Ducommun, Ellen Milnes, Laurent André, Stéphane Cattin, Fabien Cornaton, Daniel Bouchard, Frédéric Bossy. Merci aussi aux secrétaires Carine Erard et Corine Carraux, au technicien François Bourret et à la laborantine Marie-Eve Winiger .

Les hydrogéologues des bureaux privés qui m'ont aidé dans mes démarches et renseigné: M. François Flury (Delémont), M. Gabrielle Bianchetti (Sierre), Dr. Riccardo Bernasconi (Sargans) et Dr. Pascal Tissières (Martigny).

Les propriétaires des sources et forages échantillonnés qui ont autorisé l'accès à leurs installations, à savoir les Services Industriels de Delémont, le Centre thermal d'Yverdon-les-Bains, la Commune de Moiry, Les Bains de Val-d'Illiez, Feldschlösschen SA, le Centre thermal de Lavey-les-Bains, Henniez SA et le groupe Nestlé, la commune de Saxon, La Corporation des Bains de Loèche-les-Bains ainsi que l'Hôtel Bristol, Le Centre thermal de Brigerbad et Les Bains de Bad Ragaz. Un grand merci surtout au Service des Energies d'Yverdon-les-Bains pour son soutien financier.

Mes parents et mes frères, Jean et Bertrand, pour leur soutien depuis 33 ans.

Enfin, last but not least, mon épouse Marta pour m'avoir supporté et soutenu durant ce long périple et Clarisse pour son regard malicieux.

Résumé

Les isotopes radioactifs de la série de désintégration de l'uranium-238 sont présents en quantité variable dans les eaux souterraines. Cette étude a pour but de mesurer quatre isotopes de cette chaîne de désintégration (^{222}Rn , ^{226}Ra , ^{238}U et ^{234}U) dans le contexte des systèmes d'écoulement profonds, d'en étudier leur mobilité et d'en déduire les informations qu'ils peuvent apporter à la compréhension des aquifères profonds.

L'étude a été menée sur onze sites situés en Suisse, en partie dans le Jura (Delémont, Yverdon-les-Bains, Moiry et Cruseilles) et en partie dans les Alpes (Val-d'Illiez, Loèche-les Bains/Leukerbad, Saxon, Lavey-les-Bains, Brigerbad, Combioula et Bad Ragaz). Les eaux du Jura, provenant de roches carbonatées, sont essentiellement bicarbonatées calciques. Dans les Alpes, une partie des eaux proviennent de roches sédimentaires, essentiellement évaporitiques, et sont sulfatées calciques (Val d'Illiez, Loèche-les-Bains et Combioula). Les eaux provenant de roches cristallines sont sulfatées sodiques (Lavey-les-Bains et Brigerbad). Les eaux de Bad Ragaz et de Saxon sont bicarbonatées calciques. La température des eaux échantillonnées s'échelonne entre 5 et 67°C et leurs minéralisations entre 0,1 et 5.4 g/l.

L'étude s'est déroulée en plusieurs phases : (1) prélèvement d'eau et mesure de paramètres physico-chimiques in situ, (2) analyses de la chimie (ions majeurs et ion traces) et des radioisotopes au laboratoire et (3) interprétation des données.

Parmi les eaux échantillonnées, seul un point d'échantillonnage, non utilisé comme eau de boisson ou de baignade, dépasse les limites de la législation Suisse. En outre, il ressort de l'étude que (1) les teneurs en radium sont corrélées positivement à la température de l'eau contrairement à celles de l'uranium qui montre des teneurs faibles dans les eaux chaudes, (2) les teneurs en uranium dépendent en partie du type de roches traversées et en partie des caractéristiques de l'eau, en particulier des teneurs en bicarbonates, (3) les teneurs en radium dépendent essentiellement des caractéristiques de l'eau, les eaux réduites montrant des teneurs plus élevées. Les phénomènes pouvant limiter la mobilité du radium sont la précipitation sur les hydroxydes de fer et de manganèse, ainsi que la coprécipitation avec la barite.

L'évolution des teneurs le long du parcours souterrain est le suivant : l'eau s'infiltrant dans la zone de recharge est riche en oxygène dissous et donc relativement riche en uranium. L'oxygène est progressivement consommé jusqu'à atteindre une zone, nommée front redox, marquant la limite entre la région d'infiltration riche en oxygène et la zone profonde réduite. L'uranium précipite et se concentre dans le front redox. En aval du front redox, seul ^{226}Ra , issu de la désintégration de ^{230}Th est mobile. Dans la zone d'exutoire, les eaux les plus chaudes montrent des teneurs relativement élevée en ^{226}Ra et faible en ^{222}Rn . Les eaux de mélange entre les eaux profondes et les eaux locales de la zone d'exutoire sont marquées par un enrichissement en ^{222}Rn et un appauvrissement en ^{226}Ra . Plusieurs sites montrent que le rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ est un indicateur du taux de mélange entre les eaux profondes et des eaux locales froides. Dans la même logique, il peut également être utilisé comme géothermomètre pour estimer la température de l'eau thermale en profondeur. Les résultats obtenus sur les sites de la présente étude sont cohérents avec ceux obtenus dans la littérature, à l'aide des géothermomètres couramment utilisés en hydrogéologie. Le rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ semble être un outil prometteur et mérite d'être testé sur d'autres sites, en particulier pour des eaux plus minéralisées et/ou plus chaudes que celles étudiées dans le présent travail.

Abstract

Isotopes of the ^{238}U series are naturally occurring in groundwater. The aim of this work is to measure 4 isotopes of this series (^{222}Rn , ^{226}Ra , ^{238}U and ^{234}U) in the context of deep groundwater, to study their geochemical behavior and finally to use this information for a better understanding of deep aquifers.

The test sites are situated in Switzerland, partly in the Jura Mountains (Delémont, Yverdon-les-Bains, Moiry and Cruseilles) and partly in the Alps (Val-d'Illicz, Loèche-les-Bains (Leukerbad), Saxon, Lavey-les-Bains, Brigerbad, Combioula and Bad Ragaz). Jura Mountain groundwaters are of the calcite carbonate type. In the Alps, water from evaporitic rocks (Val d'Illicz, Loèche-les-Bains and Combioula) are Ca-SO_4 waters while Saxon and Bad Ragaz waters are of the Ca-HCO_3 type. Waters coming from crystalline rocks (Brigerbad and Lavey-les-Bains) are of the Na-SO_4 type. Temperatures of sampled waters are between 5 and 67°C. Mineralisations cover a range of 0.1 to 5.4 g/l.

The main steps of the study have been : (1) in-situ water parameters measurements and water sampling, (2) laboratory water chemistry analysis and (3) data interpretations. Radioisotopes have been analysed either by liquid scintillation counting (^{222}Rn) or by α -spectrometry (^{226}Ra , ^{234}U and ^{238}U).

With one exception, a sample from an unused well, all waters analysed showed radioisotope concentrations below Swiss limits for drinking water.

Measurement results show that (1) radium contents are positively correlated with water temperature, while uranium contents are low in warm water, (2) uranium contents depend partly on the type of the rocks passed and, partly on the water chemistry, particularly on the bicarbonate concentration and (3) radium content depends essentially on water chemistry, reduced water showing higher radium levels. Radium mobility can decrease in the case of adsorption on iron and manganese hydroxides and coprecipitation with barite.

In the groundwater recharge zone, water is rich in dissolved oxygen, and thus uranium is well soluble. Dissolved oxygen is progressively consumed down to a zone, called here redox zone, the limit between the cold oxygen rich water and the deep reduced groundwater. Uranium (^{234}U and ^{238}U) and its progeny (^{234}Th and ^{230}Th) are immobile and concentrate in the redox zone. On the other hand, radium (^{226}Ra) becomes mobile downstream this zone. In the outlet zone, warm water are characterised by high ^{226}Ra and relatively low ^{222}Rn levels. The mixed groundwaters between deep, warm and cold, shallow components are depleted in ^{226}Ra and enriched in ^{222}Rn . Several test sites show that $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ ratio is an indicator of the mixing rate between deep and shallow groundwater. Moreover, it can be used, as a geothermometer, to estimate the original temperature of the deep component. Results obtained with data of the present study are coherent with estimations found in the literature. $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ ratio seems to be a promising tool that needs to be tested at deep aquifer systems, particularly at systems with hotter and/or more mineralised thermal waters than those studied during this work.

Chapitre 1

Introduction

1.1 Généralités

Les isotopes radioactifs lourds des séries de désintégration de l'uranium et du thorium sont présents naturellement en quantité variable dans les eaux souterraines. Ils ont fait l'objet de nombreuses mesures dans les eaux souterraines et ceci, principalement en raison du danger qu'ils représentent d'un point de vue de santé publique. Une grande partie de ces études (e.g. Banks 1998, Zhuo 2001) donnent donc une répartition statistique des isotopes à l'échelle d'une région mais, peu d'entre elles cherchent à comprendre l'origine de leur présence d'un point de vue géologique et hydrogéologique.

Il existe cependant une littérature abondante qui traite de l'origine et du comportement de ces radioisotopes dans les eaux souterraines (e.g. Szabo 1991, Andrews 1985). La possibilité de leur utilisation comme outil à la compréhension d'un système hydrogéologique y est également traité. Il ressort de ces études que les isotopes les plus étudiés, l'uranium, le radium et le radon, ont un comportement hydrochimique différent en fonction des conditions hydrochimiques. Cet aspect sera traité plus en détail au chapitre 2.

Les eaux étudiées sont issues de systèmes d'écoulement profonds. Elles sont caractérisées par un temps de transit long, une température élevée, une minéralisation souvent, mais pas toujours, élevée et un caractère réduit (voir fig. 1.1). Dans la zone de recharge, les eaux qui s'infiltrent sont en principe froides et riches en oxygène. Les eaux qui émergent dans la zone d'exutoire représentent généralement un éventail de mélanges entre le pôle profond, aux caractéristiques susmentionnées et un pôle local froid.

L'intérêt d'étudier les isotopes de la série de l'uranium dans les eaux profondes se justifie par plusieurs arguments : comme il a été mentionné ci-dessus, les eaux émergeant dans les régions à anomalie thermique montrent, suite au mélange qu'elles subissent, une grande variété de température et de conditions d'oxydo-réduction et se prêtent dès lors bien à l'étude du radium et de l'uranium. De plus, toute étude permettant d'apporter des connaissances aux systèmes d'écoulement profonds présente un intérêt indiscutable à une époque où la géothermie, en tant qu'énergies renouvelables, prend une importance primordiale. Enfin, les eaux profondes sont très utilisées, soit comme eau minérale pour la boisson soit comme eau thermale pour le loisir. Toute mesure des teneurs en radioisotopes permettant d'évaluer le risque, d'un point de vue de santé publique, semble se justifier pleinement.

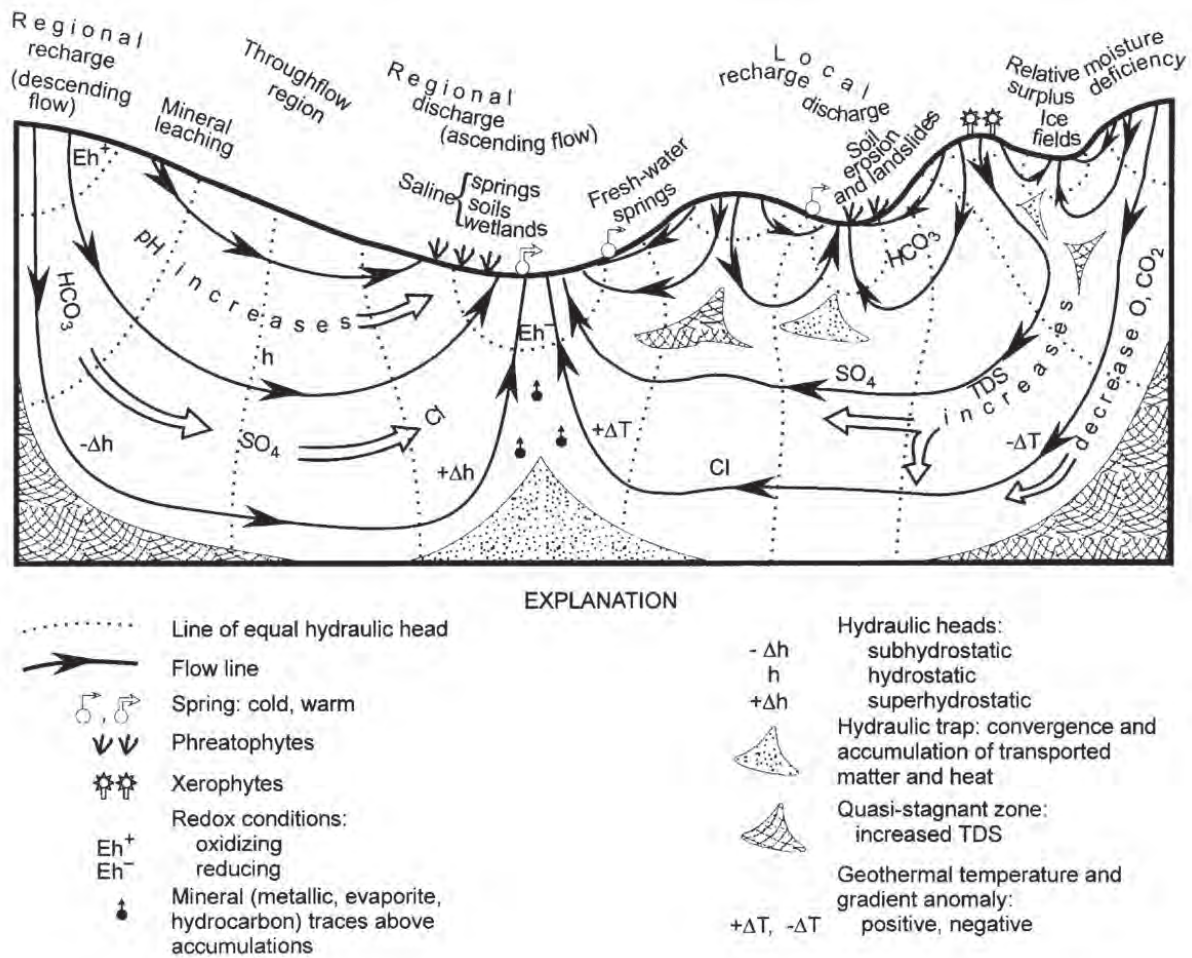


Figure 1.1: Effets et manifestations d'un écoulement gravitaire à l'échelle régionale (Tóth 1990).

1.2 Objectifs de l'étude

Cette étude a pour but d'une part de constituer une base de données sur les teneurs en ^{222}Rn , ^{226}Ra , ^{234}U et ^{238}U pour les eaux thermales de Suisse qui sont relativement lacunaires dans ce domaine. Elle permet également d'évaluer, à titre informatif, si les teneurs absolues en radioisotopes dans les eaux utilisées pour l'embouteillage ou la baignade, présentent un risque d'un point de vue de santé publique.

D'un point de vue hydrogéologique, les buts de la présente étude sont multiples : d'une part, elle vise à évaluer le comportement, en particulier hydrochimique du ^{238}U , du ^{234}U et du ^{226}Ra dans le contexte des systèmes d'écoulement profond. D'autre part, une fois le comportement hydrochimique connu, elle a pour finalité d'évaluer les possibilités d'utilisation de ces isotopes pour la compréhension des systèmes d'écoulement profonds.

L'objectif final est de synthétiser les processus affectant les radioisotopes le long du parcours souterrain profond et de dresser une liste la plus exhaustive possible des informations qu'il est possible de tirer sur les systèmes d'écoulement profond à l'aide des isotopes radioactifs de la série de l'uranium-238.

Pour parvenir à ces fins, le présent rapport a été structuré de la manière suivante :

Chapitre 2 : Survol de l'état des connaissances sur l'hydrochimie des radioisotopes et de leurs teneurs moyennes dans les eaux souterraines.

Chapitre 3 : Description de l'organisation des campagnes d'échantillonnage, de leur déroulement et des techniques analytiques utilisées au laboratoire.

Chapitre 4 : Présentation des sites d'études et des résultats. Les premières observations sont faites à ce stade.

Chapitre 5 : Interprétation des résultats basée sur les observations générales du chapitre 3 et orientée sur l'aspect hydrochimique et thermique de l'eau.

Chapitre 6 : Synthèse et apport des radioisotopes à la compréhension des systèmes profonds.

Chapitre 2

Les isotopes des séries de l'uranium et du thorium dans les eaux souterraines

2.1 Généralités

2.1.1 La radioactivité

La radioactivité est une transformation spontanée d'un noyau atomique au cours de laquelle ce dernier émet un rayonnement. Cette réaction se produit sur des éléments instables qui adoptent ainsi une configuration énergiquement plus stable. Les rayonnements produits peuvent être de trois types : alpha, bêta ou gamma.

- a) La désintégration alpha (α) représente la perte de deux neutrons et de deux protons (c'est-à-dire un noyau d'hélium) du noyau père. Il en résulte la création d'un nouvel élément et l'émission d'une particule alpha (réaction 1). La particule alpha étant relativement grosse, une feuille de papier suffit pour l'arrêter.

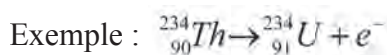


Où X= noyau père instable
A= nombre de nucléons (protons + neutrons)
Z= nombre de protons
Y= nouvel élément

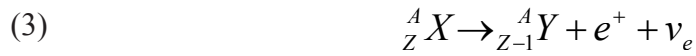


- b) La désintégration bêta (β) existe sous deux formes :

- 1) β^- : elle se produit lorsque lorsqu'il y a un excès de neutrons dans le noyau. Il en résulte (réaction 2) une transformation d'un neutron en proton et l'émission d'un électron (e^-) et d'un antineutrino ($\bar{\nu}_e$)



- 2) β^+ : elle concerne les noyaux qui comportent un excès de protons. Le résultat de ce type de désintégration est la transformation d'un proton en neutron, l'émission d'une particule positive, le positron (e^+) et d'un neutrino (ν_e) (réaction 3).



Plus petites et moins chargées que les particules *alpha*, une feuille d'aluminium peut constituer un blindage contre les particules *bêta*.

- c) Le rayonnement *gamma* (γ) est produit conjointement aux émissions *alpha* et *bêta* ou parfois seul dans certaines désintégrations. Il s'agit d'un flux de photons de haute énergie. Le rayonnement gamma étant très pénétrants, plusieurs centimètres de plomb sont nécessaires pour diminuer le flux sans pour autant l'arrêter.

Toute désintégration radioactive est exponentielle et obéit à la **loi de décroissance radioactive** (4)

$$(4) \quad \ln \frac{N}{N_0} = -\lambda t$$

Où t = temps entre le début de la désintégration et un temps t quelconque (s)
 N_0 = nombre de noyaux initiaux
 N = nombre de noyaux au temps t
 λ = constante de désintégration propre à chaque isotope (1/s)

Il est possible de déduire de la loi 4 la période de demi-vie d'un isotope radioactif : en effet, après un temps $t_{1/2}$, la moitié des atomes d'un échantillon considéré sont désintégrés, d'où $\frac{N}{N_0} = \frac{1}{2}$. Ainsi,

$$(5) \quad T_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda}$$

2.1.1 Unités

Il existe plusieurs unités de mesure de radioactivité. Les principales unités utilisées dans la littérature, ainsi que leurs équivalences, sont représentées sur le tableau 2.1. L'unité utilisée dans le présent travail est le becquerel (Bq).

Tableau 2.1 : Unités de mesure des éléments radioactifs et équivalence.

Unités	Symbole	Equivalence
Becquerel	Bq	1 Bq = 1 désintégration par seconde
Curie	Ci	1 Ci = activité de 1 gramme de ^{226}Ra = $3.7 \cdot 10^{10}$ Bq 1 nCi = 37 Bq 1 pCi = 0.037 Bq
Mache Einheit	ME	1 ME = 13.37 Bq/l
Eman	Eman	1 Eman = 3.7 Bq/l
Sievert	Sv	1 Sv = 1 joule/kg

Le **sievert** est une unité de mesure de la dose d'énergie (dose équivalente absorbée) délivrée par unité de masse à la matière vivante (tissus, organes) par la radiation ionisante. Cette dose, exprimée en joule/kg, est multipliée par un facteur de pondération dépendant du type de rayonnement et de son efficacité biologique (1 pour rayons X et gamma, 5-20 pour rayons beta, 20 pour rayons alpha). Il existe d'autres facteurs de pondération, fonction de la radiosensibilité de chaque organe, et qui permettent de calculer la dose efficace absorbée (Sv).

L'**activité spécifique** (SpA) d'un isotope radioactif représente son activité par unité de masse. Elle dépend du type d'élément et de sa période et est définie selon la formule suivante:

$$(6) \quad SpA = \frac{N}{M} \cdot \lambda = \frac{6,023 \cdot 10^{23}}{M} \cdot \frac{\ln 2}{T_{1/2}}$$

Où N = nombre d'atomes par mole [atomes/mol]
 M = masse molaire [g/mol]
 λ = constante de désintégration
 $T_{1/2}$ = période de demi vie en secondes

L'activité spécifique permet donc de convertir des valeurs d'une unité de masse en unité d'activité et vice versa. Les valeurs d'activité spécifique pour les isotopes mesurés dans la présente étude sont les suivantes :

$$\begin{aligned} {}^{222}\text{Rn} &: SpA = 5.58 \cdot 10^{15} \text{ Bq/g} \\ {}^{226}\text{Ra} &: SpA = 3.62 \cdot 10^{10} \text{ Bq/g} \\ {}^{234}\text{U} &: SpA = 2.28 \cdot 10^8 \text{ Bq/g} \\ {}^{238}\text{U} &: SpA = 1.23 \cdot 10^4 \text{ Bq/g} \end{aligned}$$

2.1.2 Les chaînes de désintégration de l'uranium et du thorium

Il existe trois chaînes de désintégration d'isotopes lourds naturels: les chaînes de désintégration de l' ${}^{238}\text{U}$, de l' ${}^{235}\text{U}$ et du ${}^{232}\text{Th}$ (tab. 2.2). A l'état naturel, l'uranium-238 représente 99.2% de la masse des isotopes de l'uranium ; les isotopes de la chaîne de désintégration de l'uranium-238 sont ainsi les plus répandus dans l'environnement. Les isotopes mesurés dans la présente étude sont ${}^{238}\text{U}$, ${}^{234}\text{U}$, ${}^{226}\text{Ra}$ et ${}^{222}\text{Rn}$.

2.2 Teneurs en radioisotopes dans les eaux souterraines

Les teneurs en radon, radium et uranium dans les eaux souterraines dépendent de plusieurs facteurs. Les deux paramètres principaux sont (I) le type de roche à travers lequel l'eau s'écoule et (II) les caractéristiques hydrochimiques de l'eau. Les deux sous-chapitres suivants traitent des teneurs en uranium dans les roches et de l'hydrochimie de l'uranium et du radium. Les déséquilibres isotopiques, fréquents dans les eaux, sont également traités. Les derniers sous-chapitres donnent quelques valeurs pour le radon, le radium et l'uranium dans les eaux souterraines, ainsi que des valeurs limites définies dans diverses directives et législations.

2.2.1 Teneurs en radioisotopes dans les roches

a) Uranium : il est présent à l'état naturel sous forme minérale et disséminée.

La forme minérale contenant de l'uranium la plus commune est la pechblende ou uraninite (UO_2). Il existe d'autres formes, plus rares, de minéralisation, parmi elles : la torbernite ou chalcocite – $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8 - 12 \text{H}_2\text{O}$, l'uranophane – $\text{Ca H}_2(\text{SiO}_4)_2(\text{UO}_2) \cdot 5(\text{H}_2\text{O})$, la

Tableau 2.2 : Chaînes de désintégration de l'²³⁸U, du ²³²Th et de l'²³⁵U.

Famille de l'Uranium-238			Famille du Thorium-232			Famille de l'Uranium-235		
Isotope	Période	Emission	Isotope	Période	Emission	Isotope	Période	Emission
²³⁸ U	4.47·10 ⁹ a	Alpha	²³² Th	1.41·10 ¹⁰ a	Alpha	²³⁵ U	7.04·10 ⁸ a	Alpha
²³⁴ Th	24.1 j	Bêta	²²⁸ Ra	5.76 a	Bêta	²³¹ Th	25.5 h	Bêta
²³⁴ Pa	6.7 h	Bêta	²²⁸ Ac	6.13 h	Bêta	²³¹ Pa	3.28·10 ⁴ a	Alpha
²³⁴ U	2.45·10 ⁵ a	Alpha	²²⁸ Th	1.91 a	Alpha	²²⁷ Ac	21.8 a	Bêta
²³⁰ Th	7.54·10 ⁴ a	Alpha	²²⁴ Ra	3.66 j	Alpha	²²⁷ Th	18.7 j	Alpha
²²⁶ Ra	1600 a	Alpha	²²⁰ Rn	55.6 s	Alpha	²²³ Ra	11.4 j	Alpha
²²² Rn	3.82 j	Alpha	²¹⁶ Po	0.145 s	Alpha	²¹⁹ Rn	3.96 s	Alpha
²¹⁸ Po	3.05 min	Alpha	²¹² Pb	10.6 h	Bêta	²¹⁵ Po	1.78 ms	Alpha
²¹⁴ Pb	26.8 min	Bêta	²¹² Bi	60.6 min	Alpha	²¹¹ Pb	36.1 min	Bêta
²¹⁴ Bi	19.9 min	Bêta	²⁰⁸ Tl	3.05 min	Bêta	²¹¹ Bi	2.14 min	Alpha
²¹⁴ Po	164 µs	Alpha	²¹² Po	0.298 µs	Alpha	²⁰⁷ Tl	4.77 min	Bêta
²¹⁰ Pb	22.2 a	Bêta	²⁰⁸ Pb	stable		²⁰⁷ Pb	stable	
²¹⁰ Bi	5.01 j	Bêta						
²¹⁰ Po	138 j	Alpha						
²⁰⁶ Pb	stable							

Période (=demi-vie) : intervalle de temps pendant lequel un élément perd la moitié de sa masse initiale
a : année j : jours min : minute s : seconde

carnotite – K₂ (UO₂)₂ (VO₄)₂ · 3 H₂O ou encore l'autunite – Ca (UO₂)₂ (PO₄)₂ · 8 – 12 H₂O. L'uraninite se trouve à l'état primaire dans les roches granitiques ou pegmatitiques et peut également être associé à des veines hydrothermales de haute température. Les autres minéraux sont secondaires et peuvent cristalliser loin du gîte primaire.

Les teneurs en uranium dans les roches sont variables et dépendent du type de roche. Dans les roches ignées contenant les teneurs crustales originelles d'uranium, les déséquilibres au sein d'une même chaîne de désintégration sont faibles. Les activités de chacun des isotopes de la même chaîne sont à l'équilibre. Les valeurs d'activité de l'uranium peuvent s'appliquer à tous les descendants de la chaîne de désintégration de l'²³⁸U. Par contre, dans les roches sédimentaires et métamorphiques, des enrichissements ou des appauvrissements en isotopes issus de précipitations secondaires sont possibles en raison du comportement hydrochimique différent de ces derniers. Les valeurs moyennes tirées de la littérature sont données au tableau 2.3.

En Suisse, plusieurs sites contiennent de l'uranium minéralisé, essentiellement sous forme de pechblende. Ceux-ci sont localisés exclusivement dans les Alpes et représentent un réservoir de 5 à 250 t d'uranium (Gilliéron 1988). Les principaux gisements sont représentés à la figure 2.1.

Géologiquement, ces gisements sont souvent mais pas uniquement associés à des gneiss à micas (Muscovite, Biotite et/ou Séricite). Ils se trouvent principalement dans les Massifs Cristallins externes (Site

Tableau 2.3: Valeurs moyennes d'²³⁸U dans les roches (UNSCEAR 1962, Ivanovitch 1992 et Eisenbud 1987).

Roches ignées	²³⁸ U (mg/kg)	²³⁸ U (Bq/kg)
Granite, granodiorite, rhyolite	4 - 9	50 - 110
Basalte, gabbro	0.1 - 0.8	1 - 10
Roche ultramafique	0.05	0.6
Roches métamorphiques		
Eclogite	1	12.3
Gneiss	2	24.6
Schiste	2.5	30.8
Roches sédimentaires		
Grès	0.5	6.15
Calcaire	1 - 2	10 - 25
Phosphate	100	1230
Evaporite	0.1	1.2
Bauxite	11	135.3
Charbon	1000	12300
Pétrole	50	615

1 et 2: Massif des Aiguilles Rouges - Granite de Vallorcine, Site 6 : Massif de l'Aar et Site 7 : Tavetscher Zwischenmassiv / Verrucano) et dans les gneiss de la Nappe de Siviez-Mischabel (Sites 3, 4 et 5), particulièrement dans la Formation du Col de Chassoure (Sartori *et al.* 2006). Les Sites 8, 9 et 10 appartiennent respectivement au Verrucano de Ilanz, de la Nappe de Glaris et du Val Müstair.

Les valeurs moyennes d'uranium dans les roches en Suisse, comparables à celles du tableau 3.3, sont de l'ordre de 85 Bq/kg pour un granite et de 15 Bq/kg pour un calcaire (Dubois 1992; NTB 2002; Schärli 1989).

b) Radium : cation bivalent, le radium, en raison des faibles quantités (en terme de masse) présentes dans la nature, ne se trouve pas sous forme minérale mais plutôt disséminé dans les roches. La répartition des valeurs moyennes du ^{226}Ra (tab. 3.4) (Eisenbud 1987; Przylibski & Zebrowski 1999; Surbeck *et al.* 1992; UNSCEAR 1962) dans les roches métamorphiques et ignées est à peu près la même que pour l'uranium. Certaines roches sédimentaires, notamment les évaporites et les grès, montrent des valeurs moyennes de radium plus élevées, suite à des enrichissements lors de précipitations secondaires.

Tableau 2.4: Valeurs moyennes de ^{226}Ra dans les roches (UNSCEAR 1962, Przylibski 1999, Surbeck 1992 et Eisenbud 1987).

Roches ignées	^{226}Ra (Bq/kg)
Granite, granodiorite, rhyolite	40 - 110
Basalte, gabbro	5 - 40
Roches métamorphiques	
Eclogite	2
Gneiss	50-60
Quartzite	3.5 - 5
Roches sédimentaires	
Grès	40
Calcaire	10-30
Évaporite (anhydrite)	30-50

c) Thorium : l'isotope 232 du thorium est le plus abondant des isotopes de cet élément. En terme de masse, il est également plus abondant que le ^{238}U dans les roches d'un facteur 2 à 3 (Gascoyne 1992). La chaîne de désintégration du ^{232}Th ne faisant pas l'objet du présent travail, les teneurs dans les roches ne seront pas plus détaillées.

2.2.2 Hydrochimie des isotopes radioactifs

a) Uranium : L'uranium est présent à l'état naturel sous plusieurs formes d'oxydation, c'est-à-dire +III, +IV, +V et +VI. Les deux principales sont la forme réduite U^{4+} (valence +IV) et la forme oxydée, appelée uranyle UO_2^{2+} (valence +VI).

U^{4+} forme des composés, le plus commun étant $\text{U}(\text{OH})_4$, généralement insolubles, même à pH bas (Albu *et al.* 1997; Banks *et al.* 1995; Gascoyne 1992; Herczeg *et al.* 1988; Langmuir 1978). La seule espèce de U^{4+} connue ayant une solubilité moyenne est un complexe fluor-hydroxydes d'uranium, mais à $\text{pH} < 2$ (Gascoyne 1992). Les formes réduites +III et +V étant également très peu solubles, les teneurs en uranium dans les eaux réduites sont, de ce fait, faibles.

L'uranyle est soluble dans l'eau. Cette solubilité est accrue par la complexation avec des chlorures, des phosphates et surtout des carbonates (Banks *et al.* 1995; Gascoyne 1992; Herczeg *et al.* 1988; Langmuir 1978; Langmuir & Melchior 1985; Szabo & Zapeca 1991). Le diagramme Eh-pH illustré à la figure 2.2 donne la distribution des espèces inorganiques de l'uranium pour le système U-O-C-H. La matière organique joue également un rôle important dans la

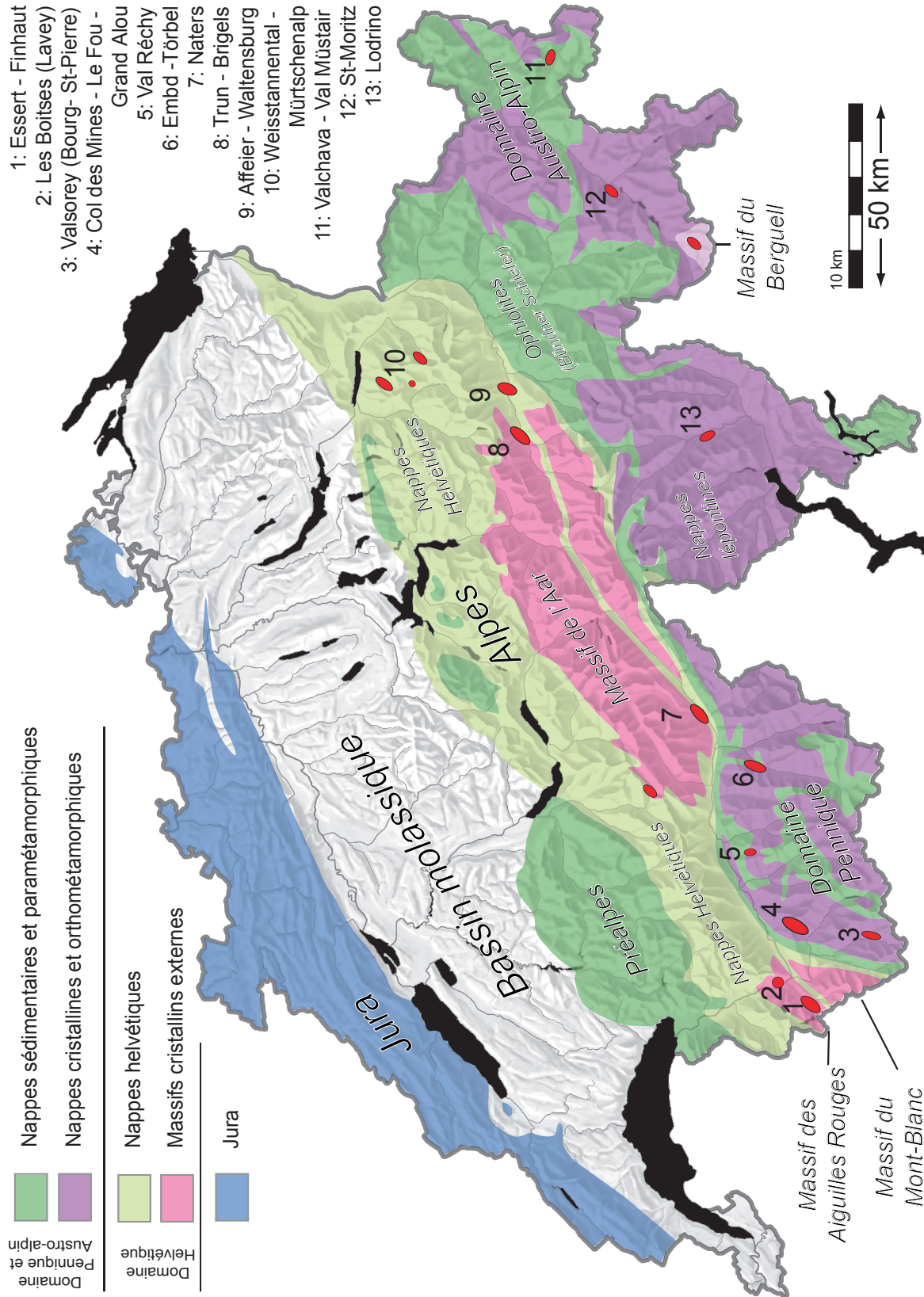


Figure 2.1: Principaux gisements d'uranium en Suisse.

complexation de l'uranyl (Artinger *et al.* 2002; Ranville *et al.* 2007).

La mobilité de l'uranium peut être atténuée par l'adsorption sur des hydroxydes de fer (Ames *et al.* 1983; Hsi & Langmuir 1985; Porcelli & Swarzenski 2003; Um *et al.* 2007), mais reste toutefois modérée dans les eaux carbonatées, le complexe uranyl-carbonate étant particulièrement soluble et conservatif.

Parallèlement à ces processus abiotiques, l'activité microbienne joue également un rôle important sur la solubilité et la mobilité de l'uranium (Wilkins *et al.* 2006).

Dans les eaux thermales, il a été observé que les teneurs en uranium sont basses (Andrews 1991; Hakam *et al.* 2001; Hakam *et al.* 2000). Une des explications possibles à ce phénomène est la baisse de solubilité du complexe uranyl-carbonate avec la température (Ames *et al.* 1983; Langmuir 1978).

En raison de cette différence de comportement hydrochimique en fonction des conditions redox, les dépôts sédimentaires se formant à l'interface entre des eaux riches en oxygène et des eaux anoxiques sont souvent caractérisés par une accumulation d'uranium. C'est le cas pour les dépôts carbonés notamment les Black shales et le charbon (voir tab 2.3) ou quelques cas particuliers (Schott & Wiegand 2003; Voronov 2004).

En résumé, l'uranium est plutôt soluble en milieu oxydé, particulièrement en milieu acide et insoluble en milieu réduit.

b) Radium : le radium est un élément alcalino-terreux de valence 2+ (famille du béryllium, magnésium, calcium, strontium et baryum). Le radium existe principalement sous deux formes dans les eaux souterraines : à l'état libre (Ra^{2+}) ou complexé par des sulfates sous forme RaSO_4^0 (Gascoyne 1989; Langmuir & Riese 1985). Ces deux formes sont solubles dans l'eau et le radium est ainsi plutôt mobile dans les eaux souterraines. Les phénomènes pouvant limiter la mobilité du radium sont :

- 1) l'adsorption sur des hydroxydes de fer ou de manganèse (Ames *et al.* 1983; Bassot *et al.* 2005; Gainon *et al.* 2007a; Gainon *et al.* 2007b; Herczeg *et al.* 1988; Schott & Wiegand 2003; Sturchio *et al.* 1993; Szabo & Zapecza 1991) ou sur des argiles (Ames *et al.* 1983; Ames *et al.* 1983; Gascoyne 1989; Riese 1982).

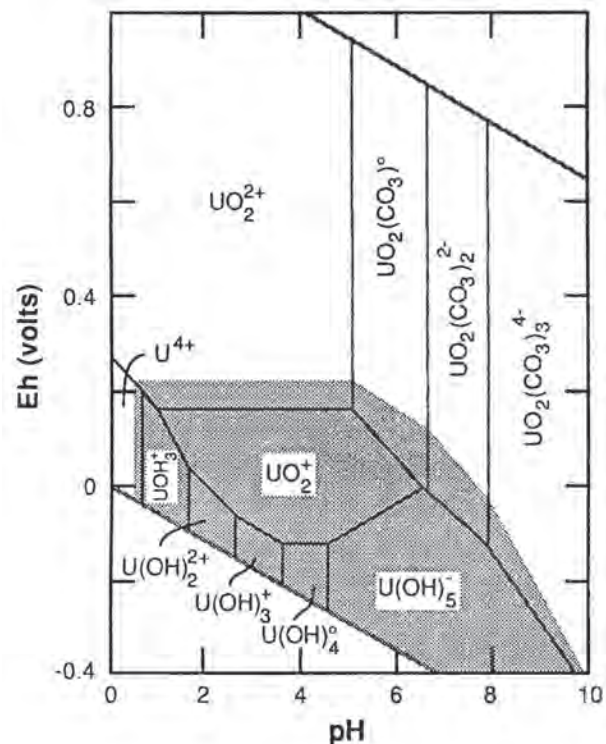


Figure 2.2: Diagramme Eh-pH de la répartition de l'uranium inorganique pour un système U-O-C-H à 25°C et $10^{-2.5}$ atm CO_2 . La zone hachurée représente le champ de stabilité de l'uraninite pour une concentration de l'uranium de 10^{-6} M (Wanty 1991 d'après Langmuir 1978).

2) La coprecipitation avec le baryum et le strontium en barytine (BaSO_4) et en célestine (SrSO_4) (Grundl & Cape 2006; Langmuir & Melchior 1985; Sturchio et al. 1993; Zhu 2004). Le baryum, qui a un rayon ionique très proche de celui du radium, se comporte chimiquement de manière similaire.

Dans les eaux riches en calcium, en magnésium ou en chlorures, ou dans les eaux acides riches en ions H^+ , la tendance à l'adsorption du radium est moins forte suite à la compétition entre ces ions pour les sites d'adsorption (Herczeg *et al.* 1988; Langmuir & Melchior 1985; Riese 1982; Sturchio *et al.* 2001). Il en découle une corrélation entre les teneurs en radium et la salinité (Lauria *et al.* 2004; Sturchio *et al.* 2001) et le pH bas (Almeida *et al.* 2004; Lauria *et al.* 2004). La précipitation du radium en sulfate ou carbonate de radium est très peu probable car les teneurs en radium dans les eaux souterraines sont trop faibles pour dépasser la solubilité de RaSO_4 et RaCO_3 (Herczeg *et al.* 1988; Langmuir & Melchior 1985; Langmuir & Riese 1985; Wanty & Schoen 1991).

Quelques études mettent en évidence les teneurs élevées en radium dans les eaux thermales (Andrews 1991; Godoy & Godoy 2006; Hakam *et al.* 2001; Vuataz *et al.* 2003). Cette relation pourrait s'expliquer en partie par la baisse du coefficient d'adsorption sur les minéraux argileux (biotite, muscovite et phlogopite) (Ames et al. 1983). Il n'existe vraisemblablement pas d'étude orientée sur cette corrélation positive.

En résumé, le radium est plutôt mobile dans les eaux réduites et est facilement adsorbé en milieu oxygènes, en particulier sur les hydroxydes de fer et de manganèse.

c) Radon : il appartient à la famille des gaz rares comme He, Ne, Ar, Kr et Xe. En raison de son état non ionisé, il est chimiquement peu réactif et donc très mobile. Il peut néanmoins se lier au fluor et former un composé (Stein 1983). Sa solubilité dans l'eau est exprimée par le coefficient d'Oswald (équation 7) et dépend de la température (Clever 1979).

$$(7) \quad k = \frac{C_l}{C_g}$$

Où C_l = concentration en gaz dans la phase liquide
 C_g = concentration en gaz dans la phase gazeuse

Sa mobilité dans l'eau peut être entravée par la matière organique et particulièrement par le charbon sur lequel il est efficacement adsorbé (López & Canoba 2002).

Les teneurs en radon dans les eaux souterraines dépendent (I) de facteurs hydrodynamiques tel que transmissivité et vitesse de l'eau, (II) de facteurs géométriques (ouverture des fractures et forme), (III) des teneurs en uranium et en radium dans les roches et l'eau et (IV) de la minéralogie de l'uranium et du radium dans la roche (Ball *et al.* 1991; Banks *et al.* 1995). Le ^{222}Rn , de période de 3,825 jours, est complètement transformé en ^{218}Po après 20 jours environ. Cela implique que le temps de transit de l'eau, entre la source du radon et le point de mesure, n'excède pas 20 jours. Les teneurs en ^{222}Rn dépendent de l'environnement à proximité du point de mesure ; ainsi, pour une source, les teneurs en ^{222}Rn dépendent en grande partie de la configuration de l'exutoire - voir notamment Gainon *et al.* (2007a).

Les dépôts secondaires de radium, en particulier lorsqu'ils se forment sur une surface par adsorption, produisent du radon qui est facilement mobilisable dans l'eau car ces dépôts sont situés à l'interface eau-roche. Il en résulte souvent un coefficient d'émanation et des teneurs en radon élevés (Gainon et al. 2007; Schott & Wiegand 2003; Voronov 2004).

Plusieurs études ont mis en évidence une corrélation positive entre la concentration en fluor et l'activité du ^{222}Rn dans l'eau (Salih *et al.* 2004; Veeger & Ruderman 1998). Salih *et al.* attribuent cette corrélation à des phénomènes physiques (micro-bulles et/ou diffusion) favorisés par la présence de fluor. Ce phénomène augmenterait les teneurs en radon dans l'eau et/ou retiendrait le radon déjà présent.

La répartition statistique des concentrations en radon dans les eaux souterraines est en général de type log-normal (Zikovsky & Chah 1990).

d) Thorium : cet actinide de valence 4+ est très peu soluble dans l'eau, quelles que soient les conditions hydrochimiques (Albu *et al.* 1997; Banks *et al.* 1995; Porcelli & Swarzenski 2003). Il est dès lors peu mobile et ses teneurs sont très basses dans les eaux souterraines. Les propriétés hydrochimiques du thorium sont résumées dans un article de Langmuir et Hermann (1980).

e) Portée : La portée d'un isotope radioactif dans les eaux souterraines représente la distance qu'il peut parcourir. Elle dépend de la période de l'isotope et de sa solubilité dans l'eau. La figure 2.3 donne la portée des principaux isotopes radioactifs de la série de l'uranium et du thorium.

2.2.3 Déséquilibres isotopiques

Il y a déséquilibre isotopique, dans un volume d'eau quelconque, lorsque l'activité de l'isotope père est différente de celle de l'isotope fils. Le déséquilibre peut se manifester (I) par un déficit du descendant ou (II) par un excès du descendant (Rémy & Lemaître 1990).

La première situation se rencontre principalement lorsque le «père» est plus soluble dans l'eau que son «fils». C'est le cas, par exemple, lors de la désintégration $^{238}\text{U} - ^{234}\text{Th}$.

Le second cas se présente plus fréquemment dans les eaux souterraines. Il se produit si, a contrario, le descendant est plus mobile dans l'eau que l'isotope parent. Cette baisse de mobilité peut s'expliquer notamment (1) par une adsorption du parent sur la matrice de l'aquifère, (2) par une baisse de solubilité du parent suite à un changement des conditions hydrochimiques de l'eau ou également (3) par le recul- α (voir fig. 2.4). Ce dernier est un phénomène qui se produit lors d'une désintégration radioactive : l'énergie libérée est de l'ordre de 4 MeV et se répartit entre la particule émise (~ 4 MeV) et l'isotope nouvellement créé (~ 100 keV). Il en résulte un déplacement de ce dernier dans la matrice pouvant aller jusqu'à 20 nm (Kigoshi 1971). Ci-dessous, deux exemples de déséquilibres sont traités :

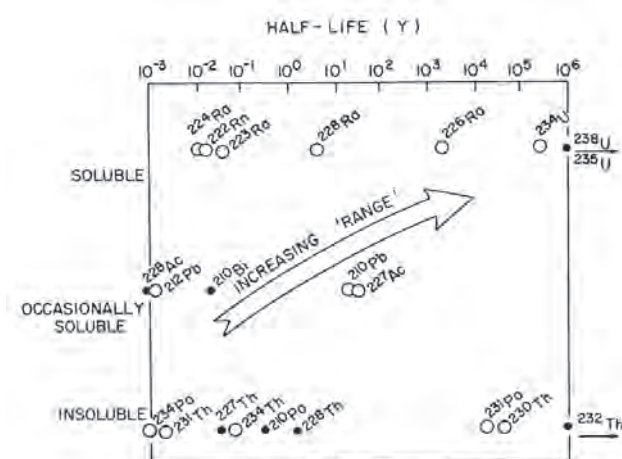


Figure 2.3: Portée de isotopes radioactifs des séries de l'uranium-238, du thorium-230 et de l'uranium-235 (Ivanovitch 1992).

^{222}Rn et ^{226}Ra : Il existe peu d'articles dans la littérature traitant de ce sujet. Le rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ semble être dans les eaux souterraines toujours supérieur à 1 (Andrews & Lee 1979). Les intervalles de valeurs de la littérature sont assez larges : 11 – 6000 et 740 – 70000 dans deux aquifères de Caroline du Sud (King *et al.* 1982), 95 – 30000 dans des sources françaises (Rémy & Lemaître 1990). King (1982) postule qu'un rapport élevé peut provenir d'une lithologie de l'aquifère ayant une capacité d'échange cationique élevé.

^{234}U et ^{238}U : ces deux isotopes ne sont pas descendant direct l'un de l'autre mais, comme les isotopes intermédiaires sont peu solubles et/ou ont des périodes courtes, il est admissible de les considérer, d'un

point de vue hydrogéologique, comme descendant direct. Les valeurs observées dans les eaux souterraines sont souvent supérieures à la valeur d'équilibre (= 1) : 3 – 11 dans les roches granitiques de Stripa en Suède (Andrews *et al.* 1989), 1 – 4 dans les granites de Finlande (Asikainen 1981; Asikainen & Kahlos 1979), 2.8 – 3.6 dans les eaux calcaires de Bath, UK (Andrews 1991), 1 – 7 dans la molasse autrichienne et suisse (Andrews *et al.* 1985, Pearson *et al.* 1991). Les valeurs inférieures à 1 se rencontrent dans les eaux souterraines peu profondes et riches en oxygène (Coward *et al.* 1978). Les mécanismes conduisant à l'enrichissement en ^{234}U par rapport à ^{238}U sont (1) le recul- α lors de la désintégration de ^{238}U et de ^{234}Th , (2) le lessivage préférentiel de ^{234}U suite à la destruction du réseau cristallin par les désintégrations radioactives (effet Szilard–Chalmers) et (3) la prédominance de la valence 6+ pour ^{234}U (Asikainen 1981; Coward *et al.* 1978; Osmond & Ivanovitch 1992; Porcelli & Swarzenski 2003; Rémy & Lemaître 1990). Plus une eau a un temps de transit élevé, plus elle traverse de terrains ayant subis ces processus de fractionnement. Les eaux réduites régionales et les eaux thermales sont souvent caractérisées par un rapport $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ élevé (Andrews 1991; Andrews *et al.* 1985; Hakam *et al.* 2000; Yamamoto *et al.* 2003). Cependant, Osmond et Cowart (1992) indiquent que les eaux thermales de Yellowstone sont caractérisées par des rapports $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ bas. Les applications en hydrogéologie de ce rapport seront traitées au paragraphe 2.3.

2.2.4 Valeurs moyennes dans les eaux

La littérature dans le domaine est très abondante à ce sujet. Les données ci-dessous ne sont donc pas exhaustives mais donnent une idée de l'ordre de grandeur des teneurs en radioisotopes dans les eaux souterraines. Le tableau 2.5 donne quelques valeurs à travers le monde.

Les eaux circulant dans des roches cristallines (gneiss surtout) montrent en général des valeurs plus élevées en radon, radium et uranium que dans les eaux issues de calcaires. Les eaux des boucliers scandinaves (Norvège et Finlande) montrent les valeurs les plus élevées. Il faut noter

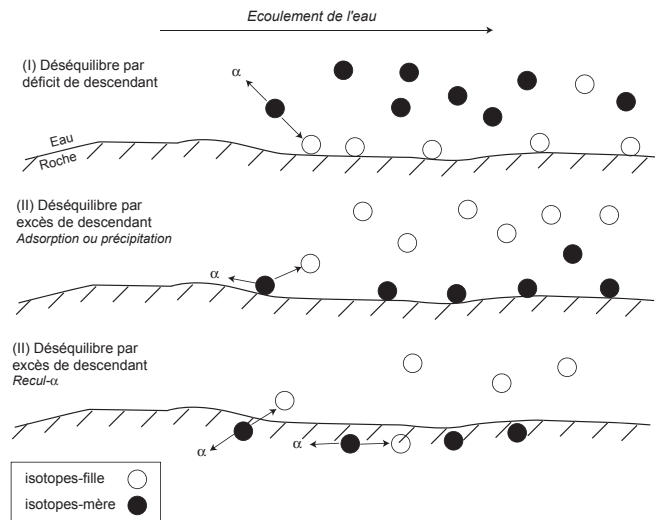


Figure 2.4: Mécanismes généraux conduisant à des déséquilibres isotopiques dans les eaux souterraines pour les séries de l'uranium et du thorium. Les désintégrations sont ici représentées par des émissions alpha mais les mécanismes existent également pour les autres types de désintégrations.

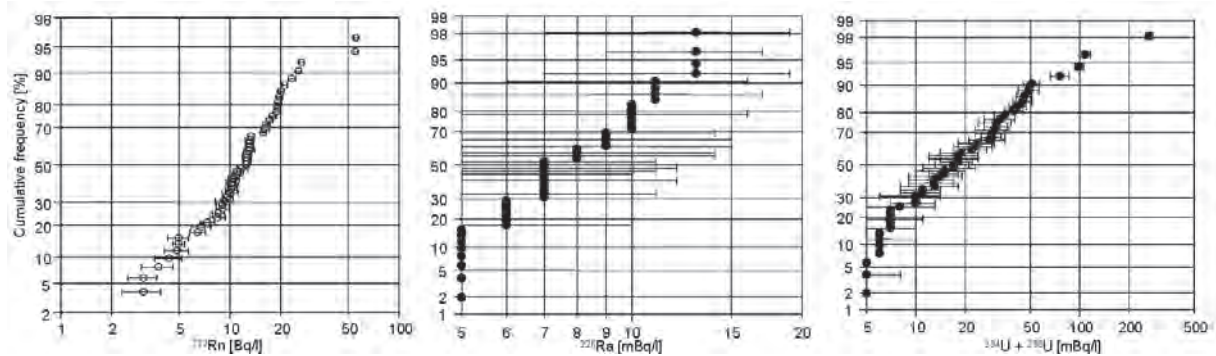


Figure 2.5: Fréquence cumulée de ^{222}Rn , ^{226}Ra et ^{238}U dans les eaux suisses (Projet NAQUA, Office Fédéral de l'Environnement, Surbeck 2006).

que beaucoup d'études ont pour but d'évaluer le risque sanitaire et sont, pour la plupart, menées dans des régions montrant des teneurs élevées en radioisotopes. Cet aspect biaise quelque peu la représentativité des données du tableau 2.5.

Dans les eaux thermales (Andrews 1991; Andrews *et al.* 1985; Baradács *et al.* 2001; Hakam *et al.* 2001; Szerbin & Köteles 1999), les teneurs en radioisotopes, surtout le radium et l'uranium, sont assez différentes de celles observées dans les eaux froides. Relativement, les eaux chaudes contiennent beaucoup de radium et peu d'uranium ; la tendance inverse s'observe dans les eaux froides.

En Suisse, le réseau d'observation des eaux souterraines (NAQUA) piloté par l'Office Fédéral de l'Environnement (OFEV) est composé de 51 stations. Ces dernières sont pour la plupart des captages ou sources utilisées pour l'approvisionnement en eau potable. Elles sont réparties à travers la Suisse mais majoritairement sur le plateau. Les isotopes de l'uranium ont été mesurés sur une série d'échantillons (Figure 2.5 et Tab 2.6 (Surbeck 2006)).

Plusieurs études régionales ont également été menées en Suisse (Tab. 2.6). Il ressort de ces études que les teneurs en radioisotopes sont plus élevées pour les eaux circulant dans les roches cristallines que celles issues de roches sédimentaires (voir notamment Böhm 2002).

Pour le Cantons des Grisons et du Tessin (Deflorin 2004; Payot 1953), les valeurs sont en règle générale plus élevées que la moyenne suisse : ceci est probablement dû à la présence de roches cristallines dans ces deux cantons. Il est surprenant de voir que les valeurs médianes de Deflorin pour le radon soient inférieures à la moyenne nationale. Il est possible que les échantillons n'aient pas été pris au plus près de l'exutoire et qu'un dégazage du radon se soit produit entre l'exutoire et le point d'échantillonnage.

Le Canton du Valais (Surbeck *et al.* 2006) montre clairement des valeurs plus élevées que la moyenne nationale. Une étude sur la typologie des aquifères évaporitiques (Mandia 1993) montre que les eaux au front du domaine pennique, dans le canton du Valais, contiennent des teneurs élevées en uranium. Elles s'expliquent par la présence d'anomalies radiométriques voire de minéralisations d'uranium dans certains niveaux de la Nappe de Siviez-Mischabel, en particulier la Formation de Chassoure (voir fig. 2.1 et paragraphe 2.2.1). Les régions calcaires, en particulier le Jura, montrent des valeurs basses (Surbeck *et al.* 2006).

Tableau 2.5: Valeurs moyennes et maximales de ^{222}Rn , ^{226}Ra et ^{238}U dans l'eau pour diverses régions et types de roches.

Pays	Substrat de l'aquifère	n°	^{222}Rn (Bq/l)		^{226}Ra (mBq/l)		^{238}U (mBq/l)		Référence
			Méd.	Max.	Méd.	Max.	Méd.	Max.	
Norvège - Région de Oslo	Gneiss précambriens	7	630	390	-	-	68.2	54.6	Banks et al. (1995)
Norvège - Sud	Granite d'Iddeford	11	2500	1530	8500	-	186	210.8	Banks et al. (1995)
Norvège - Région de Trondheim (Nord)	Schistes et gneiss précambriens	10	128	111	111	-	73.2	49.6	Banks et al. (1995)
Finlande	Granites	308	925	2035	32560	59.2	300	9472	184388 Asikainen (1979)
Pologne - Massif des Sudètes	Granites et gneiss	282	124.9	106.7	1645	-	-	-	Przylibski et al. (2004)
Brésil - Rio de Janeiro	Granites précambriens et dépôts quaternaires	88	-	-	75	22	1	-	Almeida et al. (2004)
Brésil	Tout type de roche	205 - 358	57.7	-	3542	14	3790	14.9	93 Godoy (2006)
Mexique - Juarez	Calcaires	24	5	7	12.7	-	-	-	Villalba et al. (2004)
Mexique - Chihuahua	Calcaires et rhyolite	32	10.5	16.1	36.4	-	-	-	Villalba et al. (2004)
Chine - Province du Fujian	Granite	24 - 74	272	-	19.30	-	24	-	Zhuo et al. (2001)
Chine - Province du Fujian	Gneiss	16 - 24	77.9	-	10.4	-	-	-	Zhuo et al. (2001)
Chine - Province du Fujian	Grès	6 - 22	35.7	-	12.8	-	5.7	-	Zhuo et al. (2001)
Chine - Province du Fujian	Calcaires	4-7	14.6	-	7.1	-	7.7	-	Zhuo et al. (2001)
USA - Newark Basin	Calcaires	30 - 178	51	-	588.3	< 22.2	832	38.4	744 Szabo et Zapecza (1991)
Hongrie	Tout type de roche	61	-	4.3	29.9	-	43	238	Szerbin et Koteles (1999)
Hongrie - Eaux thermales de Budapest	Calcaire	10	122.5	150.8	363.2	699.0	727.0	837.0	Baradacs et al. (2001)
Maroc - Eaux froides	Tout type de roche	7	-	-	-	-	7.3	10.5	8 Hakam et al. (2001)
Maroc - Eaux thermales	Tout type de roche	14	-	-	-	-	651	3696	8.5 Hakam et al. (2001)
Angleterre - Région de Bath	Calcaires	10 - 12	14.6	18.5	59.2	9.6	10.2	20.0	13.2 Andrews (1991)
Angleterre - Sources thermales de Bath	Calcaires	10 - 12	37.9	57.8	198.7	257.2	228.4	436.6	1.5 Andrews (1991)
Autriche - Eaux froides et subthermales	Calcaires et Molasse	14	9.0	10.3	30.5	8.7	10.8	24.1	0.1 Andrews (1985)
Autriche - Eaux thermales	Calcaires et Molasse	5	11.5	13.5	21.2	53.3	43.2	78.8	0.4 Andrews (1985)

Tableau 2.6: Valeurs moyennes et maximales de ^{222}Rn , ^{226}Ra et ^{238}U en Suisse d'après des études régionales.

Région	Substrat de l'aquifère	n°	^{222}Rn (Bq/l)		^{226}Ra (mBq/l)		$^{238}\text{U} + ^{234}\text{U}$ (mBq/l)		Référence
			Méd.	Max.	Méd.	Max.	Méd.	Max.	
Suisse	Tout type de roche	51	12.5	15.13	73.1	13	17	28.65	266 Surbeck (2006)
Tessin	Tout type de roche	57 (Rn) / 630 (U)	13.3	21.57	129	-	8.9	23.3	648 Payot (1952)
Grisons	Tout type de roche	360	5.5	15.1	654	14	33.8	62.9	714 Deflorin (2004)
Grisons	Roches cristallines	418	17.9	35	-	-	-	-	Böhm (2002)
Grisons	Roches sédimentaires	677	6.9	11.9	-	-	-	-	Böhm (2002)
Valais	Tout type de roche	44 (Rn) / 113 (U)	39.8	81.7	435	-	52	93.3	1046 Surbeck et al. (2006)
Ville de Neuchâtel	Calcaires	23	7	-	12.5	-	-	-	Surbeck (2006)

Bien entendu, l'influence des roches sur les teneurs en radioisotopes s'observe à l'échelle régionale. Cela n'exclut évidemment pas des exceptions dans des systèmes particuliers plus locaux, par exemple lors de précipitations secondaires d'uranium ou de radium (voir partie 2.2.2 c).

2.2.5 Législation et valeurs-limites dans les eaux potables

L'Organisation Mondiale de la Santé (OMS) a publié en 2006 la troisième version des « Directives de qualité pour l'eau de boisson ». Les limites de potabilité préconisées, du point de vue des teneurs en radioisotopes, sont calculées de sorte que les doses adsorbées annuellement par un individu (sur la base d'une consommation de 2 l d'eau journalière) via l'eau de boisson, n'excèdent pas 0.1 mSv. La méthode d'évaluation proposée (Fig. 2.6) prévoit dans un premier temps une analyse de l'activité α et β totale. Si les valeurs mesurées dépassent respectivement **0.5 et 1 Bq/l**, il convient d'identifier quantitativement et qualitativement les isotopes et d'envisager, si nécessaire, des mesures d'assainissement.

En plus de sa radiotoxicité, l'uranium est chimiquement toxique. L'OMS recommande donc, quelle que soit l'activité α mesurée, de limiter sa concentration à 15 $\mu\text{g/l}$ (= 186 mBq/l ^{238}U) dans l'eau potable.

Le ^{40}K , abondant dans les eaux, est exclu de l'activité β totale car il est présent dans le corps humain en quantité constante et ne se concentre pas comme les autres isotopes. Il n'est ainsi pas considéré comme un risque pour la santé.

Le radon et ses produits de filiation sont exclus de l'activité α totale par les méthodes d'extraction recommandées (évaporation ou co-précipitation). Cette exclusion est justifiée par le fait que le radon représente un risque faible pour la santé lorsqu'il est ingéré via le système digestif. Par contre,

comme le radon est un gaz, le risque lié à l'inhalation, en particulier de cancer des poumons, est beaucoup plus important. Etant donné que le radon dans l'air provient souvent de l'eau, l'OMS recommande de mesurer le ^{222}Rn en plus de l'activité α totale. Si les valeurs excèdent 100 Bq/l, il est conseillé de prendre des mesures d'assainissement pour réduire les teneurs en dessous de cette limite.

Au niveau européen, la Directive du Conseil de l'Union européenne n° 98/83/CE du 3 novembre 1998 relative à la qualité des eaux destinées à la consommation humaine, fixe, sur la base des recommandations de l'OMS, une limite de 0.1 mSv annuelle par individu.

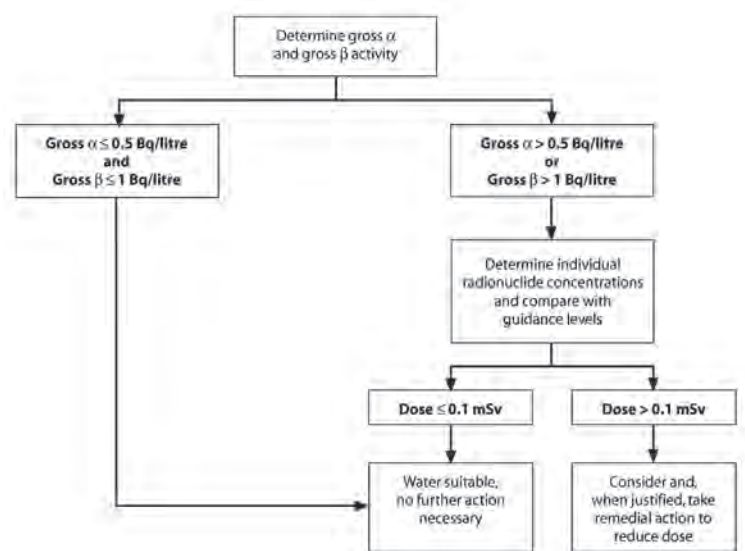


Figure 2.6: Procédure d'évaluation de la potabilité d'une eau, du point de vue des teneurs en isotopes des séries de l'uranium et du thorium, recommandées par l'OMS (Directives sur la qualité de l'eau de boisson, 2006).

Le radon est traité à part dans une « recommandation de la communauté du 20 décembre 2001 concernant la protection de la population contre l'exposition au radon dans l'eau potable » (L 344/85). La commission recommande aux Etats membres de fixer à 100 Bq/l la limite à partir de laquelle des « mesures correctives » sont à prendre tout en rappelant qu'au-delà de 1000 Bq/l, les « mesures correctives sont justifiées au plan de la protection radiologique ».

Pour illustrer ces recommandations, citons pour exemple la législation française inspirée des recommandations de l'OMS et des commissions européennes. L' « arrêté du 12 mai 2004 fixant les modalités de contrôle de la qualité radiologique des eaux destinées à la consommation humaine » reprend le principe de la procédure en cascade proposé par l'OMS (voir Fig. 2.6) et fixe la limite pour l'activité α et β à, respectivement, **0.1 et 1 Bq/l** (sans le ^{222}Rn et ses produits de filiation). De même, si les valeurs mesurées dépassent ces limites, une identification et une quantification des radionucléides naturels puis artificiels est imposée.

En Suisse, les textes de loi limitant les teneurs en radioisotopes sont principalement l'Ordonnance sur la radioprotection du 22 juin 1994 (ORaP) et l'Ordonnance sur les substances étrangères et les composants du 26 juin 1995 (OSEC). Les valeurs limites OSEC pour les denrées alimentaires liquides, ainsi que pour les préparations pour nourrissons, sont de 10 Bq/kg pour la somme des radionucléides du groupe I des séries de l'uranium et du thorium (^{224}Ra , ^{228}Th , ^{238}U , ^{235}U et ^{234}U). Pour les isotopes du groupe II (^{210}Pb , ^{210}Po , ^{226}Ra , ^{228}Ra , ^{230}Th , ^{232}Th et ^{231}Pa), la limite est fixée à 1 Bq/kg pour les denrées alimentaires liquides et les préparations pour nourrisson et à 5 Bq/kg pour les autres denrées alimentaires. La distinction entre les groupes I et II se base sur la radiotoxicité des isotopes constituant ces groupes, ceux du groupe II étant les plus radiotoxiques. Pour les eaux souterraines, il faut retenir une limite de **10 Bq/kg** pour la somme de ^{234}U et ^{238}U et de **1 Bq/kg** pour la somme de ^{226}Ra et ^{228}Ra car les teneurs des autres éléments sont négligeables. Ces valeurs correspondent à une exposition de 0.3 mSv pour un individu sur une année. Il n'existe pas de limite légale pour les concentrations en radon dans l'eau. Par contre, les teneurs dans l'air ne doivent pas excéder 1000 Bq/m³ dans les habitations et 3000 Bq/m³ sur le lieu de travail (Art. 110 ORaP). L'Ordonnance sur les denrées alimentaires du 1 mars 1995 (ODAI) qui traite notamment des eaux minérales ne donne pas de limite de concentrations pour les éléments dissous.

2.3 Applications pour l'hydrogéologie

Les apports liés aux teneurs en radionucléides dans les eaux souterraines sont multiples. La liste ci-dessous donne un aperçu de leur utilisation possible en hydrogéologie. Les applications ne fournissant pas d'informations utiles pour le présent travail ne sont pas détaillées : le lecteur intéressé peut se référer à la littérature non exhaustive citée.

2.3.1 Uranium

Les teneurs en uranium sont peu utilisées dans la littérature comme outil pour la compréhension de systèmes d'écoulement. Par contre, beaucoup d'études traitent de l'utilisation du rapport $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ comme traceur naturel en hydrogéologie. Plus une eau est évoluée, plus son rapport est élevé et plus les teneurs en uranium sont basses (voir paragraphe 2.2.3). Ce comportement, observé dans plusieurs aquifères (Osmond & Cowart 1992) permet d'identifier une zone de minéralisation d'uranium. En effet, plus on se rapproche de la zone de minéralisation, plus les teneurs en uranium sont élevées et plus le rapport $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ est bas (Asikainen 1981; Asikainen & Kahlos 1979). De même, certains auteurs ont tenté de calculer le temps de transit de l'eau

d'après ce rapport (Andrews *et al.* 1989; Andrews *et al.* 1982) mais les résultats ne semblent pas applicables de manière générale à tous les aquifères (Andrews *et al.* 1985).

Le rapport $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ peut également permettre de différencier les divers systèmes d'écoulement souterrains, dans une région donnée (Andrews *et al.* 1985; Cowart 1980; Cowart *et al.* 1978). En représentant graphiquement le rapport $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ en fonction de la teneur en uranium, les divers systèmes d'écoulement de la Floride sont explicitement identifiés (Fig. 2.7).

Il semble donc que le rapport $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ soit un traceur complémentaire intéressant, en particulier pour une étude régionale, mais les interprétations doivent être faites avec précaution.

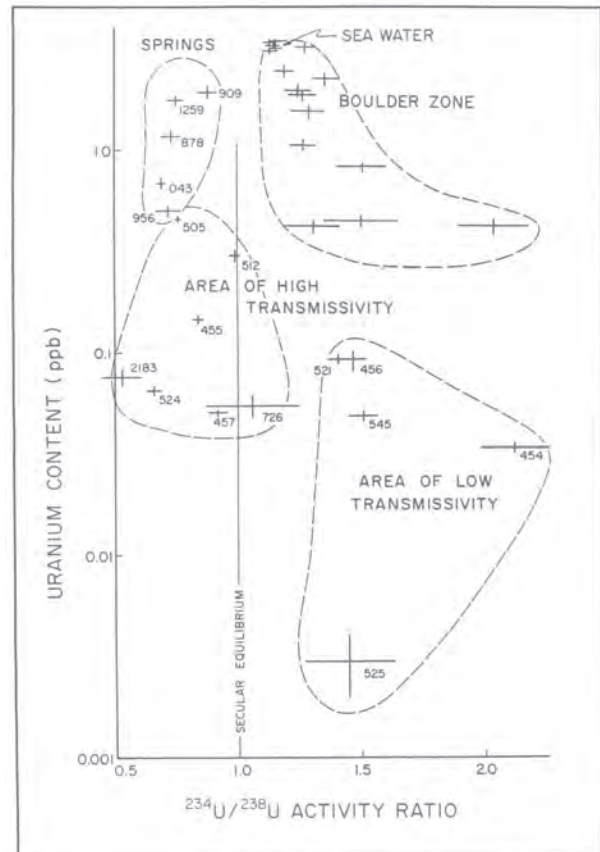


Figure 2.7: Caractérisation des eaux souterraines de Floride d'après le rapport $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ et les teneurs en uranium (Osmond et Cowart 1992).

2.3.2 Radium

Il existe peu d'applications des teneurs en radium pour l'hydrogéologie. Quelques études (Andrews 1991; Barbecot 1999; Davidson & Dickson 1986) traitent de la datation du temps de transit de l'eau d'après les teneurs en ^{226}Ra . L'équation (6) (Andrews 1991) permet théoriquement de le calculer.

$$(6) \quad {}^{226}\text{Ra}_t = {}^{226}\text{Ra}_e \left(1 - \exp(-\lambda \cdot t) \right)$$

Où ${}^{226}\text{Ra}_t$ = activité au temps t
 ${}^{226}\text{Ra}_e$ = activité à l'équilibre
 λ = période de ${}^{226}\text{Ra}$

Les conditions d'applications de cette relation impliquent que le transfert est purement conservatif, c'est-à-dire qu'il n'y a ni perte, ni apport de radium. Pour un système d'écoulement profond dans lequel les eaux sont réduites (voir paragraphe 2.2.2 c), la première condition pourrait être admise. Par contre, la seconde n'est probablement pas remplie car un apport le long du parcours souterrain ne peut pas être exclu. Enfin, il est très difficile de connaître l'activité du radium à l'équilibre. Barbecot (1999) montre que les temps de résidence de l'eau calculés d'après le ^{14}C sont très proches de ceux calculés par ^{226}Ra . Il mentionne également que, pour l'estimation du

temps de transit d'une eau par ^{226}Ra , il faut connaître d'une part les teneurs en ^{226}Ra des eaux lors de leur infiltration et d'autre part, la production de ^{226}Ra le long du parcours de l'eau. Une fois encore, ces deux informations sont difficiles à obtenir dans un système d'écoulement profond.

2.3.3 Radon

Les applications liées au radon pour l'hydrogéologie sont multiples :

- a) Traceur naturel pour les relations eau de surface - eau souterraine et estimation de l'infiltration (Bertin & Bourg 1994; Dehnert *et al.* 1999; Höhn & Von Gunten 1989; Höhn *et al.* 1992; Stellato *et al.* 2008; Surbeck & Eisenlohr 1995).
- b) Indicateur de pollution au NAPL dans l'aquifère (Hohener & Surbeck 2004; Hunkeler *et al.* 1997; Schubert 2000; Semprini *et al.* 2000)
- c) Traceur naturel pour l'estimation des transferts d'eau entre le sol, l'épikarst et l'aquifère karstique correspondant (Criss *et al.* 2007; Savoy 2008)
- d) Traceur naturel pour estimer la vitesse du flux dans un aquifère (Kafri 2001)
- e) Estimation de l'ouverture des fractures dans un aquifère karstique (Andrews 1991)
- f) Estimation des pourcentages d'eau douce se déchargeant dans la mer en zones côtières. Le radium peut également être utilisé pour cette estimation (Burnett & Dulaiova 2006; Dulaiova *et al.* 2006; Gallardo & Marui 2006; Mccoy *et al.* 2007).

Les mesures du radon dans l'eau ont également des applications pratiques pour d'autres domaines dont la prédiction des séismes. La littérature dans ce domaine est très abondante (Igarashi *et al.* 1995; Nishizawa *et al.* 1998; Singh *et al.* 1999; Walia *et al.* 2006).

Chapitre 3

Echantillonnage et méthodes analytiques

Ce chapitre détaille les campagnes d'échantillonnage et les méthodes d'analyse utilisées pour mesurer les paramètres de l'eau.

3.1 Echantillonnage

Les campagnes d'échantillonnage ont eu lieu de juillet 2005 à septembre 2007. Elles consistaient en deux phases qui suivaient les recommandations de l'Office Fédérale de l'Environnement, des Forêts et du Paysage (OFEFP), l'actuel Office Fédérale de l'Environnement (OFEV) (Thierrin *et al.* 2003). Le nombre de campagne d'échantillonnage a été dans une large mesure influencé par les possibilités d'analyse du ^{226}Ra , du ^{234}U et du ^{238}U : les campagnes ont été déterminées en se basant sur une capacité d'analyse de 10 échantillons par mois.

3.1.1 Mesures des paramètres physico-chimiques sur le terrain

Ces paramètres sont essentiellement la conductivité, la température, l'oxygène dissous, le pH, le potentiel redox et le débit (voir. Tab. 3.1). Les valeurs de potentiel redox ne sont pas fiables car l'appareil montrait sur le terrain des problèmes de stabilité lors des mesures, même après plusieurs révisions. Ces valeurs doivent donc être utilisées avec précaution et comme ordre de grandeur de ce paramètre.

Tableau 3.1: Paramètres mesurés sur le terrain.

Paramètres	Appareil	Précision
Conductivité ($\mu\text{S}/\text{cm} - 25^\circ\text{C}$)	WTW Cond 340i avec sonde de mesure TetraCon®	$\pm 0.5\%$ de la valeur mesurée
Température ($^\circ\text{C}$)	WTW Cond 340i avec sonde de mesure TetraCon®	$\pm 0.1 \text{ K}$
pH	Metrohm 826 pH mobile avec électrode en verre combinée (Electrode référence: KCl)	± 0.01 unité pH
Potentiel redox (mV)	Metrohm 826 pH mobile avec électrode combinée annulaire Pt	$\pm 0.02 \text{ mV}$
Oxygène dissous (% - mg/l)	Hach Lange HQ10 avec sonde LDO (Luminescent Dissolved Oxygen)	$\pm 0.1 \text{ mg/l}$ (plage 0-8 mg/l) $\pm 0.2 \text{ mg/l}$ (plage 8-20 mg/l)
S^{2-} (mg/l)	Hach Lange Colorimètre DR890	$\pm 0.02 \text{ mg/l S}^{2-}$
Fe^{2+} (mg/l)	Hach Lange Colorimètre DR890	$\pm 0.01 \text{ mg/l S}^{2-}$
Débit (l/min)	Jaugeage volumétrique Jaugeage chimique (sel) Compteur d'eau de l'exploitation	

Afin que toutes les données recueillies soient comparables et reproductibles entre elles, les appareils utilisés étaient d'une part, toujours les mêmes et, d'autre part, étalonnés régulièrement. Sur l'annexe 1 figure la droite de comparaison entre les valeurs de température mesurée par le

conductimètre et celle mesurée par un thermomètre étalonné. Le conductimètre montre une légère dérive par rapport aux valeurs absolues. Les valeurs basses sont celles qui diffèrent le plus : la différence maximale, dans la gamme comparée est de 1°C pour une température du conductimètre de 9°C. Les valeurs de température présentées dans le présent travail sont celles du conductimètre et non les valeurs absolues. Elles ont été comparées aux études antérieures, ainsi qu'aux valeurs fournies par les exploitants des sources et forages. Une différence maximale de 0.5°C a été observée, excepté au Forage Grève-1 d'Yverdon : les données de Muralt (1999) et celles fournies par Feldschlösschen SA sont de 1 à 1.5°C plus élevées. Cette différence est probablement due aux conditions d'échantillonnage. Afin de rendre la comparaison possible entre les points d'échantillonnage, les données fournies par Feldschlösschen SA ont été corrigées sur les valeurs mesurées avec le conductimètre utilisé pour la présente étude.

3.1.2 Prélèvement d'eau pour les analyses au laboratoire.

Les récipients utilisés lors du prélèvement sont mentionnées au tableau 3.2. Les échantillons étaient ensuite conservés dans un bac frigorifique jusqu'au laboratoire puis conservés au froid jusqu'à l'analyse.

Tableau 3.2: Récipients utilisés pour les prélèvements d'eau sur le terrain.

Paramètres	Récipient	Volume
HCO ₃ ⁻	Bouteille PET	500 ml
Anions majeurs et silice	Bouteille PET	50 ml
Cations majeurs et éléments traces	Bouteille PET avec HNO ₃ Suprapur	50 ml
Uranium et radium	Bouteille PET	250 ml
Radon	Bouteille en verre avec bouchon septum Teflon/Silicone	20 ml

Afin d'éviter, ou en tout cas de minimiser, le dégazage des paramètres tels que radon, oxygène et CO₂, les mesures et les prélèvements étaient effectués au plus près de l'exutoire des sources. Concernant les forages, un tuyau était branché sur les robinets de prélèvements et son extrémité plongée dans un seau. Les mesures et les prélèvements pouvaient ainsi être effectués en évitant un contact avec l'atmosphère. A cet égard, les mesures d'oxygène dissous sont un bon indicateur de l'efficacité de la prise de mesure.

Le nombre et la période d'échantillonnage par site sont détaillés dans le tableau 3.3. Les caractéristiques des sites et des points d'échantillonnages seront développés au Chapitre 4.

3.2 Analyses en laboratoire

3.2.1 Isotopes radioactifs

a) Uranium et radium

L'uranium-238, l'uranium-234 et le radium-226 ont été analysés par **spectrométrie-α**. La préparation des échantillons suit la procédure développée par Surbeck (1995, 2000) et est basée sur une adsorption sélective des isotopes. Pour le radium, une plaquette recouverte de MnO₂ est plongée durant 6 heures dans 100 ml d'échantillon. Cette étape permet de fixer le radium, sur la plaquette qui, après séchage, sera analysée. La préparation de l'uranium suit le même principe, excepté que la plaquette est recouverte d'un échangeur cationique contenant des groupes diphosphonates et sulfonates et est immergée pendant 20 heures dans l'échantillon acidifié. Ces derniers ont l'avantage d'adsorber l'uranium et non le radium. La mesure est faite par un

Tableau 3.3: Nombre de campagnes d'échantillonnage et de points d'échantillonnage par site.

Site	Nombre de campagne d'échantillonnage	Nombre de point d'échantillonnage principaux par site	Période
Yverdon -les - Bains	9	5	Mars 2005 - décembre 2006
Moiry	18	2	Septembre 2005 - mars 2007
Combioula	2	3	Juillet 2005 et avril 2007
Loèche - les - Bains	6	4	Janvier 2006 - novembre 2006
Val d'Illiez	7	3	Décembre 2005 - novembre 2006
Saxon	6	1	Janvier 2006 - novembre 2006
Lavey - les - Bains	2	2	Juin 2007 et août 2007
Brigerbad	3	4	Août -octobre 2007
Bad Ragaz	2	2	Novembre 2006 et juillet 2007
Delémont	2	2	Novembre 2006 et avril 2007
Cruseilles	1	2	Juillet 2005

détecteur alpha à barrière de silicium. La durée de la mesure est de 2 jours pour le radium et de 1 jour pour l'uranium. Ainsi, huit échantillons par mois, au maximum, étaient analysés. La figure 3.1 montre le spectre α d'une eau minérale.

La limite de détection de cette méthode est de 5 mBq/l pour ^{226}Ra , ^{234}U et ^{238}U . En fonction de la qualité du spectre, la limite de détection peut être inférieure à 5mBq/l. Dans le présent travail, les incertitudes de mesure sont spécifiées pour chaque donnée et correspondent à $\pm 1\sigma$ (écart-type).

Comme les analyses de radium et d'uranium prennent du temps, les échantillons se sont rapidement accumulés. Afin de s'assurer qu'il n'y avait pas de perte durant le stockage, plusieurs mesures de radium d'un échantillon d'eau de la source San Lorenz de Loèche-les-Bains ont été effectuées.

Trois échantillons prélevés le 3 janvier 2006 ont été mesurés le 9 janvier, le 6 mars et le 12 juin 2006. Les résultats, respectivement de 170 ± 12 , 186 ± 12 et 200 ± 13 mBq/l, montrent qu'il n'y a pas de perte de radium suite à un stockage prolongé des échantillons.

b) Radon

Le ^{222}Rn a été analysé par **photoluminescence** (Liquid Scintillation Counting – LSC).

La préparation de l'échantillon suit la procédure suivante : prélèvement de 10 ml de l'échantillon et mélange avec 5 ml de Maxilight[®]. Ce dernier est composé d'un solvant organique, dans lequel la solubilité du radon est 20 fois plus grande que dans l'eau, et d'un scintillateur. La mesure est faite par un analyseur de scintillation liquide (TRI-CARB[®] 2250A de la firme Packard Canberra). Elle consiste en un comptage des scintillations provenant des particules α et β qui heurtent le scintillateur (voir fig. 3.2).

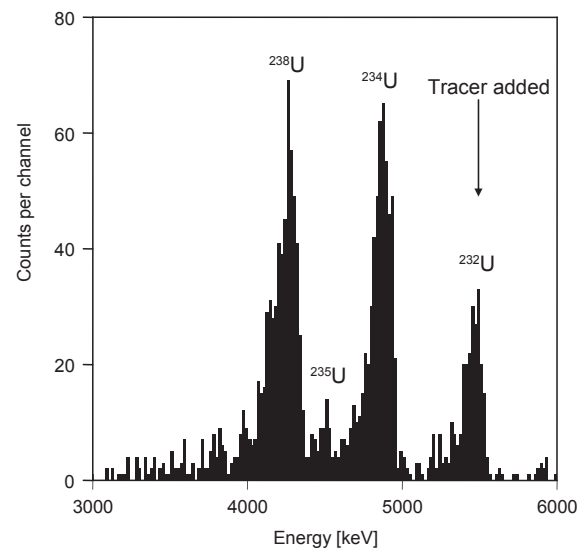


Figure 3.1: Spectre α d'une eau minérale suisse. Le spectre est mesuré par un détecteur α au Si de 900 mm².

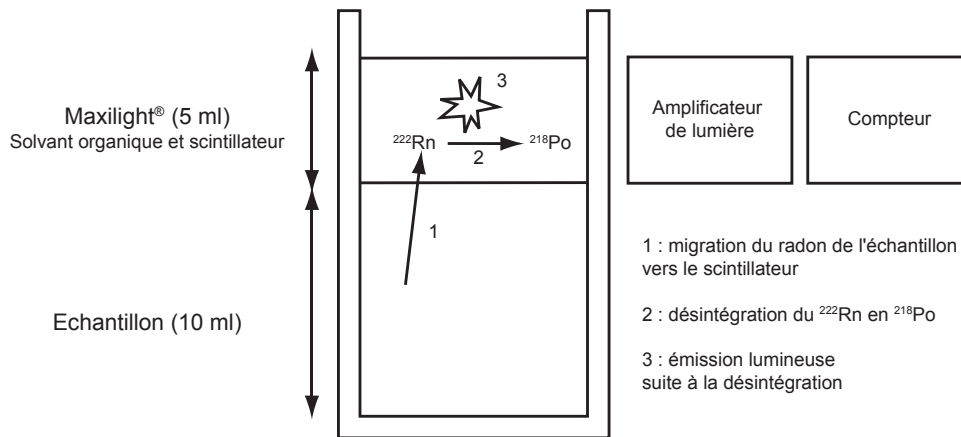


Figure 3.2: Principe de la préparation et de la mesure par scintillation liquide (exemple de ^{222}Rn)

La limite de détection est de 0.5 Bq/l et l'incertitude de mesure, comme pour l'uranium et le radium, correspond à $\pm 1 \sigma$. Comme ^{222}Rn a une période relativement courte, le délai entre le prélèvement de l'échantillon et son analyse ne doit pas excéder une semaine.

3.2.1 Chimie de l'eau

Le tableau 3.4 donne les méthodes de mesures, les incertitudes et les limites de détection des analyses chimiques de l'eau.

La reproductibilité des mesures ($\pm 1\sigma$) des ions majeurs par chromatographie ionique ont été calculées d'après les mesures de standards de l'année 2007 pour chaque ion et pour chaque concentration (en principe 5, 10, 30, 60 et 100 mg/l). L'incertitude sur la mesure représente l'incertitude par rapport à la valeur absolue. Les analyses dont la balance ionique dépassait 5% ont été refaites.

Tableau 3.4: Méthodes de mesure des paramètres chimiques de l'eau.

	Élément	Méthode de mesure	Appareil de mesure	Reproductibilité ($\pm 1\sigma$)	Incertitude de la mesure ($\pm \%$)	Limite de détection (mg/l)	
Éléments majeurs	Cations	Sodium (Na^+)	Chromatographie ionique	Dionex Corporation DX120	0.3	5	0.25
		Potassium (K^+)	Chromatographie ionique	Dionex Corporation DX120	0.4	5	0.25
		Calcium (Ca^{2+})	Chromatographie ionique	Dionex Corporation DX120	0.4	5	0.25
		Magnésium (Mg^{2+})	Chromatographie ionique	Dionex Corporation DX120	0.2	5	0.25
		Strontium (Sr^{2+})	Chromatographie ionique	Dionex Corporation DX120	0.1	5	0.25
		Ammonium (NH_4^+)	Chromatographie ionique	Dionex Corporation DX120	0.3	5	0.05
		Fer (Fe^{2+})	Spectrophotométrie	Perkin Elmer Lamda 10		5	0.03-0.05
	Anions	Fluor (F^-)	Chromatographie ionique	Dionex Corporation DX120	0.2	5	0.3
		Chlore (Cl^-)	Chromatographie ionique	Dionex Corporation DX120	0.4	5	0.3
		Nitrate (NO_3^-)	Chromatographie ionique	Dionex Corporation DX120	0.3	5	0.3
		Nitrite (NO_2^-)	Chromatographie ionique	Dionex Corporation DX120	0.2	5	0.5
		Sulphates (SO_4^{2-})	Chromatographie ionique	Dionex Corporation DX120	0.3	5	0.3
		Phosphates (PO_4^{3-})	Chromatographie ionique	Dionex Corporation DX120	0.5	5	0.5
		Bromure (Br^-)	Chromatographie ionique	Dionex Corporation DX120	0.3	5	0.5
*	Bicarbonates (HCO_3^-)	Titration alcalimétrique	HCl 0.1 M et ph-mètre		5	1	
	Silice (SiO_2)	Spectrophotométrie	Perkin Elmer Lamda 10		5	0.1	
Éléments traces	Li, Be, B, Al, V, Ba, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Rb, Mo, Pb et Bi	ICP-MS	Perkin Elmer Elan 6100		10	0.0001	

* non dissocié

Les bicarbonates ont été analysés par titration alcalimétrique avec HCL 0.1M suivant le guide pratique de l'échantillonnage des eaux souterraines (Thierrin et al. 2003) d'après le Manuel Suisse des Denrées Alimentaires (MSDA 27A/35).

Les analyses de silice et de fer ont été faites par spectrophotométrie suivant les méthodes proposées par l'ouvrage « Standards Methods for examination of Water and Wastewater » (Eaton *et al.* 1995) et plus précisément, la méthode Molybdosilicate pour la silice et la méthode Phénanthroline pour le fer.

Certains échantillons ont été analysés par ICP-MS. 18 éléments traces ont ainsi pu être mesurés (Li, Be, B, Al, V, Ba, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Rb, Mo, Pb et Bi). Seuls les éléments bien calibrés et montrant des valeurs cohérentes avec les standards ont été retenus. A titre de comparaison, la figure 3.3 montre les teneurs en uranium mesurés par ICP-MS et celles mesurées par spectrométrie- α . Les valeurs basses sont assez proches mais une dérive apparaît dans les valeurs élevées. Quoiqu'il en soit, les valeurs retenues et utilisées pour le présent travail sont celles mesurées par spectrométrie- α .

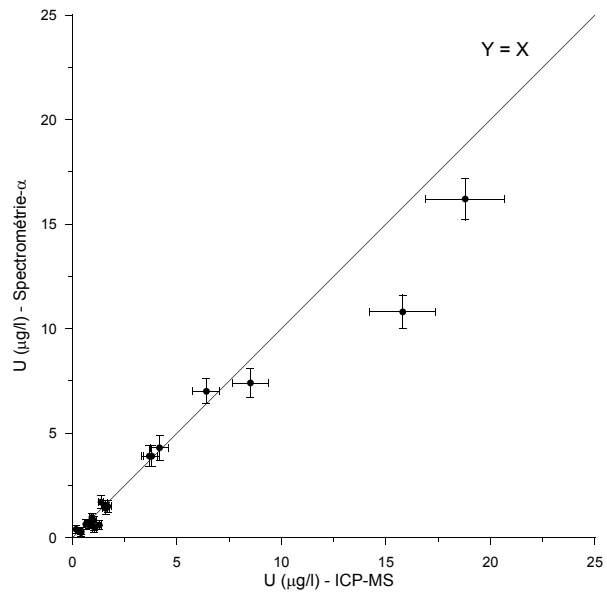


Figure 3.3: Comparaison des valeurs d'uranium mesurés par ICP-MS et par Spectrométrie- α . Les différences semblent plus importantes pour les valeurs élevées.

3.3 Mesures en continu

3.3.1 Conductivité, température et débit

Les données continues des paramètres physico-chimiques, en particulier la température, la conductivité et le débit, permettent de connaître le régime hydrologique prévalant lors des échantillonnages et ceci, plus précisément qu'avec des mesures ponctuelles. Ces données (1) ont été fournies (1) par les propriétaires des installations ou proviennent (2) d'appareils installés dans ce but.

- 1) Les points d'échantillonnages suivants disposent de mesures en continu fournies par le propriétaire: Arkina (Feldschlosschen SA), Source du Cossaux (Service des Energies d'Yverdon), Source thermique de Saxon (Henniez SA), Source Fischweiher et Saint Laurent à Loèche-les-Bains (Burgerbad). Les données concernant les forages F2 et F3 de Val d'Illiez ont été fournies par le bureau AlpGEO à Sierre.
- 2) Un appareil de mesure a été installé à la source de la Cressonnière d'avril 2005 à avril 2007 afin de mesurer la conductivité, la température et le débit à un pas de temps de 30 minutes. La sonde de température et de conductivité (WTW TetraCon®) et la sonde de pression étaient raccordées à un enregistreur de données (DataTaker, DT50). Le

débit en continu provient des mesures de hauteur d'eau dans la chambre de captage, mesurés grâce à la sonde de pression, et des débits ponctuels mesurés par jaugeage au sel dans le ruisseau en aval de la source de Cressonnière. La courbe de tarage figure à l'annexe 1. Les données de température, débit et conductivité ont été fournies pour la source du Moulinet 6A par Michiel Pronk, doctorant au centre d'hydrogéologie. Les caractéristiques des appareils sont données dans une publication (Pronk *et al.* 2007).

Toutes les valeurs de température et de conductivité ont été rapportées au conductimètre de terrain à l'aide des mesures ponctuelles.

Les autres points d'échantillonnage ne disposent pas de données en continu, soit parce que les propriétaires ne les ont pas fournis, soit parce qu'il n'était pas possible d'y installer des appareils.

3.3.1 Radon

Deux séries de mesures de ^{222}Rn ont été effectuées à la source du Moulinet 6A de février à novembre 2006 et à la source de la Cressonnière d'octobre 2006 à mars 2007. Les mesures ont été faites à l'aide d'un appareil dont le principe, décrit par Surbeck (1996), est illustré à la figure 3.4. A la source de la Cressonnière, l'appareillage était légèrement différent de celui de la figure 3.4 : il était complètement plongé dans l'eau afin d'éviter la condensation dans le tuyau entre la source et l'appareil. L'air circulant dans le tuyau doit en effet être sec, la cellule de Lucas n'offrant pas des mesures de qualité en condition humide. Malheureusement, ce dispositif expérimental n'était, semble-t-il, pas assez étanche et des infiltrations ont inondé l'appareil. Les mesures prévues initialement durant les hautes eaux et la période d'étiage ont ainsi dû être prématurément arrêtées. La source de la Cressonnière ne disposant pas de prise électrique, l'alimentation s'est faite par batterie, rechargée en continu par un panneau solaire. L'installation a donné pleine satisfaction et, à aucun moment, l'appareil de mesure n'a manqué d'électricité.

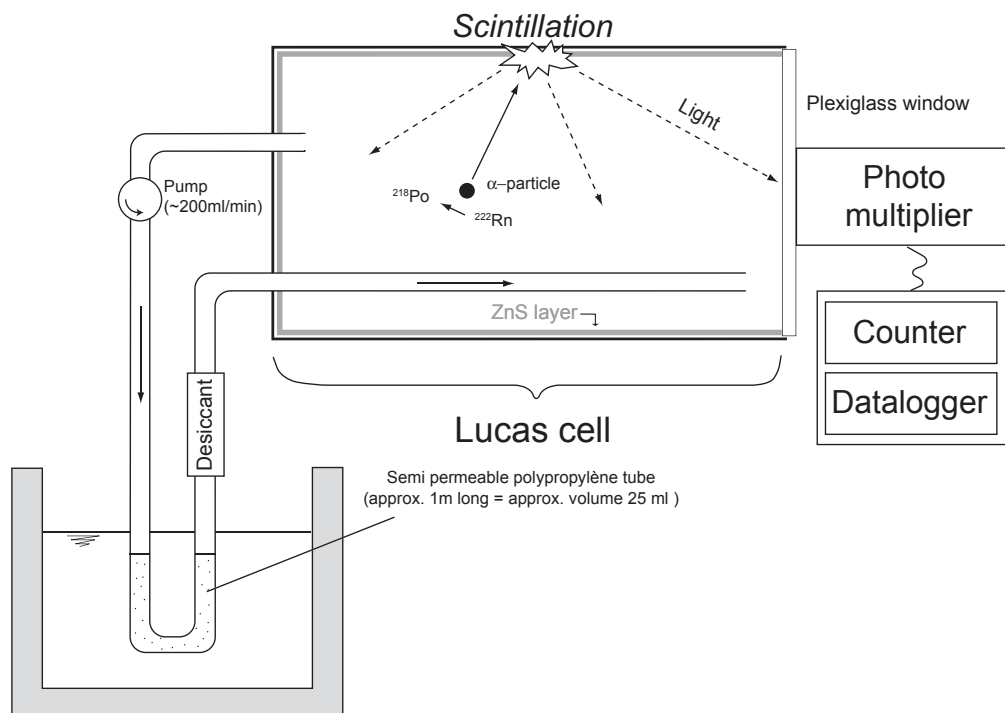


Figure 3.4: Principe de la mesure du radon en continu (Gainon 2007).

3.4 Expérience en colonne

Une expérience en colonne dont les résultats figurent au paragraphe 5.3.2c a été menée en laboratoire. La colonne et le sable ont été utilisés dans deux expériences décrites dans la littérature (Höhener *et al.* 2003; Pasteris *et al.* 2002). La colonne a une longueur de 1.18 m et les points d'échantillonnage sont espacés de 10 cm. La courbe granulométrique du sable le classe dans la catégorie des sables moyens à fins. La circulation de l'eau s'est faite par une pompe péristaltique à un débit compris entre 38 et 49 ml/min. Un réservoir de 50l a été disposé entre la sortie de la colonne et la pompe. La circulation d'eau se faisait pendant une période de 1 à 2 mois, puis, après un arrêt de la pompe de deux semaines, le ^{222}Rn était échantillonné. Le sable et l'eau ont été complètement changés entre les trois étapes de l'expérience.

Pour la troisième étape, 2.5 kg de sable sur les 11 kg totaux ont été imprégnés avec du fer suivant la méthode proposée par Abe (2000). Le sable a été mélangé dans 1 l de NaOH 0.5M et 1 l de FeCl_3 0.15M avec un mélangeur durant 12 heures.

Une extraction de fer a ensuite été réalisée sur un échantillon de 10g de sable en s'inspirant de méthodes décrites dans la littérature (Chao & Zhou 1983; Heron *et al.* 1994) afin de déterminer la quantité de fer déposée sur le sable. Ainsi, 250 ml d'oxalate d'ammonium 0.2M ($(\text{NH}_4)_2\text{C}_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$) et 250 ml d'acide oxalique 0.17M ($\text{H}_2\text{C}_2\text{O}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) ont été ajoutés aux 10 g de sable puis agités pendant 4 et 16 heures. Le pH du mélange était de 2.6.

La concentration en fer dans le lixiviat a ensuite été mesurée par photospectrométrie. Le résultat de 5 mg/l de fer permet de déduire que la quantité de fer, dans les 2.4 kg de sable, était d'environ 300mg et donc que l'efficacité d'adsorption du fer sur le sable était de l'ordre de 4%.

Chapitre 4

Sites d'études et résultats

Ce chapitre contient une description des sites et donne les résultats des campagnes d'échantillonnage. Il constitue une synthèse des études antérieures et une base de données pour les paramètres physico-chimiques mesurés dans la présente étude. Dans ce chapitre sont présentées les données des campagnes d'échantillonnage. Les données en continu sont présentées et interprétées au chapitre 5.

4.1 Cadre général

Tous les sites d'études sont situés en Suisse sauf Cruseilles qui se trouve sur le territoire français à une quinzaine de kilomètres au Sud du Canton de Genève (fig. 4.1a). Une partie des sites se trouvent le long de l'Arc Jurassien et l'autre partie dans les Alpes, principalement dans le Canton du Valais. Les eaux des sites d'Yverdon-le-bains, Moiry, Val d'Illiez, Loèche-les-Bains, Saxon, Cruseilles, Delémont, Combioula et Bad Ragaz (Ch. 4.2 –Ch. 4.7) proviennent de roches sédimentaires (calcaires et évaporites essentiellement) tandis que les eaux des sites de Lavey-les-Bains et Brigerbad (Ch. 4.7) sont issues de roches cristallines (roches ignées et orthométamorphiques). Cette classification n'est pas stricte car il n'est pas possible d'exclure l'influence d'eaux cristallines dans certaines eaux de roches sédimentaires et vice versa.

Les contextes géologiques et hydrogéologiques de ces sites étant très variés, il en résulte une large gamme de chimie des eaux comme en atteste le diagramme de Piper de toutes les eaux échantillonnées (fig 4.1b).

Le nombre de campagne d'échantillonnage et leur période sont mentionnés au tableau 3.3.

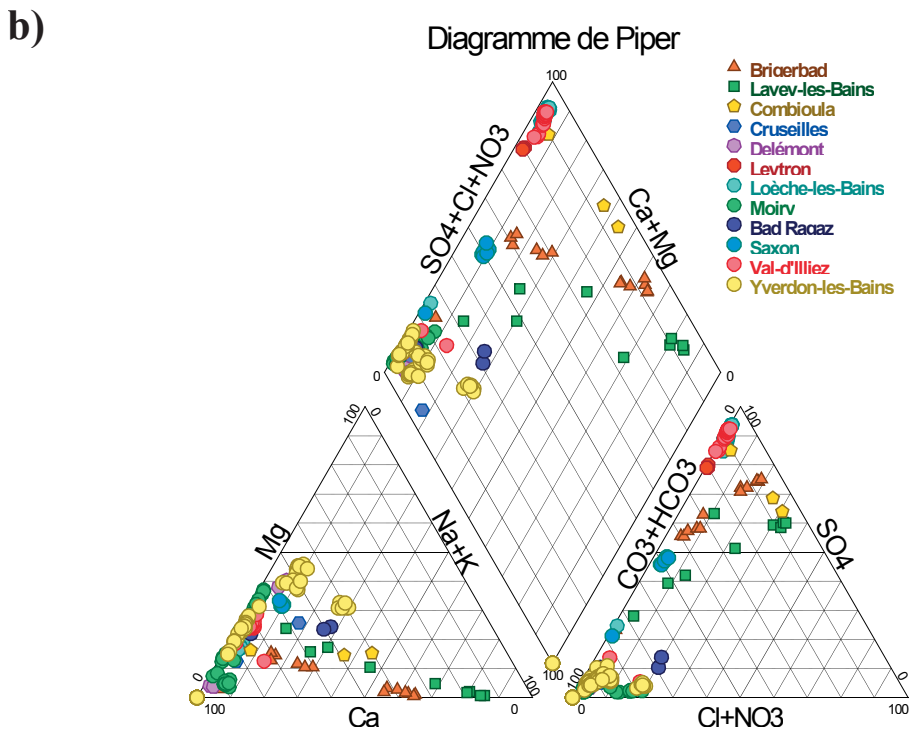
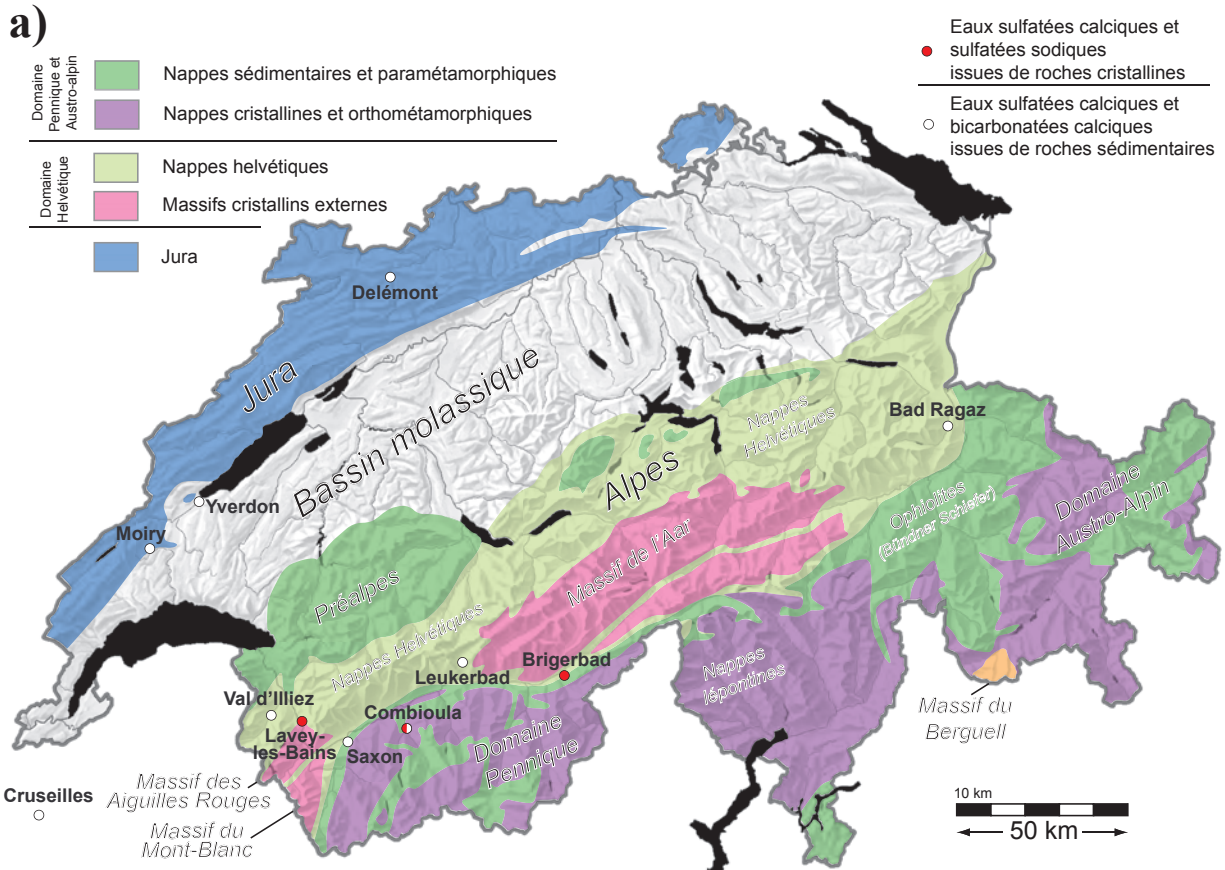


Figure 4.1: a) Situation géographique des sites d'études. Les unités tectoniques et paléogéographiques de la carte sont reprises de manière simplifiée de l'« Esquisse géologique de la Suisse », publiée par l'Office Fédéral de la Topographie, b) Diagramme de Piper des eaux échantillonnées.

4.2 Yverdon-les-Bains

4.2.1 Contexte géologique et hydrogéologique

a) Géologie

La ville d'Yverdon-les-Bains est située dans le Canton de Vaud au pied du Jura plissé. Les roches affleurantes dans la région se composent de calcaires jurassiques et crétacés, de molasse essentiellement burdigalienne et chattienne et de dépôts quaternaires, représentés par des dépôts morainiques et les alluvions de la plaine de l'Orbe (Fig. 4.2).

Deux forages profonds donnent un aperçu de la nature et l'épaisseur des roches en profondeur : le forage F5 réalisé au Centre thermal en 1998 et le forage pétrolier de Treycovagnes (Muralt 1999; Sommaruga 1997). Les calcaires crétacés, épais de 200 mètres sous le centre thermal, recouvrent les calcaires durs du Jurassique supérieur épais de 800 mètres. Le Jurassique moyen est représenté par des calcaires plus marneux, épais de 300 à 500 mètres. Le Forage F5 s'arrête dans cette lithologie tandis que le forage de Treycovagnes atteint les sédiments permien à 3200 mètres de profondeur, après avoir traversé les argiles et les évaporites du Trias.

D'un point de vue structural, la région est traversée par un réseau de failles conjuguées décrochantes. Les failles N-S sont sénestres, les failles ESE-WNW sont dextres. Cette dernière orientation est fortement exprimée par la zone de failles Pipechat-Chamblon-Chevressy

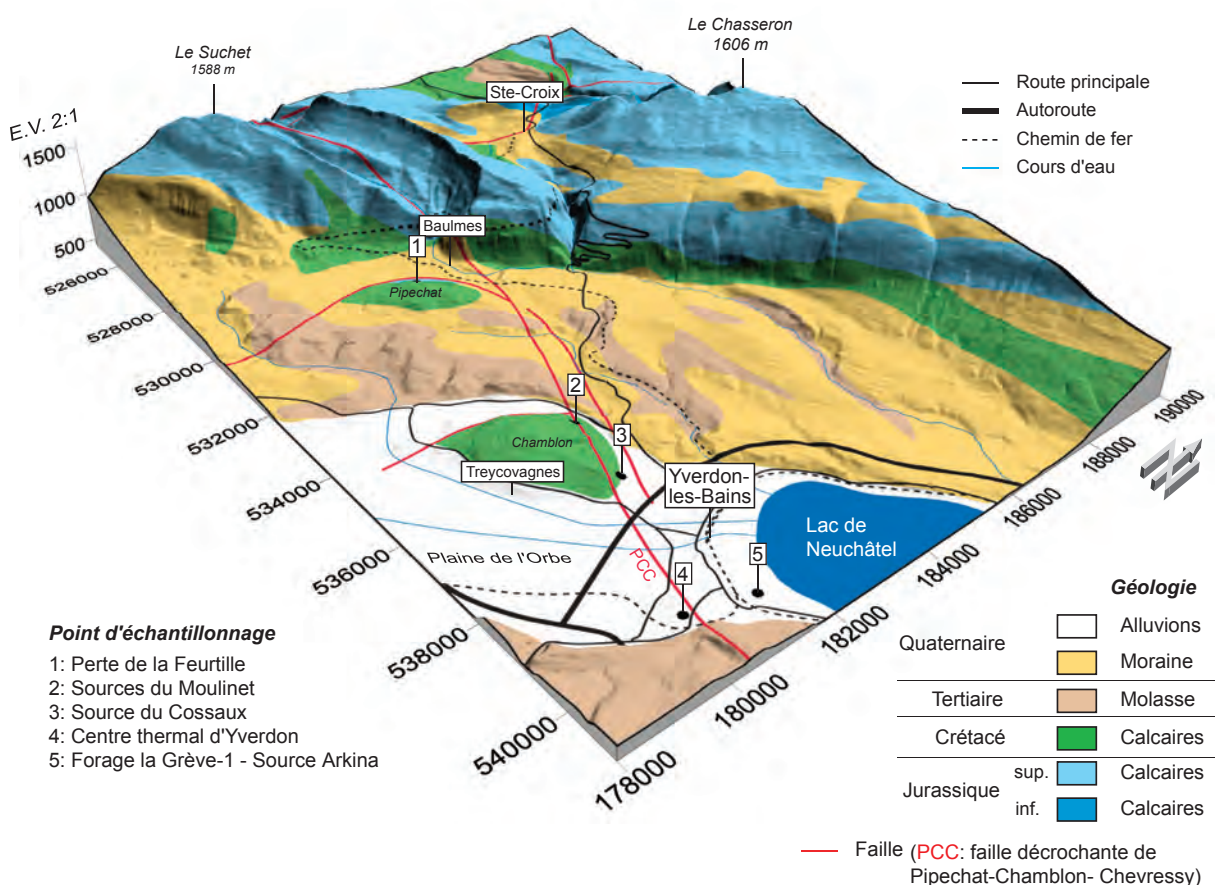


Figure 4.2 : Emplacements des points d'échantillonnage et géologie de la région d'Yverdon-les-Bains. La géologie est tirée de la Carte géologique de la Suisse au 1 :500'000.

(PCC). Cette zone est comprise entre deux failles listriques qui s'enracinent dans les couches du Trias vers le Sud. Elle limite un compartiment nord constituant le pied de la première chaîne du Jura, d'un compartiment sud qui comprend les deux chevauchements du Moulinet et de la Feurtille. La composante inverse de la PCC a pour conséquence de surélever le compartiment sud, permettant ainsi le rapprochement des calcaires crétacés sous le Centre thermal (Voir Fig.4.3).

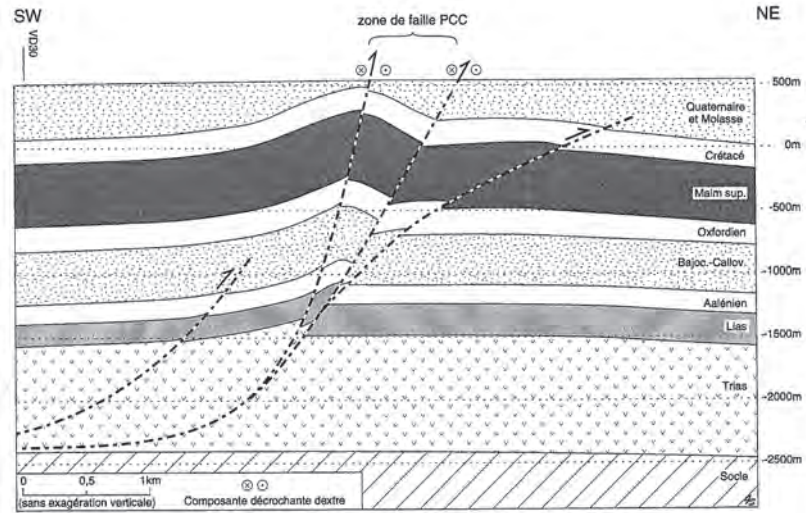


Figure 4.3 : Coupe géologique NE-SO perpendiculaire à la zone de faille PCC et passant par le Centre thermal et le Forage La Grève-1 (Muralt et al. 1997).

b) Hydrogéologie

Il convient de détailler séparément les écoulements de la région Baulmes-Chamblon, incluant le système Perte de la Feurtille – Source du Mont de Chamblon et les écoulements régionaux profonds alimentant les eaux du Centre Thermal et du Forage la Grève-1.

Perte de la Feurtille – Source du Mont de Chamblon

La relation étroite entre les eaux s'infiltrant à la perte de la Feurtille et celles jaillissant aux sources du Moulinet et du Cossaux est connue depuis longtemps comme en atteste deux études (Schardt 1910; Schardt 1920). Des études ultérieures (Muralt 1999; Pronk et al. 2006; Pronk et al. 2007) quantifient plus précisément, à l'aide d'essais de traçage et de données physico-chimiques et bactériologiques, les transferts d'eau souterraine dans le système Feurtille-Chamblon (voir fig. 4.4). Ainsi, les eaux de la perte de la Feurtille (composante

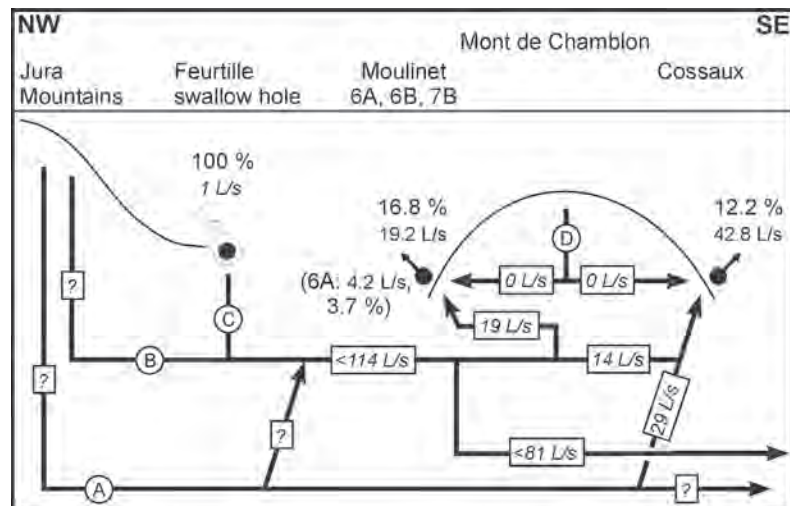


Figure 4.4 : Modèle conceptuel de l'écoulement des eaux entre les calcaires de la région du Suchet (aquifère du Malm), la perte de la Feurtille et les sources du Mont de Chamblon. Ce modèle représente la situation en basses eaux. A : eau thermique profonde, B : eau froide de l'aquifère des calcaires du Malm, C : eau s'infiltrant à la perte de la Feurtille et D : eau du Mont de Chamblon (Pronk et al. 2006).

C de la fig 4.4) se mélangent avec les eaux provenant des calcaires du Malm de la région du Suchet (B) et probablement avec une partie d'eaux plus profondes (A). Ce mélange, qui représente la composition de l'eau du Moulinet, est ensuite à nouveau mélangé avec la composante A et jaillit aux sources du Cossaux. Muralt (1999) estime la température de la composante A à 18°C. La composante A et le mélange type Moulinet s'écoulent ensuite en aval, en direction de la plaine de l'Orbe.

Écoulements régionaux profonds

Les eaux thermales d'Yverdon-les-Bains sont largement décrites dans la littérature (Burger & Gorhan 1986; Muralt 1999; Muralt *et al.* 1997; Vuataz 1981; Vuataz 2006; Zahner *et al.* 1974). Il convient de distinguer deux écoulements profonds, l'un situé au sud de la zone de faille PCC et représenté par les eaux du Centre thermal, l'autre situé au nord et représenté par les eaux du forage la Grève-1 et du forage Noréaz-1, situé dans le petit village de Noréaz, à l'Est d'Yverdon.

Les écoulements méridionaux, illustrés à la figure 4.5, se composent de trois types d'eaux :

- 1) Une eau de temps de transit faible (< 50 ans) de type Ca -HCO₃ circulant dans la partie supérieure du Malm. D'après Muralt (1999), elle correspondrait à la composante profonde (a de la fig.4.4) s'écoulant sous le Mont de Chamblon.
- 2) Une eau de même type chimique et circulant également dans les calcaires du Malm mais de temps de transit plus long (> 103 ans)
- 3) Une eau plus minéralisée et plus chaude provenant des calcaires du Dogger via la zone de faille PCC (voir 4.2.2).

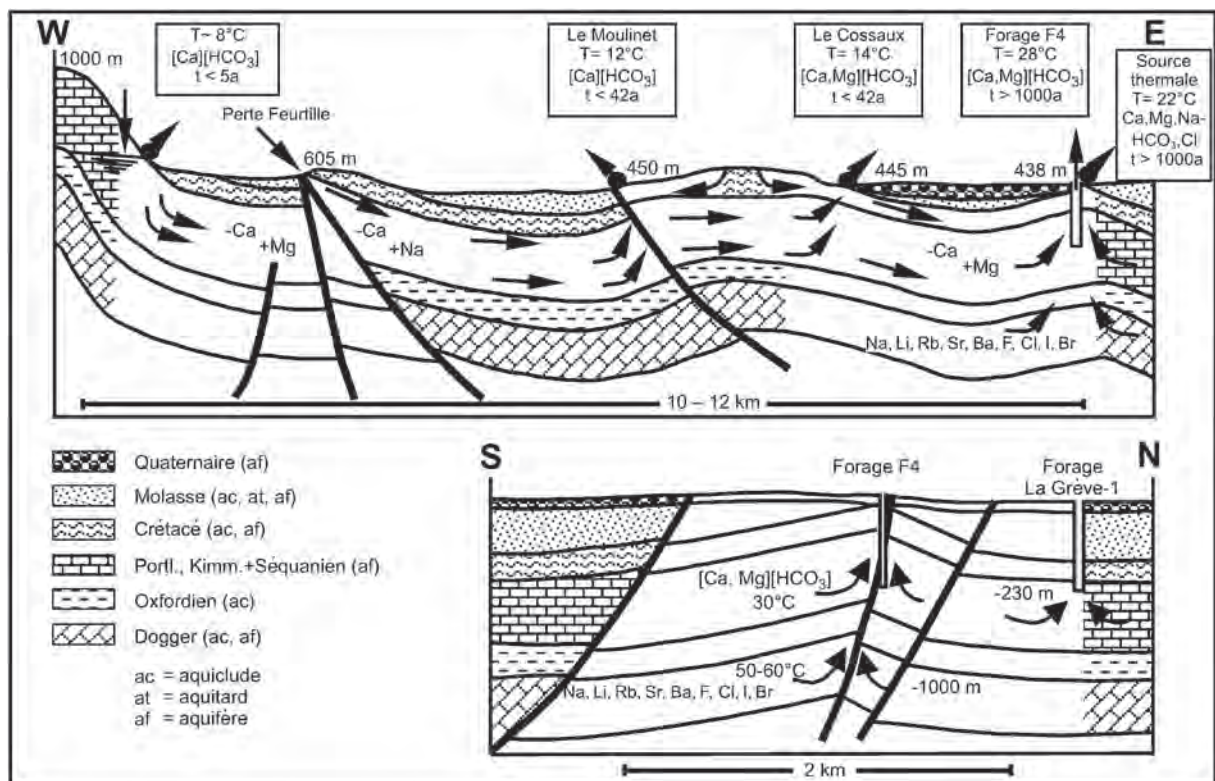


Figure 4.5 : Modèle conceptuel de l'écoulement des eaux profondes d'Yverdon-les-Bains situées au sud de la zone de faille PCC (Muralt 1999).

Le rôle de la zone de faille PCC est capital dans l'organisation des écoulements. Elle sépare, comme il a été mentionné ci-dessus, les écoulements profonds, elle favorise la remontée des eaux de l'aquifère du Dogger en agissant comme un drain hydraulique et, enfin, elle permet la résurgence des eaux profondes au niveau du Centre thermal, en remontant le bloc sud qui favorise l'érosion de la molasse peu perméable et le rapprochement conjoint vers la surface des roches du crétacé (voir fig. 4.3).

Les écoulements septentrionaux, illustrés à la figure 4.6, sont des eaux de type Ca-Mg-HCO_3 , indiquant une circulation dans les calcaires dolomitiques du Portlandien. L'absence de tritium et de ^{14}C indiquent un temps de séjour élevé de plusieurs milliers d'années (Muralt 1999).

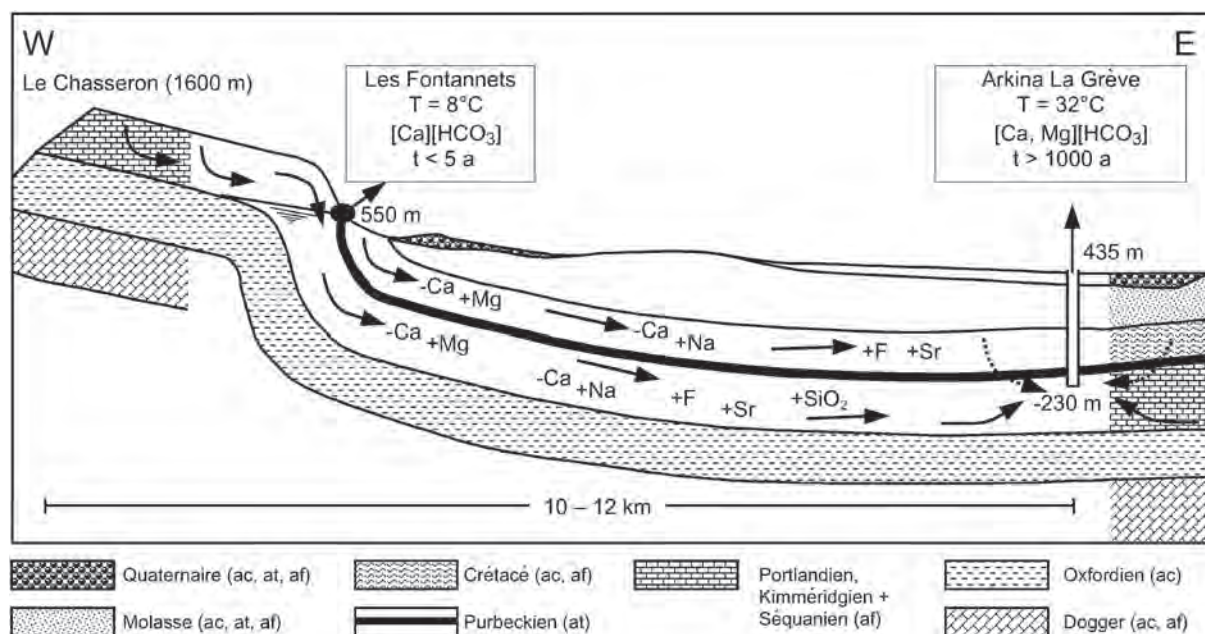


Figure 4.6 : Modèle conceptuel de l'écoulement des eaux profondes d'Yverdon-les-Bains situées au nord de la zone de faille PCC (Muralt 1999).

4.2.1 Points d'échantillonnage et résultats

Les coordonnées des points d'échantillonnage de la région d'Yverdon sont illustrées à l'annexe 2.

a) Sources du Moulinet (M6a)

Elles sont situées au nord du Mont de Chamblon et se composent de 8 exutoires (6A, 6B et 7A à 7F) (voir fig. 4.7). Elles sont bien décrites par Muralt (1999) et Pronk (2006, 2007). La source échantillonnée dans la présente étude est la source 6A. Afin de s'assurer de la représentativité de cette dernière, les teneurs en ^{222}Rn des exutoires 6A, 6B, 7A et 7B ont été mesurés le 7 juillet 2005. Les résultats, respectivement 5.6 ± 0.5 , 5.1 ± 0.6 , 5.3 ± 0.6 et 6.7 ± 0.6 Bq/l, montrent qu'il est acceptable de considérer l'exutoire 6A comme référence. Pronk (2007) confirme les caractéristiques physico-chimiques identiques des huit exutoires.

Les données des campagnes d'échantillonnage aux sources du Moulinet sont présentées à l'annexe 3. Les valeurs de débit mentionnées représentent la somme des débits de tous les exutoires et ont été mesurées par des jaugeages au sel.

Les eaux du Moulinet sont légèrement subthermales (8.5 – 11.5°C) et de type Ca-HCO₃. En raison du lien étroit entre la perte de la Feurtille et la source du Moulinet, les eaux de cette dernière montre fréquemment des teneurs élevées en nitrates et en bactéries (Pronk 2006). Le tableau 4.1 donne les statistiques de conductivité, température, débit et radioisotopes mesurés dans les eaux d'Yverdon-les-Bains. Ces statistiques proviennent, pour les sources du Moulinet, des mesures en continu (conductivité, température et débit fournis par M. Pronk et radon) et des mesures ponctuelles de radium et d'uranium.

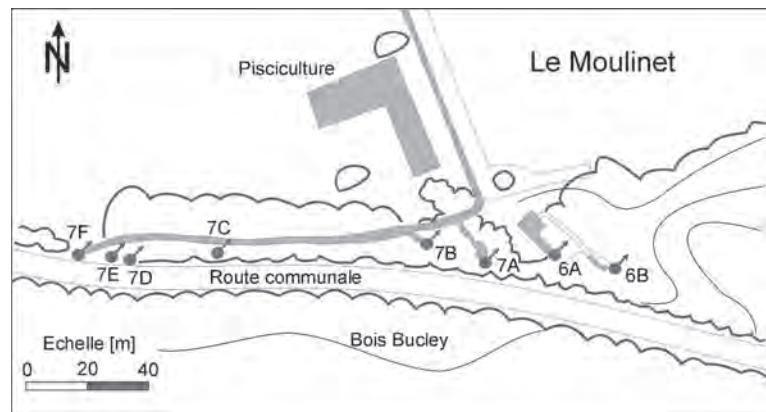


Figure 4.7 : Schéma de l'emplacement des 8 exutoires de la Source du Moulinet (Pronk 2003).

b) Sources du Cossaux (COS)

Jusqu'en 1999, les sources du Cossaux étaient composées d'une source haute, d'une source basse et d'une fontaine (Muralt 1999). Des travaux de recaptage ont totalement changé cette configuration. Les sources du Cossaux sont constituées maintenant de 8 forages obliques d'une longueur de 100 à 150 m et positionnés radialement. Ces forages rassemblent les eaux dans une chambre de captage unique, laquelle alimente, via une citerne, la Ville d'Yverdon-les-Bains en eaux potables. Les données des campagnes d'échantillonnage des eaux du Cossaux sont présentées à l'annexe 3.

Les eaux du Cossaux sont de type Ca-HCO₃. L'eau du Cossaux est légèrement plus chaude (13.2 – 13.8°C) que celle du Moulinet et réagit de façon plus tamponnée aux variations des paramètres physico-chimiques (Pronk 2006). De même, les teneurs en ²²²Rn, ²²⁶Ra sont plus élevées au Cossaux tandis que les valeurs d'uranium sont à peu près identiques (Tab. 4.1).

c) Centre thermal (CTS – CTF4)

Les points d'échantillonnage du Centre thermal sont l'ancienne source et le forage F4. Ils sont situés à une vingtaine de mètres l'un de l'autre (fig. 4.8). Le Forage F5 n'a pas été mis en exploitation depuis sa réalisation en 1998, raison pour laquelle il n'a pas été échantillonné.

La source thermale, connue depuis l'époque romaine, a alimenté le Centre thermal jusqu'à la réalisation du Forage F4 en 1982. Depuis, son rôle est plutôt celle d'une fontaine décorative et elle n'est plus du tout utilisée pour l'alimentation des bains. L'eau, légèrement jaillissante, est captée à une profondeur de 14 mètres via un puits. Son débit a pu être estimé par mesure volumétrique lors du remplissage de la fontaine. Etant donné que la plupart du temps, l'eau est envoyée à l'égout par une canalisation fermée, aucune mesure n'a pu être effectuée en continu. Suite à l'implantation du Forage F4, la température, ainsi que les teneurs en plusieurs éléments, notamment en sodium et chlorure, ont baissé.

Le Forage F4, long de 600 mètres capte les eaux du Jurassique supérieur (Kimméridgien). Ces eaux sont artésiennes jaillissantes avec une température de 28°C. La pression, mesurée en

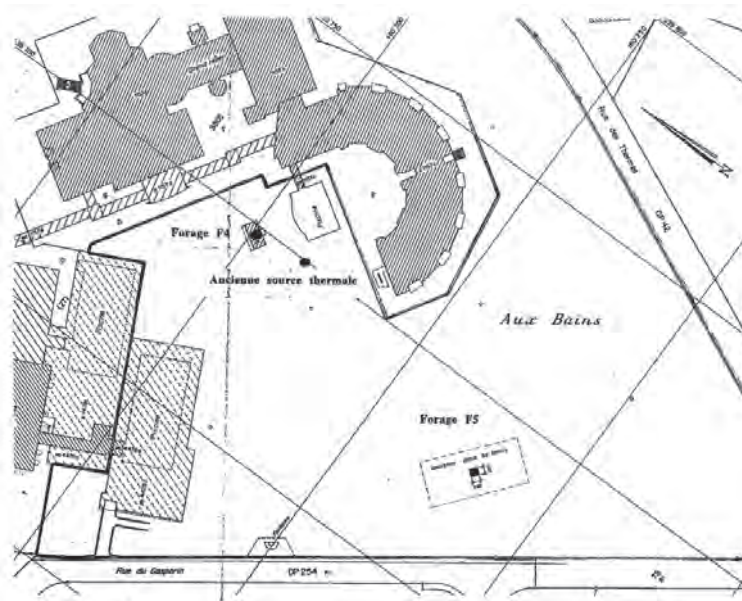


Figure 4.8 : Emplacement de l'ancienne source, du forage F4 et du Forage F5 sur le site du Centre thermal (Vuataz 1999).

tête de puits, était comprise entre 1.4 et 2.4 bars pendant les années 1992 à 1995 (Muralt 1999). Les valeurs maximales effectives peuvent être supérieures à 2.4 bars car au-delà de cette valeur, le forage est en production permanente afin que la pression n'endommage pas les installations. Les valeurs actuelles, relevées chaque jour par les techniciens des bains, sont du même ordre de grandeur.

Les mesures en continu des paramètres tels que débit, conductivité et température, dans les études antérieures (Muralt 1999 et Vuataz

1982), ont montré une influence des précipitations et de la fonte des neiges du Jura sur le régime de la source et du Forage F4. Le temps de réponse est de l'ordre de 5 à 15 jours. Une variation saisonnière des paramètres a également été observée. Les eaux du Centre thermal sont de type Ca- Mg - HCO₃ avec une composante sodique. Les teneurs en chlorure et en sodium sont trop élevées pour être expliqués uniquement par un transit de ces eaux dans les calcaires purs du Jurassique supérieur. Muralt (1999 et 2003) interprète ces composantes par un apport d'une eau plus profonde et plus chaude, de chimie plutôt chloruré-sodique. Les analyses chimiques des eaux du forage F5 ont confirmé cette hypothèse, en particulier dans les calcaires du Bathonien (Jurassique moyen) qui ont livré des eaux de type Na, Ca - Cl, HCO₃. L'eau de la source thermique est un mélange entre cette composante profonde et une composante froide, probablement issue des calcaires du Crétacé. Les données des campagnes d'échantillonnage des eaux du Centre thermal sont présentées à l'annexe 3.

Les teneurs faibles en oxygène et la présence de H₂S indique que les eaux des bains sont réduites. Les teneurs en uranium sont la plupart de temps inférieures à la limite de détection. Les teneurs en ²²⁶Ra sont par contre clairement plus élevées qu'aux sources du Mont de Chamblon. Enfin, les concentrations en ²²²Rn sont du même ordre de grandeur que ces dernières, l'eau du forage F4 en contenant légèrement moins.

d) Grève-1 –Arkina (ARK)

Le forage «Grève-1», implanté en 1987, a été exploité jusqu'au premier trimestre 2008 par la société Feldschlösschen SA pour l'embouteillage de l'eau minérale Arkina. Le forage, long de 666 m capte une eau bicarbonatée – calcique et magnésienne peu minéralisée dans les calcaires et dolomies du Portlandien. L'eau d'Arkina est réduite comme en témoigne les teneurs basse en oxygène et la présence de H₂S. Cette eau est artésienne jaillissante et sort à une température stable (29.4-30.1°C :voir paragraphe 3.1.1). Un essai de pompage, effectué au forage Grève-1, n'a montré aucune influence sur le régime des eaux du Centre thermal (Muralt 1999).

L'influence des précipitations et de la fonte des neiges sur le régime hydraulique est la même que celle exercée sur les eaux du Centre thermal avec cependant un temps de réponse retardé de 3 à 8 semaines (Muralt 1999). Les données des campagnes d'échantillonnage des eaux du forage Grève-1 sont présentées à l'annexe 3.

Les concentrations en ^{226}Ra sont les plus élevées mesurées dans la région d'Yverdon. A contrario, les mesures d' ^{238}U et de ^{234}U ont toujours été en dessous des limites de détection.

e) Autres points d'échantillonnage

Deux sources s'écoulant au pied du mont de Chamblon ont également été échantillonnées.

La petite source de *Gruvy*, décrite par Muralt (1999) a été échantillonnée une seule fois en raison de son accessibilité difficile.

La source de *Grange Décoppet* est située à 1 km au SO de la Source du Moulinet. Son débit varie entre 1 et 45 l/s. La chimie de ses eaux et sa température est similaire à celle du Moulinet. Elle réagit également de la même façon que cette dernière aux précipitations, avec cependant un léger retard (M. Pronk, communication personnelle). La teneur en radon mesurée est également similaire.

Le Forage de *Treytel-Bevaix* est situé à 20 km au NE d'Yverdon-les-Bains, au pied de la Montagne de Boudry. Il est long de 300 mètres et capte des eaux bicarbonatées calciques des calcaires du Kimméridgien. Son eau est légèrement subthermale (12 – 14°C) (Muralt 1999).

d) Teneur en radioisotopes dans les eaux d'Yverdon-les-Bains

Le tableau 4.1 montre que plus les eaux sont chaudes, plus les teneurs en ^{226}Ra sont élevées. La tendance inverse s'observe pour les teneurs en uranium. Concernant le ^{222}Rn , il n'y a pas de tendance claire par rapport à la température. Les eaux du Moulinet montrent des variations plus importantes que les autres sources et forages. La source du Cossaux montre les concentrations en ^{222}Rn les plus élevées. Le débit et la conductivité ne semblent pas être corrélés aux teneurs en radioisotopes dans la région d'Yverdon.

Tab. 4.1 : Valeurs minimales, moyennes et maximales de conductivité, température, débit et radioisotopes dans les eaux d'Yverdon-les-Bains durant la période 2005-2006.

	Température* (°C)	Cond. / 25°C (µS/cm)	Débit - Pression° (l/min - bars)	²²² Rn (Bq/l)	²²⁶ Ra (mBq/l)	²³⁸ U (mBq/l)	²³⁴ U (mBq/l)
Moulinet							
n=	27303	26448	27294	11854	8	8	8
Minimum	8.5	315.9	1210	4.0	< 5	5.0	7.0
Maximum	11.5	611.6	44800	11.2	< 5	21.0	20.0
Moyenne	10.7	455.8	7260	6.4	?	13.1	13.9
Médiane	10.9	451.5	3100	5.6	?	13.5	14.0
Cossaux							
n=	27637	27631	27294	35	8	8	8
Minimum	13.2	434.2	8700	14.4	5.0	3.0	4.0
Maximum	13.8	508.8	19000	17.6	14.0	22.0	17.0
Moyenne	13.6	466.5	10900	16.2	9.4	11.1	10.5
Médiane	13.7	466.8	10000	16.4	9.5	11.0	10.0
Source du centre thermal							
n=	6	6	5	6	4	4	4
Minimum	18.8	520.0	30	11.3	30.0	< 5	< 5
Maximum	19.6	525.0	64	13.9	48.0	5.0	10.0
Moyenne	19.2	522.8	43	12.4	39.8	?	?
Médiane	19.3	522.5	33	12.2	40.5	< 5	< 5
Forage F4 du centre thermal							
n=	9	9	314	9	7	7	7
Minimum	26.3	441.0	1.0	6.4	43.0	< 5	< 5
Maximum	28.0	460.0	2.4	7.3	78.0	7.0	< 5
Moyenne	27.3	452.9	1.6	6.8	60.9	?	< 5
Médiane	27.3	456.0	1.5	6.8	56.0	< 5	< 5
Arkina							
n=	140	134	164	10	9	9	9
Minimum	29.4	359.0	66.6	8.8	122.0	< 5	< 5
Maximum	30.6	382.0	101.4	11.0	176.0	< 5	< 5
Moyenne	30.0	372.2	86.6	10.2	150.9	< 5	< 5
Médiane	30.1	374.0	89.4	10.5	157.0	< 5	< 5

* voir chapitre 3.1.1 concernant les données de température pour Arkina

- ° - Valeurs de pression: Forage F4
- Valeurs de débits: tous les autres points d'échantillonnage
- Les valeurs de débit sont arrondies

4.3 Moiry

4.3.1 Contexte géologique et hydrogéologique

Le village de Moiry se trouve au pied du Jura Vaudois à une vingtaine de kilomètres au Sud-Ouest de la ville d'Yverdon et au Nord-Est de la ville de Lausanne. Les roches affleurantes dans la région sont principalement des calcaires crétacés d'une épaisseur de 120 mètres (Stämpfli & Arn 1991). En dessous prend place toute la série du Jurassique avec, à son sommet, les calcaires dolomitiques du Portlandien, épais d'une centaine de mètres (notice explicative de l'Atlas géologique de la Suisse, Carte Orbe). Moiry est situé au pied de l'anticlinal dit de Chalet Devant sur lequel affleurent des calcaires du Portlandien et du Crétacé (voir fig. 4.9). Au Nord de la région passe la faille décrochante dextre de la Sarraz. Cette dernière est une faille conjuguée au décrochement de Pontarlier (Sommaruga 1997). Des mesures géophysiques ont montré la probable présence d'une faille au droit de la source de la Cressonnière (Lavanchy 1986), dont l'orientation est proche de celle de la faille de la Sarraz.

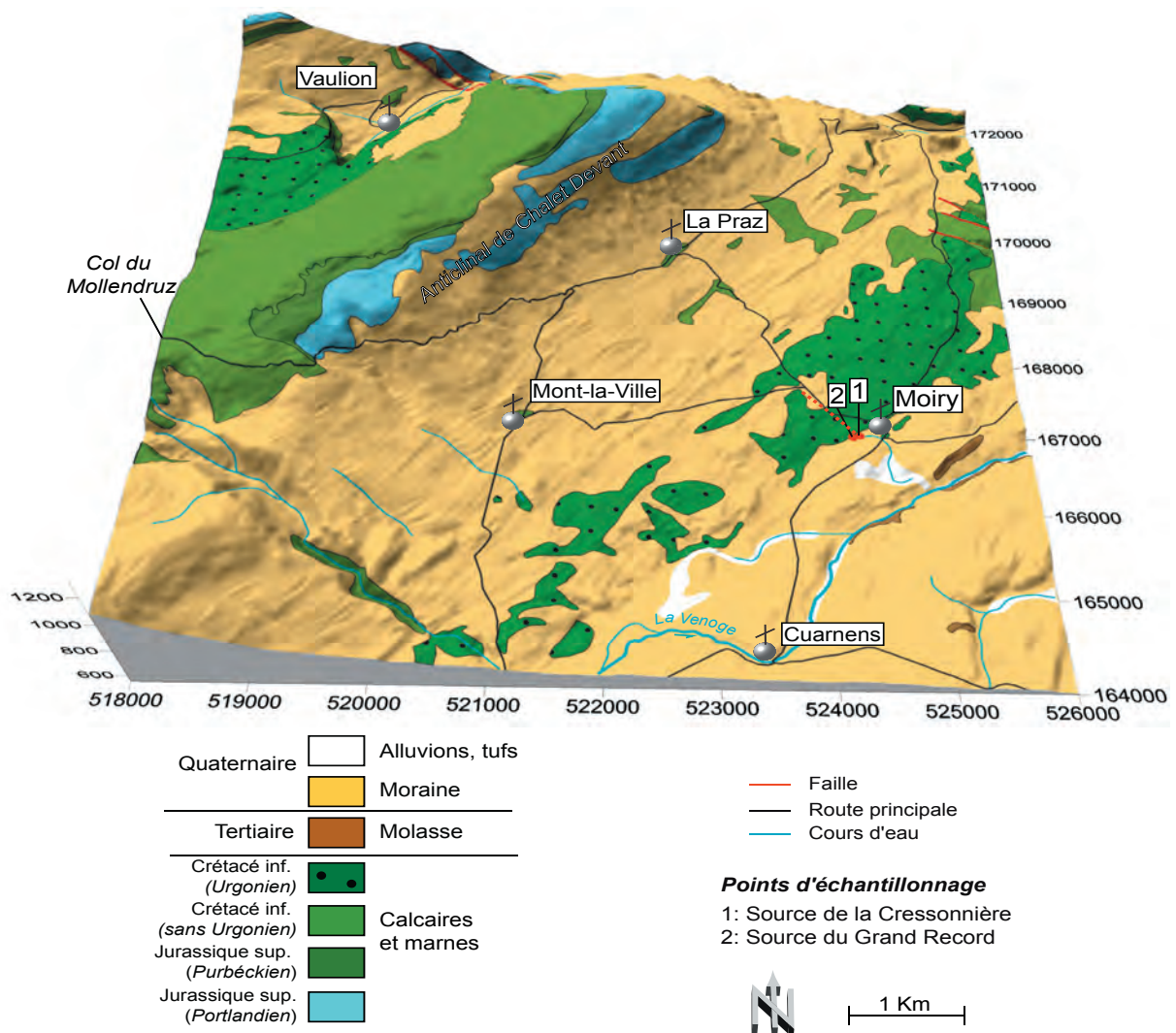


Figure 4.9 : Géologie et emplacement des points d'échantillonnage de la région de Moiry. Les informations géologiques ont été tirées de l'Atlas géologique 1 :25 :000 (Cartes Orbe et Cossonay).

La source du Grand Record est alimentée par les calcaires du Valanginien et de l'Urgonien du flanc Sud-Est de l'anticlinal de Chalet Devant. Le temps de résidence de cette eau est court. L'eau de la source de la Cressonnière est un mélange entre une eau locale froide et une eau plus chaude. Ainsi, la composante profonde s'infiltrerait vraisemblablement dans les calcaires Portlandien au sommet de l'anticlinal de Chalet Devant, remonte en surface au niveau de Moiry, certainement à la faveur d'une faille, et se mélange avec les eaux froides des calcaires du Barrémien. La température de l'eau en profondeur est estimée à 19°C (Muralt 1999). Le lien entre les calcaires crétacés et les sources de Moiry a également été mis en évidence par des essais de traçage effectués par le Bureau CSD (Stämpfli & Dubois 1995). Le schéma conceptuel proposé par Muralt (1999) synthétise l'hydrogéologie de la région de Moiry (fig. 4.10).

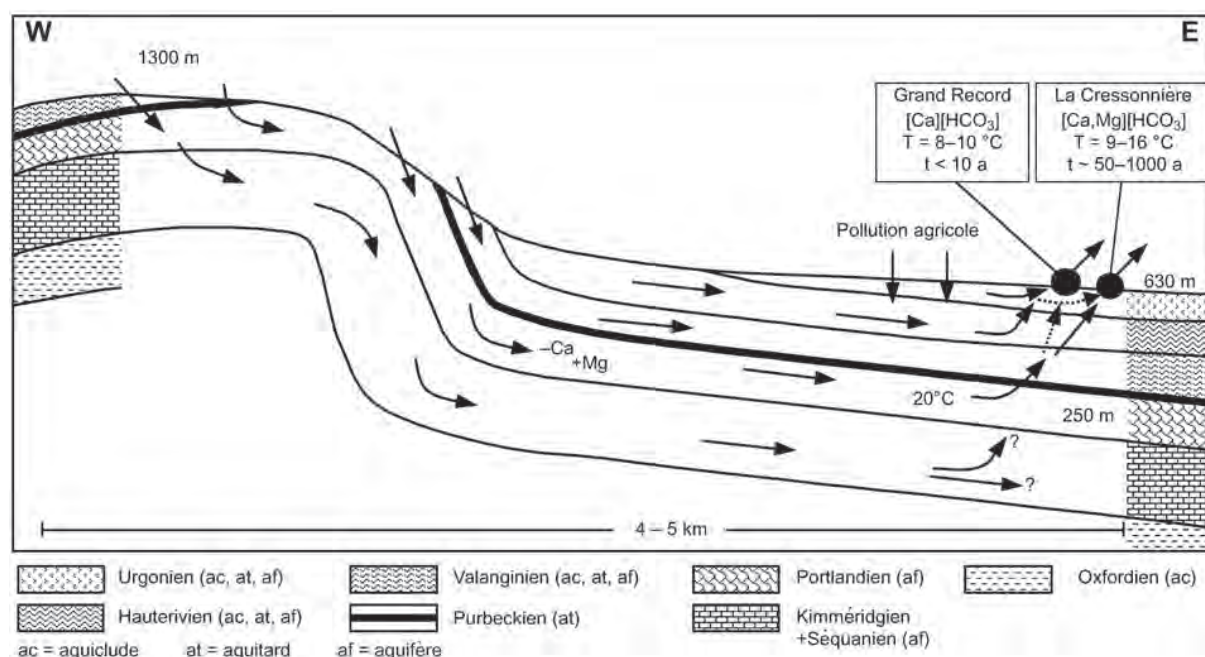


Figure 4.10 : Schéma conceptuel de l'écoulement des eaux souterraines dans la région de Moiry (Muralt 1999).

4.3.2 Points d'échantillonnage et résultats

Deux sources principales ont été échantillonnées à Moiry : la source de la Cressonnière et celle du Grand Record. La source de Vuichime, sur la commune de Cuarnens a été échantillonnée à une seule reprise. Comme elle montrait des caractéristiques proches de celles du Grand Record, aucun prélèvement supplémentaire n'a été effectué. Les coordonnées des sources sont données à l'annexe 2.

a) Source de la Cressonnière (CRES)

Elle donne naissance à un ruisseau qui traverse le village de Moiry. Depuis 1993, suite à des travaux de recaptage, une partie de l'eau est utilisée pour l'alimentation en eau potable des villages de Moiry et de Ferreyres. La nouvelle chambre de captage prévoit l'alimentation du ruisseau par un débit de base auquel s'ajoute le trop-plein. L'eau utilisée par le village de Moiry descend gravitairement jusqu'à une station de pompage, située dans le village, qui refoule ensuite l'eau dans un réservoir, dans les hauts du village.

Plusieurs études traitent de la source de la Cressonnière (Lavanchy 1986; Muralt 1999). Les valeurs de conductivité, de température et de chimie sont identiques à celles mesurées dans

la présente étude (tab. 4.2 et annexe 4); les valeurs de débit mesurées par Muralt (1999) sont par contre légèrement inférieures (333 – 10000 l/min). Les statistiques sur la température, la conductivité, le débit et le radon proviennent de mesures en continu (voir paragraphe 3.3.1). Il est à noter que les valeurs minimales de débit sont difficiles à évaluer car, lors de prélèvement d'eau par la commune, le niveau baisse brusquement puis remonte à son niveau initial. Comme le débit utilisé par la commune n'est pas connu, il est difficile de connaître le débit effectif de la source. Quoi qu'il en soit, les variations importantes et rapides de débit sont typiques d'une source karstique. Les variations temporelles des paramètres seront interprétées au chapitre suivant.

L'eau de la Cressonnière est de type bicarbonaté calcique et magnésien. Les variations de température (tab. 4.2) reflètent bien le mélange entre les eaux sutherland et les eaux froides. Les teneurs relativement élevées en sulfates proviennent probablement de l'oxydation de la pyrite (Muralt 1999).

b) Source du Grand Record (GR)

Elle était utilisée pour l'alimentation en eau potable de la commune jusqu'à ce que la Source de la Cressonnière prenne cette fonction. De part son caractère local, l'eau du Grand Record est très vulnérable aux pollutions et aux activités agricoles fréquentes sur son bassin versant. Elle n'est dès lors utilisée que pour l'alimentation des fontaines du village. Le débit n'a pas été mesuré car la configuration du captage ne s'y prête pas

L'eau du Grand Record est de type Ca – HCO₃. Sa température et sa chimie ne montre pas d'influence de l'eau profonde et indique clairement, en particulier les teneurs en nitrates, le caractère local de cette eau.

c) Teneur en radioisotopes dans les eaux de Moiry

Les teneurs en ²²²Rn et en ²²⁶Ra du Grand Record sont typiques d'une eau bicarbonatée calcique froide, tandis que les valeurs en uranium sont relativement basses comparées à celles du Moulinet ou à celles figurant au tableau 2.5. Les concentrations en ²²²Rn et ²²⁶Ra de la Cressonnière sont par contre élevées. Il semblerait, comme à Yverdon, que la température de l'eau soit corrélée aux teneurs en ²²⁶Ra.

Tableau 4.2 : Valeurs minimales, moyennes et maximales de conductivité, température, débit et radioisotopes des eaux souterraines de Moiry (VD) entre novembre 2005 et octobre 2007.

	Température (°C)	Cond. / 25°C (µS/cm)	Débit ° (l/min)	²²² Rn (Bq/l)	²²⁶ Ra (mBq/l)	²³⁸ U (mBq/l)	²³⁴ U (mBq/l)
La Cressonnière							
n=	29623	28214	28017	5336	16	16	16
Minimum	8.2	408.2	800	5.3	3.0	< 5	< 5
Maximum	16.5	550.3	13600	29.3	29.0	17.0	14
Moyenne	14.5	517.1	2400	21.1	15.1	?	?
Médiane	15.0	521.4	1630	21.7	15.0	?	?
Grand Record							
n=	9	9	-	9	2	2	2
Minimum	8.4	579.0	-	3.6	< 5	< 5	< 5
Maximum	9.2	637.0	-	10.3	< 5	< 5	< 5
Moyenne	8.9	616.9	-	6.3	< 5	< 5	< 5
Médiane	8.9	622.0	-	6.0	< 5	< 5	< 5

4.4 Val-d'Illiez

4.4.1 Contexte géologique et hydrogéologique

Les sources thermales des bains de Val-d'Illiez se trouvent au lieu-dit Buchelieule, au bord de la Vièze et au pied des Dents du Midi, dans le Val d'Illiez. La géologie de la région est illustrée à la figure 4.11. Le Val d'Illiez se trouve au front de la nappe de Morcles, sur le contact entre le domaine ultrahelvétique et la couverture du massif des Aiguilles Rouges (Fig. 4.12).

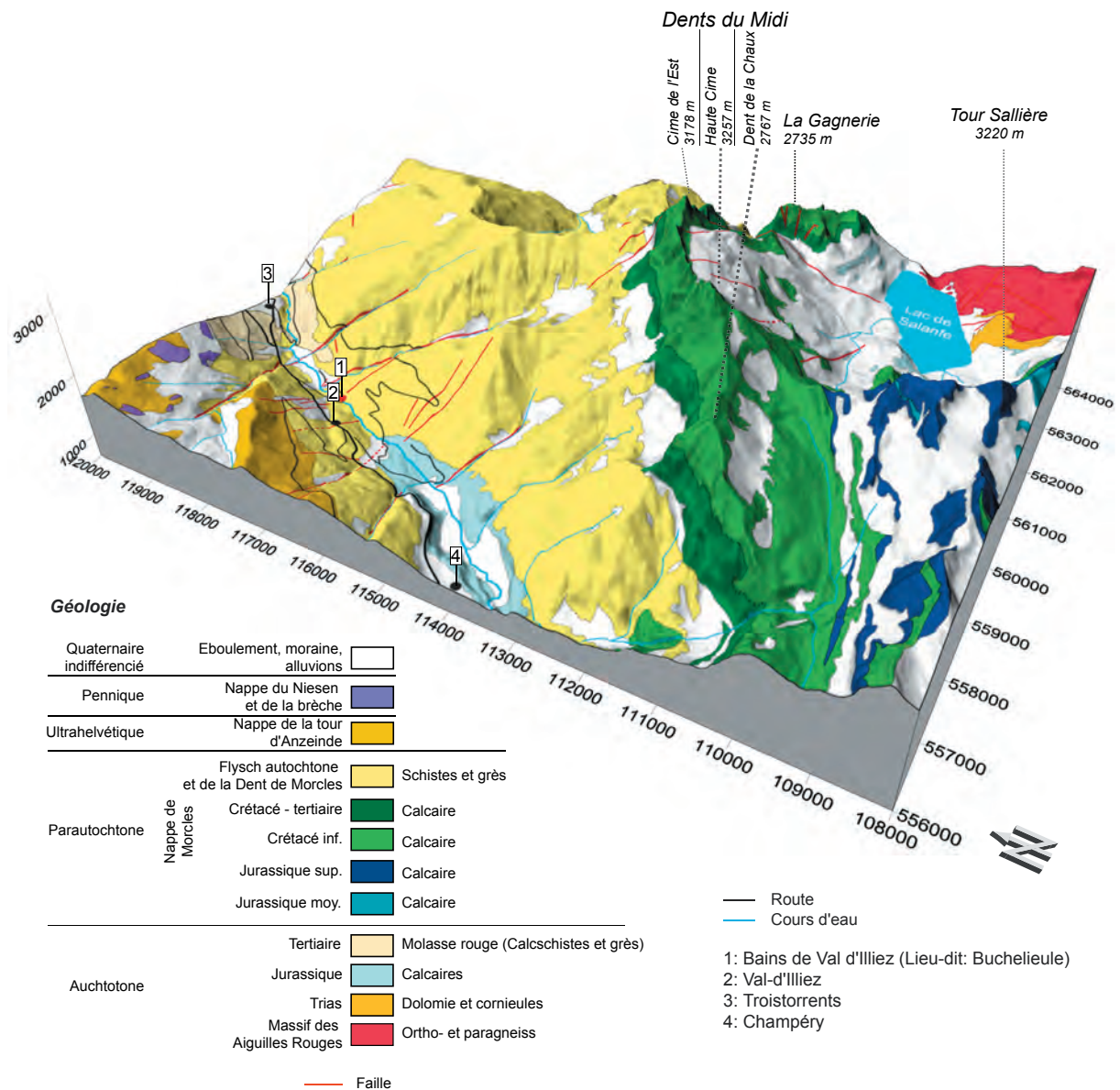


Figure 4.11 : Géologie du site de Val d'Illiez et position géographique des Bains de Val d'Illiez. La géologie est inspirée de la carte St-Maurice de l'Atlas géologique Suisse. Le tracé des failles est tiré de Pantet (2004).

Les roches du noyau cristallin du massif des Aiguilles Rouges sont constituées d'ortho- et de paragneiss essentiellement. Les granites de Vallorcine, qui contiennent plusieurs sites à fortes minéralisations d'uranium notamment près du village de Finhaut (voir paragraphe 2.2.1),

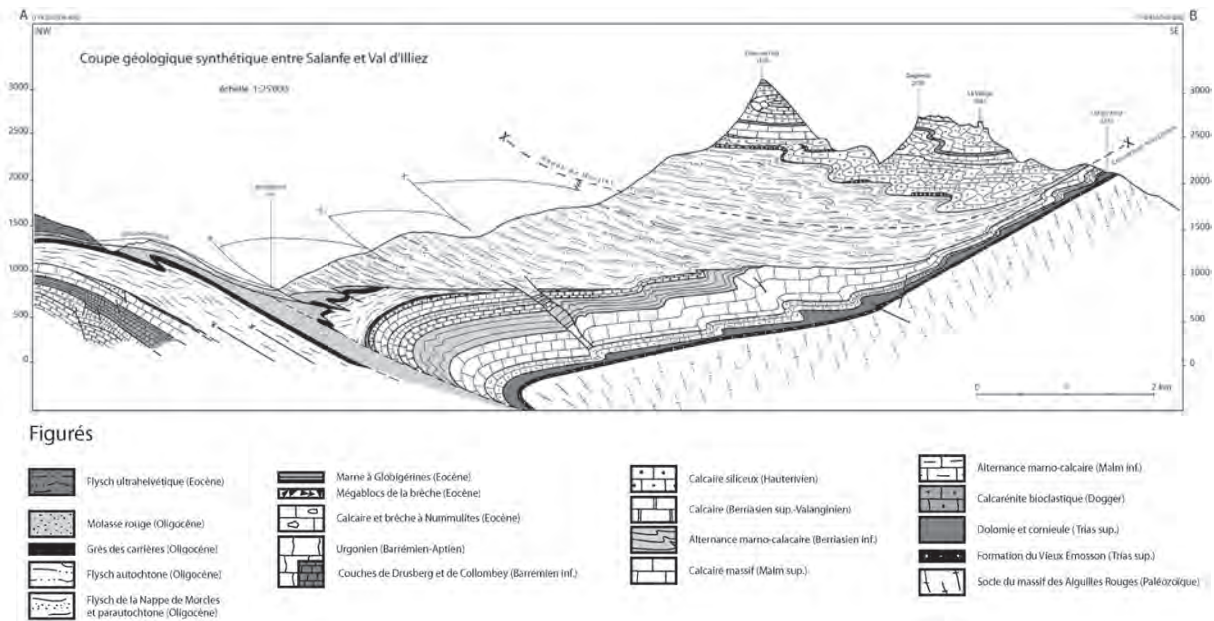


Figure 4.12 : Coupe géologique entre la région du lac de Salanfe et Val-d'Illicz (Pantet 2004).

affleurent à quelque 4 km au Sud-Est du Lac de Salanfe. Plusieurs anomalies radiométriques ont été mesurées dans les sédiments permien au contact entre le socle du Massif des Aiguilles Rouges et le Trias autochtone dans la région du lac de Salanfe (Gilliéron 1988). La couverture du Massif des Aiguilles Rouges (autochtone et parautochtone) est constituée d'une série sédimentaire s'étendant du Trias au Tertiaire avec quelques lacunes. Le Trias, qui affleure dans la région du lac de Salanfe est constitué d'argilites (Formation du Vieux Emosson), de dolomies et de cornieules. Ces dernières contiennent des lentilles de gypse (Bianchetti *et al.* 1992). Les calcaires jurassiques ainsi que la Molasse rouge (Tertiaire) affleurent dans le Val d'Illicz. La nappe de Morcles, appartenant au domaine helvétique est constituée d'une série sédimentaire mésozoïque essentiellement carbonatée. Elle chevauche sur la couverture du Massif des Aiguilles Rouges. La fracturation, marquée en rouge sur la figure 4.13, est dominée par un réseau de failles orientées NNO-SSE (295°). Ces failles affectent aussi bien la couverture que le socle (Fig. 4.13) (Pantet 2004).

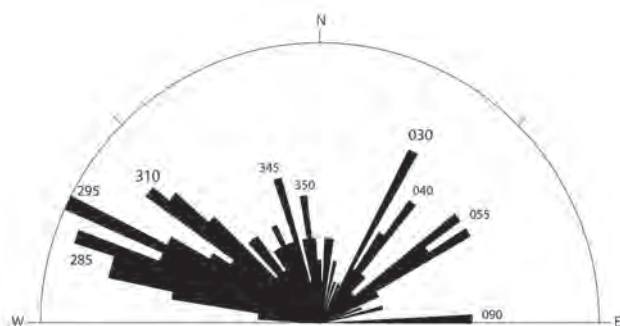


Figure 4.13 : Diagramme en rose des directions régionales de fracturation. La longueur des barres est proportionnelle au nombre de failles répertoriées pour une direction donnée. Nombre de mesures : 272 (Pantet 2004).

La présence d'eaux thermales à Buchelieule semble intimement liée au lac de barrage de Salanfe. En effet, lors du remplissage de ce dernier en automne 1953, plusieurs séismes se sont produits dans la région de Val-d'Illicz et des sources chaudes sont apparues au bord de la Vièze. De plus, des pertes d'eau importantes ont été observées au lac de Salanfe par les exploitants. Plusieurs études (Bianchetti *et al.* 1992; Pantet 2004; Sesiano 2003; Vergain 1991) réalisées dans la région afin de connaître

l'origine des eaux de Buchelieule, ont montré par différentes méthodes (essai de coloration, analyses isotopiques) un lien hydraulique entre le lac de Salanfè et les eaux thermales. Un essai de traçage controversé (Sesiano, 2003) donne un temps de transit de 3 mois environ. La température de l'eau en profondeur est estimée par Bianchetti (1992) à 35°C. Entre Salanfè et Buchelieule, le cheminement de l'eau se ferait dans les dolomies triassiques de la couverture du Massif des Aiguilles Rouges, le long d'un réseau de faille orienté NNO-SSE (fig. 4.15). Les teneurs en lithium et en ions alcalins indiquent une très faible influence des eaux du cristallin (Bianchetti et al. 1992). L'eau thermale jaillirait ensuite au niveau de Buchelieule en se mélangeant partiellement avec les eaux locales froides.

Il faut tout de même signaler que plusieurs injections de traçage au lac de Salanfè n'ont pas été observées à Buchelieule (Bianchetti et al. 1992) et que les teneurs en arsenic dans ces mêmes eaux sont faibles (Mandia 1993; Pantet 2004) alors que les eaux de la région de Salanfè montrent des teneurs très élevées liées à une mine d'arsenic, située à proximité du lac (Häussermann 2000).

4.4.2 Points d'échantillonnage et résultats

Le plan du site des Bains de Val-d'Illiez est illustré à la figure 4.14. Dans les bains, le forage F3, le forage F2 et la source de la cascade droite ont été échantillonnés à plusieurs reprises.

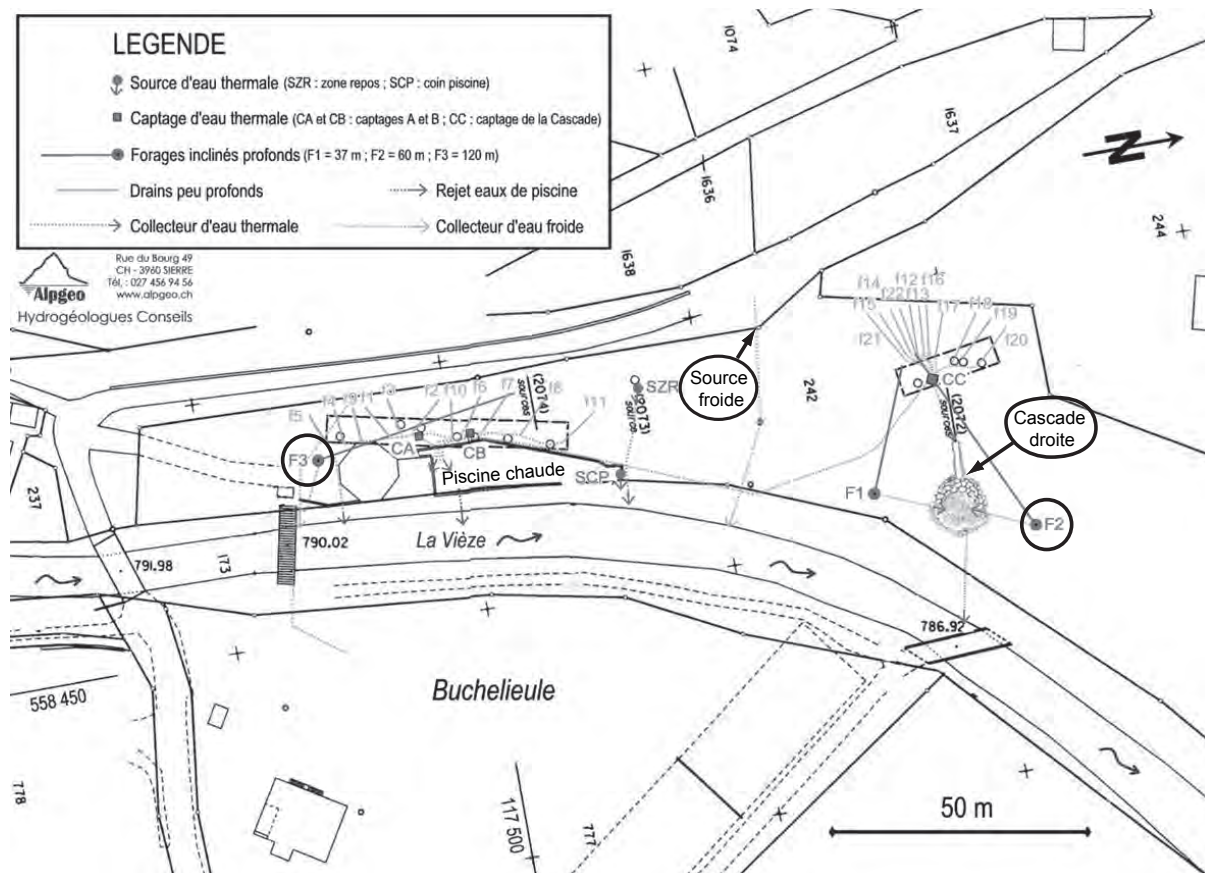


Figure 4.14 : Plan du site des Bains de Val-d'Illiez. Les points d'échantillonnage sont le forage F3, le forage F2, la source droite de la cascade et une source froide. Modifications d'après le plan fourni par le bureau Alpgeo à Sierre.

La source froide a été échantillonnée une fois. En dehors des bains, la petite source du lieu dit Prabys a également été échantillonnée à une reprise. Les coordonnées de ces points de prélèvement sont mentionnées à l'annexe 2.

a) Forage F3 (VIF3)

Implanté en 1996, le forage F3 est long de 120 mètres et capte une eau artésienne jaillissante à 30°C. Il approvisionne principalement la piscine chaude (fig. 4.16). Les échantillonnages ont été effectués à un robinet situé à une vingtaine de mètres de la tête de forage. En fonction des réglages effectués par le technicien des bains, les conditions d'échantillonnage pouvaient être différentes, probablement suite à l'augmentation des turbulences dans le tuyau entre la tête de puits et le robinet. C'est le cas pour les tournées du 26 janvier et 7 octobre 2006 dont les teneurs en oxygène sont bien supérieures à la moyenne. Ces perturbations ne semblent pas influencer la chimie. Par contre, les données d'oxygène et, bien sûr, de radon doivent être considérées avec précaution. L'eau du forage est réduite comme en témoigne les teneurs basses en oxygène et la présence de H₂S (annexe 5).

b) Forage F2 (VIF2)

Comme le forage F3, le forage F2 a été implanté en 1996. Il est long de 60 mètres et son eau possède des caractéristiques très proches de celles du F3. Il alimente le petit bassin au pied de la cascade au nord des bains. Un tuyau PVC souterrain amène l'eau de la tête de forage au point de prélèvement qui sont espacés d'une dizaine de mètres. L'influence sur les valeurs de radon et oxygène est vraisemblablement négligeable. Le débit a été mesuré à l'aide d'un sac poubelle et d'un seau gradué : la précision de mesure n'est pas très bonne car les débits sont relativement élevés par rapport à la technique utilisée.

c) Source droite de la Cascade (VICAS)

Il s'agit de l'exutoire d'un tuyau drainant qui alimente le petit bassin au pied de la cascade. L'eau est légèrement plus froide et moins minéralisée (tab. 4.3) que celle des forages. Comme pour le forage F2, le débit a été mesuré avec un sac poubelle et un seau gradué. Les débits étant plus faibles, cette mesure a pu être réalisée de manière relativement précise et fiable. Une fois encore, les valeurs d'oxygène et de radon sont probablement biaisées par l'écoulement dans le tuyau mais dans une proportion négligeable.

Les résultats des campagnes d'échantillonnage sont donnés à l'annexe 5. Les eaux thermales sont de type sulfaté et calcique tandis que les eaux froides et locales sont plutôt de type Ca-HCO₃ (Fig.4.15). Le mélange entre la composante profonde et l'eau locale est perceptible par la température et la chimie de la source de la cascade qui se distingue des eaux des forages F2 et F3, celles-ci étant plus chaudes que l'eau de la source (Fig. 4.17 et Tab 4.3).

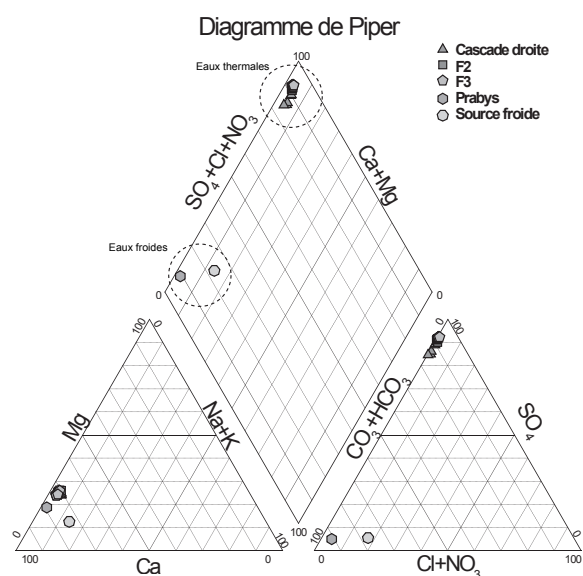


Figure 4.15 : Diagramme de Piper des eaux de la région des Bains de Val-d'Illicz.

d) Teneur en radioisotopes dans les eaux de Val-d'Illiez

Une fois encore, la teneur en ^{226}Ra dans l'eau semble corrélée avec la température. Par contre, à température égale, les eaux de Val d'Illiez ont approximativement 2 fois moins de ^{226}Ra que celle d'Yverdon-les-Bains. Les teneurs en radium du forage F2 sont bien plus basses que celles du forage F3 pour une température presque identique. L'uranium n'a pas été détecté dans les eaux chaudes de Buchelieule, tandis que les eaux froides locales montrent des valeurs proches de la limite de détection (Annexe 5). Dans les eaux des Bains, le ^{222}Rn montre une tendance inverse à celle du ^{226}Ra , les eaux plus chaudes ayant moins de radon.

Tableau 4.3 : Valeurs minimales, moyennes et maximales de conductivité, température, débit et radioisotopes dans les eaux des Bains de Val-d'Illiez (VS) entre octobre 2005 et décembre 2006.

	Température (°C)	Cond. / 25°C ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Débit ° (l/min)	^{222}Rn (Bq/l)	^{226}Ra (mBq/l)	^{238}U (mBq/l)	^{234}U (mBq/l)
Forage F3							
n=	61	7	57	7	7	7	7
Minimum	29.6	1933.0	1160	5.6	18.0	< 5	< 5
Maximum	30.0	2020.0	1360	7.9	74.0	< 5	< 5
Moyenne	29.9	1995.1	1210	6.3	55.3	< 5	< 5
Médiane	29.9	2010.0	1200	6.2	62.0	< 5	< 5
Forage F2							
n=	12	7	9	7	7	7	7
Minimum	28.7	1884.0	240	19.9	9.0	< 5	< 5
Maximum	28.9	1937.0	310	24.3	20.0	< 5	< 5
Moyenne	28.8	1915.4	273	21.8	17.3	< 5	< 5
Médiane	28.8	1922.0	270	21.4	19.0	< 5	< 5
Cascade droite							
n=	10	6	5	5	5	5	5
Minimum	24.9	1670.0	26	21.5	14.0	< 5	< 5
Maximum	25.6	1825.3	54	37.0	58.0	< 5	< 5
Moyenne	25.3	1751.5	42	29.1	26.6	< 5	< 5
Médiane	25.3	1752.0	43	27.8	18.0	< 5	< 5

4.5 Loèche-les-Bains / Leukerbad

4.5.1 Contexte géologique et hydrogéologique

Loèche-les-Bains se trouve dans la vallée de la Dala qui est perpendiculaire à la vallée du Rhône. La région est située dans la nappe du Doldenhorn (Parautochtone) formée à cet endroit d'une série sédimentaire composée de calcaires et de marnes essentiellement et s'étendant du Trias au Crétacé (Fig. 4.16). Elle repose sur le massif du Gastern composé du socle granitique et de la couverture autochtone constituée de grès et de dolomies triasiques. Les roches affleurantes à Loèche sont des calcaires schisteux du Lias et des schistes Aalénien. Tectoniquement, la vallée de la Dala se trouve au cœur d'un pli couché dont l'axe plonge au Sud-ouest.

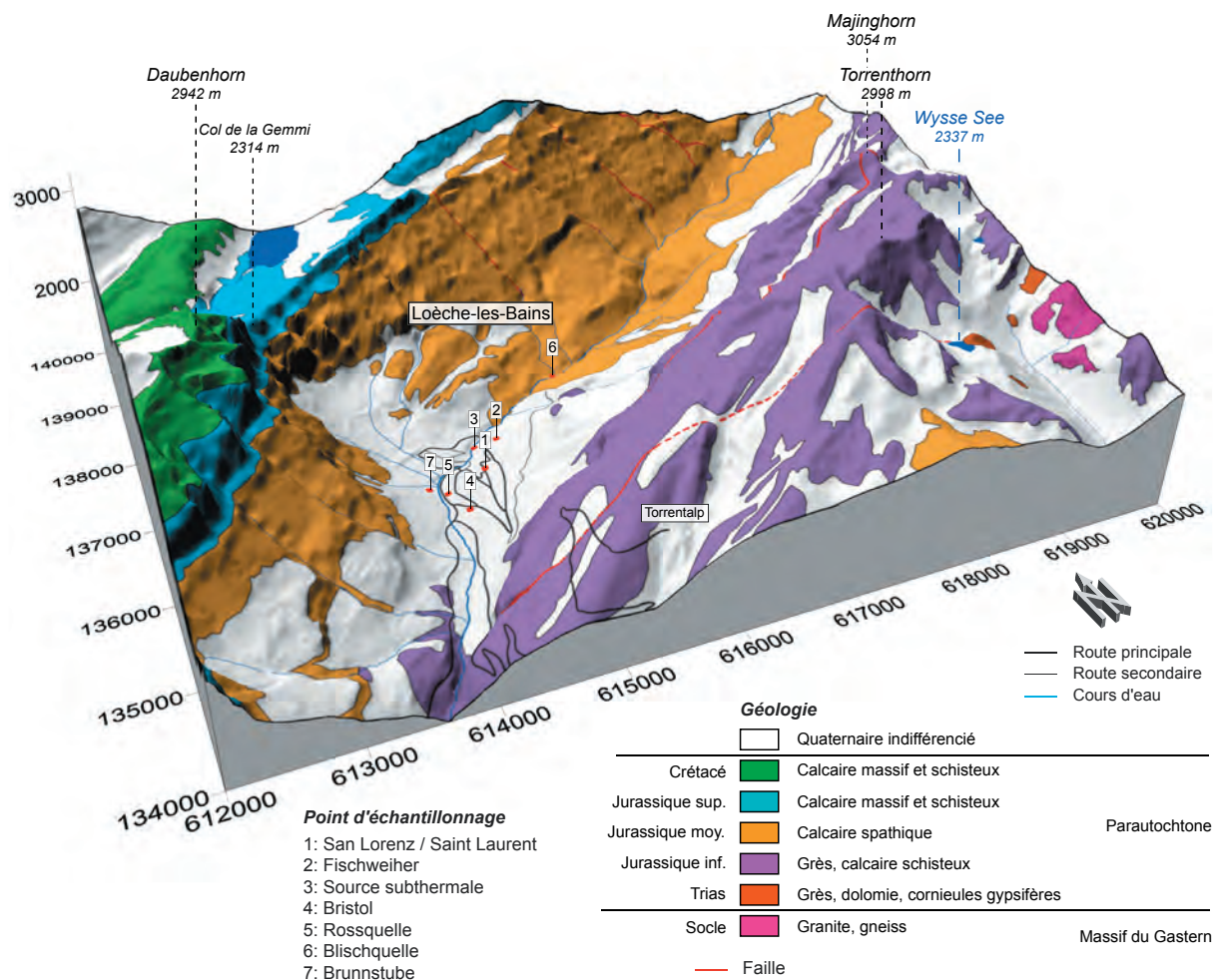


Figure 4.16 : Géologie de la région de Loèche-les-Bains et position géographique des points d'échantillonnage. La géologie est inspirée de la carte Gemmi de l'Atlas géologique Suisse.

Les émergences thermales de la région sont localisées le long de la Dala et dans le village de Loèche. Muralt (1991) en dénombre 65 dont 9 sont captées et utilisées par le village, essentiellement pour alimenter les bains. Elles sont le résultat d'un mélange entre les eaux froides locales bicarbonatées calciques et la composante profonde sulfatée calcique. La chimie extrapolée de la composante profonde, en particulier les chlorures, le lithium et les ions alcalins, indiqueraient un cheminement exclusivement dans les évaporites triasiques (Vuataz 1982).

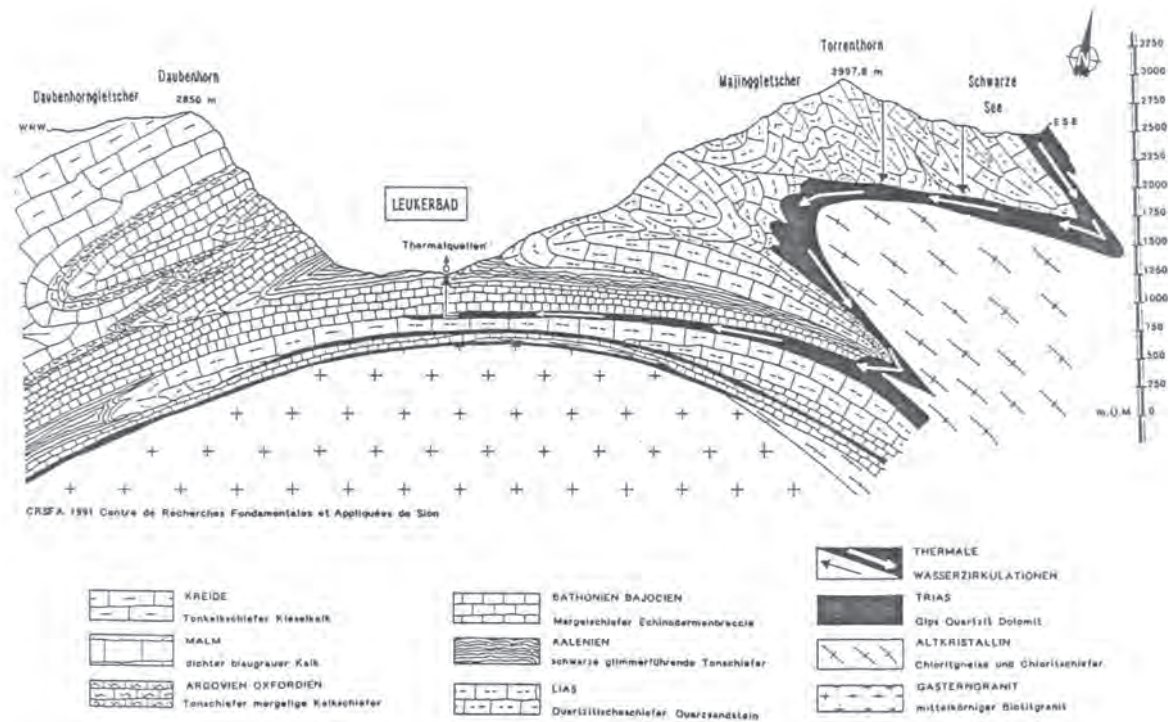


Figure 4.17 : Coupe géologique.NO – SE et cheminement supposé des eaux thermales entre la région du Torrenthorn et Loèche-les-Bains (CRSFA 1991).

Certaines eaux se sont également refroidies par conduction lors de leur remontée à la surface (Muralt & Vuataz 1993). D'après les données isotopiques, la zone d'infiltration de la composante profonde se situerait au sud du Torrenthorn, dans la région du Wysser See (voir fig 4.16 et 4.17). Sa température en profondeur est estimée à 55-60°C et son temps de transit dépasserait les 25 ans en admettant l'absence de ^3H dans la composante profonde (Vuataz 1982).

4.5.2 Points d'échantillonnage et résultats

Quatres sources (San Lorenz, Bristol, Fischweiher et une petite source subthermale) ont été suivies durant l'année 2006 et ont été échantillonnées entre 4 et 6 fois. Les sources Brunnstube, Rossquelle et Blischquelle n'ont été échantillonnées qu'à une reprise. En ce qui concerne cette dernière, le point d'échantillonnage se trouve à environ 1 km de l'exutoire de la source. En raison du dégazage (oxygène et radon), ce point de mesure a rapidement été écarté. Les coordonnées de ces points d'échantillonnage sont mentionnées à l'annexe 2. Les données de conductivité, température et débit des sources San Lorenz et Fischweiher ont été fournies par la Corporation des Bains de Loèche.

a) San Lorenz/Saint Laurent (LOR)

La source Saint Laurent est la plus chaude des sources de Loèche-les-Bains. Elle est située sur la place centrale du village (Dorfplatz). Elle alimentait, à l'époque, la piscine Saint-Laurent, au sud de la source. Actuellement, elle fournit en eau chaude un hôtel et les Bains Lindner. Elle est de type sulfatée calcique et se caractérise notamment par ses teneurs en fer d'environ 1 mg/l et ses faibles teneurs en oxygène (voir annexe 6). Le tableau 4.4 montre que la température et la conductivité varient peu et que les teneurs en ^{226}Ra sont élevés contrairement à l'uranium qui n'a pas été détecté. Les teneurs en radon sont relativement basses et varient peu.

b) Fischweiher (FIS)

La source Fischweiher se compose de deux exutoires aux caractéristiques hydrogéologiques très proches. L'exutoire nord est celui qui a été échantillonné dans le présent travail. Les caractéristiques de l'eau de Fischweiher sont proches de celle de San Lorenz. Elle est toutefois plus froide et ses teneurs en ^{222}Rn et ^{226}Ra sont respectivement plus élevées et plus basse (tab. 4.4). L'eau de Fischweiher est également réduite et contient du fer dissous qui se dépose en hydroxydes de fer et qui forment des boues rouges caractéristiques, dans les bassins du captage.

c) Hôtel Bristol (BRI)

La source de l'Hôtel Bristol est utilisée pour l'approvisionnement en eau de la piscine de ce dernier. Elle coule dans un puits équipé d'une pompe permettant de refouler l'eau jusqu'à l'hôtel. Le débit a été estimé à une seule reprise via le temps de remplissage du puits. L'eau de l'Hôtel Bristol a une température de 31°C et résulte d'un mélange entre la composante profonde et les eaux locales (Muralt & Vuataz 1993). Elle est de type Ca-SO_4 , contient environ 0.3 mg/l de Fe^{2+} et est légèrement plus oxygène que les deux sources précédentes (voir annexe 5). Les teneurs en radon sont sensiblement les mêmes que celles de Fischweiher et les teneurs en radium inférieures. Il est possible que les teneurs en radon soient légèrement sous-estimées suite à un dégazage car l'eau parvient au puits via un petit canal non immergé de quelques mètres.

d) Source subthermale (LEUSUB)

Cette petite source au bord de la Dala a été choisie car elle est facilement accessible, été comme hiver. Elle correspond à la source N°2 dans Muralt (1991). La température, le débit et la conductivité de l'eau varient passablement, tandis que le radon est relativement stable et montre de plus des valeurs très élevées par rapport aux autres eaux de Loèche-les-Bains. Comme dans les eaux subthermales des autres sites, les teneurs en ^{226}Ra sont faibles. Par contre, les teneurs en uranium sont également faibles ce qui ne correspond pas aux valeurs des sources froides ou subthermales des autres sites.

e) Autres point d'échantillonnage

La source Rossquelle (ROS), située dans l'établissement des Bains de la Bourgeoisie (Burgerbad), est proche d'un point de vue hydrochimique et radioisotopique de la source Fischweiher, raison pour laquelle elle a été échantillonnée à une seule reprise. La source Blischquelle (BLI) a également été échantillonnée qu'à une reprise pour les raisons mentionnées ci-dessus. Enfin, la source froide Brunnstube, qui est utilisée pour l'alimentation en eau potable du village, est une eau locale de type bicarbonatée calcique.

f) Teneur en radioisotopes dans les eaux de Loèche-les-Bains

Comme pour les eaux d'Yverdon et de Val d'Illicz, plus la température de l'eau est élevée, plus les teneurs en radium le sont également. Par contre, la baisse des concentrations en uranium avec l'augmentation de la température n'est pas évidente ; le radon semble plutôt montrer cette tendance.

Tableau 4.4 : Valeurs minimales, moyennes et maximales de conductivité, température, débit et radioisotopes dans les eaux de Loèche-les-Bains (VS) entre novembre 2005 et décembre 2006. Les valeurs de débits de la source San Lorenz proviennent d'un compteur d'eau relevé hebdomadairement.

	Température (°C)	Cond. / 25°C (µS/cm)	Débit ° (l/min)	²²² Rn (Bq/l)	²²⁶ Ra (mBq/l)	²³⁸ U (mBq/l)	²³⁴ U (mBq/l)
San Lorenz							
n=	41	41	34	6	6	6	6
Minimum	50.4	1980.0	740	3.2	136.0	< 5	< 5
Maximum	50.8	2010.0	910	5.5	191.0	< 5	6.0
Moyenne	50.6	1991.2	840	4.3	171.5	< 5	?
Médiane	50.6	1990.0	845	4.4	176.0	< 5	?
Fischweiher							
n=	41	41	42	6	6	6	6
Minimum	44.8	2040.0	66	10.1	132.0	< 5	< 5
Maximum	45.6	2090.0	71	14.9	158.0	5.0	6.0
Moyenne	45.3	2069.8	68	12.7	149.7	< 5	?
Médiane	45.4	2070.0	68	12.4	154.0	< 5	?
Bristol							
n=	4	4	-	4	4	4	4
Minimum	31.2	1564.0	-	9.3	113.0	< 5	< 5
Maximum	32.0	1780.0	-	10.7	155.0	< 5	6.0
Moyenne	31.7	1620.3	-	10.1	124.3	< 5	?
Médiane	31.8	1568.5	-	10.1	114.5	< 5	?
Source subthermale							
n=	5	5	5	5	5	5	5
Minimum	13.8	1296.0	4.8	47.4	< 5	< 5	< 5
Maximum	16.8	1854.0	10.7	53.7	5.0	5.0	4.0
Moyenne	15.2	1645.4	6.4	50.5	< 5	< 5	< 5
Médiane	15.4	1722.0	5.5	50.2	< 5	< 5	< 5

° les valeurs de débits sont arrondies

4.6 Saxon

4.6.1 Contexte géologique et hydrogéologique

Le village de Saxon se trouve au pied du versant nord (ubac) de la vallée du Rhône. Les unités tectoniques principales de la région sont le domaine helvétique et le domaine pennique. Le premier se compose du Massif du Mont-Blanc et de sa couverture sédimentaire ainsi que de la nappe du Wildhorn. Le domaine pennique est représenté par la zone de Sion - Courmayeur et la Zone Houillère (voir fig 4.18). Les roches sédimentaires de l'Helvétique sont essentiellement des calcaires, des marnes et des dolomies. Le socle cristallin est constitué de gneiss et de granite. Le pennique est composé plutôt de roches schisteuses (schistes graphiteux, schistes et calcschistes) et de marbre. Le pendage des couches dans la région est orienté vers le Sud Est (Fig 4.19). Le Col des Mines qui contient des minéralisations d'uranium (voir fig 2.1) appartient à la nappe de Siviez - Michabel et se situe à 4 km à l'Est de la Pierre Avoi.

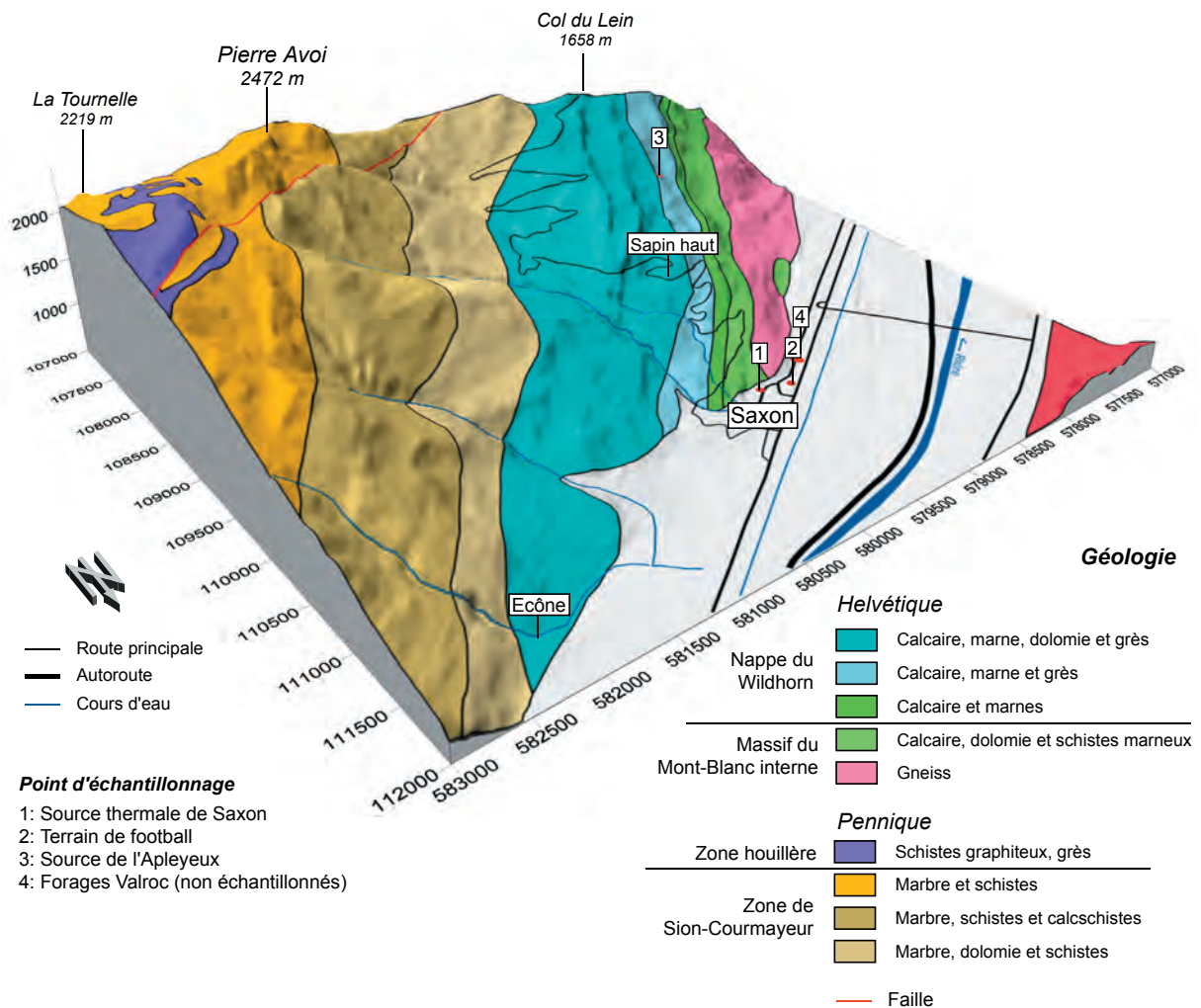


Figure 4.18 : Géologie de la région de Saxon et emplacement des points d'échantillonnage. La géologie est inspirée de la Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale 1:100'000.

D'après Zahner (1974), les eaux bicarbonatées calciques de la source thermale de Saxon proviennent des calcaires de la couverture du Massif du Mont Blanc. La zone d'infiltration

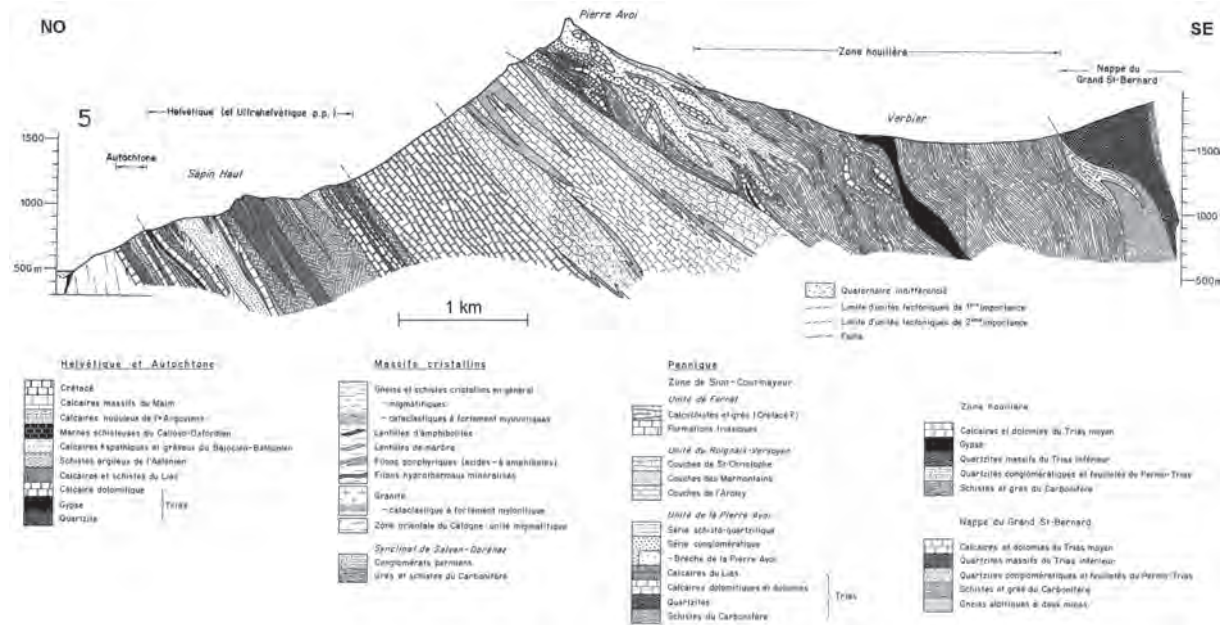


Figure 4.19 : Profil géologique du versant nord (ubac) de la vallée du Rhône passant par la Pierre Avoi et Sapin haut (notice explicative de la carte Sembrancher de l'Atlas géologique de la Suisse 1 : 25'000).

s'étendrait jusqu'au Col des Planches (3 km au SO du Col du Lein). L'exutoire de cet aquifère serait constitué de la source thermique ainsi que d'exfiltration dans la nappe alluviale du Rhône. En 1978, quatre forages ont été implantés à une centaine de mètres à l'Ouest de la source (voir fig. 4.18). Ils ont permis de mettre en évidence deux systèmes d'écoulement : d'une part, une eau profonde sulfatée calcique circulant dans le cristallin et une eau plus superficielle, bicarbonatée calcique, circulant dans les calcaires de la couverture et correspondant à l'eau de la source thermique (Vuataz 1982). L'altitude de la zone de recharge et la température en profondeur seraient respectivement de 2000 à 2500 m et 35-40°C pour le premier et de 1500 à 2000 m et 25°C pour le second.

4.6.2 Points d'échantillonnage et résultats

En raison de leur mauvais état (Bureau Tissières, communication personnelle), les forages Valroc n'ont pas été échantillonnés dans la présente étude. Seule la composante bicarbonatée calcique l'a été via la source thermique et la source de l'Apleyeux. Le forage du terrain de football est plutôt un mélange entre une eau thermique et l'eau de l'aquifère de la plaine du Rhône. Les résultats des analyses des eaux de Saxon sont présentés à l'annexe 7.

a) Source thermique (SAX)

Elle a été utilisée pour alimenter l'établissement thermal rattaché au Casino de Saxon entre le milieu du XVIII^{ème} siècle et la seconde guerre mondiale (Vuataz 1982). Depuis les années 1990, elle est utilisée par la société Henniez SA pour l'embouteillage de l'eau minérale Cristalp. L'eau est pompée dans un puits de 6 mètres de profondeur, puis acheminée jusqu'à l'usine.

Les caractéristiques de l'eau de la source thermique sont illustrées au tableau 4.5. Il s'agit d'une eau bicarbonatée et calcique de température et de minéralisation stable. Les débits pompés dépendent des besoins de l'usine d'embouteillage et ne donnent pas d'informations hydrogéologiques,

raison pour laquelle les niveaux et non les débits figurent au tableau 4.5. Les teneurs en radioisotopes sont différentes de celles observées dans les autres points d'échantillonnage de température égales. Les concentrations en radium sont proches de la limite de détection alors que celles d'uranium sont proches de 70 mBq/l.

b) Terrain de football (SATF)

Il s'agit d'un puits situé à environ 100 mètres au nord de la source. Il capte l'eau de l'aquifère des alluvions du Rhône. Sa température de 20°C semble indiquer un mélange entre les eaux thermales et celles de l'aquifère alluvial. Il confirme donc l'exfiltration des eaux thermales dans l'aquifère du Rhône décrite par Zahner (1974). Comme pour la source thermique, les teneurs en radioisotopes sont opposées à celle des autres sites, à savoir des teneurs élevées en uranium et basse en radium.

c) Source de l'Apleyeux (SAAP)

Cette source située sur le versant est une eau froide de type Ca-HCO₃ et sort des calcaires de la Nappe du Wildhorn (fig 4.18). Les teneurs en uranium sont légèrement élevées pour une eau issue de calcaires.

d) Teneur en radioisotopes dans les eaux de Saxon

Contrairement aux autres sites, les eaux de Saxon montrent des teneurs relativement élevées en uranium et basses en radium. De plus, ces teneurs ne semblent pas être corrélées avec celles de la température. Bien que proche géographiquement du Col des Mines, où affleurent des gneiss comportant des minéralisations d'uranium (voir fig. 2.1 et paragraphe 4.6.1), les eaux de Saxon ne proviennent vraisemblablement pas de cette zone puisque les pendage des couches, vers le Sud-Est, ne favorisent pas le transit d'eau du Sud vers Saxon. De plus, les lithologies de la Zone de Sion-Courmayeur et de la Zone Houillère, de type schisteux, le favorise d'autant moins (voir fig. 4.18 et 4.19). Par contre, l'uranium pourrait provenir des granites du Massif du Mont-Blanc et confirmerait les hypothèses émises par Vuataz (1982), à savoir un transit souterrain partiel de l'eau de Saxon dans les granites du Mont-Blanc.

Tableau 4.5 : Valeurs minimales, moyennes et maximales de conductivité, température, débit et radioisotopes dans les eaux de Saxon (VS) entre février et décembre 2006.

	Température (°C)	Cond. / 25°C (µS/cm)	Hauteur d'eau (%)	²²² Rn (Bq/l)	²²⁶ Ra (mBq/l) (mBq/l)	²³⁸ U (mBq/l) (mBq/l)	²³⁴ U (mBq/l) (mBq/l)
Source thermique de Saxon							
n=	903	902	903	6	6	6	6
Minimum	24.4	893.9	57.2	22.2	< 5	31.0	31.0
Maximum	25.3	907.7	65.8	31.9	6.0	54.0	44.0
Moyenne	24.7	901.7	61.5	27.5	< 5	41.8	38.0
Médiane	24.8	901.3	62.1	27.6	< 5	40.5	37.0

4.7 Sites secondaires

Il s'agit de sites qui n'ont été échantillonnés qu'à une ou deux reprises. La description de ces sites est plus générale.

4.7.1 Cruseilles

Les informations ci-dessous proviennent essentiellement d'un travail de diplôme de l'Université de Genève (Nissille 1989).

Cruseilles est situé en territoire français (Département de la Haute-Savoie). Les sources des Bains de la Caille émergent au bord de la rivière des Ussets dans la vallée du même nom, au pied des Ponts de la Caille. Exploitées au XIX et au XX^{ème} siècles, les sources ne sont plus utilisées depuis 1960 environ et il ne subsiste sur place que les ruines des anciennes installations.

La vallée des Ussets coupe la partie méridionale du Massif du Salève. Cette entaille est probablement due à une faille NNO – SSE qui traverse le Massif. La coupe stratigraphique affleurante dans la vallée comprend des calcaires et des marnes d'âge jurassique supérieur à crétacé. Les sources chaudes de la Caille émergent des calcaires hauteriviens. Elles ont une température de 25°C et sont de type bicarbonaté calcique. D'après les données isotopiques et hydrochimiques, il ressort que les eaux des bains proviennent essentiellement des calcaires du Jurassique supérieur. Le temps de transit a été estimé à 10 ans avec une température en profondeur de 30-35°C.

Deux sources ont été échantillonnées (coordonnées à l'annexe 2) : la source principale des bains et une petite source subthermale au bord des Ussets. Les teneurs en radioisotopes (annexe 8) montrent les mêmes tendances que pour les autres sites dont les eaux proviennent essentiellement de roches sédimentaires à savoir, des teneurs en uranium en dessous de la limite de détection et des teneurs en radium bien plus élevées que dans les sources froides. Ici, les concentrations en radon sont également plus élevées que les moyennes rencontrées dans des eaux froides.

4.7.2 Delémont

La ville de Delémont est située dans le Canton du Jura au nord de la Suisse. Un forage et deux sources ont été échantillonnés. Le forage S3 et la source de la Doux sont utilisés pour l'approvisionnement en eau de la ville, le forage étant utilisé comme apport de secours en cas de manque d'eau dans le réseau. La source de la Bame est une petite source karstique située sur la commune de Courfaivre à 5 km au Sud Ouest de Delémont.

Delémont se trouve dans le Jura plissé au cœur d'un grand bassin formé par un large synclinal. Le fond du bassin est recouvert par des dépôts molassiques peu perméables. Le forage S3 traverse ces derniers, puis les calcaires du Jurassique supérieur. Le fond du forage se trouve au sommet de l'aquiclude formé par les marnes oxfordiennes. Les écoulements souterrains de la région sont résumés à la figure 4.20.

D'après ce modèle, l'eau du forage s'infiltré sur les versants nord et sud des deux anticlinaux qui ferment le bassin puis se réchauffe en profondeur. Le rapport Na/Cl indiquerait un léger apport d'eau plus profonde à travers les marnes oxfordiennes. Les sources des versants sont des sources de débordement des calcaires du Jurassique supérieur.

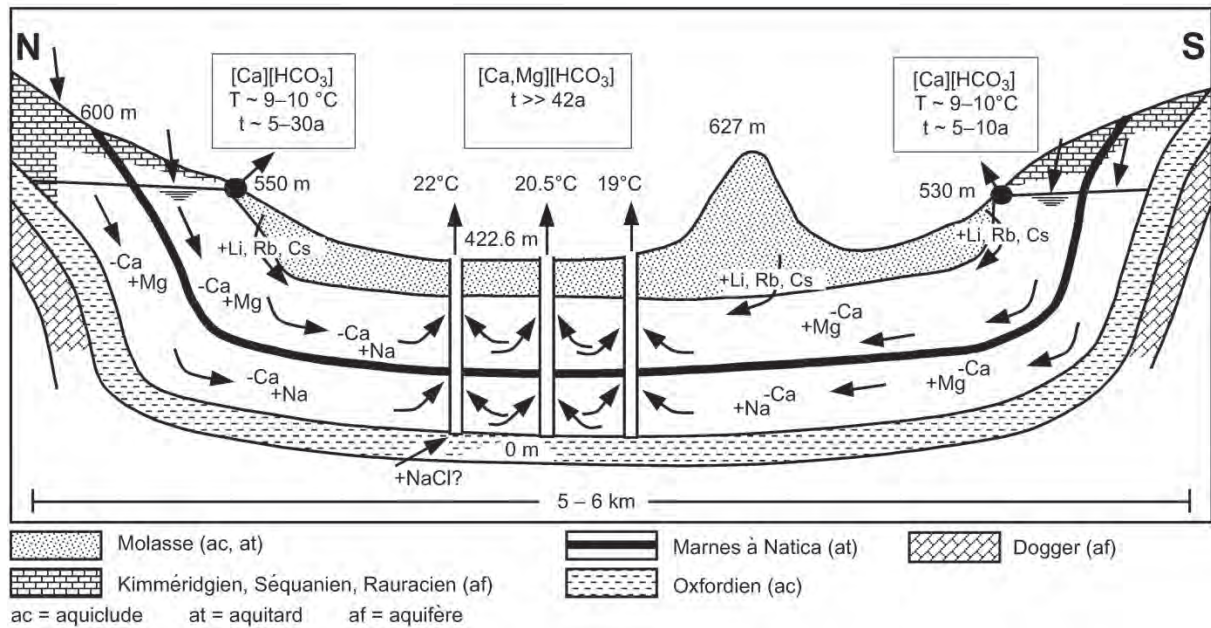


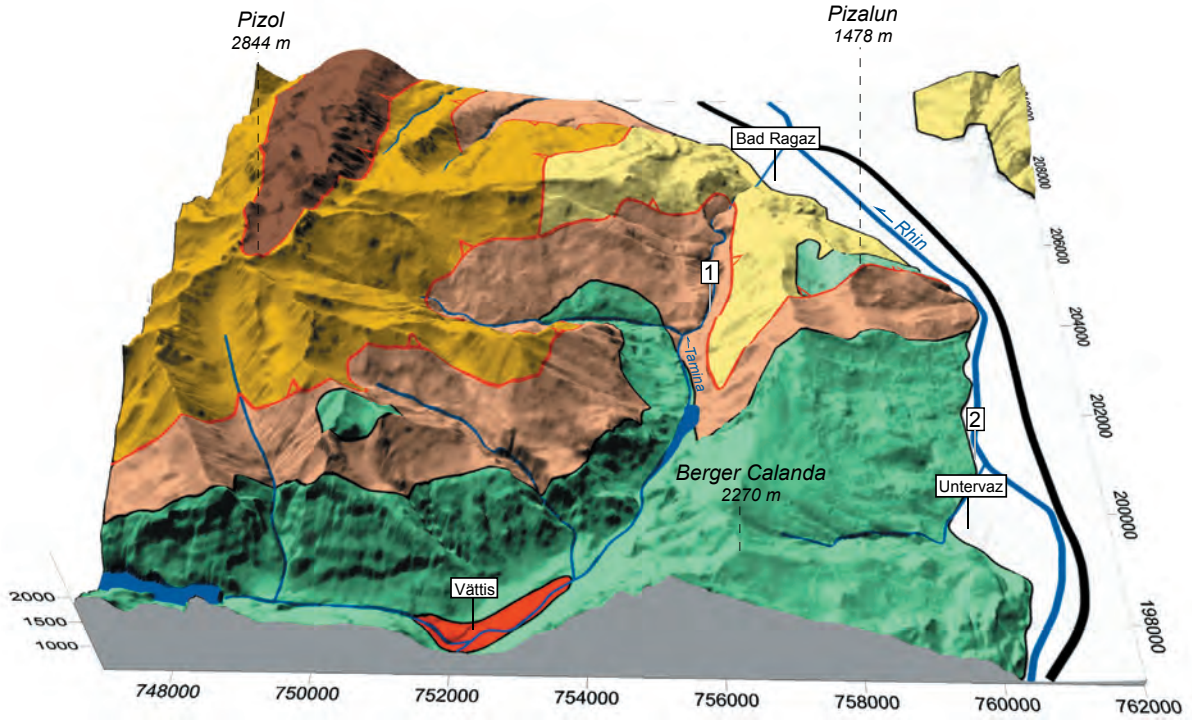
Figure 4.20 : Modèle conceptuel de l'écoulement des eaux souterraines sous le bassin de Delémont (Muralt 1999).

Le forage S3 a été échantillonné à deux reprises tandis que les deux sources ne l'ont été qu'une fois. L'eau du forage est caractérisée par une température de 22°C, une faible minéralisation et des teneurs relativement basses en oxygène (annexe 8). Les deux sources de débordement sont des eaux froides bicarbonatées calciques typiques des aquifères calcaires. Les teneurs en radioisotopes du forage sont différentes de ce qui a été observé sur les autres sites, à savoir des concentrations en uranium supérieures à la limite de détection et en radium inférieur à 10 mBq/l.

4.7.3 Bad Ragaz

La source thermique de Pfäfers se trouve dans la vallée très encaissée de la Tamina, un affluent du Rhin. Elle sort des calcaires crétacés de la couverture sédimentaire du Massif de l'Aar (voir fig. 4.21). Ce dernier, qui affleure dans la fenêtre de Vättis, plonge vers l'Est. L'altitude de son sommet est estimée à 0 m.s.m sous la source thermique (Vuataz 1982). Il est surmonté par les séries sédimentaires parautochtones qui s'étendent du Trias au Crétacé (Fig. 4.22).

L'hydrogéologie de la source thermique est assez singulière puisque le débit observé sur une année peut varier d'un facteur de 10 alors que la température et la conductivité sont très stables. Cette particularité a été interprétée comme l'augmentation de la pression hydrostatique exercée sur l'aquifère thermal par l'aquifère du massif superposé. Ainsi, lors de fonte de neige ou de précipitation, l'aquifère supérieur exerce sur l'aquifère thermal, sans s'y mélanger, une pression qui augmente le débit à la source, sans en changer la température et la chimie (Vuataz 1982). D'après le même auteur, l'eau s'infiltrerait à une altitude de 1700 à 1800 m d'altitude et une partie de son trajet se ferait dans des roches cristallines étant donné sa faible minéralisation. Le caractère bicarbonaté calcique s'acquerrait dans les calcaires crétacés avant l'exutoire dans les gorges de la Tamina. Dans la région, seules les sources subthermales d'Untervaz (voir fig. 4.21) constitueraient un autre exutoire de ce système hydrothermal (Vuataz 1982).



Point d'échantillonnage

- 1: Source thermique de Pfäfers
- 2: Sources subthermales d'Untervaz



- Autoroute
- Cours d'eau

		Géologie	
Helvétique s.l.	Quaternaire		Alluvions, Moraine et éboulis
	Verrucano des nappes helvétiques		Schistes et schistes argileux
	Ultrahelvétique		Grès et marnes
Autochtone et Parautochtone	Flysch		Grès et schistes
	Tertiaire		Calcaires
	Mésozoïque		Calcaires et marnes
	Massif de l'Aar (Fenêtre de Vättis)		Granites, gneiss
			Chevauchement

Figure 4.21 : Géologie de la région de Bad Ragaz et emplacement des points d'échantillonnage. La mésozoïque du parautochtone comprend des séries du trias au Crétacé. La géologie est inspirée de la carte tectonique de la Suisse au 1 :500'000.

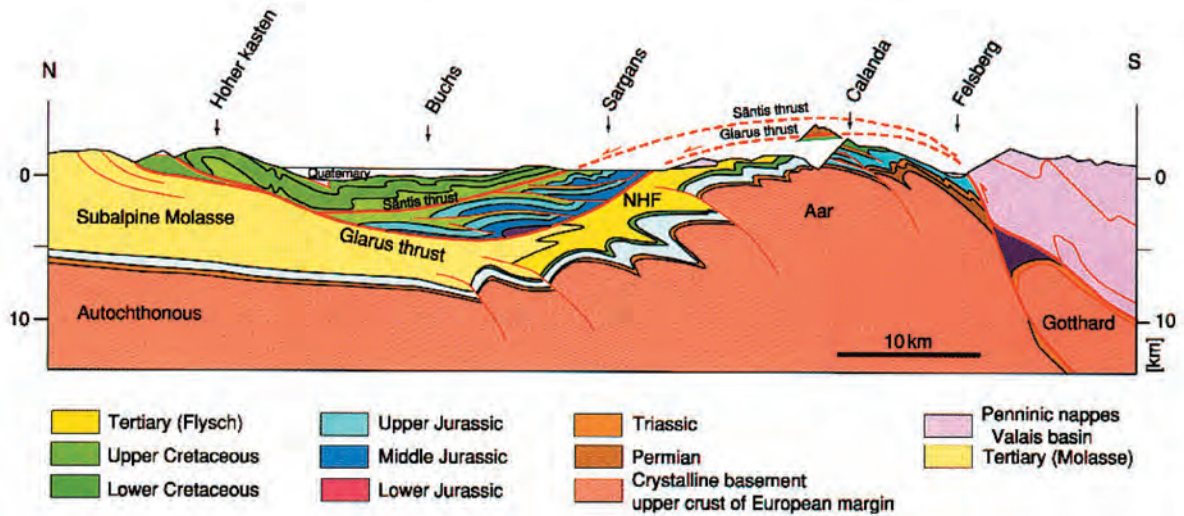


Figure 4.22 : Coupe géologique NS à travers les Alpes suisses orientales. La région de la source thermique de Pfäfers est comprise entre Calanda et Sargans (Pffiffer 2005).

La source thermale de Pfäfers sort des calcaires crétacés au fond d'une galerie d'une centaine de mètres. Elle sourd dans un puits naturel dans lequel le niveau fluctue de quelques mètres : en basses eaux, l'eau est pompée tandis qu'en hautes eaux, elle atteint le sommet de ce puits et s'écoule naturellement vers la Tamina. Elle alimente les bains de Bad Ragaz via un tuyau d'environ 4 km qui achemine l'eau de la source aux bains. La source a été échantillonnée à deux reprises (novembre 2006 et juillet 2007). Les résultats figurent à l'annexe 8. L'eau est de type Ca-HCO₃ pour une température de 37°C et une conductivité de 520 µS/cm. Les valeurs d'oxygène semblent élevées pour une eau profonde. D'autres mesures d'oxygène ont montré des valeurs effectivement plus basses (0.86 mg/l (Högl 1980) et 1.2 mg/l (Weber 1968)). Ces valeurs élevées proviennent très probablement du pompage. Comme il n'a pas été possible de mesurer l'oxygène dissous avant que l'eau ne soit pompée, le doute n'a pas pu être levé. Les valeurs de radon doivent pour la même raison être considérées avec précaution. Les teneurs en radioisotopes sont proches de celles observées dans des eaux de même température excepté le ²²⁶Ra qui est clairement plus élevé.

Une des trois sources subthermales émergeant au bord du Rhin dans la commune d'Untervaz a également été échantillonnée. Il s'agit d'une eau bicarbonatée et calcique peu minéralisée d'une température de 13°C. Les teneurs en radioisotopes sont également relativement élevées. Il semblerait que les eaux de la région de Bad Ragaz aient des concentrations un peu plus élevées que la moyenne.

4.7.4 Combioula

Les sources de la Combioula émergent au bord de la Borgne, dans le Val d'Hérens (VS). La région se trouve géologiquement au contact entre la Nappe de Siviez-Mischabel et la Nappe des Pontis. La première se compose géographiquement du haut vers le bas, de gneiss puis, au niveau de la Combioula, de quartzites permo-triassiques. La nappe des Pontis est constituée d'une série sédimentaire de dolomies, gypses et quartzites d'âge triassique. En profondeur, la Zone Houillère est constituée de calcaires, de dolomies et de quartzites d'âge permien à triassique (voir fig. 4.23). Les nappes sont orientées globalement vers le SSE (voir fig.4.24). La région est traversée par une série de failles EW subverticales montrant une ouverture due à l'extension régionale. Celle-ci favorise la remontée des eaux profondes (Ladner 2005). Il est intéressant de noter que la faille majeure passant par la Combioula recoupe la zone qui montre une anomalie radiométrique au Sud du Mont Noble.

Environ 80 résurgences ont été dénombrées le long de la rivière (Vuataz 1982). Ce même auteur montre qu'il existe deux pôles principaux d'eau : une eau thermale profonde sulfatée calcique et chlorurée sodique d'une température de 30°C et d'une minéralisation élevée de 4100 mg/l et une eau subthermale sulfatée calcique moins minéralisée (2400 mg/l). Entre ces deux pôles existe une série de mélange d'eau presque continu. En 1986, trois forages ont été implantés en amont des sources. Ils ont permis d'affiner le modèle proposé par Vuataz (voir fig. 4.25). L'altitude d'infiltration des eaux de la Combioula est de de l'ordre de 2500 m pour Vuataz (1982) et d'environ 3000 m pour Ladner (2005). Ce dernier situe la zone d'infiltration entre le Val d'Hérens et le Val Réchy, dans la région située entre le Bec de Bosson et le Mont Noble. En profondeur, l'eau atteindrait une température d'environ 35°C pour Vuataz (1982) mais, d'après les géothermomètres de la silice des nouveaux forages, cette température pourrait atteindre 50°C (Ladner 2005).

Trois sources et un forage ont été échantillonnés dans les cadre de cette étude (Annexe 2 et

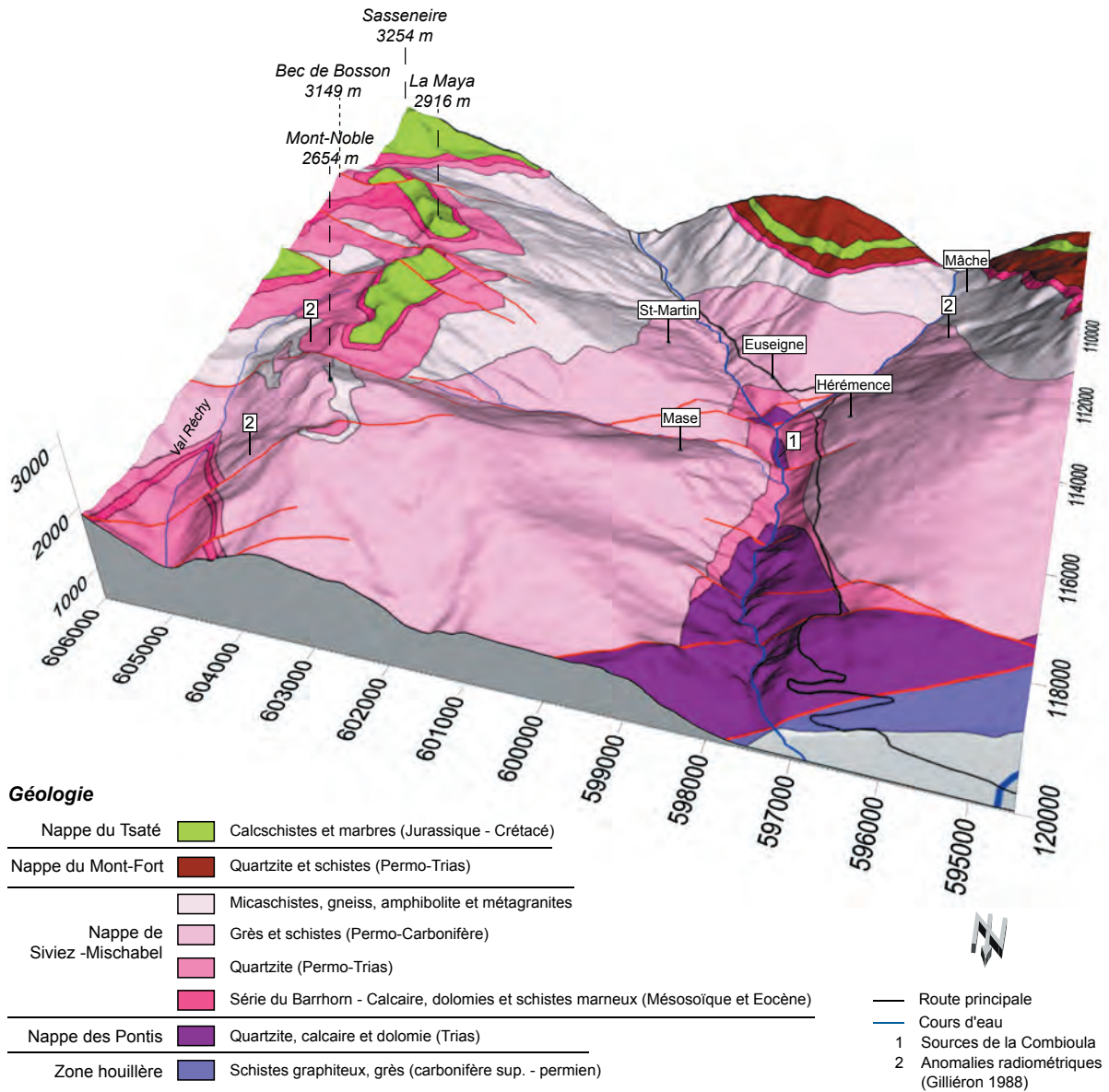


Figure 4.23 : Géologie et emplacement des sources de la Combioula. La géologie est inspirée de la carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale.

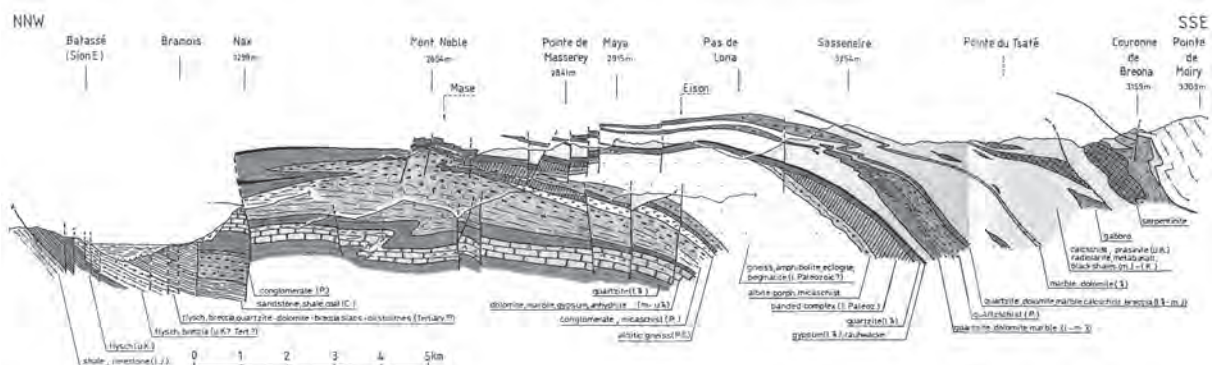


Figure 4.24 : Coupe géologique NNW-SSE à travers le Val d'Hérens (Sartori & Marthaler 1993).

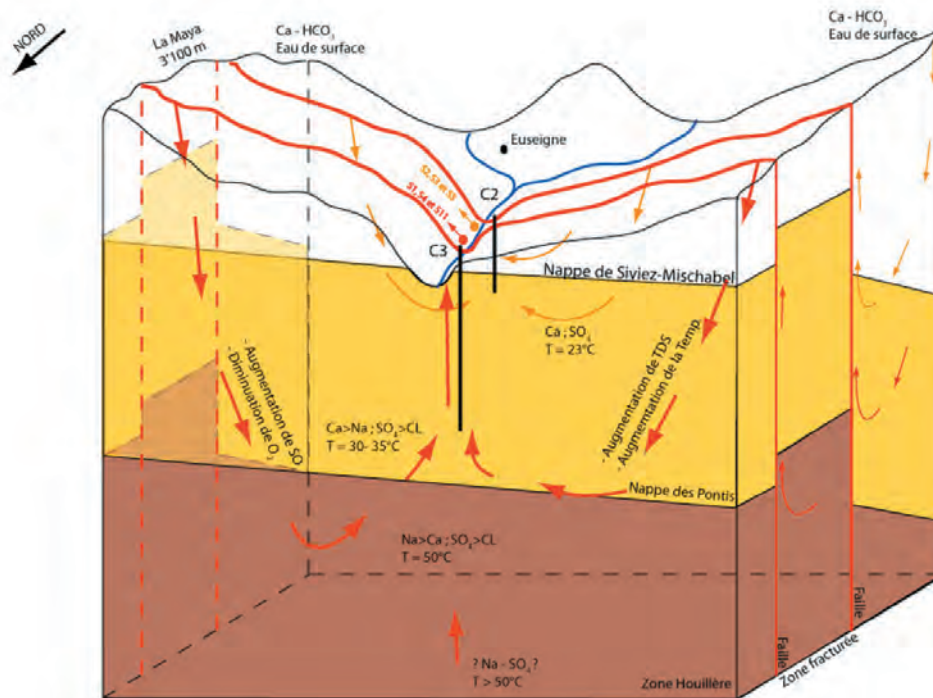


Figure 4.25 : Modèle conceptuel de l'écoulement des eaux des forages et des sources de Combioula (Ladner 2005).

figure 4.26). Les échantillons de 2005 ont été prélevés dans le cadre d'un travail de diplôme du CHYN (Ladner 2005) et ont été intégrés dans ce travail puisque les appareils de mesures des isotopes sont strictement les mêmes. Les résultats sont présentés à l'annexe 8.

Les eaux de Combioula montrent des teneurs élevées en radioisotopes : les concentrations de ^{226}Ra du forage C3 sont les plus hautes mesurées dans cette étude. Les valeurs de ^{226}Ra pour la Piscine (PIS) sont peut-être sous-estimées car la galerie Rivaz contient beaucoup d'hydroxydes de fer et il est plausible qu'une partie du radium s'y adsorbe lors de son passage.

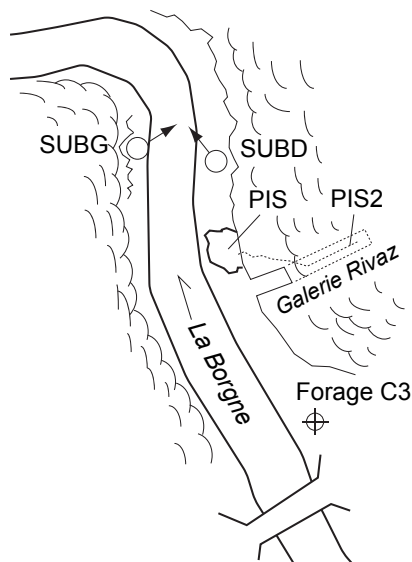


Figure 4.26 : Schéma de l'emplacement des points d'échantillonnage du site de la Combioula. La galerie Rivaz est artificielle ; elle a été creusée dans la roche et draine l'eau en amont de la source dite de la piscine.

Les valeurs d'uranium des sources subthermales sont également très élevées. La Combioula est située dans une zone montrant des teneurs élevées en uranium (voir Mandia (1993) et paragraphe 2.2.1 et 2.2.4). De plus, ces valeurs confirmeraient l'hypothèse de l'infiltration des eaux de la Combioula dans la région du Val de Réchy - Mont-Noble qui contient des anomalies radiométriques (voir ci-dessus).

Enfin, le ^{222}Rn montre également des concentrations élevées, en particulier dans la piscine. La corrélation entre la température et l'uranium est bien marquée. Celle entre la température et le radium est moins nette en particulier entre le forage C3 et la piscine. Le radon ne montre pas de tendance nette avec la température.

4.7.5 Lavey-les-Bains

Lavey-les-Bains se situe dans la Vallée du Rhône, géologiquement proche du contact entre le Massif des Aiguilles Rouges et sa couverture autochtone. Le socle est constitué essentiellement de gneiss et de migmatites. La couverture se compose d'une série sédimentaire triassique. La nappe de Morcles parautochtone chevauche sur cet ensemble. Lavey-les-Bains est construit sur les alluvions du Rhône, lesquels sont en contact direct avec les gneiss du Massif des Aiguilles Rouges (voir fig. 4.27). En profondeur, une interprétation de mesure de sismique-réflexion a mis en évidence un synclinal sédimentaire dans le Massif des Aiguilles Rouges situé à environ 3 km sous la vallée du Rhône (Piffner *et al.* 1997).

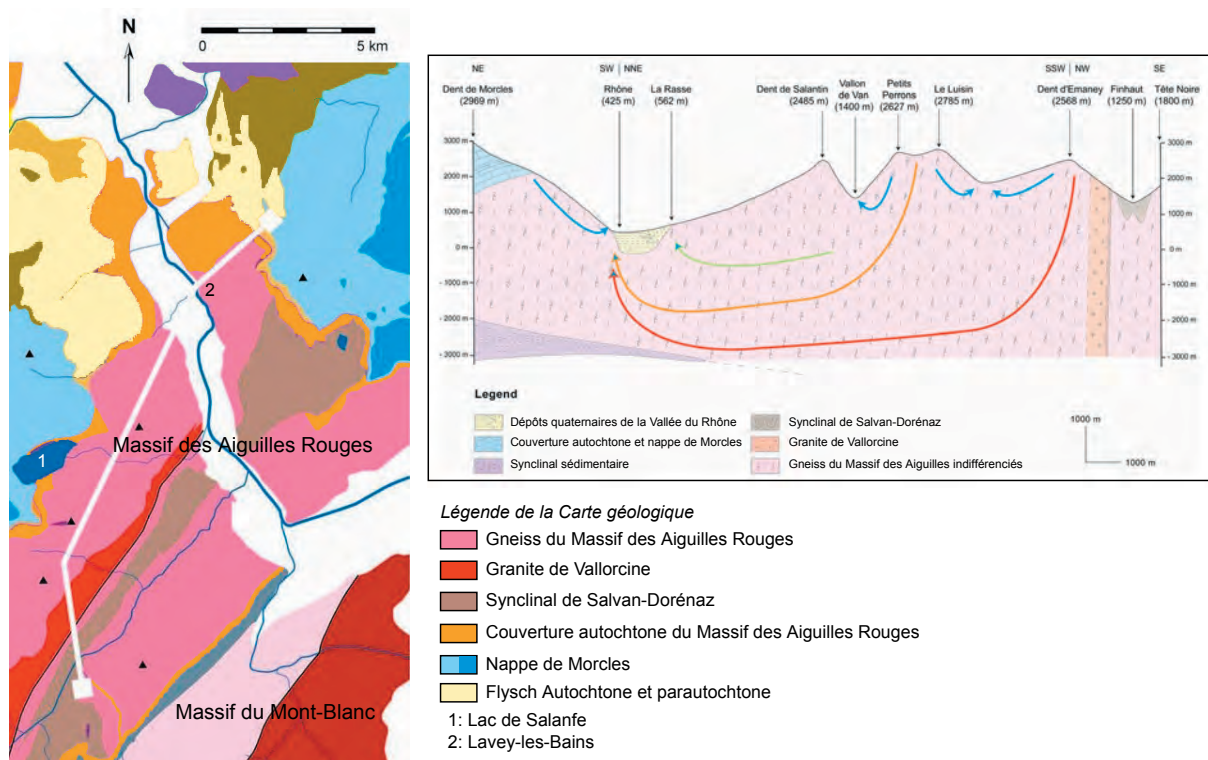


Figure 4.27 : Carte et coupe géologique de la région de Lavey-les-Bains. Les systèmes écoulements sont le résultat d'une simulation numérique (Sonney, R. thèse en préparation). Le tracé de la coupe est signalé par un trait blanc sur la carte.

Hydrogéologiquement, plusieurs types d'eau se rencontrent à Lavey (Bianchetti 1994; Sonney 2007; Sonney accepté; Vuataz *et al.* 1993). Les eaux froides de l'aquifère alluvial du Rhône, les eaux froides des gneiss du versant et les eaux thermales profondes issues des gneiss. Les deux premières sont de type bicarbonaté calcique tandis que les eaux thermales ont une signature sulfatée sodique, typique de roches cristallines. Ces dernières montrent également un caractère réduit comme en témoigne les teneurs basses en oxygène dissous et la présence de H₂S. Le mélange de ces eaux résulte en une large gamme de chimie et de température, d'autant plus large que l'eau du Forage P600 est la plus chaude de Suisse (66°C en tête de puits). La corrélation entre la température et la conductivité électrique de l'eau est très bonne, les eaux chaudes et minéralisées se mélangeant avec les eaux froides peu minéralisées. D'après les analyses isotopiques et hydrochimiques, les eaux s'infiltreraient à une altitude de 1300 à 1500 m puis atteindraient une température de 100°C pour un temps de transit de 5000 à 8000

ans (Bianchetti 1994; Sonney accepté). Ce modèle est confirmé par le modèle numérique réalisé par M. Sonney, doctorant au Centre d'hydrogéologie de Neuchâtel (CHYN), dont le résultat est illustré à la figure 4.27.

Cinq forages (P600, P201, P13, P14 et S9) ont été échantillonnés sur le site de Lavey-les-Bains. Leurs caractéristiques sont données à l'annexe 2 et sur la figure 4.28. Les cinq forages captent les eaux des gneiss et sont tubés au niveau de l'aquifère alluvial. L'eau des forages P600 et P201 est utilisée par le Centre thermal et est extraite à l'aide de pompes immergées. Les données mesurées semblent cohérentes (Annexe 8). Par contre, les forages P13, P14 et S9 ne sont pas utilisés et leur échantillonnage s'est fait à l'aide d'une pompe immergée à respectivement 15, 12 et 18 mètres de profondeur. Le débit de pompage était d'une vingtaine de litres par minutes. Bien que la conductivité et la température fussent stabilisées lors de l'échantillonnage, les résultats semblent moins fiables : la température de l'eau est basse par rapport à la conductivité, probablement suite à un refroidissement de l'eau lors de la remontée. A cela s'ajoute le fait qu'une partie des eaux des forages P600 et P201 est réinjectée (notamment dans le forage P12 et au niveau du P600) et contamine ainsi les eaux en aval : le forage PF2 par exemple montre une conductivité de 1229 $\mu\text{S}/\text{cm}$ pour une température de 15°C. Il convient donc d'interpréter avec précaution les analyses des forages P13, P14 et S9.

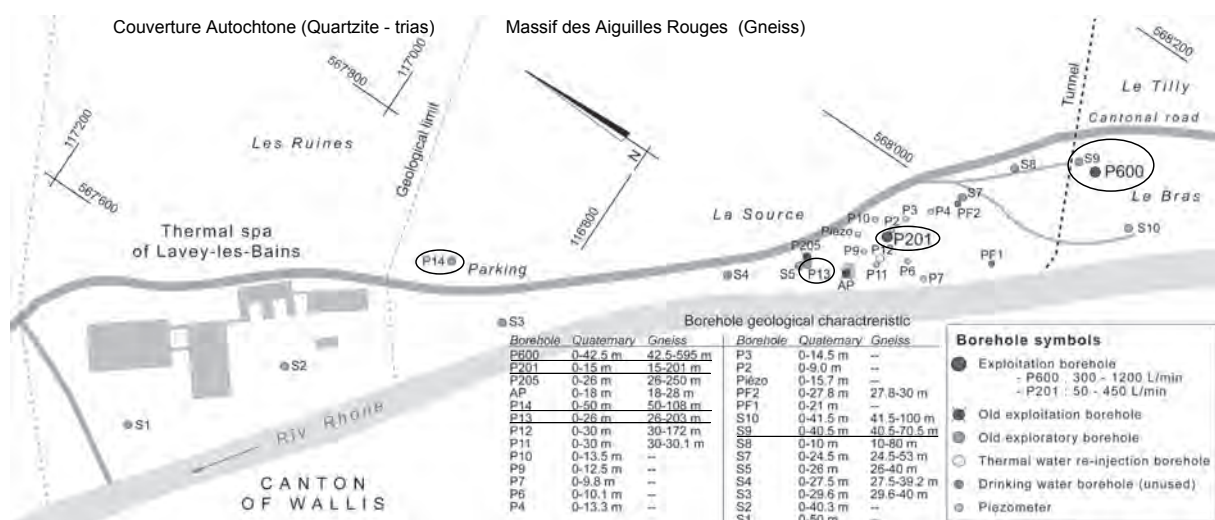


Figure 4.28 : Situation géographique des forages de Lavey-les-Bains. Les forages échantillonnés sont le P600, le P201, le P13, le P14 et le S9 (modifié d'après Sonney, accepté).

Les teneurs en radioisotopes des Forages P600 et P201 sont conformes à ce qui a été observé sur les autres sites, c'est-à-dire des teneurs en radium plus hautes et en uranium plus basses dans les eaux plus chaudes. Les valeurs absolues de radium pour ces eaux, les plus chaudes de Suisse et issues de surcroît de roches cristallines, semblent basses. Comparativement aux autres eaux réduites, les teneurs en ^{222}Rn du P201 et du P600 sont élevées. Conformément à ce qui est mentionné ci-dessus, les teneurs en radioisotopes de forages P13, P14 et S9 ne semblent pas très cohérentes par rapport à ce qui a été observé sur les autres sites. Ces teneurs seront examinées de manière plus approfondie au chapitre suivant.

4.7.6 Brigerbad

Les thermes de Brigerbad se trouvent dans la vallée du Rhône entre Viège et Brigue (VS). Ils se situent au pied du versant sud de la vallée, formé par les gneiss du Massif de l'Aar. Le

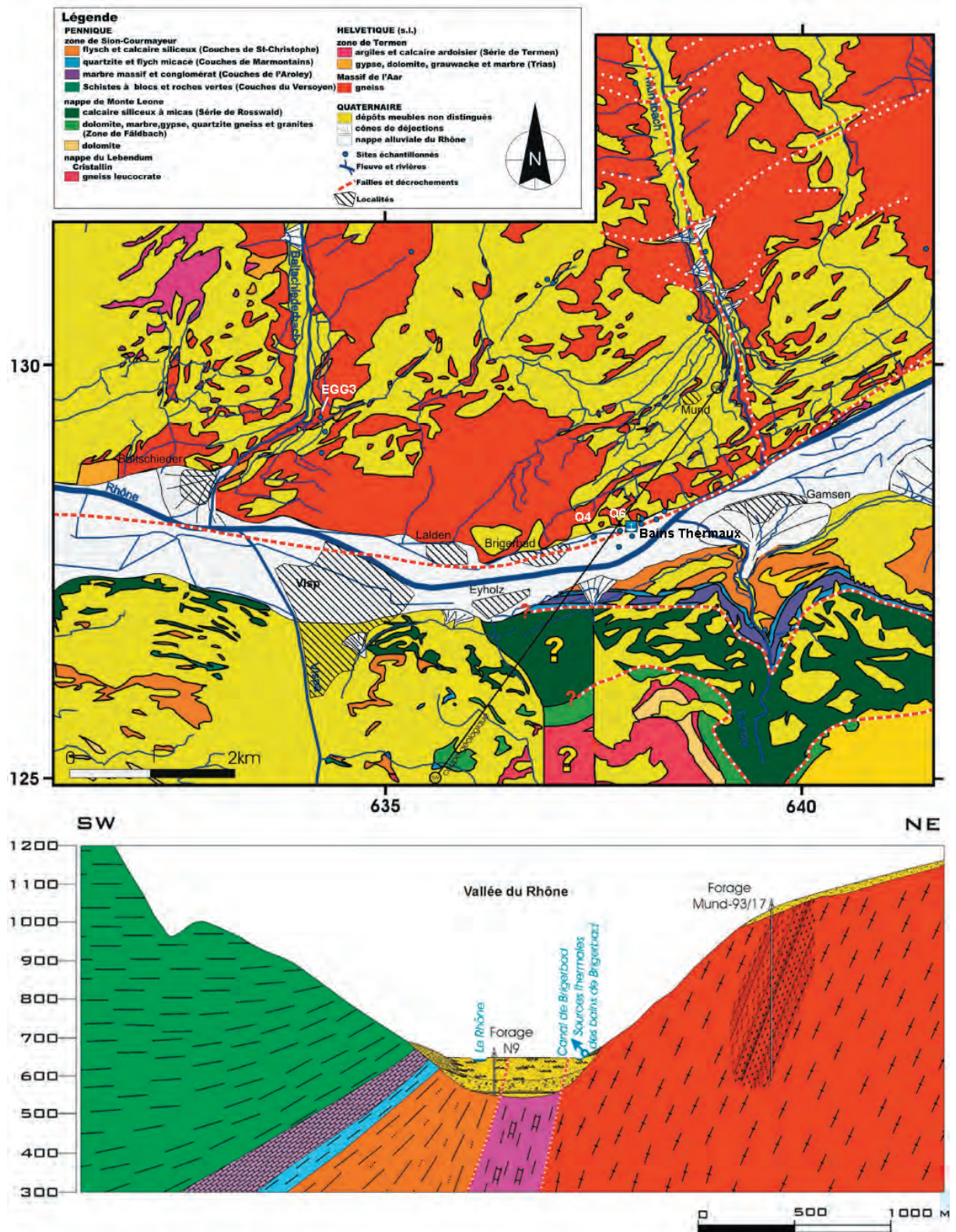


Figure 4.29 : Carte et coupe géologique de la région de Brigerbad (Kloos 2004). Les points d'échantillonnage mentionnés sur la carte se rapportent au travail de Kloos (2004).

versant nord appartient au domaine pennique, représenté par la Zone de Sion-Courmayeur et la Nappe du Monte Leone. Le contact n'est pas visible au niveau de Brigerbad puisque recouvert par les dépôts quaternaires de la vallée (fig. 4.29). Les minéralisations uranifères de Naters mentionnées à la figure 2.1 se situent à 5 km au NNE de Brigerbad, dans les gneiss du Massif de l'Aar, à proximité du contact avec les conglomérats permien de la pincée d'Urseren. D'un point de vue tectonique, les couches sont orientées vers le Sud–Est. La fracturation dans le Massif de l'Aar est composée de trois familles orientées N-S, NO-SE (les plus représentées statistiquement) et NE-SO. Ces trois familles semblent jouer un rôle important dans l'écoulement des eaux de Brigerbad (Kloos 2004).

L'eau thermale de la source TQB1 est de type Na–SO₄ et émerge à une température maximale de 52°C. Sa typologie chimique et ses teneurs relativement élevées en lithium et potassium indiquent une origine des roches cristallines. Les eaux froides du versant (en altitude) et les eaux de l'aquifère alluvial du Rhône sont bicarbonatées et calciques tandis que les eaux subthermales sont plutôt de type Ca-SO₄. Il semblerait donc que ces dernières résultent du mélange entre le pôle thermal et le pôle froid (Vuataz 1982). L'origine de la composante thermique serait localisée dans le Massif de l'Aar plutôt que dans le domaine pennique. L'altitude d'infiltration serait de 2400 m. La température atteinte en profondeur, calculée à l'aide des géothermomètres, serait de l'ordre de 100°C (Kloos 2004; Vuataz 1982). Des travaux de forages ayant pour but de trouver une eau plus chaude et moins sujette aux variations saisonnières ont débuté au mois de février 2008. Etant donné que les travaux sont toujours en cours, les données recueillies n'ont pas été prises en considération dans le présent travail.

Les données sur Brigerbad, présentées à l'annexe 8, proviennent en partie du diplôme de O. Kloos (2004). Les campagnes d'échantillonnage de 2008 ont été réalisées en collaboration avec C. Baechler dont le travail de diplôme est en cours. Le mélange entre le pôle chaud sulfaté et sodique et le pôle froid bicarbonaté et calcique ressort nettement sur la figure 4.30.

Les teneurs en ²²²Rn, ²²⁶Ra et ²³⁸U sont globalement élevées dans les eaux de Brigerbad. Les teneurs en radium semblent à nouveau être corrélées à la température de l'eau. En valeurs absolues, elle se situe entre les eaux de Lavey-les-Bains et celles de Combioula. Ce comportement est inverse pour le radon et l'uranium qui montre toutefois des valeurs supérieures à la moyenne dans les eaux chaudes.

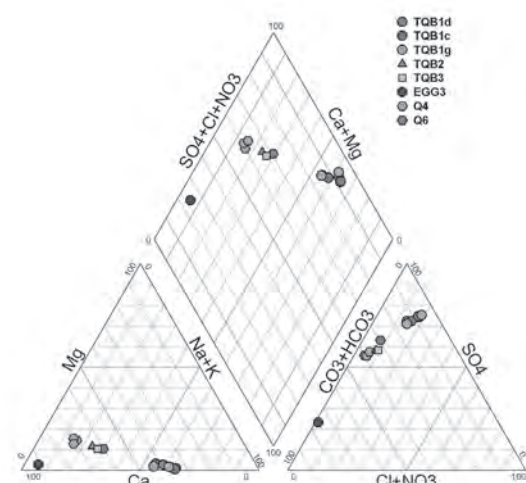


Figure 4.30 : Diagramme de Piper des eaux de Brigerbad. Tous les points sont localisés à proximité des bains, excepté le point EGG3 qui se trouve en altitude, dans le Val Baldschieder.

4.8 Synthèse générale sur les teneurs en isotopes radioactifs et respect des normes légales

Il ressort des mesures effectuées dans une partie des eaux thermales en Suisse que les teneurs en ^{226}Ra sont globalement plus élevées que dans les eaux froides. L'uranium montre un comportement opposé, si bien que les eaux thermales en contiennent peu. Le radon ne semble pas obéir à cette règle générale ; ses concentrations dans l'eau dépendent probablement plus de conditions locales. Cette observation générale ressort clairement au tableau 4.6 dans lequel les valeurs médianes de radioisotopes, tous sites confondus, sont calculées pour des températures inférieures et supérieures à 20°C . Cette température arbitraire correspond à la limite communément admise entre les eaux thermales et subthermale en Suisse (Vuataz 1982). Les valeurs médianes ont l'avantage, par rapport aux valeurs moyennes, d'atténuer l'influence de valeurs extrêmes.

Tableau 4.6: Valeurs médianes de ^{222}Rn , ^{226}Ra , ^{238}U et ^{234}U dans les eaux de température inférieures et supérieures à 20°C .

		^{222}Rn (Bq/l)	^{226}Ra (mBq/l)	^{238}U (mBq/l)	^{234}U (mBq/l)	U_{tot} (mBq/l)
T ($^\circ\text{C}$) < 20	n=	94	23	22	22	23
	Médiane	7	< 5	8	9	18
T ($^\circ\text{C}$) > 20	n=	94	90	84	84	90
	Médiane	12.1	81	< 5	< 5	< 10

Ce chapitre permet également de tirer une deuxième observation générale: les eaux de Lavey-Bains, Brigerbad et Combioula montrent des teneurs plus élevées en radioisotopes que les autres sites (tab. 4.7). L'eau des deux premiers sites provient majoritairement de roches cristallines tandis que l'eau du troisième est issue de roches évaporitiques bien qu'une influence de roches cristallines riches en uranium soit très probable (voir 4.7.4). Les eaux des « autres sites » sont plutôt issues de roches calcaires et évaporitiques. Saxon, qui en fait partie, montre

Tableau 4.7: Valeurs médianes de ^{222}Rn , ^{226}Ra , ^{238}U et ^{234}U dans les eaux issues de roches cristallines (Lavey, Brigerbad et Combioula) et de roches sédimentaires (autres sites).

		^{222}Rn (Bq/l)	^{226}Ra (mBq/l)	^{238}U (mBq/l)	^{234}U (mBq/l)	U_{tot} (mBq/l)
Lavey, Combioula et Brigerbad	n=	22	22	18	18	22
	Médiane	106.0	124	32	32.5	68.5
Autres sites	n=	165	91	88	88	91
	Médiane	8.3	47	< 5	< 5	< 10

une anomalie positive en uranium probablement due au transit d'une partie des eaux par les granites du Mont-Blanc.

Ces observations préliminaires sont d'ordre général. Il convient maintenant de les examiner de manière plus approfondie, de comprendre l'origine de ces différences et d'étudier les informations qu'il est possible d'en tirer. Le chapitre suivant en fera l'objet.

Limites légales

Les limites fixées par la loi Suisse (voir paragraphe 2.2.5) du point de vue de la radiotoxicité sont de 10 Bq/l pour la somme de ^{234}U et de ^{238}U et de 1 Bq/l pour la somme du ^{226}Ra et du ^{228}Ra . Pour prévenir les problèmes liée à la toxicité chimique de l'uranium, une limite de 15 $\mu\text{g/l}$ de ^{238}U (186 mBq/l) est recommandée par l'OMS

En ce qui concerne l'uranium, un seul point d'échantillonnage de la présente étude dépasse la limite de 186 mBq/l d' ^{238}U . Il s'agit du puits du terrain de football de Saxon (SATF). Comme il n'est pas utilisé comme eau de boisson mais uniquement pour l'arrosage du terrain, cela ne pose pas de problème. Tous les autres points d'échantillonnage respectent les valeurs limites fixées pour l'uranium.

Pour le radium, le ^{228}Ra n'a pas été mesuré de façon précise mais, aucun spectre n'indiquait sa présence. Les teneurs maximales en ^{226}Ra étant de l'ordre de 500 mBq/l (Forage C3 de la Combioula), toutes les eaux prélevées dans la présente étude respectent dès lors les valeurs limites fixée pour le radium.

Chapitre 5

Comportement des isotopes radioactifs

5.1 Evolution temporelle sur le long et le court terme des isotopes radioactifs

Ce paragraphe a pour but d'étudier l'évolution du radon, du radium et de l'uranium en fonction du temps sur le long et le court terme. Seules les stations disposant de données de débit, température, conductivité en continu et de plusieurs valeurs ponctuelles sont présentées, c'est-à-dire une partie des points d'échantillonnage des sites d'Yverdon-les-Bains, Moiry, Val-d'Illiez, Loèche-les-Bains et Saxon.

5.1.1 Evolution sur le long terme

Les graphiques, présentés en annexe, montrent l'évolution temporelle des teneurs en radon, en radium et en uranium issues des campagnes d'échantillonnage. Pour des raisons de lisibilité, ces valeurs ponctuelles sont reliées par un trait discontinu; ce trait ne correspond **en aucun cas** à l'évolution temporelle du paramètre entre les données ponctuelles.

a) Yverdon-les Bains (annexe 9)

Les sources du Mont de Chamblon (Cossaux et Moulinet) étant relativement réactives, il ressort des graphiques que l'interprétation de l'évolution de l'uranium (le radium étant proche de ou sous la limite de détection) est passablement hasardeuse puisque le pas de temps des échantillonnages ne correspond pas à la dynamique du système. Il semblerait que les teneurs en uranium soient plus élevées en période de hautes eaux et diminuent en période d'étiage mais, comme le montrent les données plus nombreuses de radon, les teneurs varient fortement.

Par contre, les données en continu de ^{222}Rn disponibles pour la source du Moulinet montrent qu'en période de hautes eaux, les teneurs en ^{222}Rn sont globalement plus élevées qu'en période d'étiage. Une interprétation plus avancée des données en continu du radon se fera au paragraphe suivant.

Les forages thermaux Grève-1 et F4 du Centre thermal, dont les teneurs en uranium sont inférieures à la limite de détection, ne montrent pas non plus de tendance claire. L'augmentation de débit au mois d'avril, liée à la fonte des neiges sur le Jura (voir 4.2.2), ne semble influencer que légèrement les teneurs en radium et en radon. Le radium montrerait plutôt une augmentation des teneurs en hiver.

b) Moiry (annexe 10)

A l'instar des sources du Mont de Chamblon, la source de la Cressonnière est très réactive et l'interprétation des teneurs en radioisotopes, d'après le pas de temps à disposition, n'est pas fiable. L'uranium durant la période de hautes eaux de 2006 montre des valeurs élevées tandis que, une année après, les teneurs sont sous la limite de détection ; preuve que l'évolution à long terme ne doit pas être étudiée sur la base de ces données. Les données de ^{222}Rn en continu seront examinées au sous-chapitre suivant.

c) Val d'Illiez (annexe 11)

Dans les eaux du forage F3, les concentrations en radium montrent une légère augmentation. Par contre, les variations de conductivité, température et débit du forage F2 (période mars-avril), probablement dues aux précipitations, ne s'observent pas sur les teneurs en radium. L'uranium n'a pas été représenté puisque ses teneurs sont sous la limite de détection.

d) Loèche-les-Bains (annexe 12)

Les concentrations en radium de la Source Saint-Laurent baissent légèrement au mois de mars-avril, peut-être suite à la fonte des neiges apportant une eau froide moins riche en radium. Le radium dans l'eau de la source Fischweiher ne semble pas être influencé par les variations modestes de débit. Comme pour Val-d'Illiez, l'uranium n'a pas été détecté dans les eaux les plus chaudes et n'a donc pas été représenté.

e) Saxon (Annexe 13)

Contrairement aux autres sources de température égale, le radium est proche ou inférieur à la limite de détection. Les variations d'uranium sont faibles et ne semblent pas corrélées avec les valeurs de débit, de conductivité et de température

Les observations faites au chapitre précédent sont mises en évidence ici, à savoir des teneurs en radium et en uranium opposés. Dans les eaux chaudes, les concentrations en radium sont clairement au-dessus des valeurs moyennes tandis que l'uranium est sous la limite de détection. Le phénomène inverse s'observe dans les eaux froides. L'eau de Saxon fait exception à la règle, puisque l'on observe des teneurs élevées en uranium dans une eau à 25°C. Il ressort toutefois de ce sous-paragraphe que l'interprétation de données de radioisotopes en fonction du temps est hasardeuse, au pas de temps donné, et que l'interprétation spatiale, via des graphiques XY, semblent beaucoup plus appropriée. Ce mode d'interprétation se fera au chapitre 5.2.

5.1.2 Evolution sur le court terme**a) Source du Moulinet**

Le radon a été mesuré en continu à la source du Moulinet 6a du 15 février au 5 novembre 2006. Etant donné que le système d'écoulement des sources du Mont de Chamblon est passablement complexe et fait intervenir plusieurs composantes (voir fig. 4.4), l'interprétation des données (Fig. 5.1) de radon n'est pas aisée. A la complexité du système s'ajoute une série d'événements de précipitation et de fonte de neige. Il est toutefois possible de dégager plusieurs informations en comparant l'évolution simultanée de la température, de la conductivité, du débit et de la charge radioactive ; cette dernière représentant la multiplication des valeurs du débit par celles du radon.

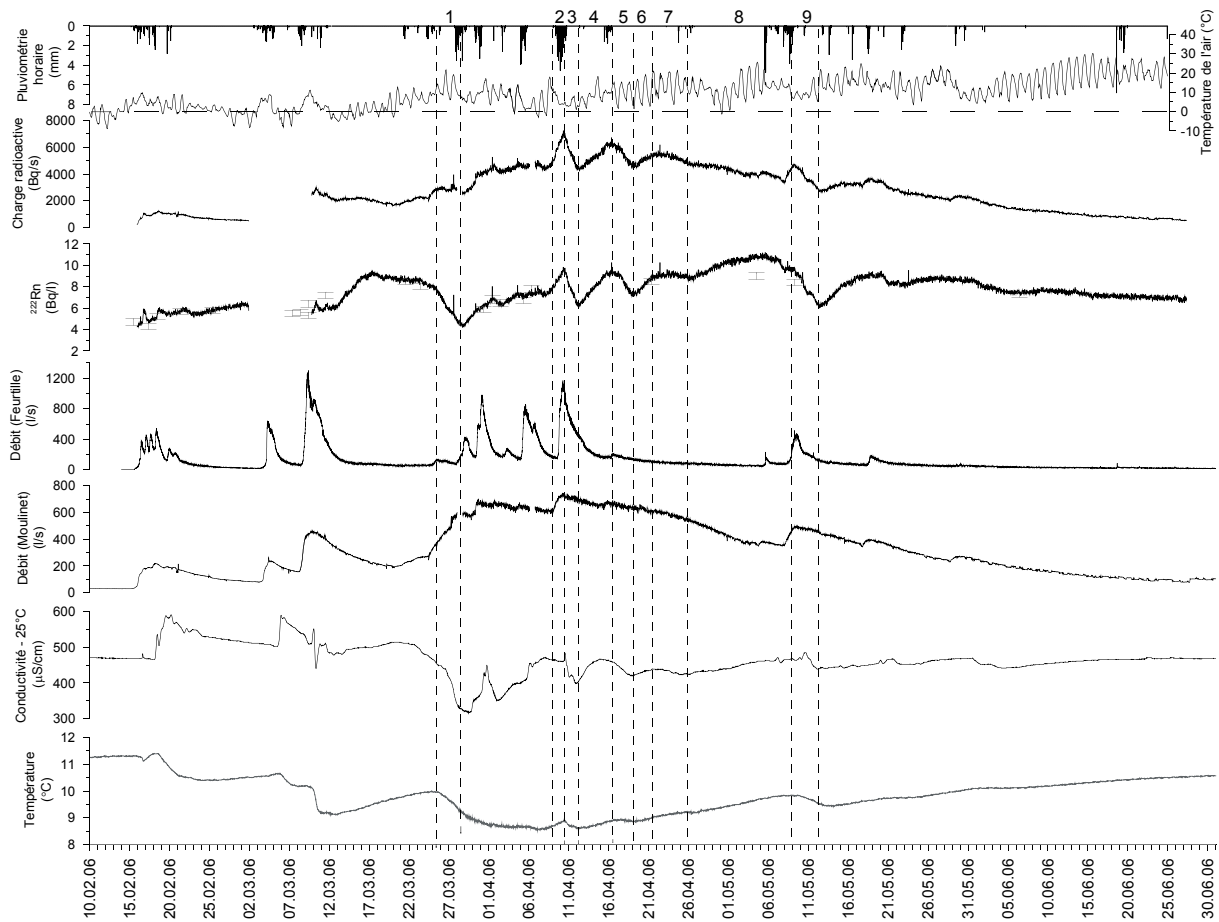


Figure 5.1: Evolution des teneurs en ^{222}Rn à la source du Moulinet 6a d'Yverdon-les-Bains. Les données de conductivité, de température et de débit ont été fournies par M.Pronk. Les données pluviométriques horaires proviennent de la station météorologique MétéoSuisse de Method.

Ainsi, en se penchant sur les événements montrant des variations brusques de ^{222}Rn , il est possible de formuler des hypothèses quand au fonctionnement du système Feurtille-Chamblon, en se basant sur le modèle présenté à la figure 4.4.

Période 1 (25 au 28 mars): Cette brusque baisse de radon correspond à une hausse de température de l'air suite à une période froide. L'augmentation de la température de l'air a eu pour conséquence une fonte de neige mais, sur le versant du Jura, c'est-à-dire sur les calcaires du Malm, car le débit du ruisseau s'infiltrant dans la perte de la Feurtille n'augmente pas, indiquant donc qu'il n'y avait plus de neige dans la plaine de Baulmes. L'augmentation de débit aux sources du Moulinet doit donc correspondre à l'arrivée d'une eau pauvre en radon, probablement une grande partie de la composante B (fig 4.4.) poussée à l'exutoire par la propagation de l'onde de crue.

Période 2 et 3 (9 au 12 avril) : la baisse de conductivité et de température de la période 3 a été interprétée à l'aide de données de turbidité et de bactériologie comme l'arrivée aux sources du Moulinet de l'eau qui s'infiltré à la perte de la Feurtille (Pronk *et al.* 2007). Cette arrivée correspond à une baisse de ^{222}Rn ce qui est tout-à-fait plausible vue que l'eau du ruisseau de la Feurtille contient peu de radon. Ce dernier a en effet été mesuré le 2 février 2006 et a montré une valeur de 2.5 Bq/l à la perte, en amont d'une cascade.

La période 2 est plus difficile à interpréter. Elle est marquée par une hausse nette du ^{222}Rn simultanément aux fortes précipitations (56 mm) du 9 et 10 avril et à une légère hausse de température de l'eau. Il pourrait s'agir de l'arrivée de la composante A (fig. 4.4), plus chaude et probablement plus riche en radon que les autres composantes, poussée par l'onde de crue induite par les précipitations.

Durant la période 4 (12 au 16 avril), les valeurs de radon remontent, probablement suite à la baisse de l'influence des eaux de la perte de la Feurtille. De nouvelles précipitations (16 avril) apportent à nouveau de l'eau de la perte jusqu'aux sources et il s'ensuit une baisse de radon (période 5). Le radon remonte suite, de nouveau, à la baisse du pourcentage d'apport d'eau venant de la perte.

La période 7 (21 au 26 avril) montre un niveau constant de radon, avoisinant les 8 Bq/l et qui correspond probablement aux teneurs de base de ^{222}Rn en période de hautes eaux.

Durant la période 8 (26 avril au 8 mai), les valeurs de radon augmentent mais ne sont pas confirmées par les échantillonnages ponctuels du 4 et du 9 mai et, de surcroît, ne semblent pas cohérentes. Cette augmentation provient probablement d'un problème de mesure. D'ailleurs, en observant la charge radioactive, le comportement de l'événement de cette période ressemble aux événements des périodes 2-3 et 4-5 ce qui laisse à penser que l'augmentation susmentionnée est un artefact.

La période 9 est marquée par l'arrivée d'eau de la perte suite aux précipitations des 7 et 8 mai. Ensuite, les teneurs en radon remontent jusqu'au niveau de base, lequel baisse régulière pour atteindre une valeur de base d'étiage proche de 5 Bq/l.

b) Source de la Cressonnière

Le radon a été mesuré en continu à la source de la Cressonnière du 15 octobre 2006 au 8 mars 2007 (Fig. 5.2). Un problème technique a interrompu les mesures du 7 novembre au 8 décembre 2006. Ces dernières se sont arrêtées le 8 mars suite à l'inondation de la cellule de mesure (voir 3.2.2).

En hiver, les eaux de la source de la Cressonnière sont très sensibles aux précipitations. A chaque événement de pluie, la conductivité, la température et le débit réagissent très rapidement. Par contre, en période d'étiage (c'est-à-dire octobre et novembre), ces paramètres ne varient pas ou très peu, cela étant probablement dû à une infiltration efficace faible suite à l'utilisation par le sol et la végétation de la tranche d'eau précipitée. Ces données confirment l'hypothèse du mélange entre des eaux subthermales et des eaux froides, les périodes de crue étant marquées par un pourcentage d'eau froide plus important que les périodes d'étiage (Muralt 1999). Le radon réagit de la même façon que la température et la conductivité, impliquant que les teneurs en radon à la source de la Cressonnière dépendent essentiellement du taux de mélange entre les eaux froides et les eaux subthermales. Par contre, il est inversement corrélé au débit. En analysant de manière plus détaillée une crue (fig 5.3), il ressort que les teneurs en radon sont décalées par rapport au débit lors d'une crue. Ainsi, lors de l'augmentation de débit, les teneurs en radon baissent légèrement (1), la première phase de crue est donc marquée par l'arrivée d'un pourcentage plus élevée d'eau subthermale. Au pic de la crue (2), le radon baisse brusquement, indiquant l'arrivée de la composante froide. Enfin, lors de la décrue, le pourcentage d'eau froide diminue au profit de l'eau subthermale (3).

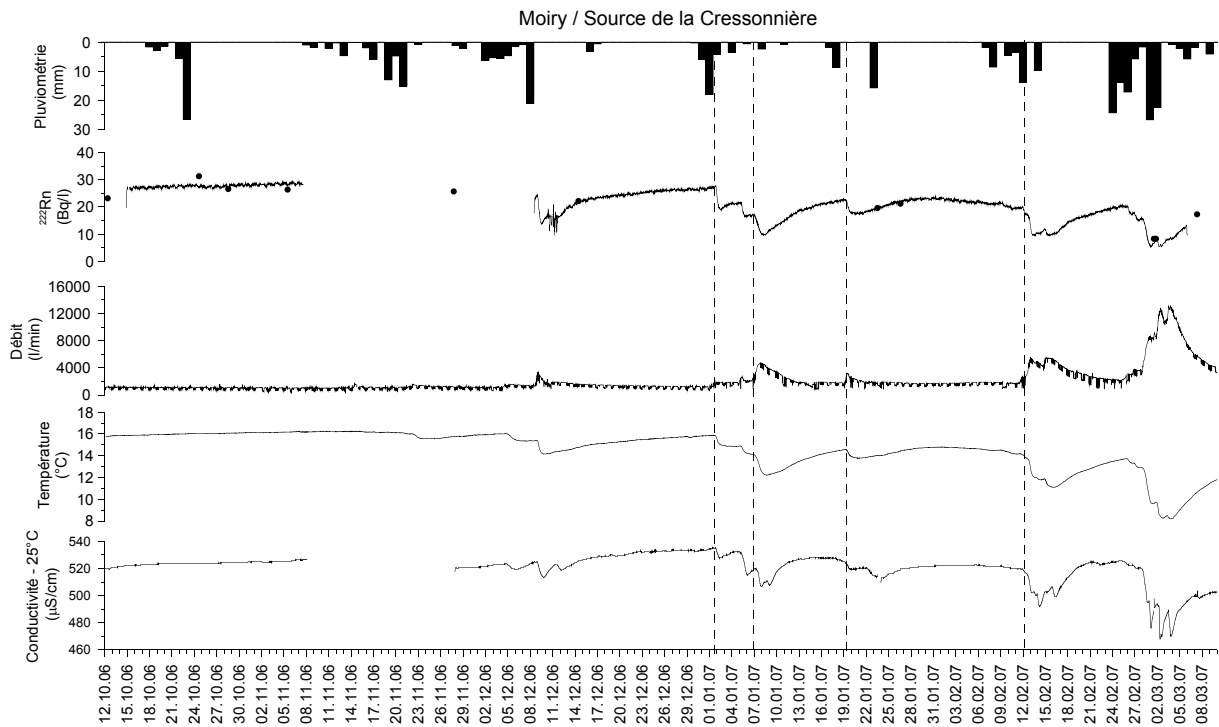


Figure 5.2 : Evolution des teneurs en ^{222}Rn à la source de la Cressonnière de Moiry. Les données pluviométriques journalières proviennent de la station météorologique Météosuisse de Cossonnay.

Début mars, un échantillonneur automatique a été installé à la source de la Cressonnière afin de prélever des échantillons d'eau. La crue du 2 mars a ainsi pu être échantillonnée (fig. 5.4) à un pas de temps de 2 heures lors de la crue et de 4 heures lors de la décrue. L'appareil de mesure du radon est tombé en panne le 6 mars et les teneurs en radon lors de la décrue n'ont pas pu être mesurés complètement. Comme le nombre d'analyses d'uranium et de radium était limité, seuls 5 échantillons des 48 récoltées ont été analysés : ils ont été sélectionnés d'après les changements de débits. Les teneurs en uranium qui sont inférieures à la limite de détection, n'ont pas été représentées. Le radon montre, comme sur la figure 5.2, une corrélation négative avec le débit et

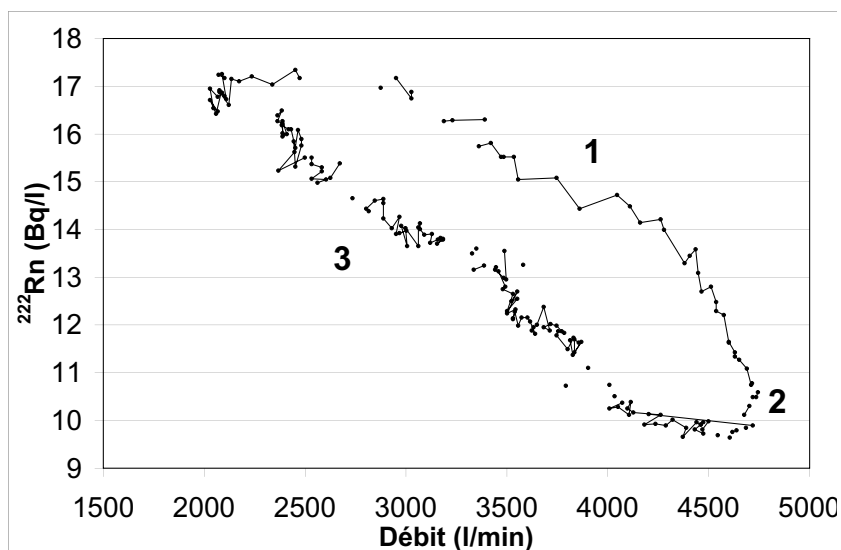


Figure 5.3 : Evolution du débit par rapport aux teneurs en ^{222}Rn à la source de la Cressonnière lors de la crue du 8 janvier 2007.

une corrélation positive avec la température. Le ^{226}Ra semble également montrer une bonne corrélation avec la température.

L'étude de l'évolution sur le court et le long terme des radioisotopes permet de confirmer ou d'affiner des hypothèses formulées sur le fonctionnement d'un aquifère mais, dans un certain nombre de cas, elle n'apporte

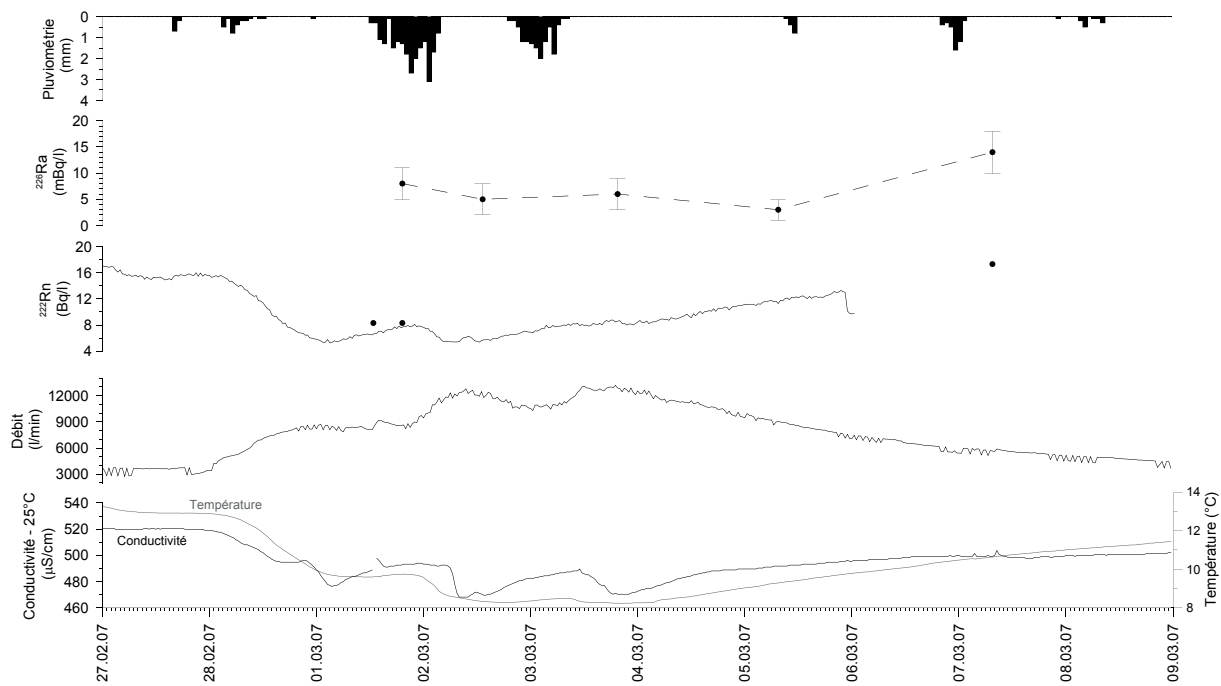


Figure 5.4 : Evolution du ^{222}Rn , du débit, de la température et de la conductivité à la source de la Cressonnière lors de la crue du 2 mars 2007. Les données pluviométriques horaires proviennent de la station météorologique MétéoSuisse de Method.

pas d'informations supplémentaires significatives. Il semble en tous cas, d'après les données à disposition qu'il est préférable d'étudier les teneurs en radioisotopes non pas en fonction du temps mais plutôt en fonction d'autres paramètres de l'eau, en particulier de la température.

5.2 Teneurs en radioisotopes en fonction des paramètres de l'eau

Les observations préliminaires du chapitre 4 montrent que les teneurs en uranium et en radium sont corrélées négativement et positivement à la température. Cette observation a déjà été faite par quelques auteurs (Andrews 1991; Andrews *et al.* 1985; Baradács *et al.* 2001; Hakam *et al.* 2001; Szerbin & Köteles 1999) mais aucune étude ne traite cet aspect en particulier. De même, les eaux issues de roches cristallines semblent montrer globalement des teneurs en radioisotopes plus élevées (voir tab. 2.5 et 2.6). Il convient donc d'examiner ces observations de manière plus détaillée, en comparant de manière graphique l'uranium, le radium et le radon en fonction de la température de l'eau.

5.2.1 Température

a) Uranium

Les teneurs en uranium en fonction de la température de l'eau sont présentées, tous sites confondus, à la figure 5.5. Les sites ont été séparés en deux groupes, d'après leurs teneurs absolues en uranium. Ainsi, les concentrations en uranium des eaux de roches cristallines (Brigerbad, Lavey-les-Bains et Saxon) et des eaux de la région de la Nappe de Siviez-Mischabel (Combioula) sont représentées sur le graphique 5.5a et les autres eaux, issues de roches carbonatées et évaporitiques, sur le graphique 5.5b.

La figure 5.5 met bien en évidence la baisse des concentrations en uranium avec la hausse de température de l'eau, ainsi que les valeurs absolues élevées en uranium dans les roches cristallines par rapport à celles des roches carbonatées et évaporitiques. Il semblerait que les

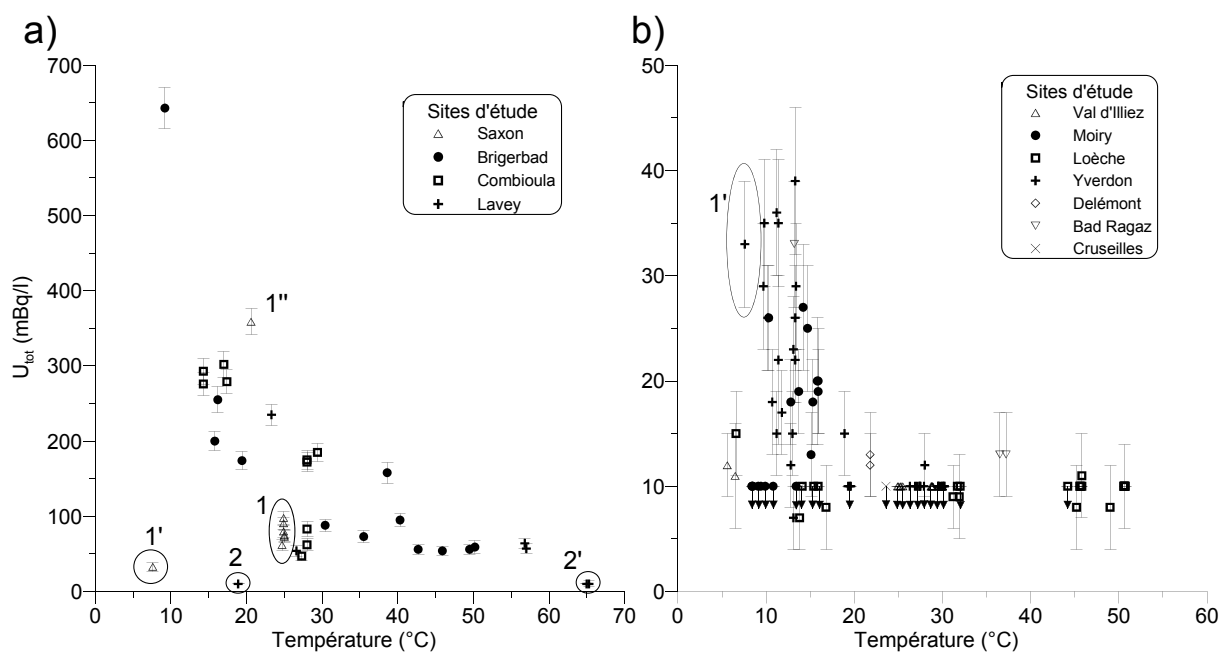


Figure 5.5 : Teneur en uranium en fonction de la température. Les sites ont été séparés en deux groupes (graphes a et b) en fonction de leur teneur en uranium. Saxon : 1 : source Thermale, 1' : source de l'Apleyeux, 1'' forage du terrain de football et Lavey : 2 : forage P14 et 2' : P201 et P600.

valeurs absolues en uranium dépendent du type de roches traversé tandis que les caractéristiques de l'eau influence ces valeurs dans une moindre mesure.

La comparaison entre les graphiques a et b donne des informations sur le site de Saxon. Ainsi, l'eau de la source de l'Apleyeux (1'), située sur le versant au-dessus de Saxon et issue des calcaires de la couverture du massif du Mont Blanc (voir fig. 4.18) sort des points du graphique 5.5a, alors qu'elle ne ressort pas du graphique 5.5.b. Les teneurs dans les eaux de la couverture du Massif de Mont-Blanc semblent donc correspondre à celles d'eaux de roches sédimentaires. L'eau de la source thermique, sur le graphique 5.5a, sort légèrement de la tendance générale : cela confirmerait le mélange entre des eaux de la couverture et du socle du Massif du Mont-Blanc. Des mesures complémentaires d'uranium dans la région de Saxon, en particulier sur le versant sont recommandées afin de confirmer l'hypothèse ci-dessus.

Les eaux des forages P14, P201 et P600 ont des teneurs relativement basses pour des eaux provenant du cristallin.

b) Radium

Les teneurs en radium de tous les sites sont présentées dans la figure 5.6. Les deux groupes a et b de la figure 5.5 ont été repris dans la figure 5.6.

Le radium montre la **tendance** inverse à celle de l'uranium, à savoir une augmentation des teneurs en fonction de l'augmentation de la température de l'eau. Il est également intéressant de constater que les différences de valeurs absolues entre les graphiques a et b sont faibles. Il semblerait donc que les teneurs en radium dépendent essentiellement des caractéristiques de l'eau et, dans une moindre mesure du type de roche traversé par l'eau lors de son transit. Les eaux du forage C3, des forages profonds de Lavey et de Bad Ragaz montrent cependant une tendance différente de celle observées sur les autres sites.

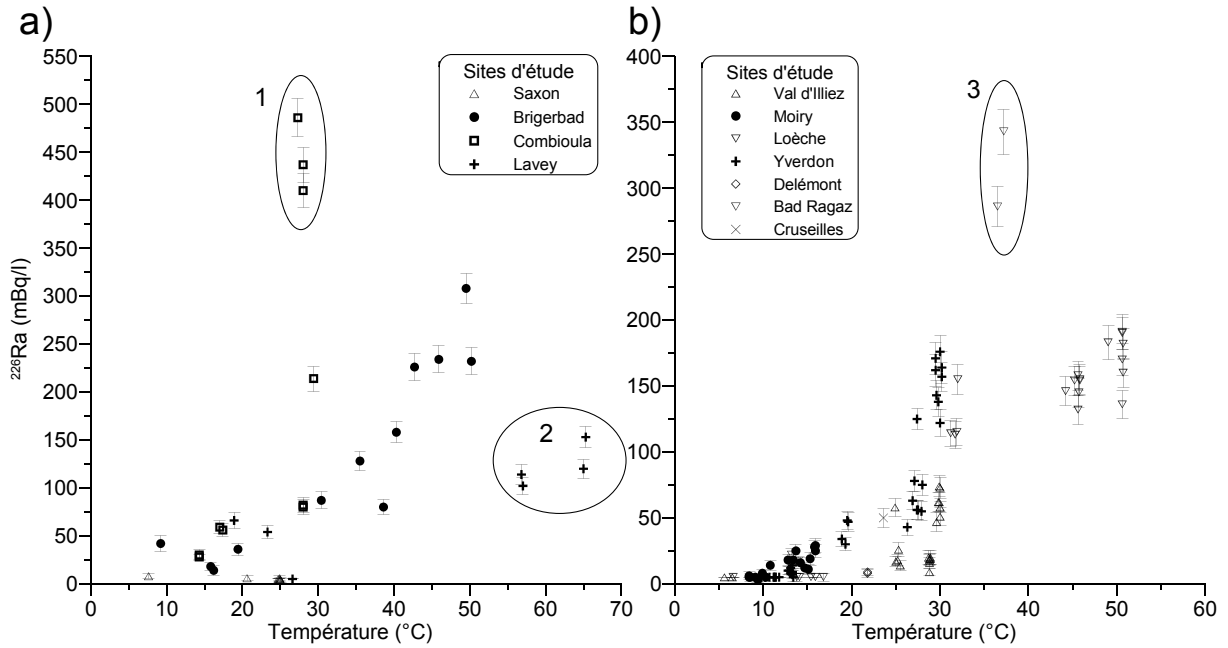


Figure 5.6 : Teneur en ^{226}Ra en fonction de la température. Les deux groupes (graphes a et b) sont les mêmes que ceux de la figure 5.5. 1: forage C3 de la Combioula, 2 : Forage P201 et P600 de Lavey-des-Bains 3 : source thermique de Bad Pfäfers.

c) Radon

Conformément à ce qui a été observé au chapitre 4, le radon ne montre pas de tendance claire par rapport à la température de l'eau (fig. 5.7). Les eaux chaudes montrent toutefois des valeurs plutôt basses alors que les eaux de température intermédiaire sont plutôt riches en radon. Comme pour l'uranium, les valeurs absolues en radon des eaux du cristallin et de la Combioula (graphique a) sont beaucoup plus élevées que celles des eaux issues de roches calcaires et évaporitiques.

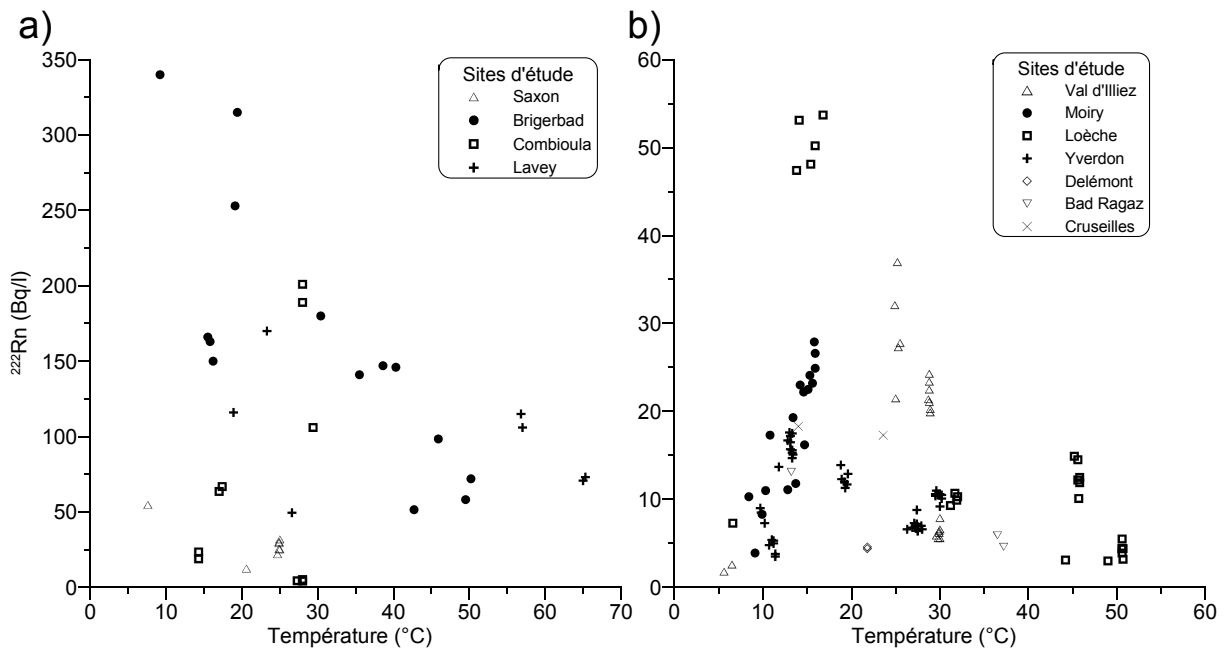


Figure 5.7 : Teneur en ^{222}Rn en fonction de la température. Les incertitudes de mesure sont inférieures à la taille des points.

Il semblerait donc que les teneurs absolues en radon, au niveau régional, dépendent en partie du type de roche traversé. Par contre, comme il a été mentionné ci-dessus, les concentrations en radon sont très hétérogènes. Des teneurs régionales élevées n'excluent pas des variations spatiales importantes liées au caractère local des teneurs en radon (voir 2.2.2c).

5.2.2 Oxygène dissous

Le radium et l'uranium ont un comportement opposé en fonction de la température de l'eau. Comme la solubilité de ces éléments ne dépend pas de la température, un autre paramètre de l'eau doit jouer influencé fortement ce comportement. Comme il a été mentionné au chapitre 2.2.2, le radium et l'uranium ont un comportement opposé en fonction des conditions redox de l'eau, le radium étant plutôt mobile en milieu réduit alors que l'uranium l'est en milieu riche en oxygène. Or, les eaux profondes se différencient notamment des eaux souterraines de sub-surface par un caractère réduit et anoxique (voir fig. 5.8).

Il est donc important de comparer les valeurs d'uranium (fig. 5.9) et de radium (fig. 5.10) en fonction des teneurs en oxygène de l'eau. Bien que les mesures de potentiel redox aient été prises sur le terrain, elles ne sont pas utilisées ici car elles n'ont pas offert un niveau de fiabilité suffisant (voir 3.1.1) Cela étant, il faut également considérer le fait que les valeurs d'oxygène prises sur le terrain ne reflètent pas toujours les valeurs dans l'aquifère car le dégazage est très rapide et une faible turbulence de l'eau peut rapidement faire monter les teneurs en oxygène, en particulier lorsque les eaux en contiennent très peu (voir 3.1.2).

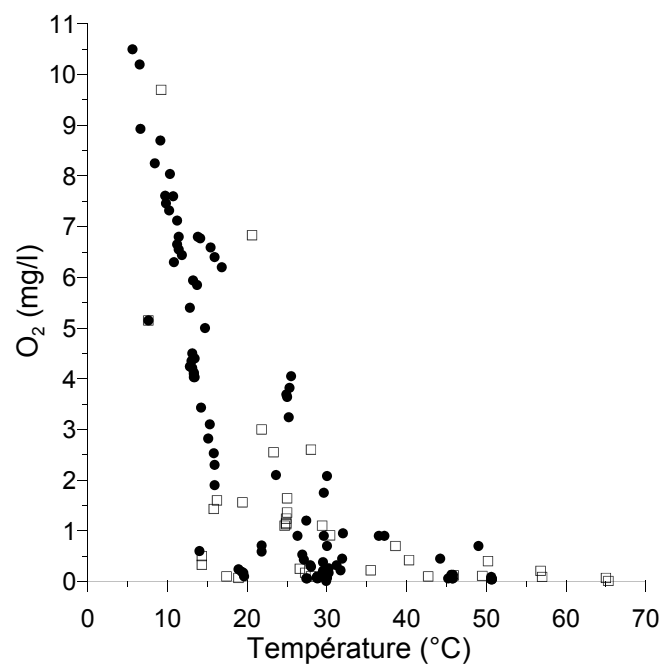


Figure 5.8 : Teneur en oxygène en fonction de la température. Les eaux profondes et chaudes sont marquées par un caractère anoxique.

a) Uranium

La figure 5.9 montrent que les eaux pauvres en oxygène contiennent peu d'uranium. Ainsi, les teneurs faibles en uranium dans les eaux profondes seraient en partie liées au caractère réduit de ces dernières. Les valeurs du graphique b étant proches ou sous la limite de détection, les incertitudes de mesures sont importantes et il convient ici de ne pas surinterpréter les données.

Comme sur la figure 5.5, les eaux de la source de l'Apleyeux à Saxon (1) sortent de la tendance générale sur la figure 5.9a et confirmeraient l'hypothèse formulée au paragraphe 2.2.1 sur les eaux de cette région.

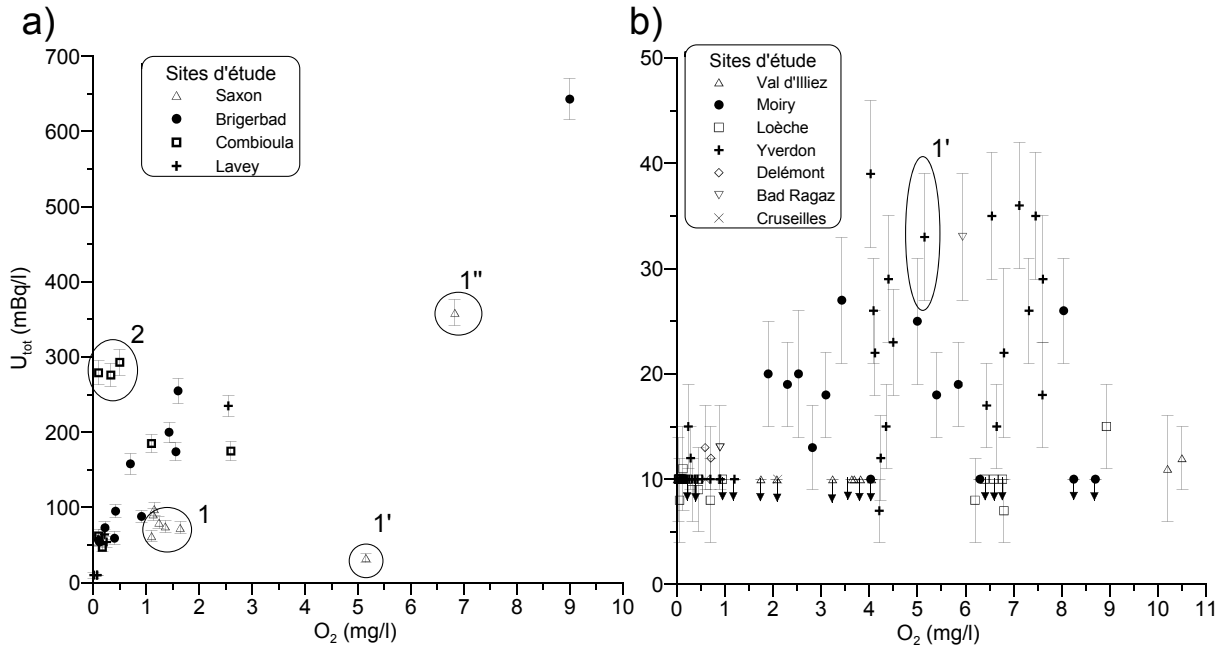


Figure 5.9 : Teneur en uranium total en fonction de l'oxygène dissous. Saxon : 1 : source Thermale, 1' : source de l'Apleyeux, 1'' forage du terrain de football et 2 : Forage C3 de la Combioula.

b) Radium

Le radium, par contre, semble clairement influencé par les teneurs en oxygène (fig.5.10). Les eaux réduites contiennent en l'occurrence plus de radium que les eaux riches en oxygène. *A contrario*, le radium dans la majorité des eaux contenant plus de 5 mg/l d'oxygène n'a pas été détecté. Il est intéressant de constater que les eaux de Lavey, de Combioula et de Bad Ragaz ne se démarquent pas des autres eaux, comme à la figure 5.6, indiquant ainsi que la température de l'eau est un indice des teneurs en radium mais n'en est pas la cause.

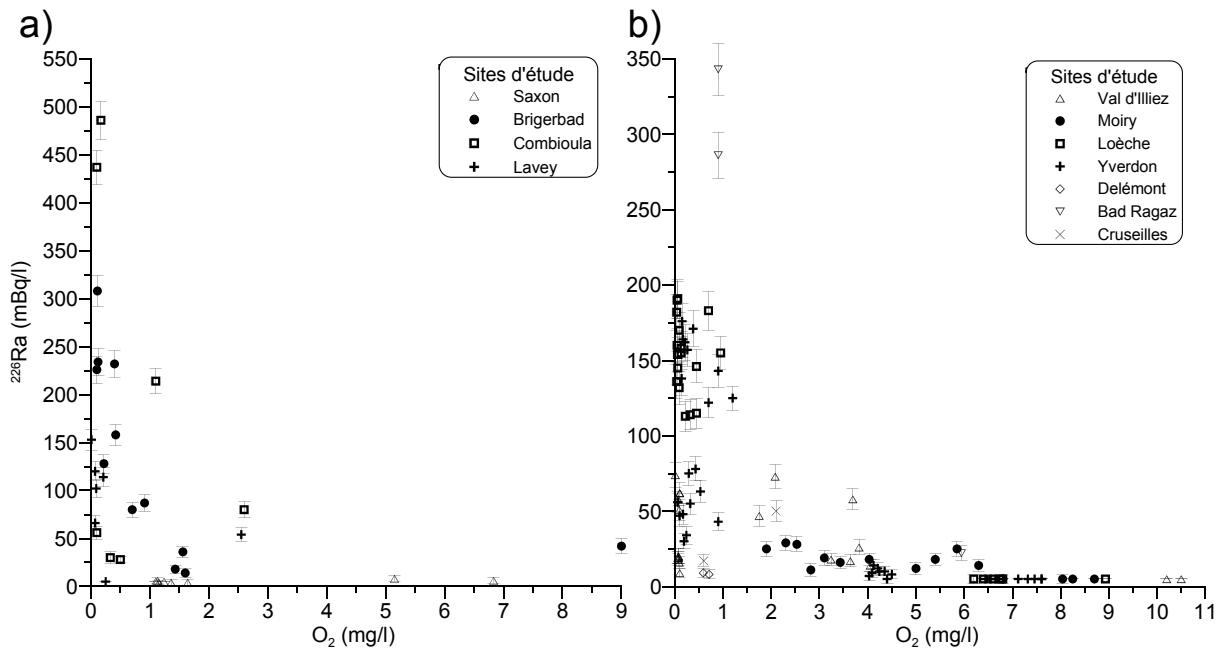


Figure 5.10 : Teneur en ²²⁶Ra en fonction de l'oxygène dissous. Le radium n'a pas été détecté dans les eaux contenant plus de 6 mg/l d'oxygène.

Les paragraphes 5.1 et 5.2 montrent que les eaux des régions thermales ont des teneurs variables en uranium, radium et radon. L'uranium et le radium ont un comportement hydrochimique opposé en fonction des conditions redox de l'eau, le premier étant plutôt présent dans les eaux jeunes et riches en oxygène alors que le second l'est dans les eaux profondes et réduites. Il convient maintenant d'examiner sous quelle forme l'uranium et le radium se trouvent dans l'eau afin de déterminer si d'autres paramètres influencent les concentrations de ces isotopes dans les eaux souterraines.

5.3 Mobilité et précipitation des isotopes radioactifs

5.3.1 Uranium

a) Spéciation chimique

Afin de déterminer sous quelles formes chimiques l'uranium existe dans les eaux étudiées, un calcul de spéciation chimique a été effectué à l'aide du Logiciel PHREEQC, programmé par Parkhurst et Appelo et diffusé par USGS (United States Geological Survey).

La base de données de PHREEQC, en ce qui concerne les équilibres chimiques de l'uranium, est très complète. Elle a permis de déterminer la répartition chimique de l'uranium dans les eaux. Il ressort de ces calculs que 99-100% de l'uranium se trouve sous la forme UO_2 (valence 6). Ils confirment le caractère presque insoluble des formes réduites +III, +IV et +V de l'uranium (voir paragraphe 2.2.2). L'uranyl (UO_2) se trouve essentiellement complexé aux carbonates sous la forme $UO_2(CO_3)_2^{-2}$ et $UO_2(CO_3)_3^{-4}$ (voir fig 5.11). Ces deux complexes représentent 94 à 99% des formes de l'uranium. Une troisième forme, non représentée à la figure 5.11 et pouvant représenter jusqu'à 6% des espèces d'uranium est le complexe UO_2CO_3 . La répartition de ces différentes formes d'uranium dépend principalement du pH (Langmuir 1978). Les carbonates jouent donc un rôle très important dans la complexation de l'uranium et ainsi, dans sa mobilité, les complexes étant moins facilement adsorbés sur les surfaces que les ions libres (voir 2.2.2a).

Sur la base de ces résultats, il s'avère pertinent de représenter l'uranium en fonction des teneurs en bicarbonates afin de contrôler si des teneurs élevées en HCO_3 favorisent la mise en solution d'uranium. La figure 5.12 indique que les bicarbonates semblent favoriser la mobilité de l'uranium par complexation. A cela s'ajoute le fait que la solubilité du complexe carbonates-uranium baisse avec l'augmentation de la température (Ames *et al.* 1983; Langmuir 1978), ce qui explique la baisse de teneur en uranium dans les eaux thermales.

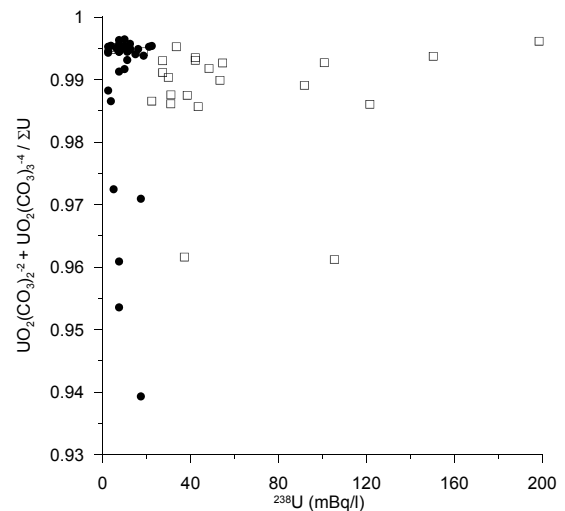


Figure 5.11 : Rapport de la somme des complexes carbonates-uranium calculé d'après PHREEQC en fonction de l'activité en ^{238}U . Les complexes $UO_2(CO_3)_2^{-2}$ et $UO_2(CO_3)_3^{-4}$ représente 94 à 99% des espèces présentes dans les eaux. Carré blanc: Lavey, Combioula, Saxon et Brigerbad, Cercle noir : autres sites.

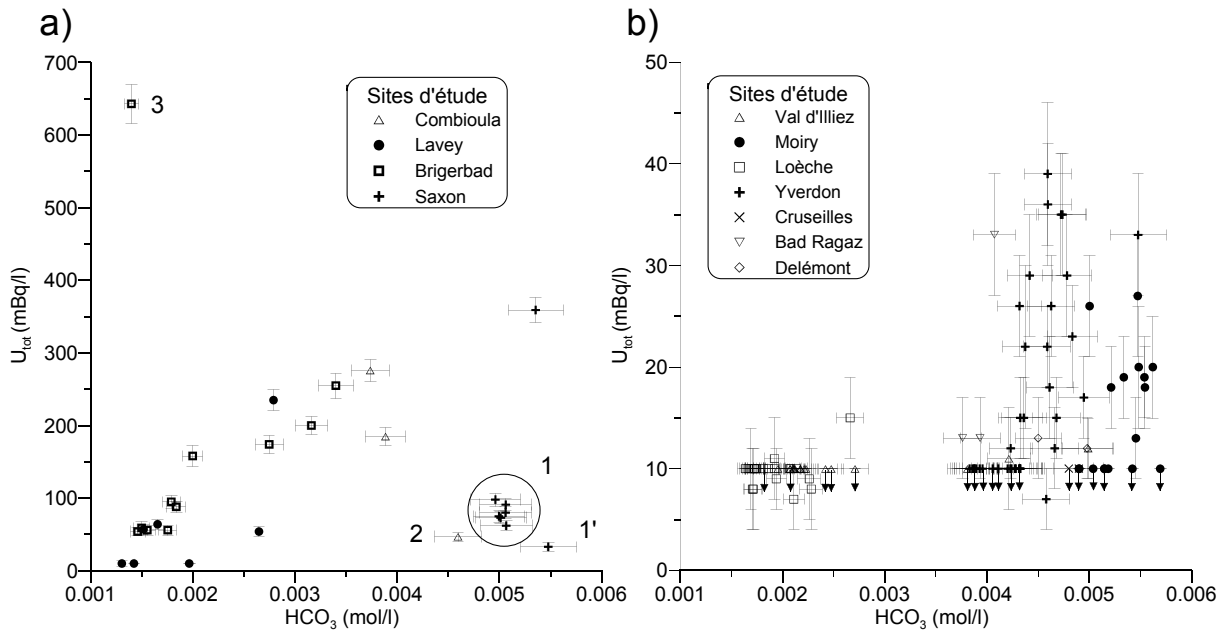


Figure 5.12 : Teneur en uranium total en fonction des bicarbonates.

1: Source thermale de Saxon, 1': source de l'Apleyeux, 2: Forage C3 de la Combioula et 3: forage EGG3 de Brigerbad.

Une fois encore, les eaux de Saxon (Source thermale et source de l'Apleyeux) montrent un comportement singulier qui ne s'inscrit pas dans la tendance générale (voir 5.3). L'eau du forage C3 qui montre également un comportement différent des autres eaux du point de vue du radium (voir fig. 5.6), sort également de la tendance au niveau de l'uranium. Il semblerait que le forage capte des eaux différentes de celle des sources de la piscine et subthermales. Ce point sera discuté au chapitre suivant.

b) Synthèse

Il ressort des considérations ci-dessus que les teneurs en uranium dans une eau dépendent essentiellement du type de roches traversées, des conditions redox et de la température de l'eau. Ainsi, les eaux froides et oxiques issues de roches cristallines montrent des teneurs élevées en uranium alors que les eaux chaudes réduites issues de roches sédimentaires n'en contiennent que très peu. Les eaux étudiées ayant un pH compris entre 6.5 et 7.9, ce dernier n'influence que dans une faible mesure les teneurs en uranium. Par contre, il joue un rôle dans la proportion des concentrations en complexes $UO_2(CO_3)_2^{-2}$ - $UO_2(CO_3)_3^{-4}$ - UO_2CO_3 .

5.3.2 Radium

Comme pour l'uranium, il semble indispensable de calculer sous quelles formes le radium se trouve dans les eaux étudiées. Il convient également de se pencher sur deux mécanismes influençant les teneurs en radium dans l'eau, à savoir la coprécipitation avec la barite et la célestite et l'adsorption sur les hydroxydes de fer et de manganèse (voir 2.2.2.b)

a) Spéciation chimique

La base de données de PHREEQC ne contient aucune information sur les équilibres chimiques du radium. Les paramètres utilisés sont tirés de la littérature (Langmuir & Riese 1985) et sont présentées au tableau 5.1.

Les résultats des calculs de spéciation montrent que le radium se présente majoritairement soit sous forme libre (Ra^{2+}) soit lié avec le sulfate (RaSO_4). Dans les eaux bicarbonatées calciques, il se présente essentiellement sous forme libre excepté l'eau de la source thermique de Saxon qui est bicarbonatée et sulfatée (fig 5.13). Par contre, dans les eaux sulfatées calciques ou

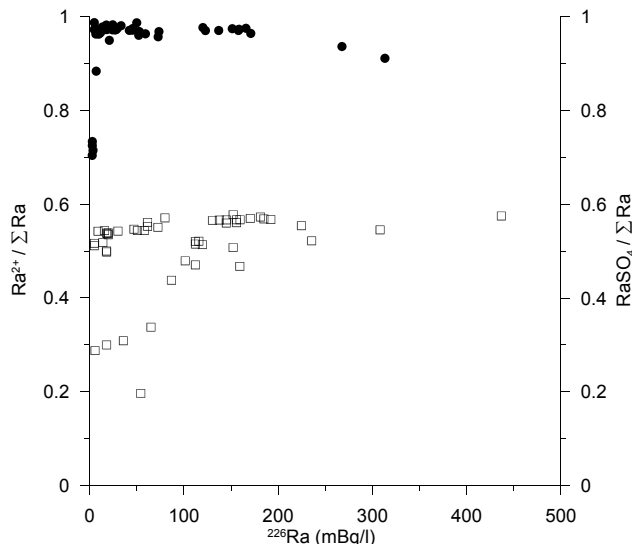


Figure 5.13 : Rapport $\text{Ra}^{2+}/\text{Ra}_{\text{tot}}$ et $\text{RaSO}_4/\text{Ra}_{\text{tot}}$ en fonction de l'activité totale en ^{226}Ra . Les carrés blancs représentent les eaux sulfatées calciques ou sodiques et se rapportent à l'axe y de droite, les cercles noirs représentent les eaux bicarbonatées calciques et se rapportent à l'axe y de gauche.

Les observations ci-dessus montrent que le radium dans les eaux bicarbonatées calciques se trouve essentiellement à l'état libre et que dans les eaux sulfatées sodiques ou calcique, le radium se trouve en partie sous forme libre et en partie lié aux sulfates. Il découle de cette observation que le radium, dans les eaux issues de calcaires, est plus sensible à l'adsorption puisque sous forme libre. Par contre, dans les eaux sulfatées, une partie du radium, liée aux sulfates, sera moins facilement extrait de l'eau par adsorption.

Tableau 5.1 : Produit de solubilité de composés de radium et enthalpie des réactions à 25°C (Langmuir et Riese 1985).

Réaction	Log Ksp	ΔH (kcal/mol)
$\text{Ra}^{2+} + \text{OH}^- = \text{RaOH}^+$	0.5	1.1
$\text{Ra}^{2+} + \text{Cl}^- = \text{RaCl}^+$	-0.1	0.5
$\text{Ra}^{2+} + \text{CO}_3^{2-} = \text{RaCO}_3$	2.5	1.07
$\text{Ra}^{2+} + \text{SO}_4^{2-} = \text{RaSO}_4$	2.75	1.3

sodiques, le radium se présente entre 20 et 50% sous forme RaSO_4 et le reste, sous forme libre. Ces résultats sont conformes à ceux de la littérature (voir paragraphe 2.2.2b).

En comparant graphiquement le radium et les sulfates dans les eaux sulfatées (Fig. 5.14), il ressort que les teneurs en radium sont bien corrélées avec celles en sulfates pour les sites de Combioula, Lavey, Brigerbad. Par contre, pour les eaux de Loèche et Val d'Illeiez, la corrélation est faible voire nulle. Cela est peut-être dû à un déficit en radium suite à une adsorption de ce dernier dans l'aquifère.

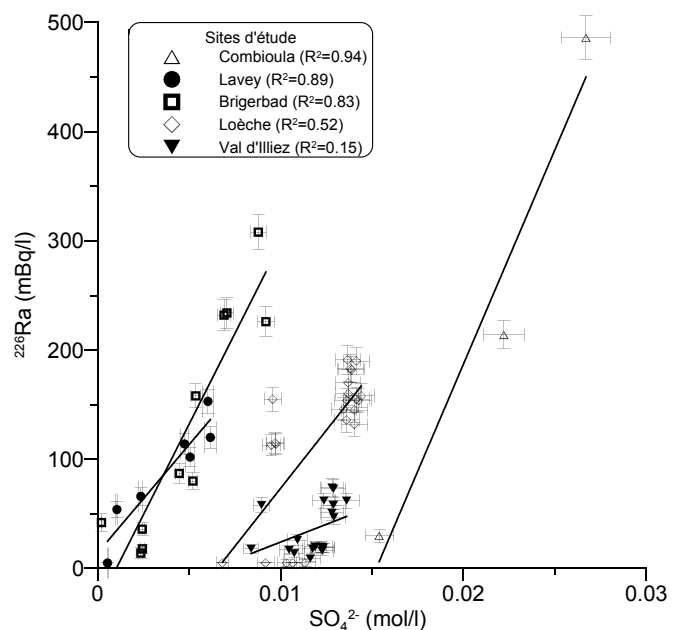


Figure 5.14 : Teneur en ^{226}Ra par rapport aux sulfates dans les eaux sulfatées sodiques ou calciques.

b) Coprécipitation avec la barite ($BaSO_4$) et la célestite ($SrSO_4$).

Afin d'évaluer si ce phénomène peut se produire dans les eaux étudiées, les indices de saturation de la barite et de la célestite ont été calculés avec le logiciel PHREEQC. Les résultats montrent que la barite est proche de la saturation ou saturée dans les eaux sulfatées calciques ou sodiques. Par contre, dans les eaux bicarbonatée calcique, elle est nettement sous saturée. La célestite est généralement sous saturée sauf dans les eaux de la Combioula.

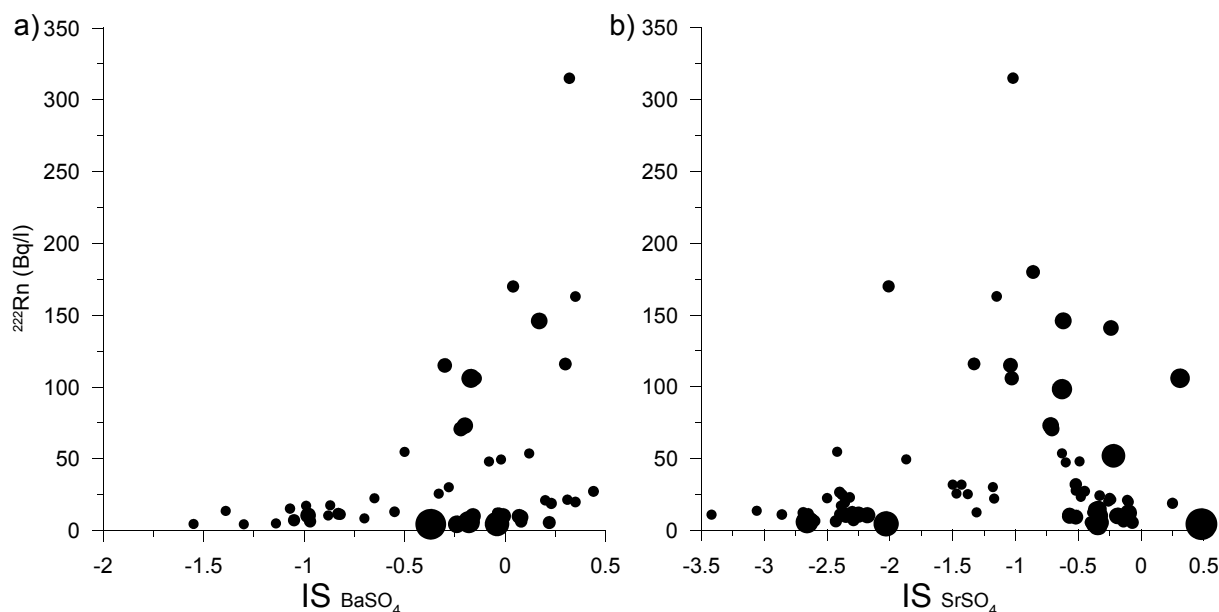


Figure 5.15 : Teneur en ^{222}Rn en fonction des indices de saturation (IS) de la barite (a) et de la célestite (b). Le diamètre des cercles est proportionnel aux concentrations en ^{226}Ra .

En représentant graphiquement les teneurs en ^{222}Rn par rapport aux indices de saturation de la barite et de la célestite (fig. 5.15), il est possible d'estimer indirectement l'importance du phénomène de coprécipitation sur le ^{226}Ra . En effet, plus les eaux sont saturées en barite ou en célestite, plus ceux-ci auront tendance à précipiter et donc plus de ^{226}Ra tendra à coprécipiter. Or, il n'est pas utile de comparer ces indices avec les teneurs en radium puisque les teneurs initiales de ce dernier ne sont pas connues. Par contre, la production de ^{222}Rn est liée à la quantité de ^{226}Ra précipité. Des activités élevées en ^{222}Rn dans les eaux saturées en barite tendraient logiquement à confirmer le phénomène de coprécipitation de ^{226}Ra .

Ainsi, la figure 5.15a montre que les teneurs en ^{222}Rn augmentent avec l'élévation de l'indice de saturation en barite de l'eau. Il semblerait donc qu'un phénomène de coprécipitation du radium avec $BaSO_4$ se produise dans les eaux étudiées. Les teneurs en radium dans l'eau (diamètre des cercles de la figure 15.5.a) ne semblent pas jouer un rôle prépondérant puisque les concentrations élevées en ^{226}Ra ne correspondent pas à des valeurs élevées de ^{222}Rn . Dans les eaux bicarbonatées calciques sous saturées en barite, le phénomène semble être de peu d'importance. La précipitation du radium avec la withérite ($BaCO_3$) et la strontianite ($SrCO_3$) est également très peu probable puisque ces minéraux sont clairement sous saturés (indice de saturation de respectivement -5.5 à -2.7 et -1.9 à -0.6).

La coprécipitation du radium avec la célestite n'est pas mise en évidence sur le graphique 5.15b. Il n'est pas possible de se prononcer sur ce phénomène dans les eaux étudiées.

c) Adsorption sur les hydroxydes de fer et de manganèse

Plusieurs études mettent en évidence la forte capacité d'adsorption du radium sur les hydroxydes de fer et de manganèse (voir 2.2.2b). Le fer et le manganèse, en milieu réduit, se trouvent sous forme Fe^{2+} et Mn^{2+} et sont solubles. En milieu oxydé, ils précipitent rapidement sous forme d'hydroxydes (FeOOH et $\text{Mn}(\text{OH})_2$). La mobilité du radium n'est donc pas affectée par le fer et le manganèse dans les eaux réduites. Par contre, dans les eaux oxydées, il est rapidement adsorbé sur les hydroxydes de fer et de manganèse s'ils sont présents. Afin de mettre en évidence le phénomène d'adsorption du radium sur des hydroxydes de fer, une expérience en colonne a été menée en laboratoire.

Expérience en colonne

Les caractéristiques de l'expérience sont décrites au paragraphe 3.4. Le principe de l'expérience était de faire passer de l'eau dans une colonne remplie de sable et de mesurer le long de la colonne les teneurs en ^{222}Rn (produit par le ^{226}Ra). Elle s'est déroulée en trois phases :

- 1) Circulation d'eau du robinet dans le sable (mars – mai 2007). Les teneurs en radium dans l'eau du robinet étant inférieures à la limite de détection, cette première étape a permis de connaître le bruit de fond de production du ^{222}Rn par le sable.
- 2) Circulation d'eau du forage Grève-1 d'Yverdon-les-Bains, relativement riche en radium, dans le sable (mai - septembre 2007). Cette seconde étape a permis de déterminer le potentiel d'adsorption en radium du sable.
- 3) Circulation d'eau du forage grève-1 dans le sable enrichi en fer (septembre – mars 2008). Cette dernière étape a permis de mettre en évidence l'adsorption du ^{226}Ra sur les hydroxydes de fer.

Le résultat de l'expérience est illustré à la figure 5.16. La production en ^{222}Rn du sable est de l'ordre de 5 Bq/l (phase 1). L'ajout de l'eau du forage Grève-1 a fait augmenter les teneurs en ^{222}Rn à 7-8 Bq/l (phase 2), indiquant un certain potentiel du sable à retenir le ^{226}Ra . Enfin, la troisième phase montre que, dans la zone enrichie en fer, la production de ^{222}Rn est la plus importante (jusqu'à 10 Bq/l), indiquant l'adsorption du ^{226}Ra dans cette zone. Durant cette dernière phase, le ^{226}Ra a été mesuré dans le réservoir avant et après une période de 1 mois de circulation d'eau. Les teneurs sont passées de 190 ± 2 à 10 ± 3 mBq/l, renforçant l'hypothèse de la forte capacité d'adsorption des hydroxydes de fer.

Cette expérience démontre également la forte hétérogénéité des teneurs en ^{222}Rn . Ainsi, même dans un sable relativement homogène, il est possible de voir des grosses variations spatiales de ^{222}Rn . Cela étant, la granulométrie de ce sable n'est pas très représentative des eaux étudiées qui sont plutôt issues de roches fissurée. Un gravier grossier aurait été plus représentatif.

d) Synthèse

Dans les eaux des sites étudiés, les teneurs en radium dans les eaux souterraines dépendent peu du type de roches traversées. Il y a en effet peu de différences d'activité entre les eaux issues de roches cristallines et celles issues de roches sédimentaires.

Par contre, les paramètres physico-chimiques de l'eau semblent jouer un rôle important, les eaux réduites montrant des teneurs élevées en radium. Or, le radium étant plutôt soluble quelles que

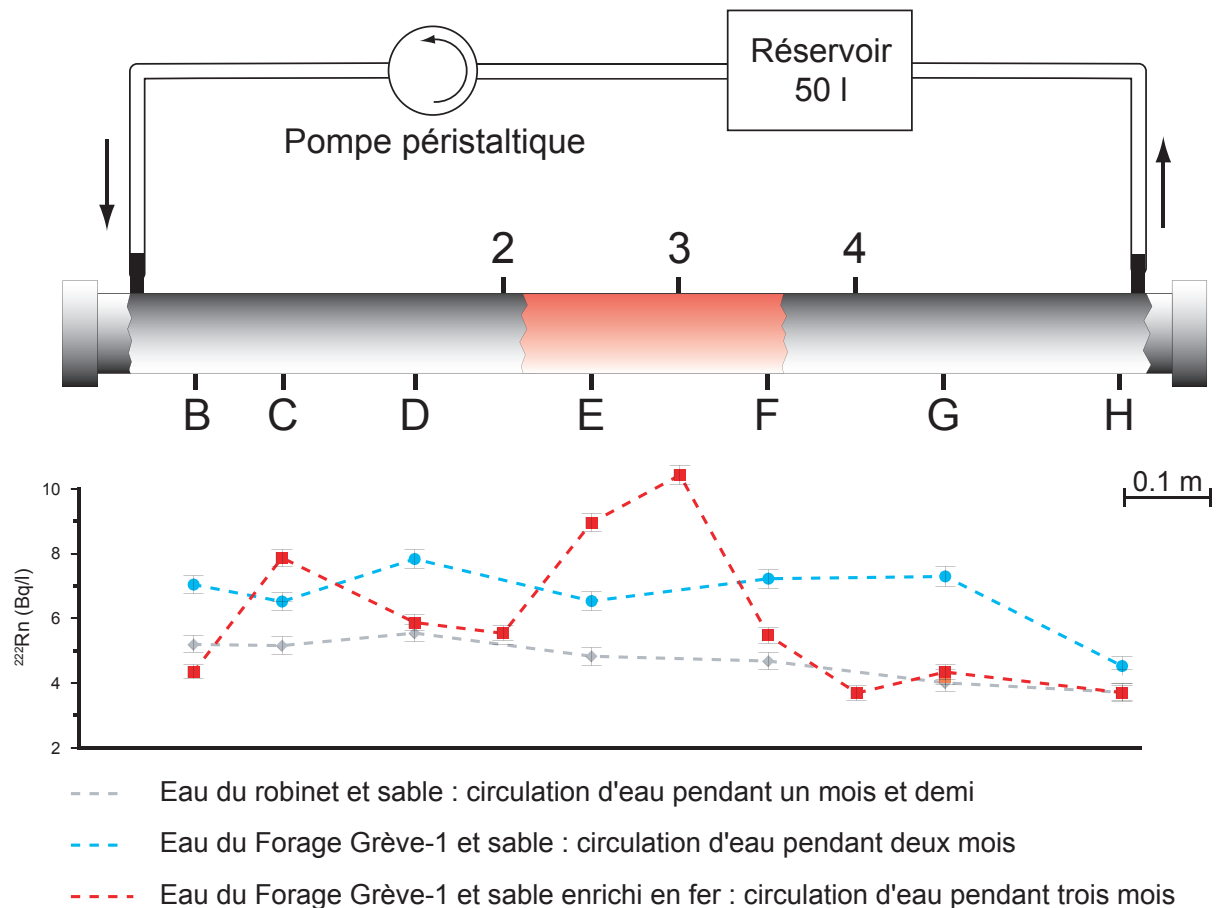


Figure 5.16 : Résultat du test en colonne réalisé dans le but de mettre en évidence l'adsorption du radium sur les hydroxydes de fer.

soient les conditions de l'eau, les phénomènes limitant le radium dans l'eau sont essentiellement la coprécipitation avec des sulfates de baryum, et éventuellement de strontium, et l'adsorption sur des hydroxydes de fer et de manganèse.

5.3.1 Radon

Comme il a été mentionné au paragraphe 2.2.2c, le radon est un gaz inerte très soluble dans l'eau et donc très mobile. Le ^{222}Rn donne des informations principalement sur la zone à proximité de l'exutoire puisque sa courte période implique qu'après 20 jours environ, il est complètement transformé en ^{218}Po .

D'après les résultats présentés ci-dessus (fig. 5.7), les teneurs en ^{222}Rn sont globalement plus élevées dans les eaux issues de roches cristallines plutôt que dans celles issues de roches sédimentaires. De même, les teneurs en ^{222}Rn marquent une légère tendance à la baisse avec la hausse de température de l'eau.

5.4 Evolution des radioisotopes le long du parcours souterrain.

Comme il a été mentionné au chapitre 1, les eaux étudiées sont issues de systèmes d'écoulement profond dont les caractéristiques hydrochimiques, notamment les teneurs en oxygène, varient le long du trajet souterrain. Il convient donc d'examiner, sous l'angle des radioisotopes, les zones montrant des variations hydrochimiques, à savoir la zone de recharge et la zone d'exutoire des eaux profondes.

5.4.1 Zone de recharge

Cette zone est caractérisée par l'infiltration d'une eau froide riche en oxygène. Une fois infiltrée, l'eau se réchauffe progressivement et l'oxygène qu'elle contient est consommée par des processus d'oxydo-réduction. En comparant les teneurs en uranium et en radium, la transition entre les eaux riches en oxygène d'infiltration et les eaux profondes réduites et riches en radium est perceptible (voir fig. 5.17). A noter que les valeurs d'uranium ne correspondent pas à celles des eaux d'infiltration *sensu stricto* mais il s'agit quand même d'eaux froides aux caractéristiques radioisotopiques semblables à celles qui s'infiltrent dans la zone de recharge.

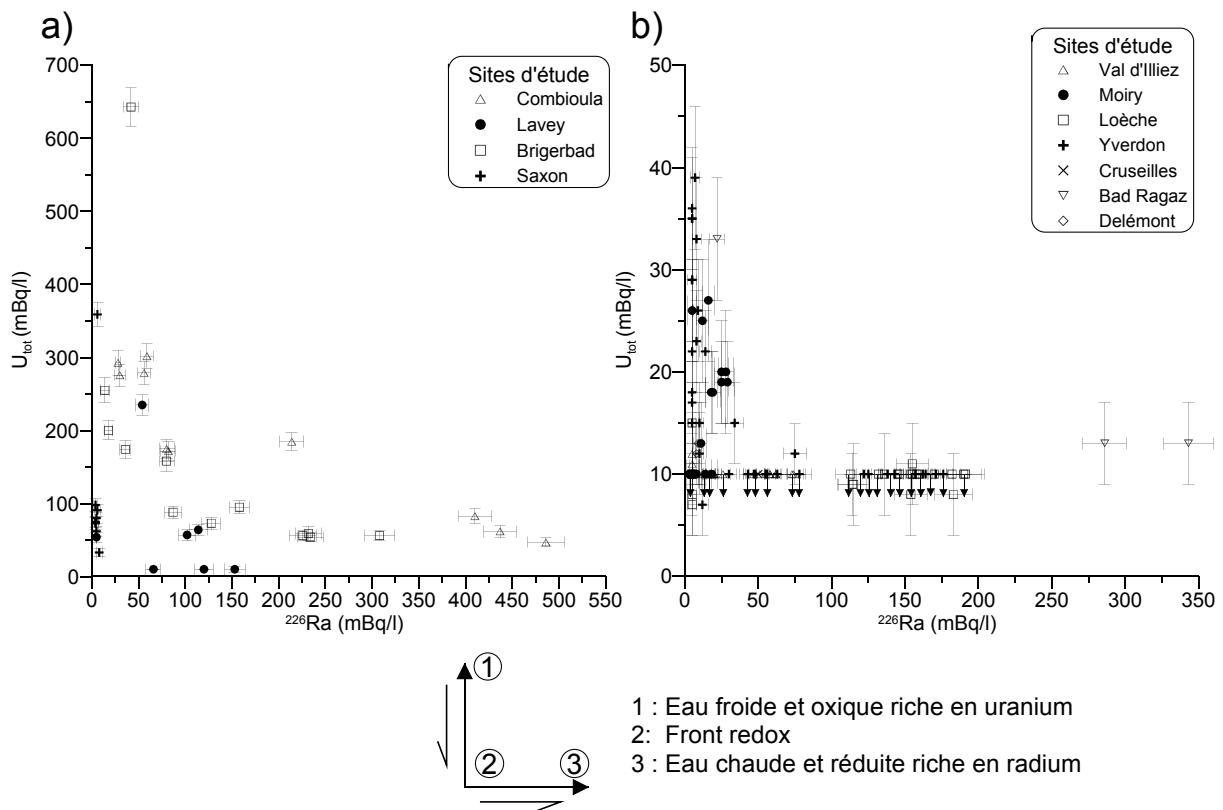


Figure 5.17 : Teneur en ^{226}Ra et en uranium total. Leurs teneurs opposées permettent de formuler une hypothèse sur les processus se déroulant dans la zone d'infiltration de l'eau profonde.

Ainsi, les eaux qui s'infiltrent sont riches en uranium (zone 1 de la figure 5.17). Elles se réchauffent progressivement et les teneurs en oxygène baissent. Elles traversent ensuite une zone (front redox) dans laquelle les deux isotopes de l'uranium, ^{234}U et/ou ^{238}U , précipitent et produisent, respectivement du ^{234}Th et du ^{230}Th . Le thorium étant immobile dans les eaux souterraines, les deux isotopes 234 et 230 restent également dans la zone du front redox. Le ^{230}Th va finalement produire le ^{226}Ra si bien qu'en aval du front redox ne subsistera plus que ce dernier. La figure 5.18 synthétise le comportement supposé des radioisotopes dans la zone de recharge.

En plus d'être en accord avec ce qui a été observé sur le terrain, ce modèle permettrait d'apporter, s'il est correct, des informations sur certains systèmes d'écoulement. Ainsi, sur la figure 5.6, les teneurs en ^{226}Ra du forage C3 de la Combioula et de la source thermique de Pfäfers sont clairement

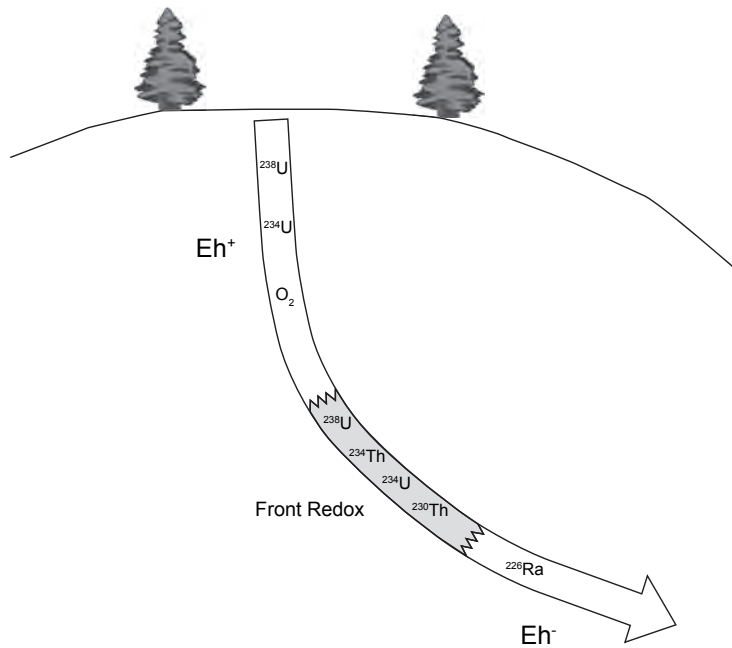


Figure 5.18 : Schéma de l'évolution probable des isotopes radioactifs dans la zone d'infiltration d'eaux profondes.

au-dessus de la tendance des autres points d'échantillonnage. Cette anomalie pourrait être expliquée de la manière suivante: les eaux traversent une zone relativement riche en uranium dans la zone d'infiltration. L'uranium se concentre dans la zone du front redox puis le ^{226}Ra , produit en quantité importante, parviendrait à l'émergence sans mélange avec une eau de subsurface.

Pour la source de Bad Pfäfers, les régions riches en uranium pourraient être la région de Vättis où affleure le Massif de l'Aar (voir fig. 4.21) ou la région constituée de Verrucano au sud du Pizol. Le Verrucano montre en effet souvent des

teneurs élevées en uranium (voir 2.2.1a). L'hypothèse de Vättis confirmerait celle de Vuataz (1982) qui envisage la possibilité d'un transit de l'eau via des roches cristallines.

En ce qui concerne la Combioula, l'hypothèse ci-dessus tend également à valider le modèle conceptuel proposé par Ladner (2005) (fig. 4.25). Les eaux s'infiltreraient dans la région du Mont-Noble qui montre des anomalies positives en uranium. Ce dernier s'accumulerait dans la zone redox et produirait le ^{226}Ra qui, sans mélange avec d'autres eaux, ressortirait au forage C3. Etant donné leurs teneurs plus basses en ^{226}Ra , les eaux des sources (PIS, SUBG, SUBD) seraient, quant à elles, constituées d'un mélange entre ces eaux profondes et des eaux plus superficielles. Le paragraphe suivant analyse avec plus de détails les zones d'émergence.

5.4.2 Zone d'émergence

La zone d'exutoire est souvent caractérisée par un mélange entre le pôle profond et un ou plusieurs pôles locaux souvent froids. Comme nous l'avons vu ci-dessus, l'eau profonde réduite est riche en ^{226}Ra . En comparant les teneurs en ^{226}Ra avec celles de son fils direct, ^{222}Rn , (fig. 5.19), il ressort que ces deux isotopes ont un comportement opposé lié aux processus qui se déroulent dans la zone d'exutoire. En effet, les eaux profondes réduites sont, comme il a été montré au paragraphe 5.3.2 et 5.3.3, plutôt riches en ^{226}Ra et pauvres en ^{222}Rn . Les eaux profondes, émergeant sans mélange, gardent les caractéristiques ci-dessus. Par contre, si ces dernières se mélangent à des eaux locales en amont de l'émergence, il semblerait que le radium s'immobilise soit par coprécipitation avec la barite, soit par adsorption sur les hydroxydes de fer et de manganèse. Le deuxième processus serait d'autant plus plausible que le fer et le manganèse ont le même comportement que le radium, à savoir une certaine mobilité, sous forme Fe^{2+} et Mn^{2+} , dans la composante profonde puis, une précipitation sous forme d'hydroxydes suite au

mélange avec les eaux locales riches en oxygène. Le radium-226, une fois immobilisé dans cette zone de mélange, produirait le radon-222. La figure 5.20 illustre les deux cas de figure avec et sans mélange.

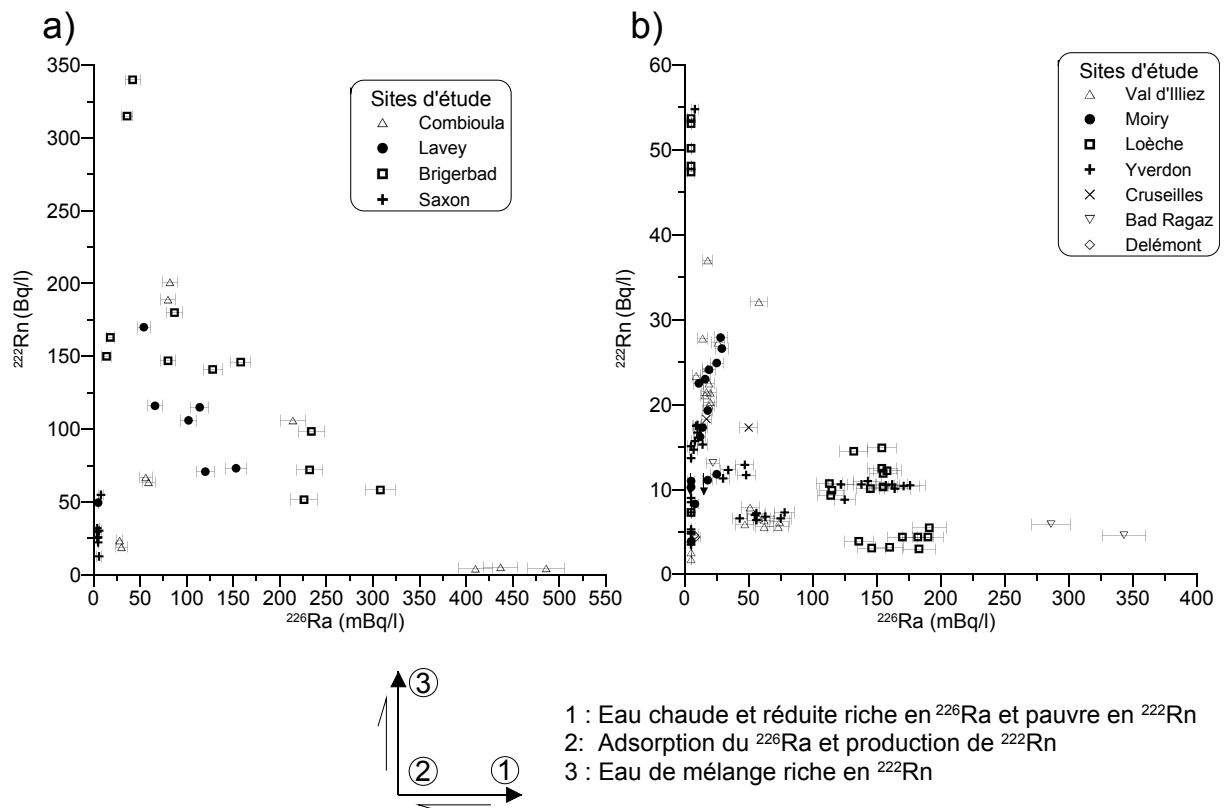


Figure 5.19 : Teneur en ^{226}Ra et en ^{222}Rn . Leurs teneurs opposées permettent de formuler une hypothèse sur leur comportement dans la zone d'exutoire de l'eau profonde.

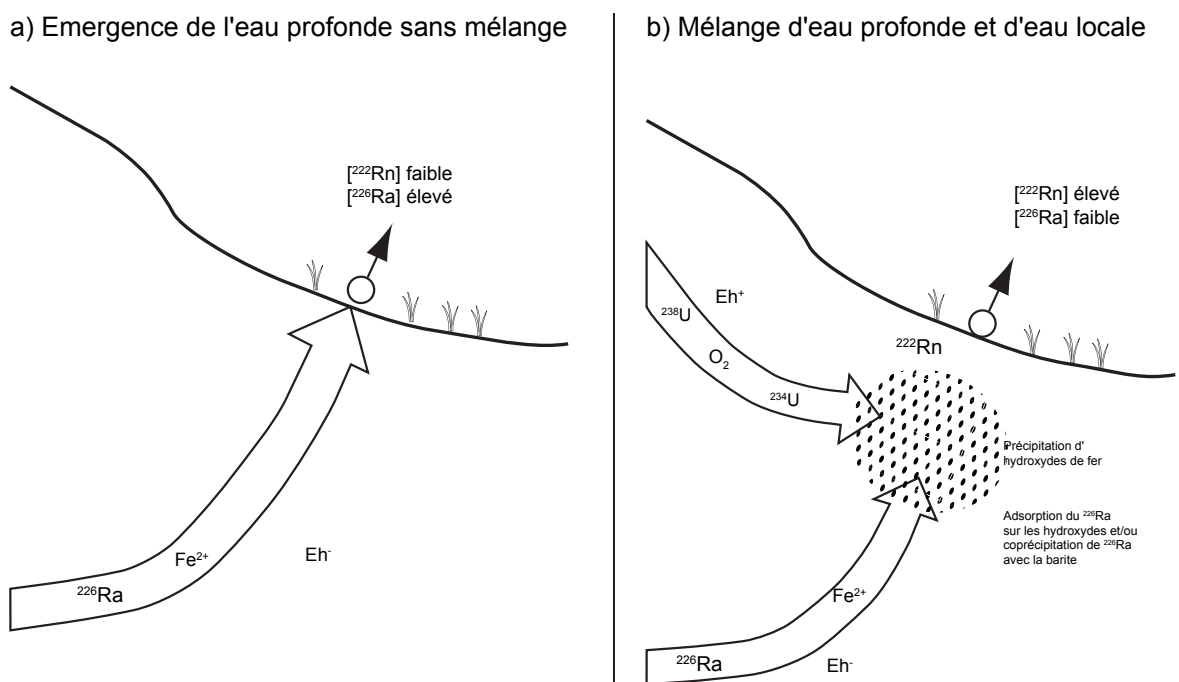


Figure 5.20 : Schéma expliquant les concentrations en radioisotopes dans la zone d'exutoire d'eaux profondes avec ou sans mélange entre les eaux thermales et des eaux locales froides.

Dans le modèle avec mélange, l'uranium contenu dans la composante froide est probablement partiellement adsorbé sur les hydroxydes de fer et de manganèse (voir paragraphe 2.2.2a), contribuant ainsi à augmenter la quantité de ^{226}Ra dans la zone de mélange.

Il faut souligner que le fer est considéré ici comme un élément primordial dans les teneurs en radioisotopes. Or, il se trouve dans plusieurs sources en faible concentration dans les eaux échantillonnées. Cela n'est toutefois pas un argument discréditant le rôle du fer car, d'après le modèle considéré, la majeure partie du fer précipite en amont de l'exutoire et n'est donc plus décelable au point d'échantillonnage. D'autre part, il ne faut pas omettre le caractère temporel de ces dépôts : en effet, le fer, même en concentration faible s'accumulera, sous forme d'hydroxydes, dans la zone de mélange et constituera avec le temps des quantités significatives. Enfin, ce qui est dénommé ici dépôts ne doit pas être vu comme une masse clairement délimitée mais plutôt comme une quantité disséminée le long des fractures de l'aquifère.

En admettant le modèle de la figure 5.20 comme exact, les eaux de la Cressonnière à Moiry représentent un exemple d'un cas montrant les applications possibles de ce modèle à la compréhension d'un système hydrogéologique. En effet, Muralt (1999) observe une corrélation négative entre le débit et la température. Il en conclut qu'il est possible de calculer le pourcentage de débit de la composante profonde par la relation :

$$(7) \quad Q_{\text{prof.}} = \frac{(T_{\text{Cres}} - T_{\text{GR}})}{(17 - T_{\text{GR}})}$$

Où Q (eau prof.) = % d'eau profonde du débit totale
 T_{Cres} = température de la source de la Cressonnière
 T_{GR} = température de la source du Grand Record, c'est-à-dire de la composante froide

Le chiffre 17 correspond à la température de la composante profonde (Muralt 1999)

Par analogie, étant donné que le ^{222}Rn montre globalement une corrélation négative avec le débit (voir paragraphe 5.1.2b), il est possible d'écrire la relation suivante :

$$(8) \quad Q_{\text{eau prof.}} = \frac{(^{222}\text{Rn}_{\text{Cres}} - ^{222}\text{Rn}_{\text{GR}})}{(^{222}\text{Rn}_{\text{prof.}} - ^{222}\text{Rn}_{\text{GR}})}$$

En substituant les équations (7) et (8), il est possible de déterminer l'ordre de grandeur des teneurs en ^{222}Rn en profondeur, c'est-à-dire à l'interface entre les eaux froides et les eaux profondes.

$$(9) \quad \frac{(T_{\text{Cres}} - T_{\text{GR}})}{(17 - T_{\text{GR}})} = \frac{(^{222}\text{Rn}_{\text{Cres}} - ^{222}\text{Rn}_{\text{GR}})}{(^{222}\text{Rn}_{\text{prof.}} - ^{222}\text{Rn}_{\text{GR}})}$$

D'où :

$$(10) \quad ^{222}\text{Rn}_{\text{prof.}} = \frac{(^{222}\text{Rn}_{\text{Cres}} - ^{222}\text{Rn}_{\text{GR}}) (17 - T_{\text{GR}})}{(T_{\text{Cres}} - T_{\text{GR}})} + ^{222}\text{Rn}_{\text{GR}}$$

En remplaçant les paramètres de l'équation 10 par les paramètres ci-dessous, la teneur en ^{222}Rn en profondeur est de l'ordre de 31 Bq/l.

$$\begin{aligned} T_{\text{Gr}} &= 9^\circ\text{C} \\ {}^{222}\text{Rn}_{\text{GR}} &= 4 \text{ Bq/l} \\ T_{\text{Cress}} &= 15.1^\circ\text{C} \\ {}^{222}\text{Rn}_{\text{Cres}} &= 24.8 \text{ Bq/l} \end{aligned}$$

Les valeurs de température et de radon utilisées pour déterminer ces valeurs médianes sont des valeurs d'étiage (débit < 2000 l/min) étant donné qu'en période de crue, la corrélation entre les valeurs de ^{222}Rn et celles de débit est mauvaise (voir notamment fig. 5.3)

Puisque les teneurs en ^{222}Rn en profondeur et celles à la source de la Cressonnière sont connues, il est possible de déterminer, d'après la loi de décroissance radioactive (équation 4), le temps de transit entre l'interface eau froide-eau profonde. Le temps de transit est de 31 heures. Il s'agit d'un ordre de grandeur pour la période d'étiage car le temps de transit change en fonction du débit qui, dans le cas présent, montre justement de grandes variations entre les hautes et les basses eaux.

Comme le temps de transit est connu, il est possible de déterminer la distance entre la zone de mélange et la source en connaissant la vitesse effective de l'eau. Dans les eaux karstiques, elles sont très variables, de 15 à 800 m/h (Ford & Williams 1989). En admettant une valeur de 25 m/h déterminée par essai de traçage en basse eau (Göppert & Goldscheider 2008), il résulte que la zone de mélange se situe à moins d'un kilomètre de l'exutoire.

5.5 Rapports isotopiques

Les rapports isotopiques permettent souvent d'obtenir des informations sur les systèmes d'écoulement d'une région donnée. Il convient donc d'examiner s'il en va de même pour les sites étudiés, en particulier en ce qui concerne les rapports $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ et $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$.

5.5.1 Rapport $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$

Comme il a été mentionné au paragraphe 2.2.3 et 2.3, la rapport $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ peut servir à mettre en évidence des systèmes d'écoulement, à estimer la proximité de la source d'uranium. Il permet également de distinguer des eaux profondes d'eaux locales mais, il existe une divergence d'opinion à ce sujet, certains auteurs relevant un rapport $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ élevé pour les eaux profondes alors que d'autres ont calculé un rapport bas.

Quoi qu'il en soit, la présente étude ne se prête pas à l'utilisation de ce rapport et ceci pour deux raisons: (1) les teneurs en uranium (^{234}U et /ou ^{238}U) sont pour la plupart des eaux profondes en dessous des limites de détection et (2) les incertitudes de mesures sont trop élevées pour dégager une tendance et en tirer des informations. A titre d'exemple, la figure 5.21 montre le rapport $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ en fonction des teneurs en uranium totale, ici, l'activité en ^{238}U . Il est à noter que les valeurs du rapport dans l'eau du forage C3 sont proches voire inférieures à 1, ce qui irait dans le sens d'un rapport isotopique faible pour les eaux profondes.

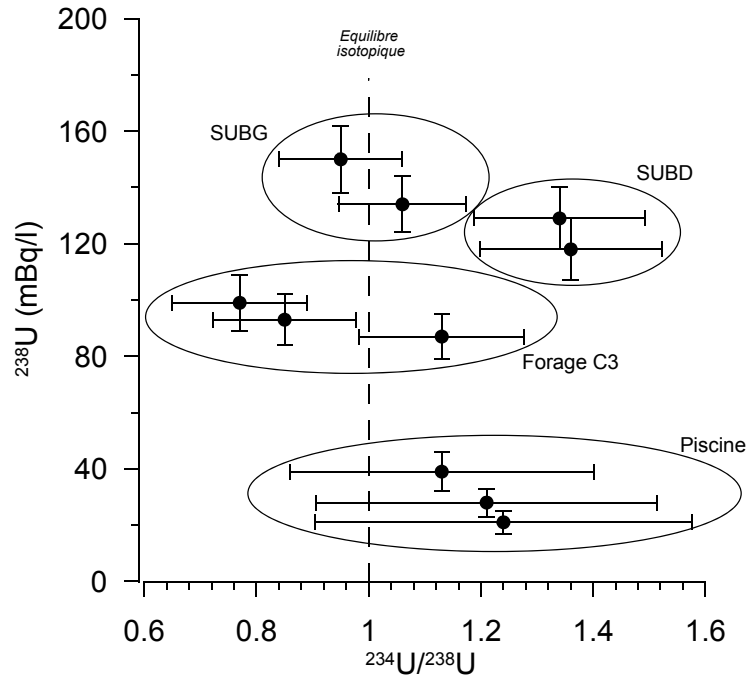


Figure 5.21: Rapport $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ par rapport aux teneurs en uranium-238 pour le site de la Combioula.

5.5.2 Rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$

La figure 5.20 montre que, dans la zone d'exutoire, les eaux parvenant à l'exutoire sans mélange ont des teneurs élevées en ^{226}Ra et basses en ^{222}Rn . Par contre, dans les eaux de mélange, le phénomène inverse se produit. Il serait intéressant d'examiner si le rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ est corrélé au taux de mélange et ceci, pour les sites d'études dont les points d'échantillonnage montrent une gamme de mélange la plus large possible. La température est utilisée ici pour représenter le taux de mélange. Dans le rapport, l'activité du ^{226}Ra est exprimée, comme le ^{222}Rn , en Bq/l.

a) Yverdon-les-Bains

Le rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ pour le site d'Yverdon montre une baisse avec l'augmentation de température. L'eau ayant le rapport le plus bas, entre 80 et 100, est celle du forage de la Grève-1 (voir fig. 5.22). Le centre thermal illustre bien le principe de l'augmentation du rapport avec un mélange entre des eaux profondes et des eaux froides. En effet, les eaux du forage F4 sont captées en profondeur et remontent à la surface sans mélange, tandis que l'eau de la source résulte du mélange entre une eau

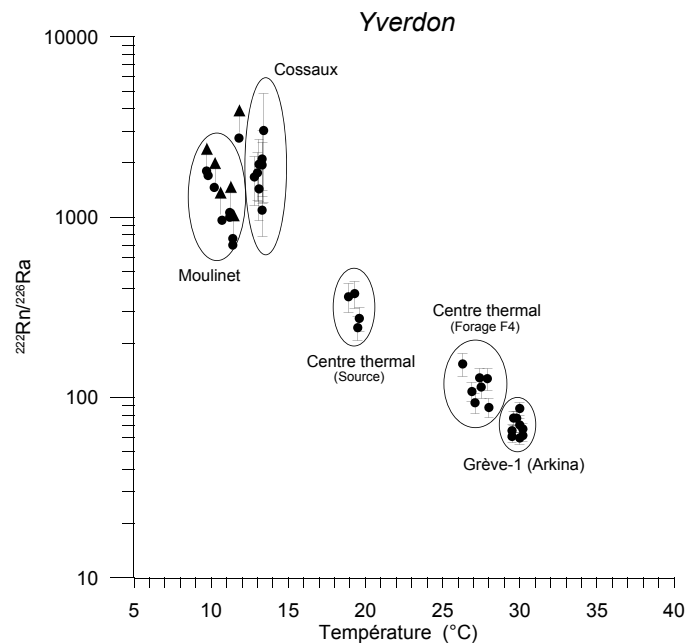


Figure 5.22: Rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ par rapport à la température pour le site d'Yverdon-les-Bains.

profonde, similaire à celle du forage F4 et l'eau froide des calcaires du Crétacé (voir paragraphe 4.2.2). Le rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$, qui est plus élevé à la source, indique également le mélange (voir fig. 5.23). Les teneurs en ^{226}Ra étant souvent sous la limite de détection dans les eaux du Moulinet, une flèche indique que la valeur tend vers l'infini.

b) Loèche-les-Bains

Les eaux de Loèche-les-Bains montrent également une augmentation du rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ avec la baisse de la température de l'eau (fig. 5.24). La source de Saint-Laurent est celle qui a le rapport, entre 20 et 30, le plus bas et donc qui est la moins mélangée. Les sources Fischweiher et Bristol ont le même rapport mais la seconde est de 15 °C plus froide que la première. Ceci pourrait s'expliquer par le fait que les teneurs en ^{222}Rn sont probablement sous estimées à la source Bristol, suite à un dégazage (voir 4.5.2).

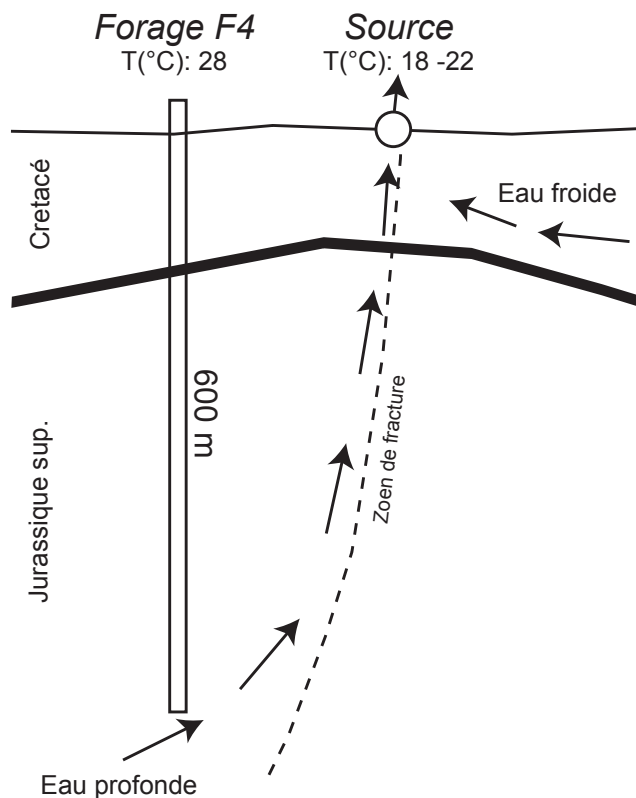


Figure 5.23: Schéma montrant le mélange entre l'eau du forage F4 et une eau froide. L'eau issue du mélange émerge à la source du Centre thermal.

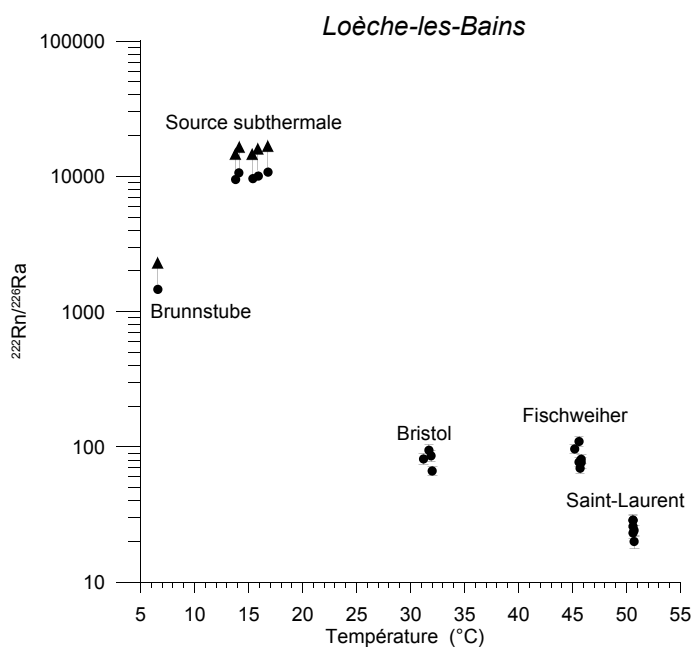


Figure 5.24: Rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ par rapport à la température pour le site de Loèche-les-Bains.

Comme pour la source du Moulinet, le rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ des sources Brunnstube et subthermales tend vers l'infini puisque le ^{226}Ra est sous la limite de détection.

c) Val d'Illiez

Pour les eaux de Val d'Illiez (fig. 5.25), la tendance n'est pas claire. Certes, les eaux les plus chaudes (Forage F3) ont le rapport le plus bas mais, le forage F2 et la source de la Cascade paraissent présenter un rapport trop haut par rapport à leur température. Une des raisons possibles à l'origine de ce comportement pourrait être que les teneurs en ^{226}Ra des eaux de Val d'Illiez sont trop basses

par rapport à leur température. Ceci avait d'ailleurs déjà été observé dans la présentation du site, paragraphe 4.4.2. Ce déficit de radium pourrait provenir du temps de transit faible des eaux thermales (3 mois) entre le lac de Salanfe et la région de Val d'Illiez puisque les teneurs en radium semblent en partie liées au temps de transit (voir paragraphe 2.3).

Comme le système hydrogéologique Salanfe - Val d'Illiez est probablement complexe et qu'il est apparu il y a 50 ans, lors de la construction du Barrage de Salanfe, il est donc hydrogéologiquement très jeune. Il est dès lors également possible que le système ne soit pas encore à l'équilibre.

d) Brigerbad

Bien qu'issues de roches cristallines, les eaux de Brigerbad (fig. 5.26) montrent la même tendance et le même ordre de grandeur pour le rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ que celles d'Yverdon et de Loèche. Cela indique que le rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ ne dépend pas des teneurs absolues en radioisotopes mais, qu'il montre la même tendance quel que soit le type de roche traversé.

Le rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ minimal (190) vient du site de la source TQB1. A noter que le rapport varie en fonction de la température pas seulement spatialement mais également pour une même source, en l'occurrence TQB1, indiquant que les variations de température à la source proviennent du mélange entre la composante profonde et une composante froide. Les eaux froides de Brigerbad dont les teneurs ne sont pas inférieures à la limite de détection montrent que le rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ avoisine les 10000. Cela donne une idée de l'ordre de grandeur pour les eaux froides.

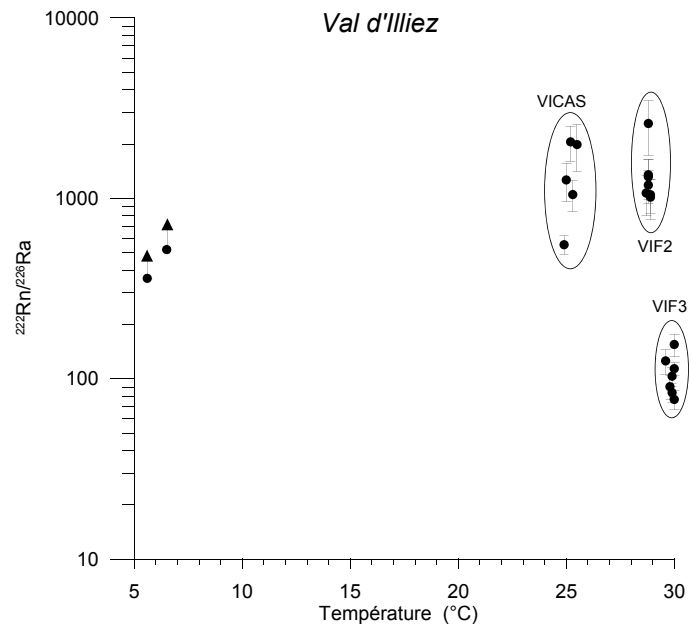


Figure 5.25: Rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ par rapport à la température pour le site de Val d'Illiez.

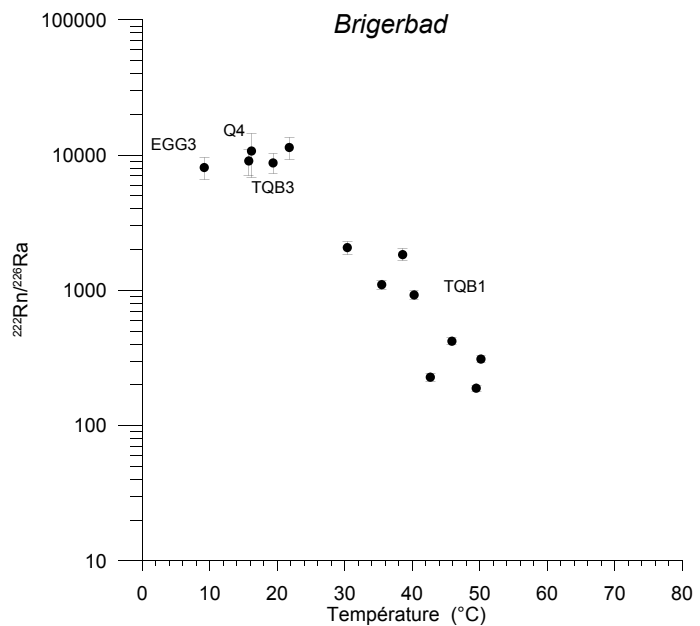


Figure 5.26: Rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ par rapport à la température pour le site de Brigerbad.

e) Lavey-les-Bains

Comme il a été mentionné au paragraphe 4.7.5, les échantillonnages des forages S9, P13 et P14 ne sont pas très fiables et doivent être interprétés avec précaution. Les forages profonds P201 et P600 (fig. 5.27) montrent en tout cas que le rapport baisse avec l'augmentation de la température : Les valeurs du rapport semblent assez hautes (entre 500 et 1000) pour les eaux les plus chaudes de Suisse. Il n'est donc pas exclu que ces eaux soient le résultat du mélange entre une eau encore plus chaude et une eau plus froide.

Le rapport et/ou la température des forages P13 et P14 sont un peu bas mais ils respectent globalement la tendance de l'augmentation du rapport avec la baisse de la température de l'eau.

f) Combioula

Le rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ du Forage C3 et des deux sources subthermales montrent la même tendance que dans les sites ci-dessus (Fig. 5.28). Le forage C3 a le rapport le plus bas de tous les sites échantillonnés (entre 9 et 12). Son eau est donc peu ou pas mélangée. Cette déduction rejoint celle faite au paragraphe 5.4.1, confirmant le caractère peu mélangée de l'eau du forage C3 et donnant, par la même, une valeur indicatrice du rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ pour une eau profonde très peu mélangée. Concernant la source de la piscine, la différence entre PIS et PIS2 n'est pas surprenante car l'eau, entre ces deux points (voir fig. 4.26), perd de la température et du ^{222}Rn par dégazage. Par contre, le rapport élevé pour cette température est plus difficile à interpréter. Il indiquerait un surplus de ^{222}Rn et/ou un déficit de ^{226}Ra pour cette température. Une explication possible serait qu'une quantité anormalement

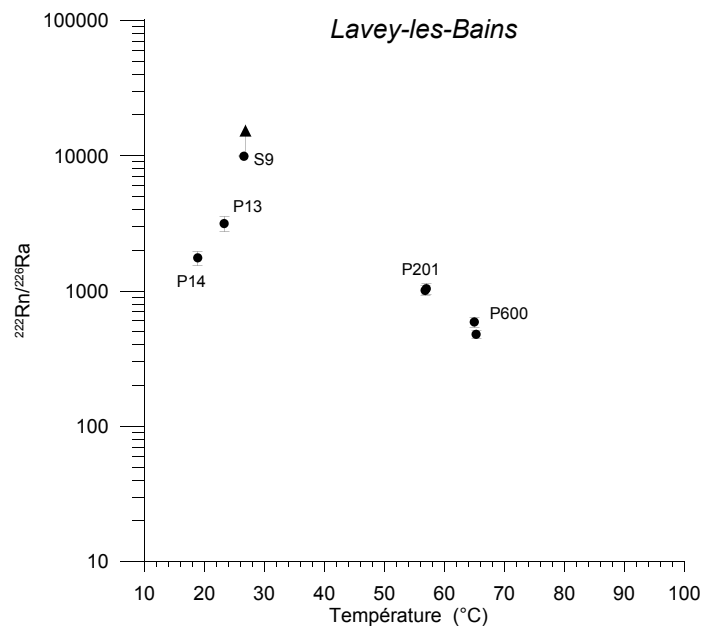


Figure 5.27: Rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ par rapport à la température pour le site de Lavey-les-Bains.

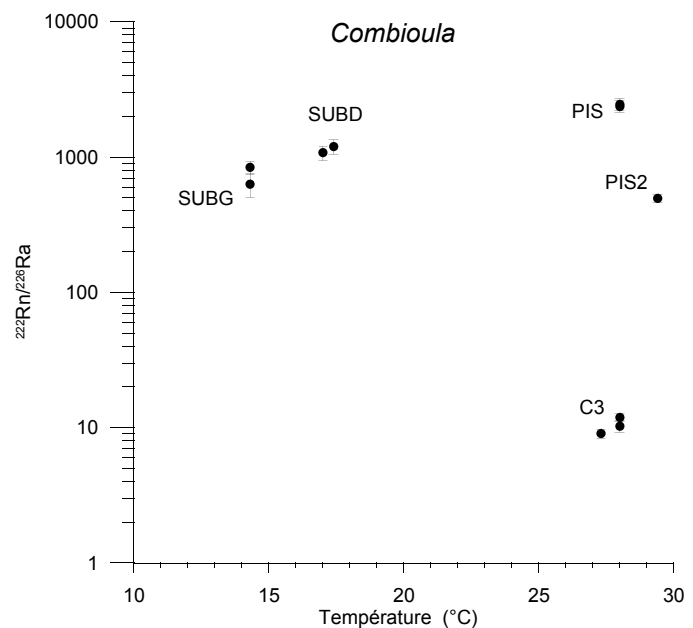


Figure 5.28: Rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ par rapport à la température pour le site de la Combioula.

élevé d'hydroxydes de fer, en amont de la source, retienne une grande partie de ^{226}Ra qui, dès lors, produirait une quantité anormalement élevée de ^{222}Rn . Ce contexte serait identique à celui rencontré à la source St-Placidus, dans le Canton des Grisons (Gainon 2007).

g) Apport du rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ à la compréhension d'un système hydrogéologique profond

Il ressort des graphiques température - rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ ci-dessus que le rapport baisse en fonction de la température de façon logarithmique. Les valeurs minimales mesurées se situent autour de 10 pour le forage C3 et de 20 pour la source Saint-Laurent. Ces valeurs minimales tendent à montrer que le type de roche traversé par l'eau n'influence pas ou peu la valeur absolue du rapport et que les eaux très peu mélangées ont un rapport qui se situe autour de 10. Cependant, il n'est pas possible d'exclure que des valeurs inférieures à 10 existent plus en profondeur.

Ainsi, une extrapolation des valeurs jusqu'à un rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ de 10 permet d'obtenir une approximation de la température de l'eau non mélangée, c'est-à-dire de la température du réservoir. Comme la valeur en profondeur n'est pas connue et qu'elle peut être inférieure à 10, il est préférable de considérer, par sécurité, la valeur extrapolée comme minimale et non comme absolue.

En se basant sur les graphiques des figures 5.22 et 5.24 à 5.28, il est possible d'estimer une température minimale du réservoir pour les sites représentés :

Yverdon : 40°C.

Cette valeur est cohérente avec celle mesurée dans le forage F5 du Centre thermal. La température de l'eau à 784 m a été mesurée à 40°C. Une autre venue d'eau à 1117m a donné une température de 45°C. Il reste à savoir si le rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ avoisine les 10 dans ces eaux profondes.

Loèche-les-Bains : 55°C

Vuataz (1982) donne une température de 55°C à 60°C. Le rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ est donc en adéquation avec ces résultats.

Val d'Illiez : ?

Comme la corrélation n'est pas bonne (voir 5.4.3c), il est préférable de ne pas se prononcer sur ce site.

Brigerbad : 70°C

La température donnée dans la littérature par les géothermomètres (Kloos 2004; Vuataz 1982) est supérieure de 30°C à celle estimée avec le rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$. Cela implique que soit le rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ peut être inférieur à 10, soit que les géothermomètres ont surestimés la température, ou encore un mélange des deux. Les forages actuellement en cours sur le site de Brigerbad (voir 4.7.6) donneront peut-être une réponse à cette question.

Lavey-les-Bains : 100°C

Dans la littérature (Bianchetti 1994; Sonney accepté), la température estimée du réservoir avec les géothermomètres est de l'ordre de 100-110°C, ce qui correspond bien à celle estimée par le rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$.

Combioula : 30°C

En ne tenant pas compte des échantillons PIS, l'eau du forage C3, dont le rapport est très bas, serait proche de la température de la composante profonde. Cependant, l'eau de la source de la piscine est plus chaude de 1°C mais possède un rapport haut. En admettant que ce rapport provient du processus décrit au paragraphe 5.4.3f et que le rapport est, en réalité, plus bas pour la source PIS, il est découlerait que cette température de 30°C serait également celle du réservoir profond. Cette température est conforme à celle proposée par Vuataz (1982) mais diffère des 50°C envisagés par Ladner (2005).

Autres sites

Comme les sites ci-dessus ont montré qu'une eau profonde ayant un rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ de 10 est très peu mélangée, il convient d'examiner si ce rapport dans les eaux chaudes des autres sites est proche ou non de 10. Cela permet de savoir approximativement si les eaux profondes sont proches de la température de leur réservoir.

Pour la Cressonnière à Moiry, la source de la Caille à Cruseilles et le forage S3 de Delémont, les rapports $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ respectivement de 472 ± 95 , 346 ± 49 et 488 ± 166 indiqueraient qu'il existe une température plus chaude en profondeur mais, comme ces sites n'offrent pas une gamme de points d'échantillonnage à différentes températures, il n'est pas possible d'en dire plus.

Par contre, l'eau de la source thermique de Pfäfers a un rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ de 20 indiquant que cette eau est très peu mélangée. Cette hypothèse rejoint celle faite par Vuataz (1982) et dans le présent rapport au paragraphe 5.4.1.

Comparaison avec des valeurs de la littérature

Afin d'évaluer la pertinence de l'utilisation du rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ à l'estimation de la température de l'eau en profondeur, il convient de tester cette approche sur des données de la littérature. A noter que les études présentant des valeurs de température et des teneurs de ^{222}Rn , ^{226}Ra sont rares.

Parmi celles-ci, une étude réalisée à la frontière Austro-allemande, à l'est de Munich, (Andrews *et al.* 1985) donnent des valeurs de ^{222}Rn et de ^{226}Ra dans les eaux de plusieurs forages réparties, dans un rayon de 20 km, sur le plateau molassique. Ces forages captent des eaux de la molasse et des calcaires jurassiques. En représentant le rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ (fig 5.29) en fonction de la température, les valeurs du rapport pour les points en dessous de 20°C forment une gamme large comprise entre 300 et 2000 et ne montrent pas une tendance comparable à celle des figures 5.22 à 5.28. Par contre, les points supérieurs et quelques points inférieurs à 20°C semblent s'aligner sur une droite.

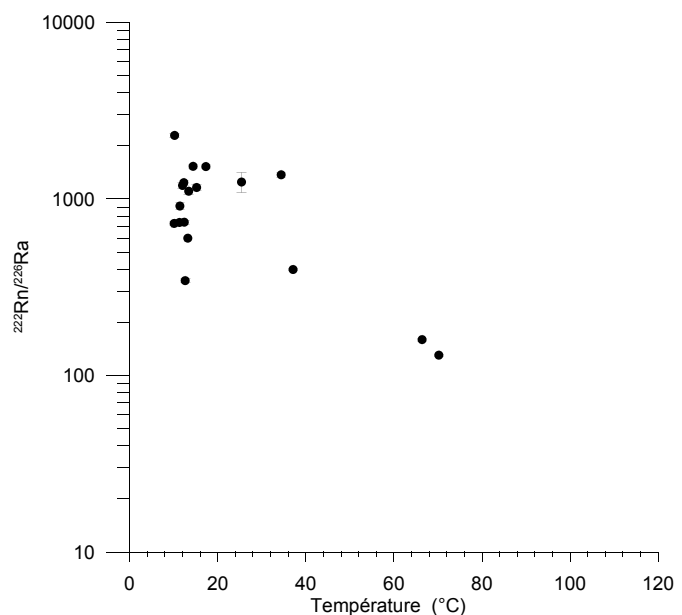


Figure 5.29: Rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ par rapport à la température pour des eaux du bassin molassique d'Autriche Supérieure (Andrews *et al.* 1985).



Figure 5.30: Température des aquifères profonds en Allemagne. En noir aquifère de température > 100°C, en gris, aquifère de température > 60°C (Schellschmidt *et al.* 2007).

La température en profondeur d'après ces points serait située entre 100 et 120°C. Cette valeur est tout-à-fait cohérente avec les températures estimées dans la littérature (Schellschmidt *et al.* 2007). La région étudiée se trouve effectivement dans une zone présentant un potentiel d'eau profonde ayant une température supérieure à 100°C (voir fig. 5.30).

Il semblerait donc que le rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ permet d'estimer la température de l'eau en profondeur. Cependant, cette estimation ne fonctionne pas pour tous les sites d'études (Val d'Illiez p.ex.) et il est préférable de disposer, dans la région étudiée, d'une gamme de point d'échantillonnage à diverses températures. La valeur du rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ pour une eau profonde n'ayant subi aucun mélange a été estimée, avec les données à disposition à 10. Il n'est pas exclu que cette valeur puisse être différente selon le site d'études. Enfin, il est recommandé d'utiliser cet outil de façon complémentaire aux méthodes couramment utilisées en hydrogéologie.

Chapitre 6

Synthèse et conclusion

6.1 Modèle conceptuel

Afin de résumer les considérations du chapitre 5, le modèle conceptuel, présenté à la figure 6.1, permet de synthétiser l'évolution des isotopes radioactifs de la zone d'infiltration de l'eau jusqu'à son émergence.

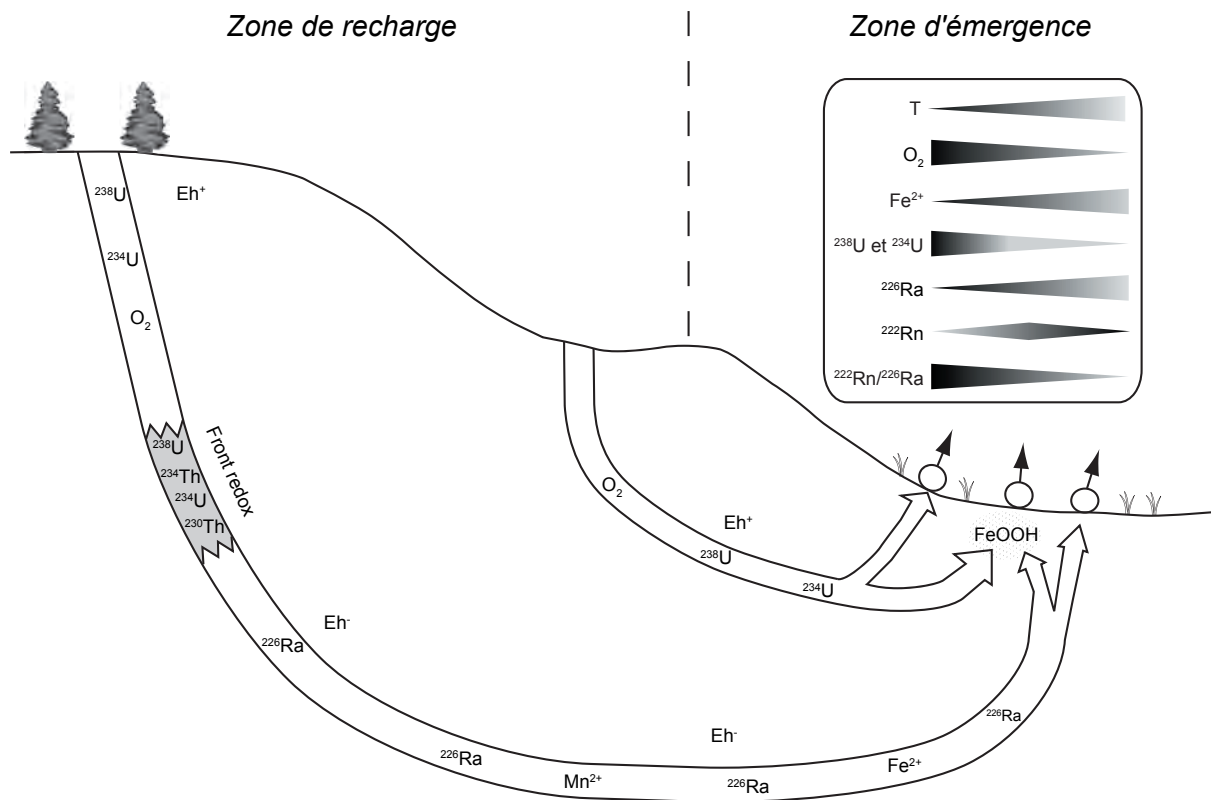


Figure 6.1: Modèle conceptuel de l'évolution des isotopes radioactifs de la série de l'uranium-238 le long du parcours souterrain.

Ainsi les eaux s'infiltrant dans la zone de recharge sont relativement riches en uranium et en oxygène et pauvres en ^{226}Ra . Les concentrations en ^{222}Rn sont variables mais plutôt faibles. Une fois infiltrées, les teneurs en oxygène baissent progressivement suite à leur utilisation

essentiellement pour des processus biotiques. A un certain niveau d'oxydo-réduction, l'uranium précipite et s'accumule dans une zone appelée ici front redox.

Une série d'isotopes (^{234}U , ^{238}U , ^{234}Th et ^{230}Th) s'accumulent dans la zone du front redox et produisent, via le ^{230}Th , du ^{226}Ra . En aval du front redox ne subsiste dès lors que le ^{226}Ra associé parfois à Fe^{2+} et Mn^{2+} , eux aussi mobiles en milieu réduit.

Dans la zone de résurgence, trois types d'eau se rencontrent: (1) un pôle froid riche en uranium et en oxygène, (2) un pôle chaud réduit et riche en radium et parfois en fer et (3) une eau de mélange. Cette eau de mélange provient d'une zone, où se rencontrent les deux pôles. De cette rencontre résulte une précipitation du radium soit, par coprécipitation avec la barite, surtout dans les eaux sulfatées, soit par adsorption des hydroxydes de fer et de manganèse. Cette zone est en effet favorable à la précipitation du fer et du manganèse puisque elle est marquée par une interface entre deux types d'eau différentes, l'une riche en fer et l'autre riche en oxygène. Les eaux issues de la zone de mélange sont caractérisées par des teneurs plus élevées en radon, produit par la désintégration du radium. Le pôle froid montre par ailleurs des valeurs plus basses en radon mais, cela n'influence guère le rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ puisque le radium est proche ou, la plupart du temps, sous la limite de détection, faisant tendre le rapport vers l'infini.

Bien que les propriétés hydrochimiques des isotopes dépendent de l'élément et non de leur caractère isotopique, le modèle de la figure 6.1 pourrait difficilement s'appliquer aux isotopes des autres séries de désintégration (uranium-235 et thorium-232). En effet, les isotopes du radium de ces séries (^{228}Ra , ^{224}Ra , ^{223}Ra) ont des périodes trop courtes (voir tab. 2.2) par rapport aux temps de transit des eaux profondes.

6.2 Teneur en radioisotopes dans les eaux thermales

Il ressort de cette étude que les eaux thermales montrent des concentrations en ^{226}Ra clairement en dessus de la moyenne et des teneurs en ^{222}Rn relativement faibles. L'uranium (^{234}U et ^{238}U) n'a, en général, pas été détecté.

Dans tous les cas, aucune eau de la présente étude ne dépasse les limites légales du point de vue des teneurs en radium et en uranium (cf 4.8).

6.3 Apport des radioisotopes à la compréhension des systèmes d'écoulement

Les radioisotopes de la série de l'uranium peuvent apporter, en tant que traceur naturel, une contribution significative à la compréhension des systèmes d'écoulement et ceci, dans plusieurs cas de figure:

a) Pour plusieurs sites d'études, les radioisotopes ont permis de conforter certaines hypothèses sur l'origine de l'eau. Ainsi, les eaux de la source thermale de Pfäfers, de même que celles du Forage C3 de la Combioula semblent s'être infiltrées dans une zone constituée de roches relativement riches en uranium (cf 5.4.1). De plus, les radioisotopes ont montré que ces mêmes eaux ont subi très peu de mélange entre leur infiltration et leur émergence.

De même, la représentation graphique des radioisotopes a également permis de valider l'hypothèse du mélange de l'eau de la source thermique de Saxon entre une eau bicarbonatée et calcique et une eau originaires des roches cristallines du Mont-Blanc (cf 5.2.1). Elle renforce, par là-même, l'hypothèse selon laquelle l'eau provient de la région où le Massif du Mont-Blanc est en contact avec sa couverture.

b) L'étude des variations temporelles sur le court terme du ^{222}Rn a permis de mettre en lumière certaines facettes du fonctionnement d'un système aquifère, en l'occurrence celui du système «Perte de la Feurtille- Mont de Chamblon» et celui de la source de la Cressonnière (cf 5.1.2). Le pas de temps des échantillonnages est par contre trop grand pour se prononcer sur les variations à long terme des autres aquifères.

c) Le rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ a montré qu'il permettait d'estimer la température d'un réservoir géothermique en profondeur. Cependant, cette méthode ne semble pas s'appliquer à tous les sites d'études et il serait intéressant de la tester sur d'autres sites. Ce rapport pourrait constituer un outil des plus important et très prometteur à une époque où les ressources géothermiques prennent une importance toujours plus grande.

d) Enfin, à Moiry, la relation débit-radon a permis d'estimer le temps de transit entre la zone de mélange et la source de la Cressonnière. De là, il a été possible d'en estimer approximativement la distance. Le radon a montré ici sa capacité d'être utilisé comme traceur naturel et temporel.

Les caractéristiques des radioisotopes qui en font de bons traceurs sont, d'une part leur comportement hydrochimique opposé et, d'autre part, leur interdépendance par la chaîne de désintégration. C'est pourquoi la mesure conjointe des isotopes - ^{222}Rn , ^{226}Ra , ^{238}U et accessoirement ^{234}U - offrent plus d'informations que la mesure d'un seul.

Quoi qu'il en soit, l'interprétation des radioisotopes de la série de l'uranium-238 ne doit se faire qu'au cas par cas, sur la base d'une bonne connaissance de la région étudiée.

6.4 Perspectives

Les résultats concernant le rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ sont innovants et semblent prometteurs en ce qui concerne l'estimation de la température du réservoir en profondeur. Il est vivement recommandé de tester cette méthode sur d'autres sites thermaux semblables, mais également sur des sites dont les eaux montrent des minéralisations et/ou des températures plus élevées que celles échantillonnées dans la présente étude.

Si les résultats obtenus sur d'autres sites sont satisfaisants, le rapport $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$, ainsi utilisé comme géothermomètre, représenterait un outil complémentaire à ceux utilisés communément en géothermie. Il permettrait d'évaluer l'intérêt de la prospection de ressource géothermale dans une région donnée.

Références

Cartes

Carte géologique de la Suisse (1 :500'000), Office Fédéral de la Topographie.

Carte tectonique de la Suisse (1 :500'000), Office Fédéral de la Topographie.

Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale (1 :100'000). Carte géologique spéciale N°123, Office Fédéral de la Topographie.

Atlas géologique de la Suisse (1 :25'000), carte Orbe n°42, Office Fédéral de la Topographie.

Atlas géologique de la Suisse (1 :25'000), carte Cossonay n°5, Office Fédéral de la Topographie.

Atlas géologique de la Suisse (1 :25'000), carte Sembrancher n°77, Office Fédéral de la Topographie.

Atlas géologique de la Suisse (1 :25'000), carte St-Maurice n°8, Office Fédéral de la Topographie.

Atlas géologique de la Suisse (1 :25'000), carte Gemmi n°32, Office Fédéral de la Topographie.

Littérature

ABE, Y. (2000): Transport of crytosporidium parvum oocysts through a physically and geochemically heterogeneous porous medium. University of Colorado.

ALBU, M., BANKS, D. & NASH, H. (1997): Mineral and thermal resources. London, Chapman & Hall.

ALMEIDA, R. M. R., LAURIA, D. C., FERREIRA, A. C. & SRACEK, O. (2004): Groundwater radon, radium and uranium concentrations in Regiao dos Lagos, Rio de Janeiro State, Brazil. *Journal of Environmental Radioactivity* 73, 323 - 334.

AMES, L. L., MCGARRAH, J. E. & WALKER, B. A. (1983): Sorption of trace constituents from aqueous solutions onto secondary minerals, II Radium. *Clays and Clay Minerals* 31, 335 - 342.

AMES, L. L., MCGARRAH, J. E. & WALKER, B. A. (1983): Sorption of uranium and radium by biotite, muscovite and phlogopite. *Clays and Clay Minerals* 31, 343 - 351.

AMES, L. L., MCGARRAH, J. E., WALKER, B. A. & SALTER, P. F. (1983): Uranium and radium sorption on amorphous ferric oxyhydroxide. *Chemical Geology* 40, 135-148.

ANDREWS, J. N. (1991): Radioactivity and dissolved gases in the thermal water of Bath, in: *Hot springs of Bath*. G. A. Kellaway, Bath City Council.

ANDREWS, J. N., BURGESS, W. G., EDMUNDS, W. M., KAY, R. L. F. & D.J., L. (1982): The thermal springs of bath. *Nature* 298, 339 - 343.

- ANDREWS, J. N., FORD, D. J., HUSSAIN, N., TRIVEDI, D. & YOUNGMAN, M. J. (1989): Natural radioelement solution by circulating groundwaters in the Stripa granite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53(8), 1791.
- ANDREWS, J. N., GILES, I. S., KAY, R. L. F., LEE, D. J., OSMOND, J. K., COWART, J. B., FRITZ, P., BARKER, J. F. & GALE, J. (1982): Radioelements, radiogenic helium and age relationships for groundwaters from the granites at Stripa, Sweden. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46(9), 1533.
- ANDREWS, J. N., GOLDBRUNNER, J. E., DARLING, W. G., HOOKER, P. J., WILSON, G. B., YOUNGMAN, M. J., EICHINGER, L., RAUERT, W. & STICHLER, W. (1985): A radiochemical, hydrochemical and dissolved gas study of groundwaters in the Molasse basin of Upper Austria. *Earth and Planetary Science Letters* 73(2-4), 317.
- ANDREWS, J. N., GOLDBRUNNER, J. E., DARLING, W. G., HOOKER, P. J., WILSON, G. B., YOUNGMAN, M. J., EICHINGER, L., RAUERT, W. & STICHLER, W. (1985): A radiochemical, hydrochemical and dissolved gas study of groundwaters in the Molasse Basin of Upper Austria. *Earth and Planetary Science Letters* 73, 317-332.
- ANDREWS, J. N. & LEE, D. J. (1979): Inert gases in groundwater from the Bunter Sandstone of England as indicators of age and palaeoclimatic trends. *Journal of Hydrology* 41(3-4), 233.
- ARTINGER, R., RABUNG, T., KIM, J. I., SACHS, S., SCHMEIDE, K., HEISE, K. H., BERNHARD, G. & NITSCHKE, H. (2002): Humic colloid-borne migration of uranium in sand columns. *Journal of Contaminant Hydrology* 58(1-2), 1.
- ASIKAINEN, M. (1981): State of disequilibrium between ^{238}U , ^{234}U , ^{226}Ra and ^{222}Rn in groundwater from bedrock. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 45(2), 201.
- ASIKAINEN, M. & KAHLOS, H. (1979): Anomalously high concentrations of uranium, radium and radon in water from drilled wells in the Helsinki region. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43(10), 1681.
- BALL, T. K., CAMERON, D. G., COLMAN, T. B. & ROBERTS, P. D. (1991): Behaviour of radon in the geological environment: a review. *Quarterly Journal of Engineering Geology & Hydrogeology* 24, 169 - 182.
- BANKS, D., FRENGSTAD, B., MIDTGARD, A. K., KROG, J. R. & STRAND, T. (1998): The chemistry of Norwegian groundwaters: I. The distribution of radon, major and minor elements in 1604 crystalline bedrock groundwaters. *The Science of the Total Environment* 222(1-2), 71.
- BANKS, D., ROYSET, O., STRAND, T. & SKARPHAGEN, H. (1995): Radioelement (U, Th, Rn) concentrations in Norwegian bedrock groundwaters. *Environmental Geology (Historical Archive)* 25(3), 165.
- BARADÁCS, E., HUNYADI, I., DEZSO, B., CSIGE, I. & SZERBIN, P. (2001): ^{226}Ra in geothermal and bottled mineral waters of Hungary. *Radiation Measurements* 34, 385–390.
- BARBECOT, F. (1999): Approche géochimique des mécanismes de salinisation des aquifères côtiers - chronologie ^{14}C - ^{226}Ra . Thèse de Doctorat, Université Paris XI.
- BASSOT, S., STAMMOSE, D. & BENITAH, S. (2005): Radium behaviour during ferric oxi-hydroxides ageing. *Radioprotection* 40, Suppl. 1, 277 - 283.

-
- BERTIN, C. & BOURG, A. (1994): Radon-222 and Chloride as Natural Tracers of the Infiltration of River Water into an Alluvial Aquifer in Which There Is Significant River/Groundwater Mixing. *Environmental Science & Technology* 28, 794 - 798.
- BIANCHETTI, G. (1994): Hydrogéologie et géothermie de la région de Lavey-les-Bains. *Bulletin d'hydrogéologie* 13, 3 - 32. Peter Lang SA, Berne.
- BIANCHETTI, G., ROTH, P., VUATAZ, F. D. & VERGAIN, J. (1992): Deep groundwater circulation in the Alps: Relations between water infiltration, induced seismicity and thermal springs: The case of Val d'Illiez, Wallis, Switzerland. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 85(2), 291-305. Basel.
- BÖHM, C. (2002): Radon im Wasser - Überblick für den Kanton Graubünden. *Jahresbericht der Naturforschenden Gesellschaft Graubünden* 111, 49-79.
- BURGER, A. & GORHAN, H. L. (1986): Prospection géothermique le long du pied du Jura. Rapport de recherche NEFF n°165. *Bulletin du Centre d'hydrogéologie* 6, 91- 198. Peter lang, Bern.
- BURNETT, W. C. & DULAIIOVA, H. (2006): Radon as a tracer of submarine groundwater discharge into a boat basin in Donnalucata, Sicily. *Continental Shelf Research* 26(7), 862.
- CHAO, T. T. & ZHOU, L. (1983): Extraction techniques for Selective Dissolution of Amorphous Iron Oxides from Soils and Sediments. *Soil Science Society of America Journal* 47, 225 - 232.
- CLEVER, H. L. (1979): IUPAC Solubility Data Series, Vol.2: Krypton, Xenon and Radon. Oxford, Pergamon Press.
- COWART, J. B. (1980): The relationship of uranium isotopes to oxidation/reduction in the Edwards carbonate aquifer of Texas. *Earth and Planetary Science Letters* 48(2), 277.
- COWART, J. B. (1981): Uranium isotopes and ²²⁶Ra content in the deep groundwaters of the Tri-State region, U.S.A. *Journal of Hydrology* 54(1-3), 185.
- COWART, J. B., KAUFMAN, M. I. & OSMOND, J. K. (1978): Uranium-isotope variations in groundwaters of the Floridan aquifer and Boulder Zone of south Florida. *Journal of Hydrology* 36(1-2), 161.
- CRISS, R., DAVISSON, L., SURBECK, H. & WINSTON, W. (2007): Isotopic methods, in: *Methods in Karst Hydrogeology*. N. Goldscheider & D. Drew, Taylor & Francis.
- CRSFA (1991): Evaluation de l'impact hydrogéologique du tunnel de base du Lötschberg sur les sources thermales de Leukerbad et de Brigerbad; phase I., Centre de Recherche Scientifiques Fondamentales et Appliquées.
- DAVIDSON, M. R. & DICKSON, B. L. (1986): A Porous Flow Model for Steady State Transport of Radium in Groundwater. *Water Resources Research* 22(1), 34 - 44.
- DEFLOREN, O. (2004): *Natürliche Radionuklide in Grundwässern des Kantons Graubünden*. Thèse de Doctorat, Centre d'hydrogéologie, Université de Neuchâtel.
- DEHNERT, J., NESTLER, W., FREYER, K. & TREUTLER, H.-C. (1999): Messung der Infiltrationsgeschwindigkeit von Oberflächenwasser mit Hilfe des natürlichen Isotops Radon-222. *Grundwasser* 4(1), 18.
-

- DUBOIS, J.-D. (1992): Typologie des aquifères du Cristallin: exemple des massifs des Aiguilles Rouges et du Mont-Blanc (France, Italie et Suisse). Thèse de doctorat, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne.
- DULAIIOVA, H., BURNETT, W. C., CHANTON, J. P., MOORE, W. S., BOKUNIEWICZ, H. J., CHARETTE, M. A. & SHOLKOVITZ, E. (2006): Assessment of groundwater discharges into West Neck Bay, New York, via natural tracers. *Continental Shelf Research* 26(16), 1971.
- EATON, A. D., CLESCERI, L. S. & GREENBERG, A. E. (1995): Standards methods for the Examination of Water and Wastewater, 19th edition.
- EISENBUD, M. (1987): Environmental Radioactivity: From Natural, industrial and Military Sources., Academic press.
- FORD, D. & WILLIAMS, P. (1989): Karst Geomorphology and Hydrology.
- GAINON, F., GOLDSCHIEDER, N. & SURBECK, H. (2007): Conceptual model for the origin of high radon levels in spring waters - the example of the St. Placidus spring, Grisons, Swiss Alps. *Swiss Journal of Geosciences* 100, 251 - 262.
- GAINON, F., SURBECK, H. & ZWAHLEN, F. (2007): Natural radionuclides in groundwater as pollutants and as useful tracer. *Water-Rock interaction 12*, Kunming, China, Taylor & Francis, London 1: 735 - 738.
- GALLARDO, A. & MARUI, A. (2006): Submarine groundwater discharge: an outlook of recent advances and current knowledge. *Geo-Marine Letters* 26(2), 102.
- GASCOYNE, M. (1989): High levels of uranium and radium in groundwaters at Canada's Underground Research Laboratory, Lac du Bonnet, Manitoba, Canada. *Applied Geochemistry* 4, 577 - 591.
- GASCOYNE, M. (1992): Geochemistry of the actinides and their daughter., in: Uranium Series Disequilibrium. M. Ivanovitch & R. S. Harmon. Oxford, Clarendon Press. Second edition.
- GILLIÉRON, F. (1988): Zur Geologie der Uranmineralisation in den Schweizer Alpen. *Matériaux pour la géologie de la suisse, Série Géotechnique* 77.
- GODOY, J. M. & GODOY, M. L. (2006): Natural radioactivity in brazilian groundwater. *Journal of Environmental Radioactivity* 85, 71 - 83.
- GÖPPERT, N. & GOLDSCHIEDER, N. (2008): Solute and Colloid Transport in Karst Conduits under Low- and High-Flow Conditions. *Ground Water* 46, 61 - 68.
- GRUNDL, T. & CAPE, M. (2006): Geochemical factors controlling radium activity in a sandstone aquifer. *Ground Water* 44(4), 518 - 527.
- HAKAM, O. K., CHOUKRI, A., MOUTIA, Z., CHOUAK, A., CHERKAOUI, R., REYSS, J.-L. & LFERDE, M. (2001): Uranium and radium in groundwater and surface water samples in Morocco. *Radiation Physics and Chemistry* 61, 653-654.
- HAKAM, O. K., CHOUKRI, A., REYSS, J.-L. & LFERDE, M. (2000): Activities and activity ratios of U and Ra radioisotopes in drinking wells, springs and tap water samples in Morocco. *Radiochimica acta* 88, 55 - 60.

-
- HÄUSSERMANN, A. (2000): L'arsenic dans les eaux et les sols de l'ancien site minier de Salanfè (Valais). Diplôme de géologue, Université de Lausanne.
- HERCZEG, A. L., SIMPSON, H. J., ANDERSON, R. F., TRIER, R. M., MATHIEU, G. G. & DECK, B. L. (1988): Uranium and radium mobility in groundwaters and brines within the Delaware Basin, southeastern New Mexico, U.S.A. *Chemical Geology* 72, 181-196.
- HERON, G., CROUZET, C., BOURG, A. & CHRISTENSEN, T. (1994): Speciation of Fe(II) and Fe(III) in Contaminated Aquifer Sediments Using Chemical Extraction Techniques. *Environmental Science & Technology* 28, 1698 - 1705.
- HÖGL, O. (1980): *Die Mineral- und Heilquellen der Schweiz*. Bern und Stuttgart, Paul Verlag.
- HÖHENER, P., DUWIG, C., PASTERIS, G., KAUFMANN, K., DAKHEL, N. & HARMS, H. (2003): Biodegradation of petroleum hydrocarbon vapors: laboratory studies on rates and kinetics in unsaturated alluvial sand. *Journal of Contaminant Hydrology* 66(1-2), 93.
- HOHENER, P. & SURBECK, H. (2004): Radon-222 as a Tracer for Nonaqueous Phase Liquid in the Vadose Zone: Experiments and Analytical Model. *Vadose Zone J* 3(4), 1276-1285.
- HÖHN, E. & VON GUNTEN, H. R. (1989): Radon in groundwater: a tool to assess infiltration from surface waters to aquifers. *Water Resour. Res.* 25, 1795-1803.
- HÖHN, E., VON GUNTEN, H. R., STAUFFER, F. & THEMISTOCLES, D. (1992): Radon-222 as a Groundwater Tracer. A Laboratory Study. *Environmental Science & Technology* 26, 734 - 738.
- HSI, C.-K. D. & LANGMUIR, D. (1985): Adsorption of uranyl onto ferric oxyhydroxydes: Application of the surface complexation site-binding model. *Geochimica et cosmochimica acta* 49, 1931 - 1941.
- HUNKELER, D., HÖHN, E., HÖHENER, P. & ZEYER, J. (1997): ²²²Rn as a Partitioning Tracer To Detect Diesel Fuel Contamination in Aquifers: Laboratory Study and Field Observations. *Environmental Science & Technology* 31, 3180 - 3187.
- IGARASHI, G., SAEKI, T., TAKAHATA, N., SMIKAWA, K., TASAKA, S., SASAKI, Y., TAKAHASHI, M. & SANO, Y. (1995): Groundwater radon anomaly before the Kobe earthquake in Japan. *Science* 269, 60-61.
- KAFRI, U. (2001): Radon in groundwater as a tracer to assess flow velocities: two test cases from Israel. *Environmental Geology* 40(3), 392.
- KIGOSHI, K. (1971): Alpha-Recoil Thorium-234: Dissolution into Water and the Uranium-234/Uranium-238 Disequilibrium in Nature. *Science* 173, 47 - 48.
- KING, P. T., MICHEL, J. & MOORE, W. S. (1982): Ground water geochemistry of ²²⁸Ra, ²²⁶Ra and ²²²Rn. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46(7), 1173.
- KLOOS, O. (2004): *Hydrochimie et hydrogéologie des sources thermales de Brigerbad (Valais)*. Diplôme postgrade d'Hydrogéologie, Centre d'hydrogéologie, Université de Neuchâtel.
- LADNER, F. (2005): *Hydrogéologie, hydrochimie et conditions d'exploitation du système hydrothermal de Combioula, Val d'Hérens (Valais)*. Diplôme postgrade d'hydrogéologie, Centre d'hydrogéologie, Université de Neuchâtel.
-

- LANGMUIR, D. (1978): Uranium solution-mineral equilibria at low temperature with applications to sedimentary ore deposits. *Geochimica et cosmochimica acta* 42, 547 - 569.
- LANGMUIR, D. & HERMAN, J. S. (1980): The mobility of thorium in natural waters at low temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44(11), 1753.
- LANGMUIR, D. & MELCHIOR, D. (1985): The geochemistry of Ca, Sr, Ba and Ra sulfates in some deep brines from the Palo Duro Basin, Texas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49(11), 2423.
- LANGMUIR, D. & RIESE, A. C. (1985): The thermodynamic properties of radium. *Geochimica et cosmochimica acta* 49, 1593-1601.
- LAURIA, D. C., ALMEIDA, R. M. R. & SRACEK, O. (2004): Behavior of radium, thorium and uranium in groundwater near the Buena Lagoon in the Coastal Zone of the State of Rio de Janeiro, Brazil. *Environmental Geology* 47(1), 11.
- LAVANCHY, Y. (1986): La source de la Cressonnière à Moiry: une source hypertherme peu connue. *Bulletin d'hydrogéologie* 6, 27-42. Peter Lang S.A, Bern.
- LÓPEZ, F. O. & CANOBA, A. C. (2002): ^{222}Rn gas diffusion and determination of its adsorption coefficient on activated charcoal. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 252(3), 515.
- MANDIA, Y. (1993): Typologie des aquifères évaporitiques du Trias dans le bassin lémanique du Rhône (Alpes occidentales). Thèse de doctorat, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne.
- MCCOY, C. A., CORBETT, D. R., CABLE, J. E. & SPRUILL, R. K. (2007): Hydrogeological characterization of southeast coastal plain aquifers and groundwater discharge to Onslow Bay, North Carolina (USA). *Journal of Hydrology* 339(3-4), 159.
- MURALT, R. (1991): Die Quellen der Dalaschlucht in Leukerbad. Diplôme postgrade d'Hydrogéologue, Centre d'hydrogéologie, Université de Neuchâtel.
- MURALT, R. (1999): Processus hydrogéologiques et hydrochimiques dans les circulations profondes des calcaires du Malm de l'arc jurassien. Matériaux pour la géologie Suisse, série Géotechnique, Commission géotechnique suisse.
- MURALT, R., VUATAZ, F.-D., SCHOENBORN, G., SOMMARUGA, A. & JENNY, J. (1997): Intégration des méthodes hydrochimiques, géologiques et géophysiques pour la prospection d'une nouvelle ressource en eau thermale; Cas d'Yverdon-les-Bains, Pied du Jura. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 90(2), 179-197.
- MURALT, R. & VUATAZ, F. D. (1993): Emergence d'eau thermale et mélange avec des eaux souterraines froides dans la gorge de la Dala à Leukerbad (Valais, Suisse). *Bulletin d'hydrogéologie* 12, 111-135. Peter Lang S.A, Bern.
- MURALT, R. & VUATAZ, F. D. (2003): Prospection d'eau thermale à Yverdon-les-Bains (Suisse): Intégration des méthodes hydrogéologiques, hydrochimiques et isotopiques. Colloque AIH Circulations hydrothermales en terrain calcaires, Carcassonne: 81-88.
- NTB (2002): Nagra Technical Report NTB 02-05, Project Opalinus Clay, Appendix 3, C1-C10.,

-
- NISHIZAWA, S., IGARASHI, G. & SANO, Y. (1998): Radon, Cl⁻ and SO₄²⁻ anomalies in hot spring water associated with the 1995 earthquake swarm off the east coast of the Izu Peninsula, central Japan. *Applied Geochemistry* 13, 89 - 94.
- NISSILLE, J.-C. (1989): Les sources thermales, subthermales et karstiques de la Caille (Cruseilles), Bromines et Lovagny (Haute-savoie, France). Diplôme de Géologie, Université de Genève.
- OSMOND, J. K. & COWART, J. B. (1992): Groundwater, in: Uranium-series disequilibrium. M. Ivanovitch & R. S. Harmon, Clarendon Press.
- OSMOND, J. K. & IVANOVITCH, M. (1992): Uranium-series mobilization and surface hydrology., in: Uranium series-disequilibrium. M. Ivanovitch & R. S. Harmon.
- PANTET, A. (2004): Etude structurale et hydrogéologique de la région de Salanfe et du massif des Dents du Midi (Valais, Suisse). Diplôme de Géologie, Université de Lausanne.
- PASTERIS, G., WERNER, D., KAUFMANN, K. & HÖHENER, P. (2002): Vapor Phase Transport and Biodegradation of Volatile Fuel Compounds in the Unsaturated Zone: A Large Scale Lysimeter Experiment. *Environmental Science & Technology* 36, 30 - 39.
- PAYOT, R. (1953): Distribution de la radioactivité en Suisse. Thèse de doctorat, Université de Neuchâtel.
- PEARSON, F. J., BALDERER, W., LOOSLI, H., LEHAMNN, B., MATTER, A., PETERS, T., SCHMASSMANN, H. & GAUTSCHI, A. (1991): Applied isotope hydrogeology, a case study in northern Switzerland. Elsevier.
- PFIFFNER, A. (2005): Europe: The Alps, in: Encyclopedia of Geology. R. Selley, L. Robin, M. Cocks & I. Plimer. Amsterdam, Elsevier.
- PFIFFNER, A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (1997): Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP20. Basel.
- PORCELLI, D. & SWARZENSKI, P. W. (2003): The Behavior of U- and Th-series Nuclides in Groundwater, in: Reviews in minerealogy and geochemistry, Uranium-series geochemistry. B. Bourdon, G. M. Henderson, C. C. Lundstrom & S. P. Turner. 52: 317 - 361.
- PRONK, M. (2003): Turbidité, COD et bactériologie dans les eaux karstiques. Exemple des sources du Moulinet, Yverdon-les-Bains. Diplôme postgrade d'Hydrogéologue, Centre d'hydrogéologie, Université de Neuchâtel.
- PRONK, M., GOLDSCHIEDER, N. & ZOPFI, J. (2006): Dynamics and interaction of organic carbon, turbidity and bacteria in a karst aquifer system. *Hydrogeology Journal* 14(4), 473.
- PRONK, M., GOLDSCHIEDER, N. & ZOPFI, J. (2007): Particle-Size Distribution As Indicator for Fecal Bacteria Contamination of Drinking Water from Karst Springs. *Environmental Science & Technology* 41(24), 8400 - 8405.
- PRZYLIBSKI, T. A., MAMONT-CIESLA, K., KUSYK, M., DORDO, J. & KOZLOWSKA, B. (2004): Radon concentrations in groundwaters of the Polish part of the Sudety Mountains (SW Poland). *Journal of Environmental Radioactivity* 75, 193-209.
-

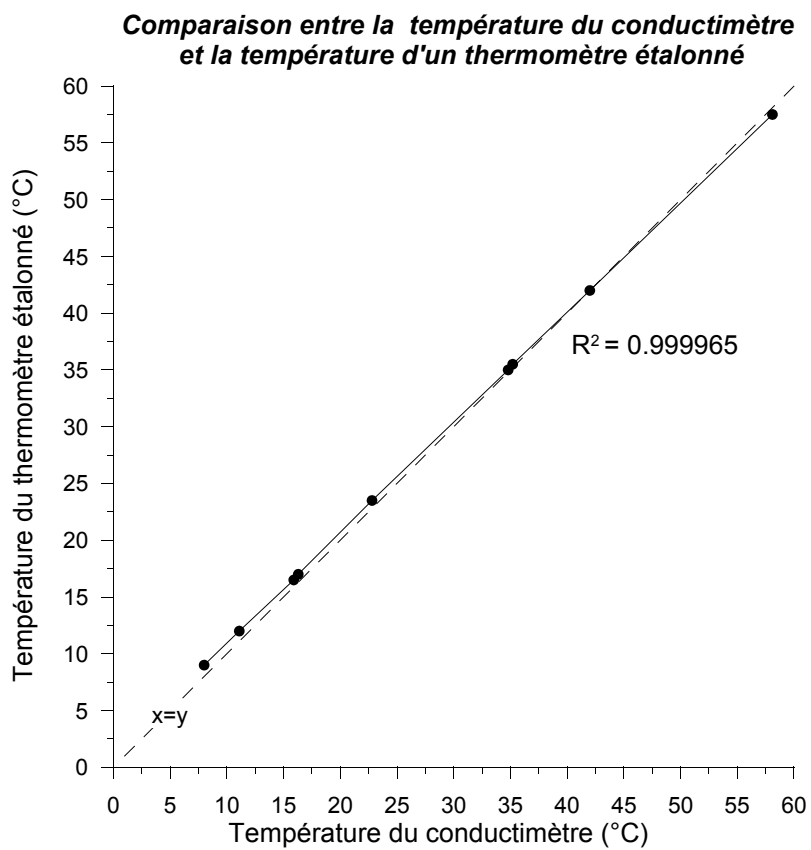
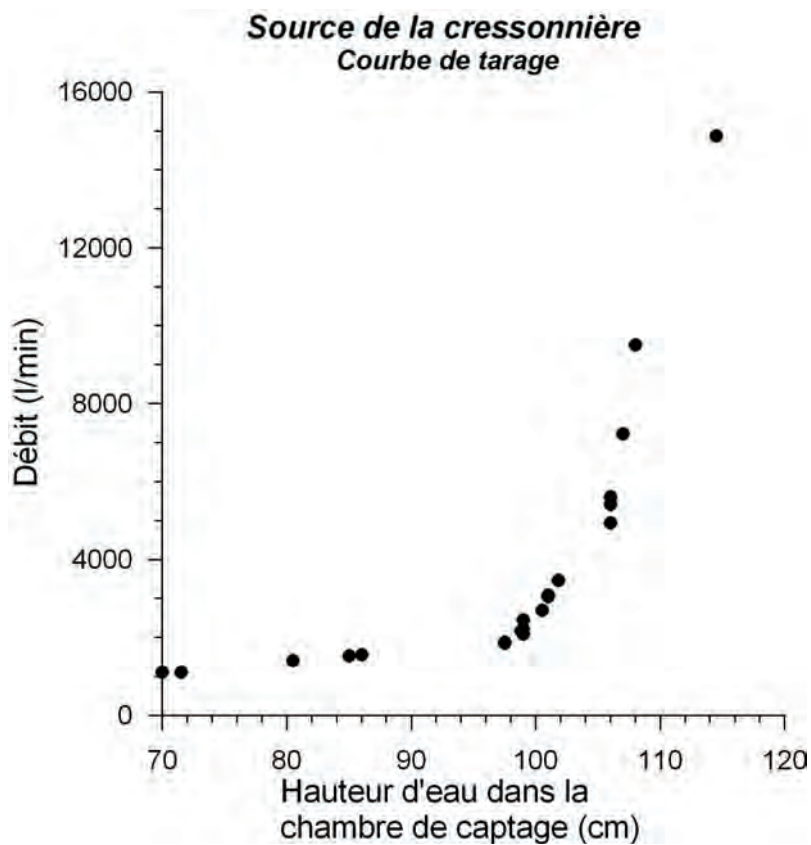
- PRZYLIBSKI, T. A. & ZEBROWSKI, A. (1999): Origin of radon in medicinal waters of Ladek Zdróz (sudety Mountains, SW Poland). *Journal of Environmental Radioactivity* 46, 121 - 129.
- RANVILLE, J. F., HENDRY, M. J., RESZAT, T. N., XIE, Q. & HONEYMAN, B. D. (2007): Quantifying uranium complexation by groundwater dissolved organic carbon using asymmetrical flow field-flow fractionation. *Journal of Contaminant Hydrology* 91(3-4), 233.
- RÉMY, M.-L. & LEMAÎTRE, N. (1990): Eaux minérales et radioactivité. *Hydrogéologie* 4, 267-278.
- RIESE, A. C. (1982): Adsorption of radium and thorium onto quartz and kaolinite: a comparison of solution /surface equilibria models., Colorado School of Mine.
- SALIH, I., BACKSTROM, M., KARLSSON, S., LUND, E. & PETTERSSON, H. B. L. (2004): Impact of fluoride and other aquatic parameters on radon concentration in natural waters. *Applied Radiation and Isotopes* 60(1), 99.
- SARTORI, M., GOUFFON, Y. & MARTHALER, M. (2006): Harmonisation et définition des unités lithostratigraphiques briançonnaises dans les nappes penniques du Valais. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 99(3), 363.
- SARTORI, M. & MARTHALER, M. (1993): Basement-Cover relationships in the Penninic domain of Val d'Herens, Valais. 173ème Assemblée annuelle ASSN, 25-26th September 1993.
- SAVOY, L. (2008): Use of natural and artificial reactive tracers to investigate the transfer of solutes in karst systems. Thèse de Doctorat, Université de Neuchâtel.
- SCHARDT, H. (1910): Rapport géologique et hydrologique sur les sources du mont de Chamblon, en particulier celles du Moulin Cosseau et leur relation avec les eaux du marais de Baulmes. Rapport pour la ville d'Yverdon-les-Bains.
- SCHARDT, H. (1920): Rapport sur l'influence du drainage des marais de Baulmes et de Rances sur le régime des sources du Mont de Chamblon. Rapport pour la ville d'Yverdon-les-Bains.
- SCHÄRLI, U. (1989): Geothermische Detailkartierung (1:100'000) in der zentralen Nordschweiz, mit besonderer Berücksichtigung petrophysikalischer Parameter. Thèse de Doctorat, ETHZ, Nr. 8941.
- SCHELLSCHMIDT, R., SANNER, B., JUNG, R. & SCHULZ, R. (2007): Geothermal Energy Use in Germany. European Geothermal Congress, 30 May-1 June 2007, Unterhaching, Germany.
- SCHOTT, B. & WIEGAND, J. (2003): Processes of radionuclide enrichment in sediments and groundwaters of Mont Vully (Canton Fribourg, Switzerland). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 96, 99-107.
- SCHUBERT, M. (2000): Erfassung von Untergrundkontaminationen durch Non-Aqueous Phase-Liquids (NAPLs) mit Hilfe des Bestimmung des Radongehalts des Bodenluft. Thèse de Doctorat, Georg August Universität.
- SEMPRINI, L., HOPKINS, O. S. & TASKER, B. R. (2000): Laboratory, Field and Modeling Studies of Radon-222 as a Natural Tracer for Monitoring NAPL Contamination. *Transport in Porous Media* 38 (1 - 2), 223.
- SESIANO, J. (2003): Traçage entre le lac de barrage de Salanfe et les sources thermales de Val d'Illiez (Valais, Suisse). *Karstologia* 41, 49-54.

-
- SINGH, M., KUMAR, M., JAIN, R. K. & CHATRATH, R. P. (1999): Radon in ground water related to seismic events. *Radiation measurements* 30, 465 - 469.
- SOMMARUGA, A. (1997): Geology of the central Jura and the Molasse basin: New insight into an evaporite-based foreland fold and thrust belt. Thèse de Doctorat, Université de Neuchâtel.
- SONNEY, R. (2007): Système hydrothermal de Lavey-les-Bains (Vaud): évolution des paramètres physiques et chimiques de l'eau thermale avec la production. Diplôme postgrade d'hydrogéologie.
- SONNEY, R. (Accepté): Numerical modelling of Alpine deep flow systems: a management and prediction tool for an exploited geothermal reservoir. *Hydrogeology journal*.
- STÄMPFLI, E. & ARN, R. (1991): Commune de Moiry, Sources Communales de Chevilly et Moiry: étude hydrogéologique. Rapport du bureau CSD ingénieur Conseil. Le Mont-sur-Lausanne.
- STÄMPFLI, E. & DUBOIS, J.-D. (1995): Commune de Moiry, Source de la cressonnière, Rapport d'étude hydrogéologique pour la délimitation des zones de protection des eaux souterraines. Rapport du bureau CSD ingénieur Conseil. Le Mont-sur-Lausanne.
- STEIN, L. (1983): The chemistry of radon. *Radiochimica acta* 32, 163 - 171.
- STELLATO, L., PETRELLA, E., TERRASI, F., BELLONI, P., BELLI, M., SANSONE, U. & CELICO, F. (2008): Some limitations in using ^{222}Rn to assess river-groundwater interactions: the case of Castel di Sangro alluvial plain (central Italy). *Hydrogeology Journal*.
- STURCHIO, N. C., BANNER, J. L., BINZ, C. M., HERATY, L. B. & MUSGROVE, M. (2001): Radium geochemistry of ground waters in Paleozoic carbonate aquifers, midcontinent, USA. *Applied Geochemistry* 16, 109 - 122.
- STURCHIO, N. C., BOHLKE, J. K. & MARKUN, F. J. (1993): Radium isotope geochemistry of thermal waters, Yellowstone National Park, Wyoming, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57(6), 1203-1214.
- SURBECK, H. (1995): Determination of natural radionuclides in drinking water; a tentative protocol. *The Science of the Total Environment* 1, 173-174.
- SURBECK, H. (1996): A radon-in-water monitor based on fast gas transfer membranes. Conf on Technologically Enhanced Natural Radioactivity, 16-19 Sept., Szczyrk, Poland.
- SURBECK, H. (2000): Alpha spectrometry sample preparation using selectively adsorbing thin films. *Applied Radiation and Isotopes* 53, 97-100.
- SURBECK, H. (2006): Radionuklide im Wasser. Tätigkeitsbericht für das Jahr 2006. Office Fédéral de la Santé Publique.
- SURBECK, H., DEFLORIN, O. & KLOOS, O. (2006): Spatial and temporal variations in the uranium series background in Alpine groundwaters, in: *Uranium in the Environment, Mining Impact and Consequences*. B. J. M. A. Hasche-Berger. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag: p.831-839.
- SURBECK, H. & EISENLOHR, L. (1995): Radon as a tracer in hydrogeology; a case study. Colloque Internat. sur la Géochimie des gaz, July 5-9, Besançon, France.
-

- SURBECK, H., VÖLKLE, H. & GOBET, M. (1995): *Natürliche Radionuklide im Wasser. Umweltradioaktivität und Strahlendosen in der Schweiz*. Bundesamt für Gesundheit, Bern.
- SURBECK, H., VÖLKLE, H. & ZELLER, W. (1992): *Radon in Switzerland*. Int. Symp. On Radon Reduction Technology, April 2-5 1991, Philadelphia PA EPA-Report, EPA-600/9-91-37a-d, NTIS, Springfield VA, 1992.
- SZABO, Z. & ZAPECZA, O. (1991): *Geologic and geochemical factors controlling uranium, radium-226, and radon-222 in ground water, Newark Basin, New Jersey*. US Geological Survey Bulletin 1971, 243-265.
- SZERBIN, P. & KÖTELES, G. (1999): ^{222}Rn , ^{226}Ra , and U in drinking water in Hungary. International Symposium of International Atomic Energy Agency (IAEA), Rio de Janeiro 1271: 158 - 165.
- THIERRIN, J., STEFFEN, P., CORNAZ, S., VUATAZ, F. D., BALDERER, W. & LOOSER, M. (2003): *Guide Pratique - Echantillonnage des eaux souterraines*. Office Fédérale de l'Environnement des Forêts et du Paysage.
- TÓTH, J. (1999): *Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes, and manifestations*. Hydrogeology Journal 7(1), 1.
- UM, W., SERNE, R. J., BROWN, C. F. & LAST, G. V. (2007): *U(VI) adsorption on aquifer sediments at the Hanford Site*. Journal of Contaminant Hydrology 93(1-4), 255.
- UNSCEAR - (1962): *United Nations Scientific Committee on the Effects Of Atomic Radiation. Radiation from natural sources (annexe b)*. 219.
- VEEGER, A. I. & RUDERMAN, N. C. (1998): *Hydrogeologic controls on radon-222 in a buried valley-fractured bedrock aquifer system*. Ground Water 36(4), 596-604.
- VERGAIN, J. (1991): *Etude hydrogéologique et géochimique des eaux thermales de Val d'Illicz (Valais, Suisse)*. Diplôme postgrade d'hydrogéologie, Centre d'Hydrogéologie, Université de Neuchâtel.
- VILLALBA, L., COLMENERO SUJO, L., MONTERO CABRERA, M. E., CANO JIMÉNEZ, A., RENTERÍA VILLALOBOS, M., DELGADO MENDOZA, C. J., ZJURADO TENORIO, L. A., DÁVILA RANGEL, I. & HERRERA PERAZA, E. F. (2004): *Radon concentrations in ground and drinking water in the state of Chihuahua, Mexico*. Journal of Environmental Radioactivity 80, 139 - 151.
- VORONOV, A. N. (2004): *Radon-rich waters in Russia*. Environmental Geology 46(5), 630.
- VUATAZ, F.-D. (1981): *Hydrogéologie, géochimie et géothermie des eaux thermales de Suisse et des régions alpines limitrophes*. Thèse de Doctorat, Universities of Geneva and Neuchâtel.
- VUATAZ, F.-D. (1982): *Hydrogéologie, géochimie et géothermie des eaux thermales de Suisse et des régions alpines limitrophes*. Matériaux Géologie Suisse, série Hydrologie 29.
- VUATAZ, F.-D., ROSSI, P., LETTRY, Y. & TANGUY, E. (2003): *Compréhension et gestion du système hydrothermal d'Aix-en-Provence: mise en œuvre des outils hydrogéologiques, hydrochimiques et microbiologiques*. Colloque AIH Circulations hydrothermales en terrains calcaires, Carcassonne: 169-176.

-
- VUATAZ, F. D. (2006): Systèmes d'écoulement profonds dans la région d'Yverdon-les-Bains, in: Notice explicative de la carte hydrogéologique Vallorbe - Léman Nord (1:500'000). F. Pasquier, F. Zwahlen & V. Bichet, Commission géotechnique suisse. 8.
- VUATAZ, F. D., GUSSET, R., RODRIGEZ, A. & SCHOENBORN, G. (1999): Forage géothermique F5 à Yverdon-les-Bains. Rapport final. Office fédéral de l'énergie, Programme géothermie
- VUATAZ, F. D., ROUILLER, J.-D., DUBOIS, J.-D., G., B. & BESSON, O. (1993): Programme Géothermoval: résultats d'une prospection des ressources géothermiques du Valais, Suisse. Bulletin d'hydrogéologie 12, 1 - 37. Peter Lang S.A, Berne.
- WALIA, V., VIRK, H. S. & BAJWA, B. S. (2006): Radon Precursory Signals for Some Earthquakes of Magnitude > 5 Occurred in N-W Himalaya: An Overview. *Pure and Applied Geophysics* 163(4), 711.
- WANTY, B. & SCHOEN, B. (1991): A Review of the Chemical Processes Affecting the Mobility of Radionuclides in Natural Waters, with Applications. *US Geological Survey Bulletin*, 183 - 194.
- WEBER, E. (1968): Bad Ragaz 1868/1968. St-Gall.
- WILKINS, M., LIVENS, F., VAUGHAN, D. & LLOYD, J. (2006): The Impact of Fe(III)-reducing Bacteria on Uranium Mobility. *Biogeochemistry* 78(2), 125.
- YAMAMOTO, M., SATO, T., SASAKI, K., HAMA, K., NAKAMURA, T. & KOMURA, K. (2003): Anomalously high $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratios of Tatsunokuchi hot spring waters, Ishikawa Prefecture, Japan. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 255(2), 369.
- ZAHNER, P., MAUTNER, J. & BADOUX, H. (1974): Etude hydrogéologique de sources thermominérales de Lavey, d'Yverdon et de Saxon. *Mémoires de la société vaudoise des Sciences naturelles* 95, 209 - 256.
- ZHU, C. (2004): Coprecipitation in the barite isostructural family: 1. binary mixing properties. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68(16), 3327.
- ZHUO, W., IIDA, T. & YANG, X. (2001): Occurrence of ^{222}Rn , ^{226}Ra , ^{228}Ra and U in groundwater in Fujian Province, China. *Journal of Environmental Radioactivity* 53, 111-120.
- ZIKOVSKY, L. & CHAH, B. (1990): The lognormal distribution of radon in groundwater. *Ground Water* 25 (5), 673 - 676.

Annexes



Point d'échantillonnage	Abréviation	Coordonnées CH (m)	Altitude (m.s.m)	Longueur forage (m)	Remarques
Yverdon-les-Bains					
Moulinet	M6a	535375 / 181810	450	-	La source est constitué de 8 exutoires
Grange Décoppet	GD	534530 / 181050	461	-	-
Gruvy	GRU	536500 / 181700	440	-	-
Cossaux	COS	536860 / 181545	440	-	-
Grève-1	ARK	540020 / 181450	432	666	-
Source du Centre thermal	CTS	539675 / 180325	438	14	La source est capté par un puit de 14 m
Forage F4 du centre thermal	CTF4	539675 / 180325	438	500	Tube crépiné de 400 à 500 m, tube plein sur le reste
Forage de Treyfel - Bevaix	BEV	551840 / 196650	455	300	-
Moiry					
Cressonnière	CRES	524305 / 166850	630	-	-
Grand Record	GR	524375 / 166875	640	-	-
Vuichime	VUI	522925 / 165438	635	-	-
Val-d'Illiez					
Forage F3	VIF3	558412 / 117472	794	120	Forage oblique, tubé sur 62 m, trou nu de 62 à 120 m
Forage F2	VIF2	558425 / 117428	792	60	Forage oblique, tubé sur 18 m, trou nu de 18 à 60 m
Cascade droite	VICAS	558417 / 117530	794	-	-
Source froide des Bains	VISF	558413 / 117509	799	-	-
Source de Prabys	VIPRA	558199 / 116513	850	-	-
Loèche-les-Bains					
San Lorenz / St-Laurent	LOR	614740 / 136430	1400	-	-
Hôtel Bristol	BRI	614464 / 136015	1346	-	Source de l'Hôtel Bristol
Fischweier	FIS	614960 / 136750	1450	-	Deux exutoires dans un captage enterré
Source subthermale	LEUSUB	614752 / 136739	1414	-	Petite source au bord de la Dala
Blichquelle	BLI	615725 / 137320	1550	-	-
Rosquelle	ROS	614350 / 136 270	1370	-	Alimentation des Bains de la Bourgeoisie
Brunnstube	BRUN	614217 / 136368	1361	-	Approvisionnement en eau potable de Loèche
Saxon					
Source thermale	SAX	579432 / 110473	468	-	-
Terrain de football	SATF	579203 / 111544	467	~2 m	Arrosage du terrain de football
Source de l'Apleyeux	SAAP	578371 / 108044	1099	-	Galerie drainante d'un dizaine de mètres

Point d'échantillonnage	Abréviation	Coordonnées CH (m)	Altitude (m.s.m)	Longueur forage (m)	Remarques
Cruseilles					
Source de la Caille 1	CA1	496715 / 96625	518	-	Source principal des anciens bains
Source froide	N°6	496255 / 96745	510	-	Petite source au bord des Usse
Delémont					
Forage S3	S3	592061 / 244993	423	415	-
Source de la Doux	DOUX	592750 / 246420	445	-	-
Source de la Bame	BAME	586900 / 241500	540	-	-
Bad Ragaz					
Source thermale de Pfäfers	BR	755860 / 204060	693	-	Exutoire dans un puit naturel (cote maximale: 693 m)
Source subthermale d'Untervaz	BRFR	760022 / 201130	530	-	-
Combioula					
Piscine	PIS	598268 / 115039	687	-	Bassin au bord de la Borgne
Galerie Rivaz	PIS2	598291 / 115039	687	-	Galerie en amont de PIS
Forage C3	C3	598313 / 114969	694	438	-
Source subthermale rive gauche	SUBG	598235 / 115061	687	-	-
Source subthermale rive droite	SUBD	598268 / 115066	687	-	-
Lavey-les-Bains					
Forage P600	P600	568080 / 116482	435	595	-
Forage P201	P201	567944 / 116599	429	201	-
Forage S9	S9	568083 / 116497	430	70.5	-
Forage P13	P13	567882 / 116640	421	203	-
Forage P14	P14	567850 / 116700	420	108	-
Brigerbad					
TQB1 (droite)	TQB1d	637930 / 128070	654	-	-
TQB1 (centre)	TQB1c	637930 / 128070	654	-	-
TQB1 (gauche)	TQB1g	637930 / 128070	654	-	-
TQB2	TQB2	637930 / 128070	654	-	-
TQB3	TQB3	638064 / 128070	654	-	-
Q4	Q4	637500 / 127930	653	-	-

Yverdon-les-Bains

	M6a	M6a	M6a	M6a	M6a	M6a	M6a	M6a	M6a	M6a	M6a
<i>Données de terrain</i>	06.07.05	07.07.05	08.07.05	19.07.05	03.11.05	24.11.05	20.12.05	12.01.06	02.02.06	15.02.06	17.02.06
Température (°C)	10.6	10.7	10.7	-	11.4	11.3	11.4	11.1	11.2	11.3	11.3
Cond à 25°C (°C)	451	445	446	-	414	421	516	490	490	465	464
Oxygène (%)	-	78	73.5	-	66	65.3	65.8	78.6	72.3	65.2	68.2
Oxygène (mg/l)	-	8.15	7.6	-	6.8	6.8	6.55	7.36	7.12	6.38	6.62
Pred (mV)	-	-	-	-	-	-	412.8	-	413.0	-	-
pH	7.61	7.18	7.87	-	7.41	7.48	7.39	7.36	7.4	6.92	6.86
H ₂ S (mg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	< 0.01	-	-
Débit (l/min)	-	4206	5724	-	1266	1266	1548	3222	2190	2376	-
Radioisotopes											
²²² Rn (Bq/l)	4.9 ± 0.3	5.6 ± 0.5	4.8 ± 0.4	3.9 ± 0.5	3.8 ± 0.3	6.6 ± 1.1	3.5 ± 0.4	5.3 ± 0.6	5.3 ± 0.3	4.7 ± 0.3	4.3 ± 0.3
²²⁶ Ra (mBq/l)	- ± -	- ± -	< 5 ± 0	- ± -	< 5 ± 0	- ± -	< 5 ± 0	- ± -	< 5 ± 0	- ± -	- ± -
²³⁸ U (mBq/l)	- ± -	- ± -	5 ± 3	- ± -	12 ± 4	- ± -	21 ± 4	- ± -	16 ± 4	- ± -	- ± -
²³⁴ U (mBq/l)	- ± -	- ± -	13 ± 4	- ± -	10 ± 4	- ± -	14 ± 4	- ± -	20 ± 5	- ± -	- ± -
Éléments majeurs											
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	-	-	281.3	-	266.8	260.3	288.1	-	280.3	-	-
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	-	-	10.9	-	9.7	10.3	29.4	-	20.6	-	-
NO ₂ ⁻ (mg/l)	-	-	< 0.5	-	< 0.5	< 0.5	< 0.5	-	< 0.5	-	-
NO ₃ ⁻ (mg/l)	-	-	7.3	-	4.7	4.6	10.1	-	9.8	-	-
Cl ⁻ (mg/l)	-	-	3.0	-	1.9	2.1	3.9	-	3.7	-	-
F ⁻ (mg/l)	-	-	< 0.3	-	< 0.3	< 0.3	< 0.3	-	< 0.3	-	-
Br ⁻ (mg/l)	-	-	< 0.5	-	< 0.5	< 0.5	< 0.5	-	< 0.5	-	-
PO ₄ ³⁻ (mg/l)	-	-	< 0.5	-	-	< 0.5	-	-	-	-	-
Ca ²⁺ (mg/l)	-	-	72.6	-	72.6	68.3	94.3	-	88.6	-	-
Mg ²⁺ (mg/l)	-	-	11.6	-	12.6	13.1	14.1	-	12.9	-	-
K ⁺ (mg/l)	-	-	0.7	-	0.5	0.4	0.7	-	0.8	-	-
Na ⁺ (mg/l)	-	-	1.5	-	1.0	1.1	1.5	-	1.5	-	-
Sr ²⁺ (mg/l)	-	-	-	-	< 0.25	< 0.25	< 0.25	-	< 0.25	-	-
NH ₄ ⁺ (mg/l)	-	-	< 0.05	-	< 0.05	< 0.05	< 0.05	-	< 0.05	-	-
Fe ²⁺ (mg/l)	-	-	-	-	< 0.03	0.06	< 0.03	-	0.01	-	-
SiO ₂ (mg/l)	-	-	4.7	-	4.6	4.7	5.7	-	5.1	-	-
Σ anions (meq/l)	-	-	5.0	-	4.7	4.6	5.6	-	5.3	-	-
Σ cations (meq/l)	-	-	4.7	-	4.7	4.5	6.0	-	5.6	-	-
Balance ionique	-	-	-3.1	-	0	-1.1	3.4	-	2.8	-	-
TDS (mg/l)	-	-	386.3	-	369.7	360.4	437.7	-	413.5	-	-
Éléments traces											
Li (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Be (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
B (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ga (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
As (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mo (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pb (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bi (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Incertitude de mesure: - Éléments majeurs: 5%
- Éléments traces: 10%

Abréviation des points d'échantillonnage: voir annexe 2

Yverdon-les-Bains

	M6a	M6a	M6a	M6a	M6a	M6a	M6a	M6a	M6a	M6a	M6a
<i>Données de terrain</i>	18.02.06	21.02.06	25.02.06	07.03.06	08.03.06	09.03.06	11.03.06	21.03.06	31.03.06	05.04.06	06.04.06
Température (°C)	11.4	-	10.4	10.3	10.3	10.2	9.1	9.8	8.7	8.6	8.6
Cond à 25°C (°C)	534	-	525	554	536	507	505	509	420	400	445
Oxygène (%)	70.6	48.9	83.2	81.7	80.6	83.5	87.4	74.1	91.3	91.3	90.6
Oxygène (mg/l)	6.84	6.84	8.28	8.23	8.06	8.3	8.91	7.46	9.54	9.43	9.5
Pred (mV)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
pH	-	6.49	7.25	6.8	6.92	7.05	6.8	6.56	7.47	7.55	7.46
H ₂ S (mg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Débit (l/min)	12120	-	6420	9660	15150	27000	23040	13800	39240	37200	36900
Radioisotopes											
²²² Rn (Bq/l)	5.2 ± 0.3	5.7 ± 0.3	5.8 ± 0.3	5.5 ± 0.3	5.6 ± 0.3	6.4 ± 0.3	7.2 ± 0.3	8.5 ± 0.3	5.9 ± 0.3	6.7 ± 0.3	7.8 ± 0.3
²²⁶ Ra (mBq/l)	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	< 5 ± 0	- ± -	- ± -	- ± -
²³⁸ U (mBq/l)	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	17 ± 4	- ± -	- ± -	- ± -
²³⁴ U (mBq/l)	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	18 ± 4	- ± -	- ± -	- ± -
Eléments majeurs											
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	-	-	-	-	-	-	-	289	-	-	-
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	-	-	-	-	-	-	-	19.7	-	-	-
NO ₂ ⁻ (mg/l)	-	-	-	-	-	-	-	< 0.5	-	-	-
NO ₃ ⁻ (mg/l)	-	-	-	-	-	-	-	14.1	-	-	-
Cl ⁻ (mg/l)	-	-	-	-	-	-	-	5.8	-	-	-
F ⁻ (mg/l)	-	-	-	-	-	-	-	< 0.3	-	-	-
Br ⁻ (mg/l)	-	-	-	-	-	-	-	< 0.5	-	-	-
PO ₄ ³⁻ (mg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca ²⁺ (mg/l)	-	-	-	-	-	-	-	91.9	-	-	-
Mg ²⁺ (mg/l)	-	-	-	-	-	-	-	10.1	-	-	-
K ⁺ (mg/l)	-	-	-	-	-	-	-	0.6	-	-	-
Na ⁺ (mg/l)	-	-	-	-	-	-	-	1.7	-	-	-
Sr ²⁺ (mg/l)	-	-	-	-	-	-	-	< 0.25	-	-	-
NH ₄ ⁺ (mg/l)	-	-	-	-	-	-	-	< 0.05	-	-	-
Fe ²⁺ (mg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SiO ₂ (mg/l)	-	-	-	-	-	-	-	4.8	-	-	-
Σ anions (meq/l)	-	-	-	-	-	-	-	5.5	-	-	-
Σ cations (meq/l)	-	-	-	-	-	-	-	5.5	-	-	-
Balance ionique	-	-	-	-	-	-	-	0	-	-	-
TDS (mg/l)	-	-	-	-	-	-	-	423.6	-	-	-
Eléments traces											
Li (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	1.7	-	-	-
Be (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	< 0.1	-	-	-
B (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	< 0.1	-	-	-
Al (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	7.3	-	-	-
V (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	0.4	-	-	-
Ba (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	20.4	-	-	-
Cr (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	0.5	-	-	-
Mn (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	0.3	-	-	-
Co (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	0.2	-	-	-
Ni (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	3.7	-	-	-
Cu (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-
Zn (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	30.6	-	-	-
Ga (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	< 0.1	-	-	-
As (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	0.7	-	-	-
Rb (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	0.5	-	-	-
Mo (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	< 0.1	-	-	-
Pb (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	0.3	-	-	-
Bi (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	< 0.1	-	-	-

Incertitude de mesure: - Éléments majeurs: 5%
- Éléments traces: 10%

Abréviation des points d'échantillonnage: voir annexe 2

Yverdon-les-Bains

	M6a	M6a	M6a	M6a	M6a	M6a	M6a	M6a	M6a	COS	COS
<i>Données de terrain</i>	04.05.06	06.06.06	27.06.06	15.08.06	18.09.06	03.10.06	10.10.06	19.12.06	23.01.07	06.07.05	07.07.05
Température (°C)	9.7	10.2	10.6	11.2	10.9	10.9	11	10.8	10.1	13.1	13.1
Cond à 25°C (°C)	454	439	461	423	422	413	468	495	454	466	466
Oxygène (%)	75.1	72.5	66	67.6	70	72	75.1	79.8	83	-	47
Oxygène (mg/l)	7.61	7.32	6.63	6.65	6.91	7.02	7.46	8.04	8.25	-	4.7
Pred (mV)	-	-	-	408.0	-	459.2	426.1	316.3	-	-	-
pH	7.38	7.36	7.15	7.43	6.91	7.47	7.29	7.29	7.46	7.36	7.26
H ₂ S (mg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Débit (l/min)	22440	10380	6000	11880	2676	3576	4776	-	-	2800	2830
Radioisotopes											
²²² Rn (Bq/l)	9 ± 0.3	7.3 ± 0.3	- ± -	5 ± 0.3	5.2 ± 0.4	±	5.4 ± 0.4	5.3 ± 0.3	±	16.3 ± 0.4	16.6 ± 0.6
²²⁶ Ra (mBq/l)	< 5 ± 0	< 5 ± 0	- ± -	< 5 ± 0	- ± -	- ± -	±	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -
²³⁸ U (mBq/l)	15 ± 5	11 ± 3	- ± -	8 ± 3	- ± -	- ± -	±	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -
²³⁴ U (mBq/l)	14 ± 4	15 ± 4	- ± -	7 ± 3	- ± -	- ± -	±	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -
Éléments majeurs											
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	269.4	263.4	-	263.8	-	-	266.8	286.0	-	-	-
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	14.6	12.7	-	9.5	-	-	18.5	16.1	-	-	-
NO ₂ ⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.5	-	< 0.5	-	-	< 0.5	< 0.5	-	-	-
NO ₃ ⁻ (mg/l)	11.1	9.1	-	5.5	-	-	11.4	11.2	-	-	-
Cl ⁻ (mg/l)	3.9	3.4	-	2.4	-	-	6.7	4.4	-	-	-
F ⁻ (mg/l)	< 0.3	< 0.3	-	< 0.3	-	-	< 0.3	< 0.3	-	-	-
Br ⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.5	-	< 0.5	-	-	< 0.5	< 0.5	-	-	-
PO ₄ ³⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.5	-	< 0.5	-	-	< 0.5	< 0.5	-	-	-
Ca ²⁺ (mg/l)	84.7	84.3	-	75.7	-	-	84.1	87.9	-	-	-
Mg ²⁺ (mg/l)	9.4	9.6	-	11.2	-	-	10.0	9.6	-	-	-
K ⁺ (mg/l)	0.6	0.6	-	0.4	-	-	0.7	0.7	-	-	-
Na ⁺ (mg/l)	1.5	1.6	-	1.3	-	-	1.6	1.8	-	-	-
Sr ²⁺ (mg/l)	< 0.25	< 0.25	-	< 0.25	-	-	< 0.25	< 0.25	-	-	-
NH ₄ ⁺ (mg/l)	< 0.05	< 0.05	-	< 0.05	-	-	< 0.05	< 0.05	-	-	-
Fe ²⁺ (mg/l)	0.1	-	-	< 0.03	-	-	< 0.03	-	-	-	-
SiO ₂ (mg/l)	4.2	4.5	-	4.5	-	-	4.5	4.5	-	-	-
Σ anions (meq/l)	5.0	4.8	-	4.7	-	-	5.1	5.3	-	-	-
Σ cations (meq/l)	5.1	5.1	-	4.8	-	-	5.1	5.3	-	-	-
Balance ionique	1.0	3.0	-	1.1	-	-	0.0	0	-	-	-
TDS (mg/l)	388.4	380.1	-	368.8	-	-	392.9	411.0	-	-	-
Éléments traces											
Li (µg/l)	-	-	-	1.7	-	-	-	-	-	-	-
Be (µg/l)	-	-	-	< 0.1	-	-	-	-	-	-	-
B (µg/l)	-	-	-	< 0.1	-	-	-	-	-	-	-
Al (µg/l)	-	-	-	3.2	-	-	-	-	-	-	-
V (µg/l)	-	-	-	0.4	-	-	-	-	-	-	-
Ba (µg/l)	-	-	-	14.9	-	-	-	-	-	-	-
Cr (µg/l)	-	-	-	0.3	-	-	-	-	-	-	-
Mn (µg/l)	-	-	-	0.3	-	-	-	-	-	-	-
Co (µg/l)	-	-	-	0.2	-	-	-	-	-	-	-
Ni (µg/l)	-	-	-	2.9	-	-	-	-	-	-	-
Cu (µg/l)	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-
Zn (µg/l)	-	-	-	7.7	-	-	-	-	-	-	-
Ga (µg/l)	-	-	-	< 0.1	-	-	-	-	-	-	-
As (µg/l)	-	-	-	0.8	-	-	-	-	-	-	-
Rb (µg/l)	-	-	-	0.5	-	-	-	-	-	-	-
Mo (µg/l)	-	-	-	< 0.1	-	-	-	-	-	-	-
Pb (µg/l)	-	-	-	< 0.1	-	-	-	-	-	-	-
Bi (µg/l)	-	-	-	< 0.1	-	-	-	-	-	-	-

Incertitude de mesure: - Éléments majeurs: 5%
- Éléments traces: 10%

Abréviation des points d'échantillonnage: voir annexe 2

Yverdon-les-Bains

	COS	COS	COS	COS	COS	COS	COS	COS	COS	COS	COS
<i>Données de terrain</i>	08.07.05	03.11.05	24.11.05	20.12.05	12.01.06	02.02.06	15.02.06	17.02.06	18.02.06	21.02.06	25.02.06
Température (°C)	13.1	13.4	13.4	13.3	13.3	13.3	13.4	13.3	13.3		13.2
Cond à 25°C (°C)	468	450	448	476	474	474	465	467	481		488
Oxygène (%)	45.5	44.2	44.4	42.1	45.3	43.2	43.7	42.8	44.9	47.8	48.7
Oxygène (mg/l)	4.5	4.4	4.4	4.03	4.34	4.09	4.08	3.97	4.19	4.49	4.58
Pred (mV)	-	-	-	444.4	-	401.4	-	-	-	-	-
pH	7.5	7.37	7.37	7.41	7.34	7.40	6.71	7.4	-	6.56	7.31
H ₂ S (mg/l)	-	-	-	-	-	< 0.01	-	-	-	-	-
Débit (l/min)	2816	2500	2533	2666		2666.7	2633.3	2866.7	3000	3133.3	3033.3
Radioisotopes											
²²² Rn (Bq/l)	15.7 ± 0.5	15.1 ± 0.4	17.1 ± 1.6	14.7 ± 0.7	15.8 ± 0.9	17.5 ± 0.4	16.3 ± 0.4	14.8 ± 0.4	16.5 ± 0.4	17.4 ± 0.4	17.0 ± 0.4
²²⁶ Ra (mBq/l)	8 ± 3	5 ± 3	- ± -	7 ± 3	- ± -	9 ± 3	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -
²³⁸ U (mBq/l)	13 ± 4	16 ± 4	- ± -	22 ± 5	- ± -	10 ± 3	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -
²³⁴ U (mBq/l)	10 ± 3	13 ± 4	- ± -	17 ± 5	- ± -	16 ± 4	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -
Éléments majeurs											
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	294.9	291.7	272.5	280.2	-	282.3	-	-	-	-	-
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	14.0	13.1	12.5	18.2	-	16.5	-	-	-	-	-
NO ₂ ⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	-	0.9	-	-	-	-	-
NO ₃ ⁻ (mg/l)	7.0	5.6	5.5	7.1	-	7.2	-	-	-	-	-
Cl ⁻ (mg/l)	3.4	2.7	2.7	3.3	-	3.2	-	-	-	-	-
F ⁻ (mg/l)	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	-	< 0.3	-	-	-	-	-
Br ⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	-	< 0.5	-	-	-	-	-
PO ₄ ³⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.5	< 0.5	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca ²⁺ (mg/l)	70.5	75.2	67.6	80.2	-	79.7	-	-	-	-	-
Mg ²⁺ (mg/l)	16.0	17.0	16.3	17.3	-	16.8	-	-	-	-	-
K ⁺ (mg/l)	0.8	0.6	0.6	0.8	-	0.8	-	-	-	-	-
Na ⁺ (mg/l)	1.5	1.3	1.3	1.6	-	1.5	-	-	-	-	-
Sr ²⁺ (mg/l)	-	< 0.25	< 0.25	< 0.25	-	< 0.25	-	-	-	-	-
NH ₄ ⁺ (mg/l)	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	-	< 0.05	-	-	-	-	-
Fe ²⁺ (mg/l)	-	0.05	< 0.03	< 0.03	-	< 0.03	-	-	-	-	-
SiO ₂ (mg/l)	5.6	5.6	5.6	4.6	-	5.9	-	-	-	-	-
Σ anions (meq/l)	5.3	5.2	4.9	5.2	-	5.2	-	-	-	-	-
Σ cations (meq/l)	4.9	5.2	4.8	5.5	-	5.4	-	-	-	-	-
Balance ionique	-3.9	0	-1.0	2.8	-	1.9	-	-	-	-	-
TDS (mg/l)	406.7	407.3	379.1	406.2	-	406.7	-	-	-	-	-
Éléments traces											
Li (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Be (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
B (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ga (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
As (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mo (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pb (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bi (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Incertitude de mesure: - Éléments majeurs: 5%
- Éléments traces: 10%

Abréviation des points d'échantillonnage: voir annexe 2

Yverdon-les-Bains

	COS	COS	COS	COS	COS	COS	COS	COS	COS	COS	COS
<i>Données de terrain</i>	07.03.06	08.03.06	09.03.06	11.03.06	21.03.06	31.03.06	05.04.06	06.04.06	04.05.06	06.06.06	15.08.06
Température (°C)	13.2	13.1	13.1	12.8	13.0	12.6	12.5	12.5	12.8	13.1	13.3
Cond à 25°C (°C)	500	494	492	496	491	453	464	481	472	464	453
Oxygène (%)	49.6	49.4	52	53.9	46.3	56.8	56	56	44.9	44.4	44
Oxygène (mg/l)	4.74	4.66	4.89	5.06	4.35	5.4	5.27	5.33	4.24	4.21	4.12
Pred (mV)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	513.4
pH	6.85	7.17	7.03	6.70	6.63	7.32	7.4	7.31	7.35	7.37	7.44
H ₂ S (mg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Débit (l/min)	3233.3	3166.7	2283	2833	3600	4633	4750	4917	4383	3583	2970
Radioisotopes											
²²² Rn (Bq/l)	17.1 ± 0.4	16.5 ± 0.4	16.5 ± 0.4	17 ± 0.4	17.6 ± 0.4	15.3 ± 0.4	16.5 ± 0.4	15.5 ± 0.4	16.7 ± 0.4	17.2 ± 0.4	15.3 ± 0.4
²²⁶ Ra (mBq/l)	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	10 ± 3	- ± -	- ± -	- ± -	10 ± 3	12 ± 4	14 ± 4
²³⁸ U (mBq/l)	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	8 ± 3	- ± -	- ± -	- ± -	5 ± 3	3 ± 2	12 ± 3
²³⁴ U (mBq/l)	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	7 ± 3	- ± -	- ± -	- ± -	7 ± 3	4 ± 3	10 ± 3
Eléments majeurs											
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	-	-	-	-	285.4	-	-	-	284.4	279.3	279.9
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	-	-	-	-	18.6	-	-	-	17.6	16.6	13.0
NO ₂ ⁻ (mg/l)	-	-	-	-	< 0.5	-	-	-	< 0.5	< 0.5	< 0.5
NO ₃ ⁻ (mg/l)	-	-	-	-	10.5	-	-	-	9.0	8.2	6.0
Cl ⁻ (mg/l)	-	-	-	-	5.4	-	-	-	4.2	4.1	3.2
F ⁻ (mg/l)	-	-	-	-	< 0.3	-	-	-	< 0.3	< 0.3	< 0.3
Br ⁻ (mg/l)	-	-	-	-	< 0.5	-	-	-	< 0.5	< 0.5	< 0.5
PO ₄ ³⁻ (mg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Ca ²⁺ (mg/l)	-	-	-	-	77.7	-	-	-	79.4	78.6	76.3
Mg ²⁺ (mg/l)	-	-	-	-	15.2	-	-	-	14.4	14.8	15.4
K ⁺ (mg/l)	-	-	-	-	1.1	-	-	-	1.1	1.2	0.7
Na ⁺ (mg/l)	-	-	-	-	1.6	-	-	-	1.7	1.7	1.6
Sr ²⁺ (mg/l)	-	-	-	-	< 0.25	-	-	-	< 0.25	< 0.25	< 0.25
NH ₄ ⁺ (mg/l)	-	-	-	-	< 0.05	-	-	-	< 0.05	< 0.05	< 0.05
Fe ²⁺ (mg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	< 0.05	-	< 0.03
SiO ₂ (mg/l)	-	-	-	-	5.3	-	-	-	5.3	6.0	6.0
Σ anions (meq/l)	-	-	-	-	5.4	-	-	-	5.3	5.2	5.0
Σ cations (meq/l)	-	-	-	-	5.2	-	-	-	5.3	5.2	5.2
Balance ionique	-	-	-	-	-1.9	-	-	-	0	0	2.0
TDS (mg/l)	-	-	-	-	410.3	-	-	-	408.2	402.3	396.1
Eléments traces											
Li (µg/l)	-	-	-	-	2.3	-	-	-	-	-	2.1
Be (µg/l)	-	-	-	-	< 0.1	-	-	-	-	-	< 0.1
B (µg/l)	-	-	-	-	3.3	-	-	-	-	-	< 0.1
Al (µg/l)	-	-	-	-	1.8	-	-	-	-	-	4.1
V (µg/l)	-	-	-	-	0.3	-	-	-	-	-	0.3
Ba (µg/l)	-	-	-	-	16.8	-	-	-	-	-	15
Cr (µg/l)	-	-	-	-	0.4	-	-	-	-	-	0.3
Mn (µg/l)	-	-	-	-	0.2	-	-	-	-	-	0.2
Co (µg/l)	-	-	-	-	0.2	-	-	-	-	-	0.2
Ni (µg/l)	-	-	-	-	3.3	-	-	-	-	-	3.1
Cu (µg/l)	-	-	-	-	0.6	-	-	-	-	-	0.5
Zn (µg/l)	-	-	-	-	22.5	-	-	-	-	-	15.7
Ga (µg/l)	-	-	-	-	< 0.1	-	-	-	-	-	< 0.1
As (µg/l)	-	-	-	-	1.7	-	-	-	-	-	1
Rb (µg/l)	-	-	-	-	0.9	-	-	-	-	-	0.8
Mo (µg/l)	-	-	-	-	< 0.1	-	-	-	-	-	< 0.1
Pb (µg/l)	-	-	-	-	< 0.1	-	-	-	-	-	< 0.1
Bi (µg/l)	-	-	-	-	< 0.1	-	-	-	-	-	< 0.1

Incertitude de mesure: - Éléments majeurs: 5%
- Éléments traces: 10%

Abréviation des points d'échantillonnage: voir annexe 2

Yverdon-les-Bains

	COS	COS	COS	COS	CTF4	CTF4	CTF4	CTF4	CTF4	CTF4	CTF4
<i>Données de terrain</i>	03.10.06	10.10.06	19.12.06	23.01.07	03.11.05	20.12.05	02.02.06	21.03.06	04.05.06	06.06.06	15.08.06
Température (°C)	13.4	13.3	13.1	13.1	26.3	27.1	26.9	27.9	28	27.5	27.4
Cond à 25°C (°C)	449	462	478	467	456	460	457	451	441	443	459
Oxygène (%)	44.2	45.3	53.6	54.7	10.8	5.8	7.1	4.6	4.1	0.8	0.9
Oxygène (mg/l)	4.09	4.29	5.13	5.08	0.9	0.43	0.53	0.32	0.29	0.06	0.06
Pred (mV)	456.3	434.4	299.5	-	-	63.9	97.1	-	-	-	90.7
pH	7.43	7.24	7.34	7.42	7.37	7.45	7.45	6.77	7.48	7.42	7.51
H ₂ S (mg/l)	-	-	-	-	-	-	1.1	1.3	0.7	-	-
Débit (l/min)	2750	2800		3450	0	380	0	667	58.3	500	0
Radioisotopes											
²²² Rn (Bq/l)	±	15.6 ± 0.4	16.5 ± 0.4	15.5 ± 0.4	6.6 ± 0.3	7.3 ± 0.5	6.8 ± 0.3	7 ± 0.4	6.6 ± 0.3	6.4 ± 0.3	7.2 ± 0.3
²²⁶ Ra (mBq/l)	- ± -	±	±	- ± -	43 ± 6	78 ± 8	63 ± 7	55 ± 7	75 ± 8	56 ± 7	56 ± 7
²³⁸ U (mBq/l)	- ± -	±	±	- ± -	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	7 ± 3	< 5 ± 0	< 5 ± 0
²³⁴ U (mBq/l)	- ± -	±	±	- ± -	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0
Éléments majeurs											
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	-	287.2	281.4	-	258.6	257.9	261.1	256.3	258.1	263.5	263.9
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	-	16.0	16.1	-	12.8	13.7	15.8	13.8	18.5	17.2	13.6
NO ₂ ⁻ (mg/l)	-	< 0.5	< 0.5	-	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
NO ₃ ⁻ (mg/l)	-	7.5	9.1	-	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3
Cl ⁻ (mg/l)	-	3.6	4.1	-	14.8	15.2	14.4	12.4	8.2	9.9	15.0
F ⁻ (mg/l)	-	< 0.3	< 0.3	-	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
Br ⁻ (mg/l)	-	< 0.5	< 0.5	-	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
PO ₄ ³⁻ (mg/l)	-	< 0.5	< 0.5	-	-	-	-	-	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Ca ²⁺ (mg/l)	-	76.5	76.7	-	53.6	52.0	51.5	48.8	52.9	52.3	51.4
Mg ²⁺ (mg/l)	-	15.0	15.5	-	25.2	24.3	23.8	23.5	23.2	23.3	22.6
K ⁺ (mg/l)	-	1.7	1.1	-	1.1	1.1	0.9	1.2	0.8	1.2	0.9
Na ⁺ (mg/l)	-	2.0	1.9	-	12.3	11.0	9.9	8.6	5.8	7.0	12.5
Sr ²⁺ (mg/l)	-	< 0.25	1.2	-	1.0	0.9	0.7	0.8	1	1.1	1.9
NH ₄ ⁺ (mg/l)	-	< 0.05	0.001	-	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05
Fe ²⁺ (mg/l)	-	< 0.03	-	-	0.02	0.02	0.01	-	< 0.05	-	< 0.03
SiO ₂ (mg/l)	-	5.7	5.7	-	10.6	13.7	10.6	10.6	10	10.7	11.2
Σ anions (meq/l)	-	5.3	5.2	-	4.9	5.0	5.0	4.9	4.9	5.0	5.0
Σ cations (meq/l)	-	5.2	5.2	-	5.3	5.1	5.0	4.8	4.8	4.9	5.0
Balance ionique	-	-1.0	0	-	3.9	1.0	0	-1.0	-1.0	-1.0	0.0
TDS (mg/l)	-	407.7	403.7	-	390.3	390.1	389.0	376.3	378.9	386.5	393.3
Éléments traces											
Li (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10.1	14.4
Be (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	< 0.1	< 0.1
B (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	11.9	25
Al (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.4	6.7
V (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	< 0.1	< 0.1
Ba (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	26	26.8
Cr (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.4	< 0.1
Mn (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.9	2.4
Co (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	< 0.1	< 0.1
Ni (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.5	2.2
Cu (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	< 0.1	0.3
Zn (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	18.5	35.8
Ga (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	< 0.1	< 0.1
As (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	< 0.1	< 0.1
Rb (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.6	1.7
Mo (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	< 0.1	< 0.1
Pb (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	< 0.1	1
Bi (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	< 0.1	< 0.1

Incertitude de mesure: - Éléments majeurs: 5%
- Éléments traces: 10%

Abréviation des points d'échantillonnage: voir annexe 2

Yverdon-les-Bains

	CTF4 10.10.06	CTF4 19.12.06	CTS 21.03.06	CTS 04.05.06	CTS 06.06.06	CTS 15.08.06	CTS 10.10.06	CTS 19.12.06	ARK 08.07.05	ARK 03.11.05	ARK 20.12.05
Données de terrain											
Température (°C)	27.3	27.2	18.9	19.6	19.5	19.3	19.2	18.8	27.4	30	29.6
Cond à 25°C (°C)	457	452	525	520	522	523	522	525	389	383	387
Oxygène (%)	1	1.0	2.8	1.3	2.1	2.3	3	3.7	16.1	9	12.8
Oxygène (mg/l)	0.07	0.08	0.24	0.1	0.17	0.19	0.25	0.32	1.2	0.7	0.9
Pred (mV)	-40.2	-53.2	-	-	-	60.8	-47.1	-58.8	-	-	54.0
pH	7.40	7.17	6.79	7.53	7.51	7.68	7.45	7.38	7.47	7.32	7.49
H ₂ S (mg/l)	1.5	-	3.3	2.3	-	-	1.8	-	-	-	-
Débit (l/min)			-	64	59.1	30.1	33	30.5	18.9	91.6	77
Radioisotopes											
²²² Rn (Bq/l)	6.7 ± 0.4	7 ± 0.4	12.3 ± 0.4	12.9 ± 0.4	11.7 ± 0.3	11.3 ± 0.4	12 ± 0.4	13.9 ± 0.4	8.8 ± 0.5	10.6 ± 0.3	11 ± 0.6
²²⁶ Ra (mBq/l)	±	±	34 ± 6	47 ± 7	48 ± 7	30 ± 5	±	±	125 ± 8	122 ± 10	143 ± 11
²³⁸ U (mBq/l)	±	±	5 ± 3	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	±	±	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0
²³⁴ U (mBq/l)	±	±	10 ± 3	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	±	±	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0
Éléments majeurs											
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	256.3	260.8	265.9	263.6	260.7	263.1	266.1	258.6	250.7	247.4	237.6
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	16.3	14.2	8.5	12.2	10.7	10.6	14.4	11.2	11.7	9.6	11.8
NO ₂ ⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
NO ₃ ⁻ (mg/l)	< 0.3	< 0.3	0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3
Cl ⁻ (mg/l)	14.3	14.8	34.0	35.7	39.1	37.8	36.8	36.6	2.6	2.4	2.8
F ⁻ (mg/l)	0.3	0.4	0.6	0.6	0.6	0.5	0.4	0.5	1.1	1.1	1.1
Br ⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.06	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
PO ₄ ³⁻ (mg/l)	< 0.5	0.5	-	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	-	-	-
Ca ²⁺ (mg/l)	51.2	48.7	44.2	47.3	44.1	44.0	45.6	46.0	41.6	41.7	41.0
Mg ²⁺ (mg/l)	22.7	24.1	21.2	20.8	20.7	21.0	20.6	22.8	24.1	23.9	23.0
K ⁺ (mg/l)	1.1	1.6	1.6	1.6	1.6	1.4	1.3	1.6	1.7	2.0	2.1
Na ⁺ (mg/l)	11.6	11.4	31.3	33	36.3	37.4	34.5	36.1	6.4	6.6	6.3
Sr ²⁺ (mg/l)	1.4	1.8	1.2	2.1	2.1	1.9	2.0	2.8	-	2.2	2.3
NH ₄ ⁺ (mg/l)	< 0.05	0.3	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	0.08
Fe ²⁺ (mg/l)	< 0.03	-	0.01	0.15	-	0.04	0.05	-	-	< 0.03	0.04
SiO ₂ (mg/l)	11.0	11.0	11.7	11.9	13	13.2	12.4	12.1	15.5	15.5	19.4
Σ anions (meq/l)	5.0	5.0	5.5	5.6	5.6	5.6	5.7	5.5	4.5	4.4	4.3
Σ cations (meq/l)	5.0	5.0	5.4	5.6	5.6	5.6	5.6	5.8	4.4	4.4	4.3
Balance ionique	0.0	0	-0.9	0	0	0.0	-0.9	2.7	-1.1	0	0
TDS (mg/l)	386.2	389.3	420.2	429	428.9	430.9	434.2	428.3	355.4	352.4	347.4
Éléments traces											
Li (µg/l)	-	-	-	-	34.6	36.9	-	-	-	-	-
Be (µg/l)	-	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-	-	-	-	-
B (µg/l)	-	-	-	-	79.8	81.6	-	-	-	-	-
Al (µg/l)	-	-	-	-	2.2	6.1	-	-	-	-	-
V (µg/l)	-	-	-	-	0.2	0.3	-	-	-	-	-
Ba (µg/l)	-	-	-	-	40.4	41.3	-	-	-	-	-
Cr (µg/l)	-	-	-	-	0.3	0.2	-	-	-	-	-
Mn (µg/l)	-	-	-	-	5.2	5.9	-	-	-	-	-
Co (µg/l)	-	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-	-	-	-	-
Ni (µg/l)	-	-	-	-	1.3	1.2	-	-	-	-	-
Cu (µg/l)	-	-	-	-	< 0.1	0.5	-	-	-	-	-
Zn (µg/l)	-	-	-	-	14.9	24.8	-	-	-	-	-
Ga (µg/l)	-	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-	-	-	-	-
As (µg/l)	-	-	-	-	1.1	< 0.1	-	-	-	-	-
Rb (µg/l)	-	-	-	-	2.7	2.8	-	-	-	-	-
Mo (µg/l)	-	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-	-	-	-	-
Pb (µg/l)	-	-	-	-	< 0.1	0.3	-	-	-	-	-
Bi (µg/l)	-	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-	-	-	-	-

Incertitude de mesure: - Éléments majeurs: 5%
- Éléments traces: 10%

Abréviation des points d'échantillonnage: voir annexe 2

Yverdon-les-Bains

	ARK	ARK	ARK	ARK	ARK	ARK	ARK	ARK	GRU	BEV	GD
<i>Données de terrain</i>	02.02.06	21.03.06	04.05.06	06.06.06	15.08.06	10.10.06	19.12.06	11.05.07	05.11.06	15.12.06	03.10.06
Température (°C)	29.5	29.5	30	30.2	30.2	30.0	29.8	27.1	12.4	11.8	11.1
Cond à 25°C (°C)	383	386	383	382	381	383	382	387	522	476	417
Oxygène (%)	5.5	3.0	2.2	2.5	3.8	1.7	2.1	1.3	-	63	68.4
Oxygène (mg/l)	0.38	0.21	0.15	0.17	0.26	0.12	0.14	0.09	-	6.44	6.62
Pred (mV)	66.1	-	-	-	69.5	-38.3	-1.0	34.9	-	-	450.1
pH	7.48	6.79	7.51	7.47	7.54	7.46	7.13	7.52	7.08	7.32	7.36
H ₂ S (mg/l)	1.4	1.4	1.5	-	-	1.3	-	-	-	-	-
Débit (l/min)	71.6	66.7	83	101.6	93	90	75	-	-	-	-
Radioisotopes											
²²² Rn (Bq/l)	10.4 ± 0.4	10.6 ± 0.4	10.5 ± 0.3	10.1 ± 0.3	10.5 ± 0.4	9.2 ± 0.4	10.6 ± 0.4	±	21.7 ± 0.4	13.7 ± 0.3	6.1 ± 0.4
²²⁶ Ra (mBq/l)	171 ± 12	162 ± 12	176 ± 12	164 ± 12	157 ± 11	±	±	±	- ±-	< 5 ± 0	- ±-
²³⁸ U (mBq/l)	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	±	±	±	- ±-	8 ± 3	- ±-
²³⁴ U (mBq/l)	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	±	±	±	- ±-	9 ± 3	- ±-
Eléments majeurs											
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	236.2	236.6	241.3	235.2	239.6	236.2	233.6	246.44	318.7	301.8	-
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	9.9	10.9	14.3	11.6	11.4	21.6	10.6	11.9	-	6.3	-
NO ₂ ⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	-	< 0.5	-
NO ₃ ⁻ (mg/l)	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	-	2.2	-
Cl ⁻ (mg/l)	2.6	2.6	3.1	3.6	2.9	3.4	3.1	5.8	-	3.2	-
F ⁻ (mg/l)	1.1	1.1	0.9	0.9	1.0	1.0	1.2	1.0	-	< 0.3	-
Br ⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	-	< 0.5	-
PO ₄ ³⁻ (mg/l)	-	-	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.5	< 0.5	-	< 0.5	-
Ca ²⁺ (mg/l)	41.2	39	41.1	40.5	41.1	41.2	40.8	37.2	-	69.5	-
Mg ²⁺ (mg/l)	22.9	22.1	21.9	21.9	21.8	25.2	23.8	22.2	-	20	-
K ⁺ (mg/l)	2.2	2.1	2.1	2.1	2.1	3.9	2.3	4.6	-	0.5	-
Na ⁺ (mg/l)	6.1	6.0	6.6	6.6	6.8	7.0	6.6	7.4	-	3.1	-
Sr ²⁺ (mg/l)	2.8	2.3	3.0	2.7	2.7	3.8	3.0	3.2	-	0.7	-
NH ₄ ⁺ (mg/l)	0.06	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	0.5	-	< 0.05	-	0.003	-
Fe ²⁺ (mg/l)	< 0.03	-	< 0.05	-	< 0.03	0.03	-	< 0.02	< 0.03	0.02	-
SiO ₂ (mg/l)	15.1	15.5	15.5	16.2	15.9	15.9	15.6	15.1	8.3	6.0	-
Σ anions (meq/l)	4.2	4.2	4.4	4.2	4.3	4.5	4.2	4.5	-	5.2	-
Σ cations (meq/l)	4.3	4.1	4.3	4.2	4.3	4.7	4.4	4.2	-	5.3	-
Balance ionique	1.2	-1.2	-1.1	0	0.0	2.2	2.3	-3.4	-	1.0	-
TDS (mg/l)	340.1	338.2	349.9	341.3	345.3	359.2	341.1	354.9	-	411.1	-
Eléments traces											
Li (µg/l)	-	-	-	-	19.3	-	18.6	21.5	-	5	-
Be (µg/l)	-	-	-	-	< 0.1	-	-	< 0.1	-	< 0.1	-
B (µg/l)	-	-	-	-	27.6	-	24.5	25.3	-	8.4	-
Al (µg/l)	-	-	-	-	7.2	-	7	4.2	-	< 0.1	-
V (µg/l)	-	-	-	-	< 0.1	-	< 0.1	< 0.1	-	0.5	-
Ba (µg/l)	-	-	-	-	48.6	-	41.9	41	-	13.4	-
Cr (µg/l)	-	-	-	-	< 0.1	-	< 0.1	< 0.1	-	0.6	-
Mn (µg/l)	-	-	-	-	2.3	-	2.8	1.4	-	0.9	-
Co (µg/l)	-	-	-	-	< 0.1	-	< 0.1	< 0.1	-	0.1	-
Ni (µg/l)	-	-	-	-	1.7	-	1.3	2.2	-	2.9	-
Cu (µg/l)	-	-	-	-	0.3	-	0.2	0.2	-	2.7	-
Zn (µg/l)	-	-	-	-	23.7	-	19.8	11.6	-	24.6	-
Ga (µg/l)	-	-	-	-	< 0.1	-	< 0.1	< 0.1	-	< 0.1	-
As (µg/l)	-	-	-	-	< 0.1	-	< 0.1	< 0.1	-	< 0.1	-
Rb (µg/l)	-	-	-	-	3.7	-	3.5	3.9	-	0.5	-
Mo (µg/l)	-	-	-	-	0.2	-	0.2	< 0.1	-	< 0.1	-
Pb (µg/l)	-	-	-	-	1.5	-	< 0.1	0.3	-	0.2	-
Bi (µg/l)	-	-	-	-	< 0.1	-	< 0.1	< 0.1	-	< 0.1	-

Incertitude de mesure: - Eléments majeurs: 5%
- Eléments traces: 10%

Abréviation des points d'échantillonnage: voir annexe 2

Moiry

	CRES 19.06.05	CRES 14.07.05	CRES 08.09.05	CRES 15.09.05	CRES 24.11.05	CRES 12.01.06	CRES 24.01.06	CRES 17.02.06	CRES 18.02.06	CRES 20.02.06	CRES 25.02.06
Données de terrain											
Température (°C)	14.7	15.3	15.9	15.9	15.9	15.8	-	13.7	13.7	13.9	14.3
Cond à 25°C (°C)	423	538	530	532	534	517	-	500	478	484	512
Oxygène (%)	57	34	23.3	25.7	21.1	28.5	-	65.1	70.8	-	47.7
Oxygène (mg/l)	5	3.1	2.1	2.3	1.9	2.53	-	5.85	6.36	-	4.28
Pred (mV)	-	-	-	-	-	448.5	-	-	-	-	-
pH	7.77	7.26	7.26	7.25	7.33	7.18	-	7.4	-	-	7.40
H ₂ S (mg/l)	-	-	-	-	-	< 0.01	-	-	-	-	-
Débit (l/min)	-	-	-	-	870	1110	-	3090	2170	1880	1850
Radioisotopes											
²²² Rn (Bq/l)	16.2 ± 0.5	24.1 ± 0.4	27 ± 0.5	26.6 ± 0.5	24.9 ± 1.4	27.9 ± 1.2	25.7 ± 0.4	11.8 ± 0.3	14.7 ± 0.4	18.3 ± 0.4	21.8 ± 0.4
²²⁶ Ra (mBq/l)	12 ± 4	19 ± 5	- ± -	29 ± 5	25 ± 5	28 ± 5	- ± -	25 ± 5	- ± -	- ± -	- ± -
²³⁸ U (mBq/l)	13 ± 4	7 ± 3	- ± -	9 ± 3	8 ± 3	10 ± 4	- ± -	10 ± 3	- ± -	- ± -	- ± -
²³⁴ U (mBq/l)	12 ± 4	11 ± 3	- ± -	10 ± 3	12 ± 4	10 ± 4	- ± -	9 ± 3	- ± -	- ± -	- ± -
Éléments majeurs											
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	-	338.2	337.8	337.9	342.9	334.5	-	325.6	-	-	-
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	-	13.6	14.4	14.5	13.8	14.4	-	8.7	-	-	-
NO ₂ ⁻ (mg/l)	-	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	-	< 0.5	-	-	-
NO ₃ ⁻ (mg/l)	-	1.6	1.5	0.9	1.2	1.7	-	2.3	-	-	-
Cl ⁻ (mg/l)	-	3.9	4.4	3.9	3.9	3.8	-	1.6	-	-	-
F ⁻ (mg/l)	-	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	-	< 0.3	-	-	-
Br ⁻ (mg/l)	-	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	-	< 0.5	-	-	-
PO ₄ ³⁻ (mg/l)	-	< 0.5	1.2	1.4	0.7	-	-	-	-	-	-
Ca ²⁺ (mg/l)	-	74.8	71.4	80.3	72.1	79.3	-	92.2	-	-	-
Mg ²⁺ (mg/l)	-	23.4	24.5	29.3	25.9	25	-	16.8	-	-	-
K ⁺ (mg/l)	-	0.7	0.4	0.5	0.7	0.9	-	0.6	-	-	-
Na ⁺ (mg/l)	-	1.8	1.9	1.7	1.6	1.6	-	1.4	-	-	-
Sr ²⁺ (mg/l)	-	-	< 0.25	1.6	1.7	2.3	-	1.4	-	-	-
NH ₄ ⁺ (mg/l)	-	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	-	< 0.05	-	-	-
Fe ²⁺ (mg/l)	-	-	-	-	0.07	< 0.03	-	< 0.03	-	-	-
SiO ₂ (mg/l)	-	7.0	7.5	7.6	7.2	6.7	-	5.3	-	-	-
Σ anions (meq/l)	-	6.0	6.0	6.0	6.1	5.9	-	5.6	-	-	-
Σ cations (meq/l)	-	5.8	5.7	6.5	5.9	6.2	-	6.1	-	-	-
Balance ionique	-	-1.7	-2.6	4	-1.7	2.5	-	4.3	-	-	-
TDS (mg/l)	-	463.8	463.9	479.1	471	468.9	-	453.6	-	-	-
Éléments traces											
Li (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Be (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
B (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ga (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
As (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mo (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pb (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bi (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Incertitude de mesure: - Éléments majeurs: 5%
- Éléments traces: 10%

Abréviation des points d'échantillonnage: voir annexe 2

Moiry

	CRES 08.03.06	CRES 09.03.06	CRES 11.03.06	CRES 21.03.06	CRES 02.04.06	CRES 18.04.06	CRES 04.05.06	CRES 06.06.06	CRES 28.05.06	CRES 04.07.06	CRES 15.08.06
Données de terrain											
Température (°C)	13.3	11.6	10.3	12.8	9.3	10.9	13.4	14.2	13.7	15.1	15.1
Cond à 25°C (°C)	485	470	470	504	474	489	520	521	517	521	523
Oxygène (%)	60.6	81.2	82.2	58.7	66.6	-	44.2	38.4	43.2	29	32.4
Oxygène (mg/l)	5.57	7.71	8.04	5.4	6.66	-	4.03	3.43	3.94	2.39	2.82
Pred (mV)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	354.0
pH	7.16	7.04	6.81	6.65	7.35	-	7.29	7.27	7.29	7.30	7.32
H ₂ S (mg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Débit (l/min)	2450	7220	5600	3460	9460	5410	3050	2208	2700	1560	1400
Radioisotopes											
²²² Rn (Bq/l)	17.7 ± 0.4	7.9 ± 0.3	11 ± 0.4	11.1 ± 0.3	14.5 ± 0.4	15.3 ± 0.4	19.3 ± 0.4	23 ± 0.4	19.8 ± 0.4	24.7 ± 0.4	22.5 ± 0.4
²²⁶ Ra (mBq/l)	- ± -	- ± -	< 5 ± 3	18 ± 4	- ± -	- ± -	18 ± 4	16 ± 4	- ± -	- ± -	11 ± 4
²³⁸ U (mBq/l)	- ± -	- ± -	17 ± 4	8 ± 3	- ± -	- ± -	< 5 ± 0	13 ± 4	- ± -	- ± -	6 ± 3
²³⁴ U (mBq/l)	- ± -	- ± -	9 ± 3	10 ± 3	- ± -	- ± -	< 5 ± 0	14 ± 4	- ± -	- ± -	7 ± 3
Éléments majeurs											
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	-	306.3	305.2	318.0	-	-	330.7	333.9	-	-	332.8
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	-	6.3	6.4	9.1	-	-	13.2	14.0	-	-	13.6
NO ₂ ⁻ (mg/l)	-	< 0.5	< 0.5	< 0.5	-	-	< 0.5	< 0.5	-	-	< 0.5
NO ₃ ⁻ (mg/l)	-	3.6	3.6	3.2	-	-	2.7	2.2	-	-	1.5
Cl ⁻ (mg/l)	-	2.0	2.1	2.7	-	-	5.0	4.2	-	-	3.9
F ⁻ (mg/l)	-	< 0.3	< 0.3	< 0.3	-	-	0.3	0.3	-	-	0.3
Br ⁻ (mg/l)	-	< 0.5	< 0.5	< 0.5	-	-	< 0.5	< 0.5	-	-	< 0.5
PO ₄ ³⁻ (mg/l)	-	-	-	-	-	-	< 0.5	< 0.5	-	-	< 0.5
Ca ²⁺ (mg/l)	-	88.9	90.4	83.7	-	-	86.1	85.2	-	-	81.5
Mg ²⁺ (mg/l)	-	9.8	9.0	15.3	-	-	19.0	21.3	-	-	22.7
K ⁺ (mg/l)	-	0.3	0.3	0.6	-	-	0.7	0.8	-	-	0.7
Na ⁺ (mg/l)	-	0.9	0.8	1.3	-	-	1.9	1.9	-	-	1.9
Sr ²⁺ (mg/l)	-	0.5	0.3	0.8	-	-	1.8	1.9	-	-	1.3
NH ₄ ⁺ (mg/l)	-	< 0.05	< 0.05	< 0.05	-	-	< 0.05	< 0.05	-	-	< 0.05
Fe ²⁺ (mg/l)	-	-	-	-	-	-	0.06	-	-	-	< 0.03
SiO ₂ (mg/l)	-	4.3	3.7	5.4	-	-	6.7	7.2	-	-	7.4
Σ anions (meq/l)	-	5.3	5.3	5.5	-	-	5.9	5.9	-	-	5.9
Σ cations (meq/l)	-	5.3	5.3	5.5	-	-	6.0	6.2	-	-	6.1
Balance ionique	-	0	0	0	-	-	0.8	2.5	-	-	1.7
TDS (mg/l)	-	419.3	418.2	436.9	-	-	465.5	470.7	-	-	466.1
Éléments traces											
Li (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.4
Be (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	< 0.1
B (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.4
Al (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.6
V (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.7
Ba (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	44.2
Cr (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.2
Mn (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.2
Co (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	< 0.1
Ni (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.7
Cu (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.6
Zn (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	17.2
Ga (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	< 0.1
As (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.3
Rb (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.9
Mo (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	< 0.1
Pb (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.3
Bi (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	< 0.1

Incertitude de mesure: - Éléments majeurs: 5%
- Éléments traces: 10%

Abréviation des points d'échantillonnage: voir annexe 2

Moiry

	CRES 12.10.06	CRES 28.10.06	CRES 05.11.06	CRES 14.12.06	CRES 23.01.07	CRES 26.01.07	CRES 04.01.07	CRES 01.03.07	CRES 02.03.07	CRES 03.03.07	CRES 05.03.07
Données de terrain											
Température (°C)	15.6	15.9	15.9	14.6	13.8	14.2	14.7	9.9	8.5	8.4	9.4
Cond à 25°C (°C)	523	529	532	523	512	523	524	484	486	465	494
Oxygène (%)	28.3	20.9	20.2	44.1	52.9	-	45.8	-	-	-	-
Oxygène (mg/l)	2.49	1.85	1.79	4.00	4.74	-	4.1	-	-	-	-
Pred (mV)	430.6	435.4	-	437.4	-	-	-	-	-	-	-
pH	7.2	7.2	7.39	7.17	7.37	-	-	-	-	-	-
H ₂ S (mg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Débit (l/min)	1110	1260	-	1524	2080	1820	1860	8640	11800	12900	9000
Radioisotopes											
²²² Rn (Bq/l)	23.2 ± 0.4	26.6 ± 0.5	26.4 ± 0.4	22.2 ± 0.4	19.6 ± 0.4	21.2 ± 0.4	- ± -	8.3 ± 0.3	±	±	±
²²⁶ Ra (mBq/l)	±	- ± -	- ± -	±	- ± -	- ± -	- ± -	8 ± 3	5 ± 3	6 ± 3	3 ± 2
²³⁸ U (mBq/l)	±	- ± -	- ± -	±	- ± -	- ± -	- ± -	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0
²³⁴ U (mBq/l)	±	- ± -	- ± -	±	- ± -	- ± -	- ± -	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0
Éléments majeurs											
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	330.7	-	-	335.6	-	-	-	316.3	298.8	299	314
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	14.8	-	-	12.3	-	-	-	7.3	4.1	5.1	7.8
NO ₂ ⁻ (mg/l)	< 0.5	-	-	< 0.5	-	-	-	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
NO ₃ ⁻ (mg/l)	1.9	-	-	2.1	-	-	-	4.4	4.3	4.6	4.8
Cl ⁻ (mg/l)	4.6	-	-	4.3	-	-	-	2.8	1.8	2.6	3.2
F ⁻ (mg/l)	0.3	-	-	0.3	-	-	-	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3
Br ⁻ (mg/l)	< 0.5	-	-	< 0.5	-	-	-	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
PO ₄ ³⁻ (mg/l)	< 0.5	-	-	< 0.5	-	-	-	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Ca ²⁺ (mg/l)	78.0	-	-	82.0	-	-	-	91.9	91.3	92.7	94.2
Mg ²⁺ (mg/l)	22.9	-	-	20.5	-	-	-	7.9	4.5	5.3	8.9
K ⁺ (mg/l)	0.7	-	-	0.8	-	-	-	0.3	< 0.25	1.6	0.3
Na ⁺ (mg/l)	1.8	-	-	1.9	-	-	-	1.3	1.1	1.3	1.2
Sr ²⁺ (mg/l)	2.7	-	-	2.9	-	-	-	< 0.25	< 0.25	< 0.25	1.4
NH ₄ ⁺ (mg/l)	< 0.05	-	-	0.05	-	-	-	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05
Fe ²⁺ (mg/l)	< 0.03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SiO ₂ (mg/l)	6.9	-	-	6.3	-	-	-	3.3	2.5	3.0	3.8
Σ anions (meq/l)	5.9	-	-	5.9	-	-	-	5.5	5.1	5.2	5.5
Σ cations (meq/l)	5.9	-	-	6.0	-	-	-	5.3	5.0	5.2	5.5
Balance ionique	0	-	-	0.8	-	-	-	-1.9	-1.0	0	0
TDS (mg/l)	463.4	-	-	466.9	-	-	-	431.1	404.1	410.6	434.8
Éléments traces											
Li (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Be (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
B (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ga (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
As (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mo (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pb (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bi (µg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Incertitude de mesure: - Éléments majeurs: 5%
- Éléments traces: 10%

Abréviation des points d'échantillonnage: voir annexe 2

Moiry

	CRES 07.03.07	GR 14.07.05	GR 15.09.05	GR 24.11.05	GR 12.01.06	GR 17.02.06	GR 21.03.06	GR 04.05.06	GR 06.06.06	GR 15.08.06	VUI 15.09.05
Données de terrain											
Température (°C)	10.8	9.1	9.2	8.9	9.0	8.8	8.4	8.7	8.9	9.0	10
Cond à 25°C (°C)	503	635	622	628	637	579	597	605	614	635	572
Oxygène (%)	62.6	82.7	88.4	86.8	88.4	86.8	81.6	77.9	78.3	81	85.8
Oxygène (mg/l)	6.3	8.7	9.2	9.3	9.08	8.7	8.25	7.91	7.95	8.12	8.8
Pred (mV)	445.3	-	-	-	-	-	-	-	-	357.7	-
pH	7.24	7.07	7.13	7.21	7.14	7.4	6.48	7.17	7.16	7.23	7.21
H ₂ S (mg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Débit (l/min)	4930	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Radioisotopes											
²²² Rn (Bq/l)	17.3 ± 0.4	3.9 ± 0.3	3.6 ± 0.3	4.4 ± 0.9	6.6 ± 0.6	6 ± 0.3	10.3 ± 0.4	9.4 ± 0.3	7.5 ± 0.3	4.7 ± 0.3	9.3 ± 0.3
²²⁶ Ra (mBq/l)	14 ± 4	< 5 ± 0	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	< 5 ± 0	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -
²³⁸ U (mBq/l)	< 5 ± 0	< 5 ± 0	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	< 5 ± 0	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -
²³⁴ U (mBq/l)	< 5 ± 0	< 5 ± 0	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	< 5 ± 0	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -
Éléments majeurs											
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	314	347.3	339.8	351.4	343.3	285	307.3	322.9	328	328.5	322.7
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	11.0	6.3	6.1	6.0	6.9	6.4	6.6	7.7	7.6	7.3	10.2
NO ₂ ⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
NO ₃ ⁻ (mg/l)	4.4	20.6	19.5	19.2	29.6	24.3	26.5	25.1	24.0	27.2	17.2
Cl ⁻ (mg/l)	4.4	18.4	19.4	17.7	22	27.7	21.1	22.9	23.3	23.7	10.5
F ⁻ (mg/l)	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3
Br ⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
PO ₄ ³⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	-	-	-	< 0.5	< 0.5	< 0.5	1.2
Ca ²⁺ (mg/l)	87.4	110.1	110	110.3	124.3	112.0	111.9	117.7	123.4	124.9	109.5
Mg ²⁺ (mg/l)	12.6	4.4	4.8	4.2	3.8	2.7	3.3	3.7	4.0	4.2	10.4
K ⁺ (mg/l)	0.4	1.2	1.3	1.2	1.5	1.6	2.8	0.9	1.4	1.2	1.3
Na ⁺ (mg/l)	1.9	7.8	9.0	7.1	8.0	10.4	7.7	8.2	8.9	10.8	5.9
Sr ²⁺ (mg/l)	1.9	-	< 0.25	< 0.25	< 0.25	< 0.25	< 0.25	< 0.25	< 0.25	< 0.25	< 0.25
NH ₄ ⁺ (mg/l)	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05
Fe ²⁺ (mg/l)	-	-	-	< 0.03	< 0.03	< 0.03	-	< 0.05	-	< 0.03	-
SiO ₂ (mg/l)	4.9	6.3	6.5	5.9	5.6	4.28	5.1	5.6	-	-	7.5
Σ anions (meq/l)	5.6	6.7	6.6	6.7	6.9	6.0	6.2	6.5	6.6	6.6	6.1
Σ cations (meq/l)	5.5	6.2	6.3	6.2	6.9	6.3	6.3	6.6	6.9	7.1	6.6
Balance ionique	-0.9	-3.9	-2.3	-3.9	0.0	2.4	0.8	0.8	2.2	3.6	3.9
TDS (mg/l)	438.5	501.8	496.9	503.9	515.4	450.1	465.8	489.7	496.6	500.6	479.2
Éléments traces											
Li (µg/l)	1.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Be (µg/l)	< 0.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
B (µg/l)	0.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al (µg/l)	3.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V (µg/l)	0.4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba (µg/l)	19.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr (µg/l)	1.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn (µg/l)	0.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co (µg/l)	< 0.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni (µg/l)	5.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu (µg/l)	8.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn (µg/l)	26.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ga (µg/l)	< 0.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
As (µg/l)	0.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb (µg/l)	0.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mo (µg/l)	< 0.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pb (µg/l)	0.4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bi (µg/l)	< 0.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Incertitude de mesure: - Éléments majeurs: 5%
- Éléments traces: 10%

Abréviation des points d'échantillonnage: voir annexe 2

Val d'Illiez

	VIF3 06.12.05	VIF3 26.01.06	VIF3 02.03.06	VIF3 20.04.06	VIF3 14.06.06	VIF3 24.08.06	VIF3 07.11.06	VIF2 06.12.05	VIF2 26.01.06	VIF2 02.03.06	VIF2 20.04.06
Données de terrain											
Température (°C)	29.8	29.6	30	29.9	30	29.9	30	28.8	28.9	28.8	28.8
Cond à 25°C (°C)	2010	2020	2010	2010	1994	1989	1933	1937	1935	1933	1889
Oxygène (%)	1.8	26.3	1.4	1.5	1.1	1.6	31.3	1.2	1	0.9	1.1
Oxygène (mg/l)	0.1	1.75	0.09	0.01	0.07	0.1	2.08	0.1	0.07	0.06	0.07
Pred (mV)	73.8	184.0	147.7	-	149.7	57.8	134.7	174.6	233.5	204.6	-
pH	7.17	7.12	7.49	7.32	7.11	7.18	7.23	7.25	6.63	7.06	7.22
H ₂ S (mg/l)	-	0.5	0.5	-	0.5	0.5	-	-	0.05	0.05	-
Débit (l/min)								240	265		312
Radioisotopes											
²²² Rn (Bq/l)	5.6 ± 0.6	5.9 ± 0.3	7.9 ± 0.3	6.2 ± 0.3	6.6 ± 0.3	6.4 ± 0.3	5.6 ± 0.3	23.4 ± 1.1	20.3 ± 0.4	22.5 ± 0.4	24.3 ± 0.4
²²⁶ Ra (mBq/l)	62 ± 7	47 ± 7	51 ± 7	74 ± 8	58 ± 4	62 ± 7	73 ± 8	9 ± 3	20 ± 5	19 ± 4	18 ± 4
²³⁸ U (mBq/l)	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0
²³⁴ U (mBq/l)	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0
Éléments majeurs											
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	128	128.8	126.4	127.2	126.6	128.7	119.2	135.9	132.6	129.4	138.7
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	1188.1	1239.8	1230.5	1231.1	1237.2	1306.7	1238.9	1116.6	1174.7	1182.9	1129.9
NO ₂ ⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
NO ₃ ⁻ (mg/l)	< 0.3	< 0.3	< 0.3	0.8	< 0.3	< 0.3	< 0.3	1.8	< 0.3	< 0.3	< 0.3
Cl ⁻ (mg/l)	2.7	3.2	3.1	4.3	3.1	3.4	6.7	2.9	3.3	3.3	10.7
F ⁻ (mg/l)	1.5	1.5	1.6	1.6	1.6	1.3	1.0	1.3	1.4	1.4	1.5
Br ⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
PO ₄ ³⁻ (mg/l)	3.2	-	-	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	-	-	< 0.5
Ca ²⁺ (mg/l)	354.7	406.3	414.9	383.4	418.5	405	404.3	338.9	384.5	396.9	354.3
Mg ²⁺ (mg/l)	79.0	84.6	83.6	84.6	82.9	80	82.9	76.4	83.8	84.1	80.3
K ⁺ (mg/l)	1.2	1.6	1.3	1.0	1.7	< 0.25	3.5	1.9	1.4	1.3	3.4
Na ⁺ (mg/l)	17.0	18.5	18.0	21.1	20.9	20.2	20.9	17.8	18.3	18.8	21.1
Sr ²⁺ (mg/l)	5.2	5.9	5.4	5.8	7.8	9.2	11.1	4.5	7.4	7.7	6.4
NH ₄ ⁺ (mg/l)	0.1	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05
Fe ²⁺ (mg/l)	0.06	0.04	0.01	< 0.05	-	< 0.03	< 0.03	0.1	0.15	0.15	0.06
SiO ₂ (mg/l)	13.7	13.4	13.4	13.3	13.5	13.5	13.5	13.6	14.1	14.5	14.2
Σ anions (meq/l)	27.1	28.1	27.9	27.9	28.0	29.5	28.0	25.7	26.8	26.9	26.2
Σ cations (meq/l)	25.1	28.2	28.5	27.2	28.8	27.9	28.3	24.1	27.1	27.8	25.4
Balance ionique	-3.8	0.2	1.1	-1.3	1.4	-2.8	0.5	-3.2	0.6	1.6	-1.6
TDS (mg/l)	1794.4	1903.6	1898.2	1873.5	1913.8	1968.0	1902.0	1709.9	1821.7	1840.5	1760.6
Éléments traces											
Li (µg/l)	-	-	-	-	-	107	103	-	-	-	-
Be (µg/l)	-	-	-	-	-	0.2	< 0.1	-	-	-	-
B (µg/l)	-	-	-	-	-	107	104	-	-	-	-
Al (µg/l)	-	-	-	-	-	1.9	8.4	-	-	-	-
V (µg/l)	-	-	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-	-	-	-
Ba (µg/l)	-	-	-	-	-	20.1	19.3	-	-	-	-
Cr (µg/l)	-	-	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-	-	-	-
Mn (µg/l)	-	-	-	-	-	19	18.3	-	-	-	-
Co (µg/l)	-	-	-	-	-	0.8	0.8	-	-	-	-
Ni (µg/l)	-	-	-	-	-	12.2	13.5	-	-	-	-
Cu (µg/l)	-	-	-	-	-	0.3	0.6	-	-	-	-
Zn (µg/l)	-	-	-	-	-	17.1	14.1	-	-	-	-
Ga (µg/l)	-	-	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-	-	-	-
As (µg/l)	-	-	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-	-	-	-
Rb (µg/l)	-	-	-	-	-	5.1	< 0.1	-	-	-	-
Mo (µg/l)	-	-	-	-	-	0.5	0.5	-	-	-	-
Pb (µg/l)	-	-	-	-	-	< 0.1	0.2	-	-	-	-
Bi (µg/l)	-	-	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-	-	-	-

Incertitude de mesure: - Éléments majeurs: 5%
- Éléments traces: 10%

Abréviation des points d'échantillonnage: voir annexe 2

Val d'Illez

	VIF2 14.06.06	VIF2 24.08.06	VIF2 07.11.06	VICAS 02.03.06	VICAS 20.04.06	VICAS 14.06.06	VICAS 24.08.06	VICAS 07.11.06	VIPRA 06.12.05	VISF 06.12.05	VISF2 26.01.06
Données de terrain											
Température (°C)	28.7	28.8	28.9	25.5	25.2	24.9	25	25.3	6.5	5.6	7.3
Cond à 25°C (°C)	1884	1908	1922	1793	1670	1717	1731	1773	424	646	470
Oxygène (%)	1.3	0.9	1.2	57.5	45.3	51.2	50.8	53.1	94.3	92.5	93.6
Oxygène (mg/l)	0.08	0.09	0.08	4.05	3.24	3.69	3.64	3.82	10.2	10.5	9.66
Pred (mV)	210.7	111.6	169.5	262.1	-	286.6	272.5	238.3	483.6	494.2	-
pH	7.20	7.20	7.15	7.56	7.24	7.23	7.28	7.23	7.83	8.29	7.07
H ₂ S (mg/l)	0.05	0.04	-	< 0.01	-	-	-	-	-	-	-
Débit (l/min)			284	26	54	39.2	43	47.8	6	21	Variable!
Radioisotopes											
²²² Rn (Bq/l)	21.4 ± 0.4	21.1 ± 0.4	19.9 ± 0.4	27.8 ± 0.4	37 ± 0.5	32.1 ± 0.5	21.5 ± 0.4	27.3 ± 0.4	2.6 ± 0.4	1.8 ± 0.4	1.3 ± 0.3
²²⁶ Ra (mBq/l)	20 ± 5	16 ± 4	19 ± 4	14 ± 4	18 ± 4	58 ± 7	17 ± 4	26 ± 5	< 5 ± 0	< 5 ± 0	- ± -
²³⁸ U (mBq/l)	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	7 ± 3	- ± -
²³⁴ U (mBq/l)	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	6 ± 3	< 5 ± 0	- ± -
Éléments majeurs											
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	132.6	134.9	128.8	232.3	167	165.2	151	147.6	257	304.3	264
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	1142.5	1178.7	1183.4	1032.5	806.2	860.6	1004.9	1049.1	11.0	17.2	34.7
NO ₂ ⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
NO ₃ ⁻ (mg/l)	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	1.1	< 0.3	< 0.3	< 0.3	6.8	6.2	5.1
Cl ⁻ (mg/l)	4.0	3.6	3.5	3.1	6.7	5.4	5.5	5.3	3.0	36.7	5.2
F ⁻ (mg/l)	1.5	1.2	1.1	1.6	1.2	1.2	1.5	0.8	< 0.3	< 0.3	< 0.3
Br ⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
PO ₄ ³⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.5	< 0.5	-	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	-
Ca ²⁺ (mg/l)	381.8	380.3	376.1	344.8	255.4	292.0	329.7	328.8	69.2	92.5	71.8
Mg ²⁺ (mg/l)	78.5	76.3	78.1	75.1	52.4	60.5	68.1	70.4	9.9	9.5	18.3
K ⁺ (mg/l)	2.3	1.1	0.9	1.5	1.3	2.0	1.0	1.1	0.8	2.3	1.7
Na ⁺ (mg/l)	21.1	20.7	21.1	21.7	19.4	22.1	23.3	24.3	1.8	18.5	3.3
Sr ²⁺ (mg/l)	8.4	10.5	10.4	4.4	< 0.25	4.6	8.2	4.9	< 0.25	< 0.25	< 0.25
NH ₄ ⁺ (mg/l)	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05
Fe ²⁺ (mg/l)	0.1	0.12	0.09	0.2	0.06	< 0.1	0.06	0.06	0.05	< 0.03	-
SiO ₂ (mg/l)	14.7	14.7	14.4	11.4	11.9	11.5	11.8	12.1	6.5	5.9	8.1
Σ anions (meq/l)	26.2	26.9	26.9	25.5	19.8	20.8	23.6	24.5	4.6	6.5	5.3
Σ cations (meq/l)	26.7	26.4	26.4	24.5	17.9	20.7	23.3	23.4	4.4	6.3	5.3
Balance ionique	0.9	-0.9	-0.9	-2.0	-5.0	-0.2	-0.6	-2.3	-2.2	-1.6	0
TDS (mg/l)	1787.5	1822.1	1817.9	1728.6	1321.6	1425.2	1605.1	1644.5	359.3	486.9	407.1
Éléments traces											
Li (µg/l)	-	116	111	-	-	-	114	122	-	-	-
Be (µg/l)	-	0.2	0.2	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-	-	-
B (µg/l)	-	124	118	-	-	-	137	142	-	-	-
Al (µg/l)	-	2.2	16	-	-	-	3.3	25.8	-	-	-
V (µg/l)	-	< 0.1	< 0.1	-	-	-	0.3	< 0.1	-	-	-
Ba (µg/l)	-	26	26	-	-	-	30.4	32.8	-	-	-
Cr (µg/l)	-	< 0.1	< 0.1	-	-	-	< 0.1	0.2	-	-	-
Mn (µg/l)	-	215	201	-	-	-	231	250	-	-	-
Co (µg/l)	-	0.8	0.8	-	-	-	0.7	0.8	-	-	-
Ni (µg/l)	-	19.7	11.8	-	-	-	8	9.9	-	-	-
Cu (µg/l)	-	1	0.8	-	-	-	0.5	1	-	-	-
Zn (µg/l)	-	31.3	18.4	-	-	-	16	31.4	-	-	-
Ga (µg/l)	-	< 0.1	< 0.1	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-	-	-
As (µg/l)	-	< 0.1	< 0.1	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-	-	-
Rb (µg/l)	-	< 0.1	< 0.1	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-	-	-
Mo (µg/l)	-	0.5	0.5	-	-	-	0.4	0.5	-	-	-
Pb (µg/l)	-	0.2	1.7	-	-	-	0.3	0.6	-	-	-
Bi (µg/l)	-	< 0.1	< 0.1	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-	-	-

Incertitude de mesure: - Éléments majeurs: 5%
- Éléments traces: 10%

Abréviation des points d'échantillonnage: voir annexe 2

Loèche-les-Bains

	LOR	LOR	LOR	LOR	LOR	LOR	FIS	FIS	FIS	FIS	FIS
Données de terrain	03.01.06	01.03.06	19.04.06	13.06.06	23.08.06	06.11.06	03.01.06	01.03.06	19.04.06	13.06.06	23.08.06
Température (°C)	50.6	50.6	50.6	50.7	50.7	50.6	45.8	45.6	45.2	45.7	45.8
Cond à 25°C (°C)	1984	1981	1983	1979	1979	1985	2070	2080	2050	2060	2060
Oxygène (%)	2	1.4	1	1.2	1.0	1.3	2.9	2.0	1.3	1.2	1.3
Oxygène (mg/l)	0.09	0.06	0.04	0.05	0.04	0.05	0.13	0.09	0.06	0.06	0.06
Pred (mV)	202.0	196.0	-	-	141.0	145.0	191.7	179.8	-	-	173.7
pH	6.82	6.79	6.65	6.89	6.94	6.96	7.1	6.8	6.92	6.96	7.02
H ₂ S (mg/l)	-	< 0.01	-	-	-	-	-	< 0.01	-	-	-
Débit (l/min)			-				84	96	82	80	76.2
Radioisotopes											
²²² Rn (Bq/l)	4.4 ± 0.4	5.5 ± 0.3	3.9 ± 0.3	3.2 ± 0.3	4.4 ± 0.3	4.4 ± 0.3	11.9 ± 0.7	14.5 ± 0.4	14.9 ± 0.4	10.1 ± 0.3	12.5 ± 0.4
²²⁶ Ra (mBq/l)	170 ± 12	191 ± 13	136 ± 11	160 ± 11	182 ± 12	190 ± 12	155 ± 11	132 ± 11	154 ± 11	145 ± 11	154 ± 11
²³⁸ U (mBq/l)	< 5 ± 0	< 5 ± 0	4 ± 2	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	5 ± 3	< 5 ± 0	4 ± 2	< 5 ± 0	< 5 ± 0
²³⁴ U (mBq/l)	< 5 ± 0	< 5 ± 0	6 ± 3	< 5 ± 0	< 5 ± 0	< 5 ± 0	6 ± 3	< 5 ± 0	4 ± 2	< 5 ± 0	< 5 ± 0
Éléments majeurs											
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	110.4	104.3	103.1	105.1	106.4	99.8	117.2	105.4	104.1	105.3	105.2
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	1315.1	1312.4	1306.7	1316.5	1333.1	1357.9	1357.7	1347.4	1309	1348.1	1370.6
NO ₂ ⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
NO ₃ ⁻ (mg/l)	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	0.5	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3
Cl ⁻ (mg/l)	5.2	5.4	5.1	5.3	5.9	8.1	5.5	5.3	5.2	6.3	5.9
F ⁻ (mg/l)	2.4	2.1	2.3	2.4	2.5	2.1	2.3	2.3	2.3	2.4	2.6
Br ⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
PO ₄ ³⁻ (mg/l)	-	-	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	-	-	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Ca ²⁺ (mg/l)	470.9	476.3	470.2	482.9	474.6	490.4	495.1	495.1	478.7	493.7	472.2
Mg ²⁺ (mg/l)	60.0	60.7	63.5	59.0	57.5	62.1	63.0	63.2	65.6	60.6	57.4
K ⁺ (mg/l)	1.6	0.7	2.3	2.4	1.5	1.5	1.7	< 0.25	2.4	1.8	1.4
Na ⁺ (mg/l)	18.8	19.3	24.0	21.9	22.0	23.6	20.7	20.6	26.5	22.9	22.4
Sr ²⁺ (mg/l)	5.1	5.6	5.7	7.7	5.1	10.7	5.5	5.3	5.7	8.1	4.8
NH ₄ ⁺ (mg/l)	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05
Fe ²⁺ (mg/l)	0.9	1.1	0.5	0.9	1.0	0.5	0.75	0.7	0.3	0.8	1.1
SiO ₂ (mg/l)	29.6	30.7	29.6	31.0	30.4	30.4	31.3	30.2	30.2	31.0	30.7
Σ anions (meq/l)	29.5	29.3	29.2	29.4	29.8	30.3	30.5	30.0	29.2	30.1	30.6
Σ cations (meq/l)	29.4	29.8	29.9	30.2	29.6	30.9	31	30.9	30.6	30.9	29.5
Balance ionique	-0.2	0.8	1.2	1.3	-0.3	1.0	0.8	1.5	2.3	1.3	-1.8
TDS (mg/l)	2020	2018.6	2013.0	2036.1	2040.0	2087.1	2100.8	2075.5	2030.0	2081.0	2074.3
Éléments traces											
Li (µg/l)	-	-	-	122.5	98.6	-	-	-	-	156.5	141
Be (µg/l)	-	-	-	0.3	< 0.1	-	-	-	-	0.3	0.3
B (µg/l)	-	-	-	77.4	57.6	-	-	-	-	101.7	93.6
Al (µg/l)	-	-	-	19.5	7.3	-	-	-	-	2.7	5.6
V (µg/l)	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-	-	-	-	< 0.1	< 0.1
Ba (µg/l)	-	-	-	20.7	16.9	-	-	-	-	25.7	23.5
Cr (µg/l)	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-	-	-	-	< 0.1	< 0.1
Mn (µg/l)	-	-	-	29.5	24.2	-	-	-	-	37	32.2
Co (µg/l)	-	-	-	0.4	0.3	-	-	-	-	0.6	0.5
Ni (µg/l)	-	-	-	5.1	1.5	-	-	-	-	11	7
Cu (µg/l)	-	-	-	0.3	0.5	-	-	-	-	0.5	0.4
Zn (µg/l)	-	-	-	10.4	11.4	-	-	-	-	17	16.5
Ga (µg/l)	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-	-	-	-	< 0.1	< 0.1
As (µg/l)	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-	-	-	-	< 0.1	< 0.1
Rb (µg/l)	-	-	-	< 0.1	3.7	-	-	-	-	6.1	5.5
Mo (µg/l)	-	-	-	0.2	< 0.1	-	-	-	-	0.3	0.2
Pb (µg/l)	-	-	-	< 0.1	0.3	-	-	-	-	< 0.1	< 0.1
Bi (µg/l)	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-	-	-	-	< 0.1	< 0.1

Incertitude de mesure: - Éléments majeurs: 5%
- Éléments traces: 10%

Abréviation des points d'échantillonnage: voir annexe 2

Loèche-les-Bains

	FIS	BRI	BRI	BRI	BRI	LEUSUB	LEUSUB	LEUSUB	LEUSUB	LEUSUB	ROS
Données de terrain	06.11.06	19.04.06	13.06.06	23.08.06	06.11.06	01.03.06	19.04.06	13.06.06	23.08.06	06.11.06	03.01.06
Température (°C)	45.6	31.7	31.2	31.9	32	13.8	14.1	15.4	16.8	15.9	44.2
Cond à 25°C (°C)	2070	1780	1568	1564	1569	1854	1296	1577	1722	1778	2020
Oxygène (%)	2.6	3.6	5.4	7.5	15.7	83	83	82	80.3	79.9	4.58
Oxygène (mg/l)	0.13	0.22	0.32	0.45	0.95	6.8	6.77	6.59	6.2	6.40	91.9
Pred (mV)	158.8	-	-	189.3	160.2	387.0	-	-	327.7	541.4	297.9
pH	7.00	7.12	7.34	7.18	7.21	7.68	7.64	7.53	7.59	7.54	7.33
H ₂ S (mg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Débit (l/min)	79.7	-	-	-	17	5	10.7	6	5.5	4.75	-
Radioisotopes											
²²² Rn (Bq/l)	12.2 ± 0.4	10.7 ± 0.4	9.3 ± 0.3	9.9 ± 0.4	10.3 ± 0.4	47.4 ± 0.6	53.1 ± 0.6	48.1 ± 0.5	53.7 ± 0.6	50.2 ± 0.6	3.1 ± 0.4
²²⁶ Ra (mBq/l)	158 ± 11	113 ± 10	114 ± 10	115 ± 10	155 ± 11	< 5 ± 3	< 5 ± 0	< 5 ± 0	5 ± 3	< 5 ± 0	146 ± 11
²³⁸ U (mBq/l)	< 5 ± 0	< 5 ± 0	4 ± 2	3 ± 2	5 ± 0	3 ± 2	< 5 ± 0	< 5 ± 0	5 ± 3	< 5 ± 0	< 5 ± 0
²³⁴ U (mBq/l)	< 5 ± 0	< 5 ± 0	5 ± 2	6 ± 3	5 ± 0	4 ± 3	< 5 ± 0	< 5 ± 0	3 ± 2	< 5 ± 0	< 5 ± 0
Éléments majeurs											
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	101.4	117.2	118.2	137.9	113.7	128.7	126.9	126	139.1	130.2	106.5
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	1383.7	912	936.5	931.8	919.4	1088.8	655.4	882.1	992.4	1025.0	1291.8
NO ₂ ⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
NO ₃ ⁻ (mg/l)	< 0.3	< 0.3	0.8	< 0.3	0.7	3.6	12.7	13.0	7.2	5.9	< 0.3
Cl ⁻ (mg/l)	6.4	4.2	4.8	4.5	5.3	9.7	6.9	7.9	9.5	9.9	4.7
F ⁻ (mg/l)	2.2	1.7	1.8	1.6	1.3	1.5	1.3	1.6	1.6	1.3	2.2
Br ⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
PO ₄ ³⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	-	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	-
Ca ²⁺ (mg/l)	457.0	312.3	348.7	330.6	336.1	399.7	257.7	338.2	361.1	366.1	478.9
Mg ²⁺ (mg/l)	57.3	46.8	47.1	44.7	46.7	51.3	34.5	40.8	43.9	46.1	60.4
K ⁺ (mg/l)	1.3	2.1	1.5	1.0	1.3	4.1	2.9	2.0	2.1	2.2	1.5
Na ⁺ (mg/l)	22.2	18.2	16.6	15.6	16.7	17.6	15.7	16.7	18.3	19.6	19.4
Sr ²⁺ (mg/l)	9.7	3.9	4.4	3.9	6.9	3.3	2.8	4.7	3.3	3.6	5.4
NH ₄ ⁺ (mg/l)	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05
Fe ²⁺ (mg/l)	0.6	0.4	0.3	0.5	0.5	-	< 0.05	< 0.1	< 0.1	0.1	0.3
SiO ₂ (mg/l)	31.0	24.01	23.8	23.5	23.5	19.8	16.6	19.6	20.5	20.5	28.5
Σ anions (meq/l)	30.8	21.1	21.7	21.9	21.2	25.2	16.2	20.9	23.4	23.9	28.9
Σ cations (meq/l)	28.8	20.4	22.2	21.0	21.6	25.1	16.5	21.1	22.6	23.1	29.9
Balance ionique	-3.4	-1.7	1.1	-2.1	0.9	-0.2	0.9	0.5	-1.7	-1.7	1.7
TDS (mg/l)	2072.8	1442.8	1503.7	1496.6	1471.4	1724.5	1120.8	1439.7	1591.9	1624.6	1999.6
Éléments traces											
Li (µg/l)	-	-	116	112	-	-	-	66	111.4	-	-
Be (µg/l)	-	-	0.3	0.3	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-	-
B (µg/l)	-	-	74.4	75.8	-	-	-	51.3	81.9	-	-
Al (µg/l)	-	-	1.8	6.9	-	-	-	11.8	5.1	-	-
V (µg/l)	-	-	< 0.1	< 0.1	-	-	-	< 0.1	3	-	-
Ba (µg/l)	-	-	22.8	22.9	-	-	-	8.6	14.2	-	-
Cr (µg/l)	-	-	< 0.1	< 0.1	-	-	-	< 0.1	0.2	-	-
Mn (µg/l)	-	-	29.4	28.7	-	-	-	1.7	0.3	-	-
Co (µg/l)	-	-	0.5	0.5	-	-	-	0.2	0.5	-	-
Ni (µg/l)	-	-	7.3	7.4	-	-	-	2.6	7.6	-	-
Cu (µg/l)	-	-	0.3	0.3	-	-	-	0.3	1.3	-	-
Zn (µg/l)	-	-	13.3	15.5	-	-	-	7.1	16.9	-	-
Ga (µg/l)	-	-	< 0.1	< 0.1	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-	-
As (µg/l)	-	-	< 0.1	< 0.1	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-	-
Rb (µg/l)	-	-	< 0.1	< 0.1	-	-	-	3.3	5.3	-	-
Mo (µg/l)	-	-	0.2	0.2	-	-	-	< 0.1	0.2	-	-
Pb (µg/l)	-	-	< 0.1	0.3	-	-	-	< 0.1	1	-	-
Bi (µg/l)	-	-	< 0.1	< 0.1	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-	-

Incertitude de mesure: - Éléments majeurs: 5%

- Éléments traces: 10%

Abréviation des points d'échantillonnage: voir annexe 2

Loèche-les-Bains

Données de terrain	<i>BLI</i>	<i>BRU</i>
	03.01.06	03.01.06
Température (°C)	49	6.6
Cond à 25°C (°C)	2020	324
Oxygène (%)	70	90.2
Oxygène (mg/l)	0.7	8.93
Pred (mV)	273.3	509.5
pH	7.06	7.62
H ₂ S (mg/l)	-	-
Débit (l/min)		
Radioisotopes		
²²² Rn (Bq/l)	3 ± 0.4	7.3 ± 0.5
²²⁶ Ra (mBq/l)	183 ± 13	< 5 ± 0
²³⁸ U (mBq/l)	4 ± 3	8 ± 3
²³⁴ U (mBq/l)	4 ± 3	7 ± 3
Eléments majeurs		
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	104.5	162.3
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	1327.3	42.2
NO ₂ ⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.5
NO ₃ ⁻ (mg/l)	< 0.3	1.4
Cl ⁻ (mg/l)	4.8	0.6
F ⁻ (mg/l)	2.6	< 0.3
Br ⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.5
PO ₄ ³⁻ (mg/l)	-	-
Ca ²⁺ (mg/l)	480.2	56.2
Mg ²⁺ (mg/l)	59.9	8.1
K ⁺ (mg/l)	2.4	0.6
Na ⁺ (mg/l)	18.9	1.1
Sr ²⁺ (mg/l)	5.5	< 0.25
NH ₄ ⁺ (mg/l)	< 0.05	< 0.05
Fe ²⁺ (mg/l)	0.8	< 0.03
SiO ₂ (mg/l)	26.3	4
Σ anions (meq/l)	29.6	3.6
Σ cations (meq/l)	29.9	3.5
Balance ionique	0.5	-1.4
TDS (mg/l)	2033.2	275.1
Eléments traces		
Li (µg/l)	-	-
Be (µg/l)	-	-
B (µg/l)	-	-
Al (µg/l)	-	-
V (µg/l)	-	-
Ba (µg/l)	-	-
Cr (µg/l)	-	-
Mn (µg/l)	-	-
Co (µg/l)	-	-
Ni (µg/l)	-	-
Cu (µg/l)	-	-
Zn (µg/l)	-	-
Ga (µg/l)	-	-
As (µg/l)	-	-
Rb (µg/l)	-	-
Mo (µg/l)	-	-
Pb (µg/l)	-	-
Bi (µg/l)	-	-

Incertitude de mesure: - Eléments majeurs: 5%

- Eléments traces: 10%

Abréviation des points d'échantillonnage: voir annexe 2

Saxon

	SAX	SAX	SAX	SAX	SAX	SAX	SATF	SAAP
<i>Données de terrain</i>	26.01.06	02.03.06	20.04.06	14.06.06	24.08.06	07.11.06	14.06.06	23.08.06
Température (°C)	25	25	24.9	24.9	24.9	24.7	20.6	7.6
Cond à 25°C (°C)	882	880	882	882	886	888	938	608
Oxygène (%)	22.2	18.2	15.3	15.1	16.7	14.5	84.8	52.3
Oxygène (mg/l)	1.64	1.36	1.15	1.13	1.24	1.1	6.83	5.15
Pred (mV)	400.5	393.5	-	480.6	324.6	443.7	406.8	306.7
pH	6.47	6.89	7.1	7.05	7.11	7.09	7.27	7.28
H ₂ S (mg/l)	< 0.01	-	-	-	-	-	-	-
Débit (l/min)	650	666.7	666.7	700	700	683.3	-	150
Radioisotopes								
²²² Rn (Bq/l)	25.3 ± 0.5	31.9 ± 0.5	29.5 ± 0.5	30.2 ± 0.5	25.7 ± 0.4	22.2 ± 0.4	12.6 ± 0.4	54.8 ± 0.6
²²⁶ Ra (mBq/l)	4 ± 3	4 ± 3	4 ± 2	6 ± 3	< 5 ± 0	< 5 ± 0	6 ± 3	8 ± 3
²³⁸ U (mBq/l)	37 ± 6	39 ± 6	54 ± 7	48 ± 6	42 ± 6	31 ± 5	201 ± 13	19 ± 4
²³⁴ U (mBq/l)	36 ± 6	36 ± 6	44 ± 6	43 ± 6	38 ± 6	31 ± 5	158 ± 11	14 ± 4
Eléments majeurs								
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	305.7	304.7	302.6	308.8	308.7	309	326.6	334.1
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	217.2	224.8	241	243.9	219.1	234.2	260.4	71.9
NO ₂ ⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
NO ₃ ⁻ (mg/l)	1.0	1.0	1.5	1.6	1.3	1.2	6.8	0.6
Cl ⁻ (mg/l)	10.9	12.4	13.2	13.2	12.6	13.5	14.3	2.5
F ⁻ (mg/l)	1.3	1.4	1.3	1.4	1.3	1.2	1.4	0.5
Br ⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
PO ₄ ³⁻ (mg/l)	-	-	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Ca ²⁺ (mg/l)	121.7	119.0	110.5	128.5	120.6	121.1	134.9	106.0
Mg ²⁺ (mg/l)	41.4	40.4	36.8	41.3	39.0	39.5	46.4	19.9
K ⁺ (mg/l)	2.4	1.8	2.3	1.9	1.8	2.0	2.6	0.3
Na ⁺ (mg/l)	19.0	19.0	19.9	22.0	21.2	21.9	19.6	3.0
Sr ²⁺ (mg/l)	1.5	1.1	1.2	2.2	1.2	2.3	1.6	0.3
NH ₄ ⁺ (mg/l)	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05
Fe ²⁺ (mg/l)	0.01	< 0.03	< 0.05	-	-	0.03	0.02	< 0.1
SiO ₂ (mg/l)	13.3	12.7	13.3	13.5	13.5	13.5	14.4	7.2
Σ anions (meq/l)	9.9	10.1	10.4	10.6	10.1	10.4	11.4	7.1
Σ cations (meq/l)	10.4	10.2	9.5	10.9	10.2	10.4	11.5	7.1
Balance ionique	2.5	0.5	-4.5	1.4	0.5	0	0.4	0.0
TDS (mg/l)	734.4	737.3	-	776.7	739.0	758.2	822.2	545.8
Eléments traces								
Li (µg/l)	-	-	-	136	123	-	107	9
Be (µg/l)	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-	< 0.1	< 0.1
B (µg/l)	-	-	-	105	96.5	-	82.7	8.2
Al (µg/l)	-	-	-	8.9	3.1	-	1.8	5.1
V (µg/l)	-	-	-	4.1	0.5	-	0.7	3
Ba (µg/l)	-	-	-	15	14.1	-	21.9	9.3
Cr (µg/l)	-	-	-	0.3	0.2	-	< 0.1	0.4
Mn (µg/l)	-	-	-	0.2	0.2	-	1.3	0.2
Co (µg/l)	-	-	-	0.2	0.2	-	0.2	0.2
Ni (µg/l)	-	-	-	3.6	2.1	-	1.7	3.7
Cu (µg/l)	-	-	-	0.6	1.2	-	0.4	0.5
Zn (µg/l)	-	-	-	16.2	13.3	-	16	14.2
Ga (µg/l)	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-	< 0.1	< 0.1
As (µg/l)	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-	< 0.1	11.4
Rb (µg/l)	-	-	-	27.6	27	-	25.5	1
Mo (µg/l)	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-	< 0.1	< 0.1
Pb (µg/l)	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-	< 0.1	< 0.1
Bi (µg/l)	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-	< 0.1	< 0.1

Incertitude de mesure: - Eléments majeurs: 5%

- Eléments traces: 10%

Abréviation des points d'échantillonnage: voir annexe 2

Cruseilles

	N°6 14.07.05	CA1 14.07.05
Données de terrain		
Température (°C)	14	23.6
Cond à 25°C (°C)	476	455
Oxygène (%)	6	26
Oxygène (mg/l)	0.6	2.1
Pred (mV)	-	-
pH	7.23	7.31
H ₂ S (mg/l)	-	-
Débit (l/min)	-	9
Radioisotopes		
²²² Rn (Bq/l)	18.3 ± 0.4	17.3 ± 0.4
²²⁶ Ra (mBq/l)	17 ± 4	50 ± 7
²³⁸ U (mBq/l)	< 5 ± 0	< 5 ± 0
²³⁴ U (mBq/l)	< 5 ± 0	< 5 ± 0
Eléments majeurs		
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	292.8	298.8
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	12.5	5.3
NO ₂ ⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.5
NO ₃ ⁻ (mg/l)	1.1	< 0.3
Cl ⁻ (mg/l)	10.1	4.6
F ⁻ (mg/l)	< 0.3	1.1
Br ⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.5
PO ₄ ³⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.5
Ca ²⁺ (mg/l)	80.7	53.9
Mg ²⁺ (mg/l)	7.4	14.7
K ⁺ (mg/l)	0.5	1.6
Na ⁺ (mg/l)	5.8	18.2
Sr ²⁺ (mg/l)	-	-
NH ₄ ⁺ (mg/l)	< 0.05	< 0.05
Fe ²⁺ (mg/l)	-	-
SiO ₂ (mg/l)	7.0	19.9
Σ anions (meq/l)	5.4	5.2
Σ cations (meq/l)	4.9	4.7
Balance ionique	-4.9	-5.1
TDS (mg/l)	416.8	418.1
Eléments traces		
Li (µg/l)	-	-
Be (µg/l)	-	-
B (µg/l)	-	-
Al (µg/l)	-	-
V (µg/l)	-	-
Ba (µg/l)	-	-
Cr (µg/l)	-	-
Mn (µg/l)	-	-
Co (µg/l)	-	-
Ni (µg/l)	-	-
Cu (µg/l)	-	-
Zn (µg/l)	-	-
Ga (µg/l)	-	-
As (µg/l)	-	-
Rb (µg/l)	-	-
Mo (µg/l)	-	-
Pb (µg/l)	-	-
Bi (µg/l)	-	-

Delémont

S3 16.11.06	S3 05.04.07	DOUX 16.11.06	BAME 05.04.07
21.8	21.8	10.6	9.1
433	431	527	437
7.4	9	92.3	92.3
0.59	0.71	9.2	9.2
413.9	401.9	487.4	-
7.41	7.51	7.24	7.28
-	-	-	-
1172	1140		3400
4.4 ± 0.3	4.6 ± 0.3	12 ± 0.3	6.1 ± 0.3
9 ± 3	8 ± 3	±	±
10 ± 3	6 ± 2	±	±
3 ± 2	6 ± 2	±	±
274.5	303.7	299.1	282.7
12.0	11.4	12.4	8.0
< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
0.6	0.4	20.1	7.1
2.7	3.4	6.9	2.2
< 0.3	0.3	< 0.3	< 0.3
< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
56.9	53.0	109.9	92.7
23.1	24.5	2.6	2.5
1.1	2.3	0.8	0.9
5.5	6.1	3.8	1.4
< 0.25	< 0.25	< 0.25	< 0.25
< 0.05	< 0.05	< 0.05	0.08
< 0.03	-	< 0.03	-
9.5	9.6	6.3	3.6
4.8	5.3	5.7	5.0
5.0	5.0	5.9	4.9
2.0	-2.9	1.7	-1.0
385.3	414.3	441.8	394.0
12.5	13	-	-
< 0.1	< 0.1	-	-
12.3	12.1	-	-
10.4	7.4	-	-
0.5	0.6	-	-
13.7	8.1	-	-
0.3	1.6	-	-
1.5	1.3	-	-
0.1	< 0.1	-	-
3.1	3.5	-	-
1.6	2.4	-	-
29.5	34.4	-	-
< 0.1	< 0.1	-	-
< 0.1	< 0.1	-	-
2.9	2.8	-	-
< 0.1	< 0.1	-	-
0.6	0.6	-	-
< 0.1	< 0.1	-	-

Pfäfers

BR 28.11.06	BR 02.07.07	BRSUB 02.07.07
36.5	37.2	13.2
521	519	425
43.6	46.2	64
2.62	2.75	5.94
440.8	382.2	-
7.53	7.64	7.41
-	-	-
		240
5.9 ± 0.3	4.6 ± 0.3	13.1 ± 0.3
286 ± 15	343 ± 17	22 ± 5
8 ± 3	7 ± 3	19 ± 4
5 ± 2	6 ± 3	14 ± 4
229.4	239.8	248.4
26.7	38.9	23.3
< 0.5	< 0.5	< 0.5
< 0.3	0.3	1.0
39.5	41	4.6
1.3	1.5	0.3
0.2	0.2	< 0.5
< 0.5	< 0.5	< 0.5
52.0	55.4	68.2
15.9	15.6	12.4
4.9	2.5	0.6
31.5	31.3	5.0
0.4	1.16	< 0.25
< 0.05	< 0.05	< 0.05
< 0.03	< 0.02	0.04
16.5	15.6	4.7
5.5	6.0	4.7
5.4	5.5	4.7
-0.9	-4.3	0
418.1	442.8	367.5
268	272	39.4
< 0.1	< 0.1	< 0.1
339	375	63.3
4.5	1.6	1.1
0.4	0.4	0.2
140	140	26.4
< 0.1	1	3
0.3	0.3	0.8
< 0.1	< 0.1	< 0.1
1.2	0.9	2.3
1	1.4	1.2
40.3	27.4	17.4
< 0.1	< 0.1	< 0.1
0.3	0.9	< 0.1
13.4	13.3	1.6
< 0.1	< 0.1	< 0.1
0.2	< 0.1	< 0.1
< 0.1	< 0.1	< 0.1

Incertitude de mesure: - Eléments majeurs: 5%
- Eléments traces: 10%
Abréviation des points d'échantillonnage: voir annexe 2

Combioula

	C3	C3	C3	PIS	PIS	PIS2	SUBD	SUBD	SUBG	SUBG
<i>Données de terrain</i>	29.05.05	19.07.05	09.04.07	29.05.05	19.07.05	09.04.07	29.05.05	19.07.05	19.07.05	09.04.07
Température (°C)	28	28	27.3	28	28	29.4	17	17.4	14.3	14.3
Cond à 25°C (°C)	-	5970	6350	-	4200	4850	-	2880	2340	2580
Oxygène (%)	-	1.5	2.4	-	35.4	16.2	-	1.2	5.7	3.7
Oxygène (mg/l)	-	0.1	0.17	-	2.6	1.1	-	0.1	0.5	0.33
Pred (mV)	-	-	-46.2	-	-	211.2	-	-	-	409.6
pH	-	6.81	6.79	-	6.91	6.95	-	6.92	6.92	7.17
H ₂ S (mg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Débit (l/min)	-	-	42	-	800	-	-	-	-	27.5
Radioisotopes										
²²² Rn (Bq/l)	4.2 ± 0.4	5.2 ± 0.3	4.4 ± 0.3	201 ± 1.3	189 ± 1.1	106 ± 0.6	63.6 ± 0.8	66.9 ± 0.7	23.5 ± 0.5	18.9 ± 0.4
²²⁶ Ra (mBq/l)	410 ± 18	437 ± 18	486 ± 20	82 ± 8	80 ± 8	214 ± 13	59 ± 7	56 ± 7	28 ± 3	30 ± 6
²³⁸ U (mBq/l)	39 ± 7	28 ± 5	21 ± 4	93 ± 9	99 ± 10	87 ± 8	129 ± 11	118 ± 11	150 ± 12	134 ± 10
²³⁴ U (mBq/l)	44 ± 7	34 ± 6	26 ± 5	79 ± 9	76 ± 9	98 ± 9	173 ± 13	161 ± 12	143 ± 12	142 ± 11
Eléments majeurs										
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	-	-	280.3	-	-	237.0	-	-	-	227.9
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	-	-	2563.1	-	-	2132.2	-	-	-	1477.9
NO ₂ ⁻ (mg/l)	-	-	< 0.5	-	-	< 0.5	-	-	-	< 0.5
NO ₃ ⁻ (mg/l)	-	-	< 0.3	-	-	< 0.3	-	-	-	< 0.3
Cl ⁻ (mg/l)	-	-	904.1	-	-	581.2	-	-	-	58.6
F ⁻ (mg/l)	-	-	2.1	-	-	1.4	-	-	-	0.8
Br ⁻ (mg/l)	-	-	< 0.5	-	-	< 0.5	-	-	-	< 0.5
PO ₄ ³⁻ (mg/l)	-	-	< 0.5	-	-	< 0.5	-	-	-	< 0.5
Ca ²⁺ (mg/l)	-	-	666.2	-	-	620.2	-	-	-	535.0
Mg ²⁺ (mg/l)	-	-	152.6	-	-	111.7	-	-	-	69.5
K ⁺ (mg/l)	-	-	53.8	-	-	33.6	-	-	-	6.2
Na ⁺ (mg/l)	-	-	811.4	-	-	511.9	-	-	-	59.6
Sr ²⁺ (mg/l)	-	-	35.7	-	-	24.7	-	-	-	21.8
NH ₄ ⁺ (mg/l)	-	-	< 0.05	-	-	-	-	-	-	< 0.05
Fe ²⁺ (mg/l)	-	-	0.03	-	-	0.05	-	-	-	0.2
SiO ₂ (mg/l)	-	-	27.1	-	-	20	-	-	-	8.2
Σ anions (meq/l)	-	-	83.6	-	-	64.7	-	-	-	36.2
Σ cations (meq/l)	-	-	83.4	-	-	63.9	-	-	-	35.7
Balance ionique	-	-	-0.1	-	-	-0.6	-	-	-	-0.7
TDS (mg/l)	-	-	5496.4	-	-	4273.9	-	-	-	2465.7
Eléments traces										
Li (µg/l)	-	-	838	-	-	689	-	-	-	90
Be (µg/l)	-	-	0.2	-	-	< 0.1	-	-	-	< 0.1
B (µg/l)	-	-	828	-	-	673	-	-	-	121
Al (µg/l)	-	-	0.9	-	-	7.2	-	-	-	43.8
V (µg/l)	-	-	4.8	-	-	2.8	-	-	-	0.8
Ba (µg/l)	-	-	6.2	-	-	10.7	-	-	-	15.1
Cr (µg/l)	-	-	2.5	-	-	1.3	-	-	-	2.1
Mn (µg/l)	-	-	28	-	-	40.9	-	-	-	16.1
Co (µg/l)	-	-	0.8	-	-	0.8	-	-	-	1.3
Ni (µg/l)	-	-	6.9	-	-	5.4	-	-	-	16.1
Cu (µg/l)	-	-	4.7	-	-	4	-	-	-	1.4
Zn (µg/l)	-	-	11.2	-	-	19.1	-	-	-	17.8
Ga (µg/l)	-	-	< 0.1	-	-	< 0.1	-	-	-	< 0.1
As (µg/l)	-	-	< 0.1	-	-	0.8	-	-	-	< 0.1
Rb (µg/l)	-	-	93.6	-	-	64.8	-	-	-	14.5
Mo (µg/l)	-	-	0.4	-	-	0.4	-	-	-	0.6
Pb (µg/l)	-	-	0.2	-	-	0.3	-	-	-	1.5
Bi (µg/l)	-	-	< 0.1	-	-	< 0.1	-	-	-	< 0.1

Incertitude de mesure: - Eléments majeurs: 5%

- Eléments traces: 10%

Abréviation des points d'échantillonnage: voir annexe 2

Brigerbad

	TQB1d 15.07.04	TQB1d 30.09.04	TQB1d 21.08.07	TQB1d 26.09.07	TQB1d 30.10.07	TQB1c 26.09.07	TQB1g 26.09.07	TQB1g 30.10.07	TQB2 21.08.07	TQB3 21.08.07	Q4 15.07.04
Données de terrain											
Température (°C)	38.6	50.2	40.3	45.9	49.5	35.5	30.4	42.7	19.1	19.4	16.2
Cond à 25°C (°C)	1390	1573	1515	1800	1885	1482	1242	1840	800	794	781
Oxygène (%)	7	4	7.6	2.3	2.9	3.6	13.9	2.6	19.1	19.6	16
Oxygène (mg/l)	0.7	0.4	0.42	0.12	0.11	0.22	0.91	0.1	1.65	1.56	1.6
Pred (mV)	-	-	-7.1	-49.4	-97.1	170.5	266.4	195.0	445.0	447.8	-
pH	7.45	7.46	7.27	7.23	7.32	7.25	7.25	7.21	7.32	7.26	7.4
H ₂ S (mg/l)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Débit (l/min)	2500	700									300
Radioisotopes											
²²² Rn (Bq/l)	147 ± 2	72 ± 1	146 ± 0.9	98.4 ± 1.2	58.2 ± 0.6	141 ± 1.4	180 ± 1.5	51.5 ± 0.6	253 ± 1.2	315 ± 1.3	150 ± 2
²²⁶ Ra (mBq/l)	80 ± 8	232 ± 14	158 ± 11	234 ± 14	308 ± 16	128 ± 10	87 ± 9	226 ± 14	±	36 ± 6	14 ± 5
²³⁸ U (mBq/l)	- ± -	- ± -	53 ± 7	22 ± 4	27 ± 5	40 ± 6	44 ± 6	31 ± 5	±	92 ± 9	- ± -
²³⁴ U (mBq/l)	- ± -	- ± -	42 ± 6	32 ± 5	29 ± 5	33 ± 5	44 ± 6	25 ± 5	±	82 ± 8	- ± -
Éléments majeurs											
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	122	91.5	109.2	89.1	107.1	-	112.2	94.92	175.1	167.6	207.4
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	500.6	664.0	516.0	679	843.9	-	429	883.6	237.5	234.5	227.2
NO ₂ ⁻ (mg/l)	0.07	< 0.5	< 0.5	< 0.05	-	-	0.01	-	< 0.5	< 0.5	< 0.5
NO ₃ ⁻ (mg/l)	3.05	< 0.3	< 0.3	2	-	-	1	-	3.9	3.2	3.2
Cl ⁻ (mg/l)	69.5	117.4	83.3	117	153.9	-	65	161.7	22.0	25.2	11.6
F ⁻ (mg/l)	1.1	< 0.3	2.4	3.9	5.4	-	2.2	4.7	0.6	0.9	0.4
Br ⁻ (mg/l)	0.45	0.7	< 0.5	-	1.3	-	-	1.1	< 0.5	< 0.5	< 0.5
PO ₄ ³⁻ (mg/l)	-	-	< 0.5	< 0.05	-	-	< 0.05	-	< 0.5	< 0.5	-
Ca ²⁺ (mg/l)	122.1	136	124.4	131.1	168.8	-	105.6	161.7	108.8	104.6	116.1
Mg ²⁺ (mg/l)	5.7	2.6	5.1	0.9	3.6	-	2.8	4.15	11.9	10.5	14.8
K ⁺ (mg/l)	19.7	29.3	20.8	25.6	32.6	-	16.2	29.9	7.8	8.2	7.0
Na ⁺ (mg/l)	172.7	274.7	202.0	259	312.9	-	144	287.5	42.2	46.8	26.9
Sr ²⁺ (mg/l)	-	-	4.0	3.3	7.8	-	2.6	7.4	2.9	2.8	-
NH ₄ ⁺ (mg/l)	< 0.05	< 0.05	< 0.05	0.15	-	-	< 0.05	-	< 0.05	< 0.05	< 0.05
Fe ²⁺ (mg/l)	-	-	< 0.02	0.06	< 0.02	-	0.05	0.03	< 0.02	< 0.02	-
SiO ₂ (mg/l)	51.2	67	55.0	36.3	77.9	-	22.3	75.2	18.1	19.2	15.9
Σ anions (meq/l)	14.5	18.7	15.0	19.1	24.1	-	12.7	24.9	8.5	8.4	8.5
Σ cations (meq/l)	14.6	19.7	16.2	18.8	23.6	-	12.4	22.1	8.5	8.4	8.4
Balance ionique	0.3	2.6	3.8	-0.8	-1.0	-	-1.2	-6.0	0	0	-0.6
TDS (mg/l)	1064.6	1328.5	1122.2	1345.3	1713.9	-	902.0	1710.8	626.9	620.3	627.3
Éléments traces											
Li (µg/l)	-	-	1284	1420	1880	-	800	1850	164	300	200
Be (µg/l)	-	-	0.4	-	-	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-
B (µg/l)	-	-	1036	-	-	-	-	-	128	249	-
Al (µg/l)	-	-	2.5	-	-	-	-	-	3.1	5.1	-
V (µg/l)	-	-	1	< 0.1	-	-	< 0.1	-	0.2	0.5	-
Ba (µg/l)	-	-	42.3	-	-	-	-	-	78.5	43	-
Cr (µg/l)	-	-	0.5	< 0.1	-	-	< 0.1	-	< 0.1	2.2	-
Mn (µg/l)	-	-	34.5	57.8	-	-	30	-	0.7	0.6	-
Co (µg/l)	-	-	0.2	< 0.1	-	-	< 0.1	-	0.2	0.2	-
Ni (µg/l)	-	-	3.6	0.2	-	-	0.3	-	4.2	2.9	-
Cu (µg/l)	-	-	2	0.4	-	-	0.5	-	2.2	2.1	-
Zn (µg/l)	-	-	13.3	1.5	-	-	1	-	26.9	36.2	-
Ga (µg/l)	-	-	0.3	-	-	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-
As (µg/l)	-	-	1.1	12.0	-	-	8.9	-	1	0.6	-
Rb (µg/l)	-	-	274	-	-	-	-	-	44.3	71	-
Mo (µg/l)	-	-	0.2	-	-	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-
Pb (µg/l)	-	-	< 0.1	0.3	-	-	0.3	-	0.3	< 0.1	-
Bi (µg/l)	-	-	< 0.1	-	-	-	-	-	< 0.1	< 0.1	-

Incertitude de mesure: - Éléments majeurs: 5%
- Éléments traces: 10%

Abréviation des points d'échantillonnage: voir annexe 2

Brigerbad

	Q4	Q4	Q6	EGG3
Données de terrain	21.08.07	26.09.07	15.07.04	29.07.04
Température (°C)	15.5	15.8	21.8	9.2
Cond à 25°C (°C)	780	802	888	161
Oxygène (%)	12.1	16.6	30	97
Oxygène (mg/l)	1.04	1.43	3	9.7
Pred (mV)	371.7	402.5	-	-
pH	7.41	6.81	6.8	7.1
H ₂ S (mg/l)	-	-	-	-
Débit (l/min)			300	60
Radioisotopes				
²²² Rn (Bq/l)	166 ± 1	163 ± 1.5	421 ± 5	340 ± 4
²²⁶ Ra (mBq/l)	±	18 ± 4	37 ± 7	42 ± 8
²³⁸ U (mBq/l)	±	106 ± 9	- ± -	- ± -
²³⁴ U (mBq/l)	±	94 ± 9	- ± -	- ± -
Eléments majeurs				
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	201.9	192.8	170.8	85.4
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	225.6	236	287.9	20.7
NO ₂ ⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.01	< 0.5	< 0.5
NO ₃ ⁻ (mg/l)	3.6	4	3.5	0.9
Cl ⁻ (mg/l)	14.6	15	23.5	0.4
F ⁻ (mg/l)	0.4	0.4	< 0.3	< 0.3
Br ⁻ (mg/l)	< 0.5	-	< 0.5	< 0.5
PO ₄ ³⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.05	-	-
Ca ²⁺ (mg/l)	119.7	119	115.9	29.8
Mg ²⁺ (mg/l)	15.9	13	12.2	0.6
K ⁺ (mg/l)	6.9	6.9	9.1	1
Na ⁺ (mg/l)	24.2	25.6	58.9	1.6
Sr ²⁺ (mg/l)	3.3	2.1	-	-
NH ₄ ⁺ (mg/l)	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05
Fe ²⁺ (mg/l)	< 0.02	0.002	0.3	-
SiO ₂ (mg/l)	13.4	7	23.5	10.2
Σ anions (meq/l)	8.5	8.6	9.5	1.9
Σ cations (meq/l)	8.6	8.4	9.6	1.6
Balance ionique	0.6	-1.2	0.5	
TDS (mg/l)	625.9	617.9	702.1	
Eléments traces				
Li (µg/l)	280	130	-	-
Be (µg/l)	< 0.1	-	-	-
B (µg/l)	241	-	-	-
Al (µg/l)	18.9	-	-	-
V (µg/l)	0.3	< 0.1	-	-
Ba (µg/l)	53.6	-	-	-
Cr (µg/l)	1.9	< 0.1	-	-
Mn (µg/l)	0.5	0.2	0.1	-
Co (µg/l)	0.2	< 0.1	-	-
Ni (µg/l)	4.1	0.2	-	-
Cu (µg/l)	1.9	0.3	-	-
Zn (µg/l)	24.9	1.4	-	-
Ga (µg/l)	< 0.1	-	-	-
As (µg/l)	< 0.1	1	-	-
Rb (µg/l)	65.7	-	-	-
Mo (µg/l)	< 0.1	-	-	-
Pb (µg/l)	0.6	< 0.1	-	-
Bi (µg/l)	< 0.1	-	-	-

Incertitude de mesure: - Éléments majeurs: 5%
- Éléments traces: 10%

Abréviation des points d'échantillonnage: voir annexe 2

Lavey-les-Bains

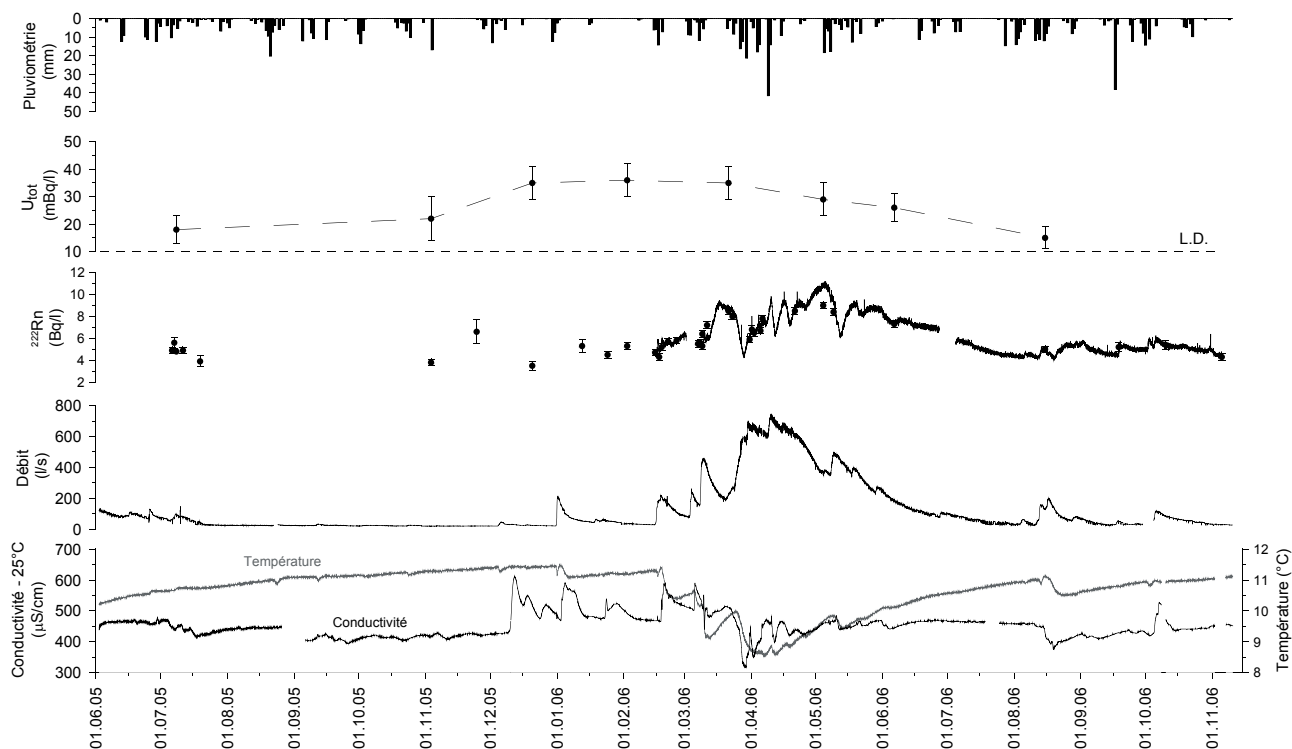
	P600	P600	P201	P201	P13	P14	S9
Données de terrain	03.05.07	30.08.07	03.05.07	30.08.07	30.08.07	31.08.07	31.08.07
Température (°C)	65	65.3	56.8	57	23.3	18.9	26.6
Cond à 25°C (°C)	1963	1984	1550	1709	513	767	381
Oxygène (%)	1.8	0.3	4.7	1.9	32.9	0.8	3.4
Oxygène (mg/l)	0.07	0.01	0.21	0.09	2.55	0.07	0.25
Pred (mV)	-129.9	-50.1	-87.7	-55.8	232.8	-	-
pH	7.71	7.56	7.61	7.41	7.17	7.93	7.22
H ₂ S (mg/l)	-	-	-	-	-	-	-
Débit (l/min)					23.8		
Radioisotopes							
²²² Rn (Bq/l)	70.8 ± 0.6	73.1 ± 0.7	115 ± 0.8	106 ± 0.8	170 ± 1	116 ± 0.8	49.5 ± 0.6
²²⁶ Ra (mBq/l)	120 ± 10	153 ± 11	114 ± 10	102 ± 9	54 ± 7	66 ± 8	< 5 ± 0
²³⁸ U (mBq/l)	< 5 ± 0	4 ± 2	33 ± 5	28 ± 5	121 ± 10	< 5 ± 0	31 ± 5
²³⁴ U (mBq/l)	< 5 ± 0	6 ± 3	31 ± 5	29 ± 5	114 ± 10	< 5 ± 0	23 ± 5
Eléments majeurs							
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	86.9	79.7	101	92.6	170.2	119.9	161.5
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	592.2	579.6	456.6	485.8	101.6	227.2	52.7
NO ₂ ⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
NO ₃ ⁻ (mg/l)	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	1.6	< 0.3	< 0.3
Cl ⁻ (mg/l)	236.4	239.3	171.0	200.9	15.7	27.7	5.7
F ⁻ (mg/l)	5.7	6.2	5.0	4.5	1.3	2.9	2.1
Br ⁻ (mg/l)	1	1.3	1.2	1.1	< 0.5	< 0.5	< 0.5
PO ₄ ³⁻ (mg/l)	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Ca ²⁺ (mg/l)	55.4	57.2	55.5	60.4	53.8	38.5	49.0
Mg ²⁺ (mg/l)	1.8	1.7	3.9	3.4	10.8	4.2	11.4
K ⁺ (mg/l)	14.3	11.2	13.2	9.4	2.8	3.5	2.5
Na ⁺ (mg/l)	380.2	359.4	279.9	288.2	34.2	111.7	11.9
Sr ²⁺ (mg/l)	2.5	2.5	1.4	1.4	0.5	1.2	1.2
NH ₄ ⁺ (mg/l)	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	0.1
Fe ²⁺ (mg/l)	0.01	< 0.02	0.01	< 0.02	< 0.02	0.02	0.09
SiO ₂ (mg/l)	69.5	68.2	57.5	56.5	15.2	17.9	22.6
Σ anions (meq/l)	20.8	20.6	16.4	17.6	5.4	7.6	4.0
Σ cations (meq/l)	20.4	19.6	15.6	16.6	5.2	7.4	4.0
Balance ionique	-1.0	-2.5	-2.5	-2.9	-1.9	-1.3	0
TDS (mg/l)	1444.9	1405.0	1145.0	1203.1	406.1	554.7	320.7
Eléments traces							
Li (µg/l)	3750	4238	2.4	3416	445	922	101.4
Be (µg/l)	-	0.3	-	0.1	< 0.1	< 0.01	< 0.01
B (µg/l)	3180	3673	2160	2900	247	1271	141
Al (µg/l)	< 10	8.3	< 10	5.2	3.4	4.7	2.9
V (µg/l)	< 10	3.7	< 10	2.4	0.5	0.4	0.4
Ba (µg/l)	26	27.9	21	29	42.1	36	70.4
Cr (µg/l)	< 10	2.1	< 10	2.4	4.1	2.8	3.5
Mn (µg/l)	30	25.8	29	32.9	0.5	32.8	36.8
Co (µg/l)	< 10	< 0.01	< 10	< 0.01	< 0.1	< 0.01	< 0.01
Ni (µg/l)	< 10	1.3	< 10	1.5	2.2	1.3	1.6
Cu (µg/l)	< 5	3.5	< 5	2.5	0.9	1	0.5
Zn (µg/l)	12	14	< 10	16.1	20.9	15.1	17.8
Ga (µg/l)	-	0.9	-	0.8	< 0.1	< 0.1	< 0.1
As (µg/l)	1	2.7	6	< 0.01	< 0.01	< 0.01	1.7
Rb (µg/l)	114	127.5	92	106.4	28.8	9.5	17.3
Mo (µg/l)	-	< 0.1	-	0.1	< 0.01	< 0.01	< 0.1
Pb (µg/l)	< 10	0.2	< 10	< 0.1	0.3	0.3	< 0.1
Bi (µg/l)	-	< 0.01	-	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01

Incertitude de mesure: - Éléments majeurs: 5%

- Éléments traces: 10%

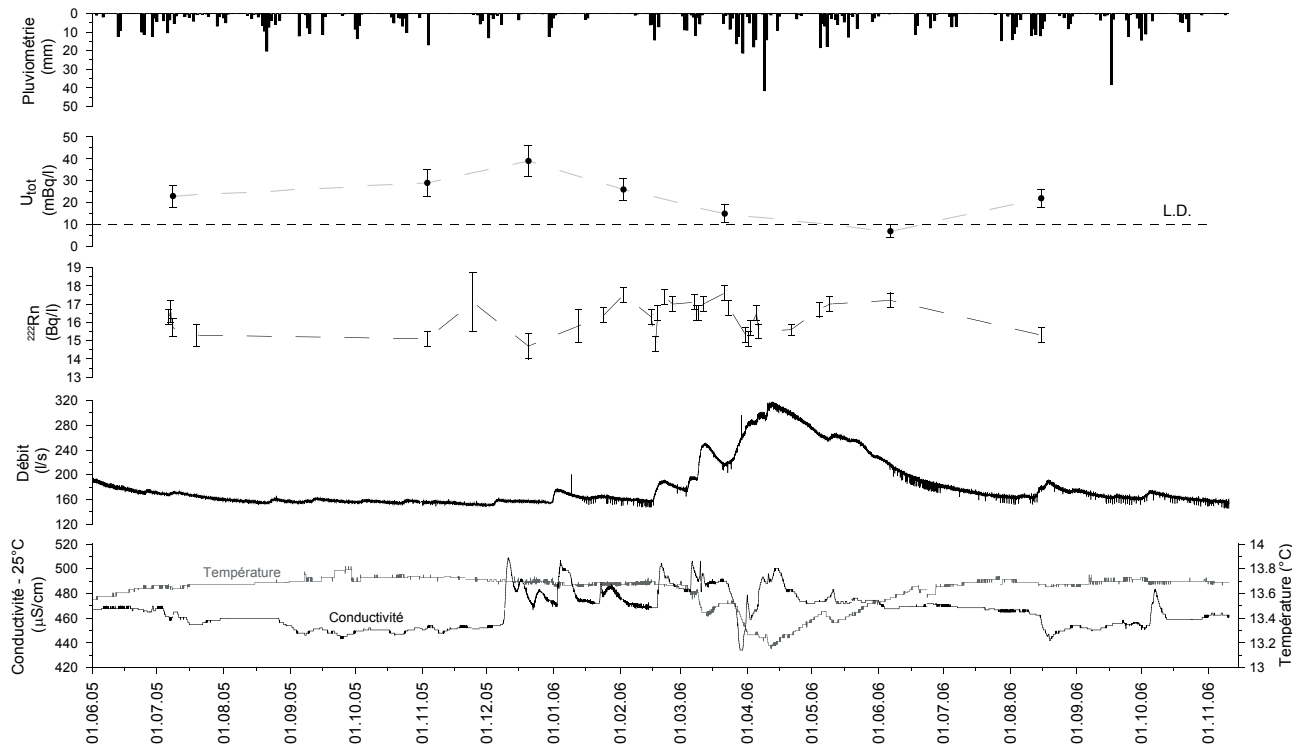
Abréviation des points d'échantillonnage: voir annexe 2

Yverdon / Moulinet 6a



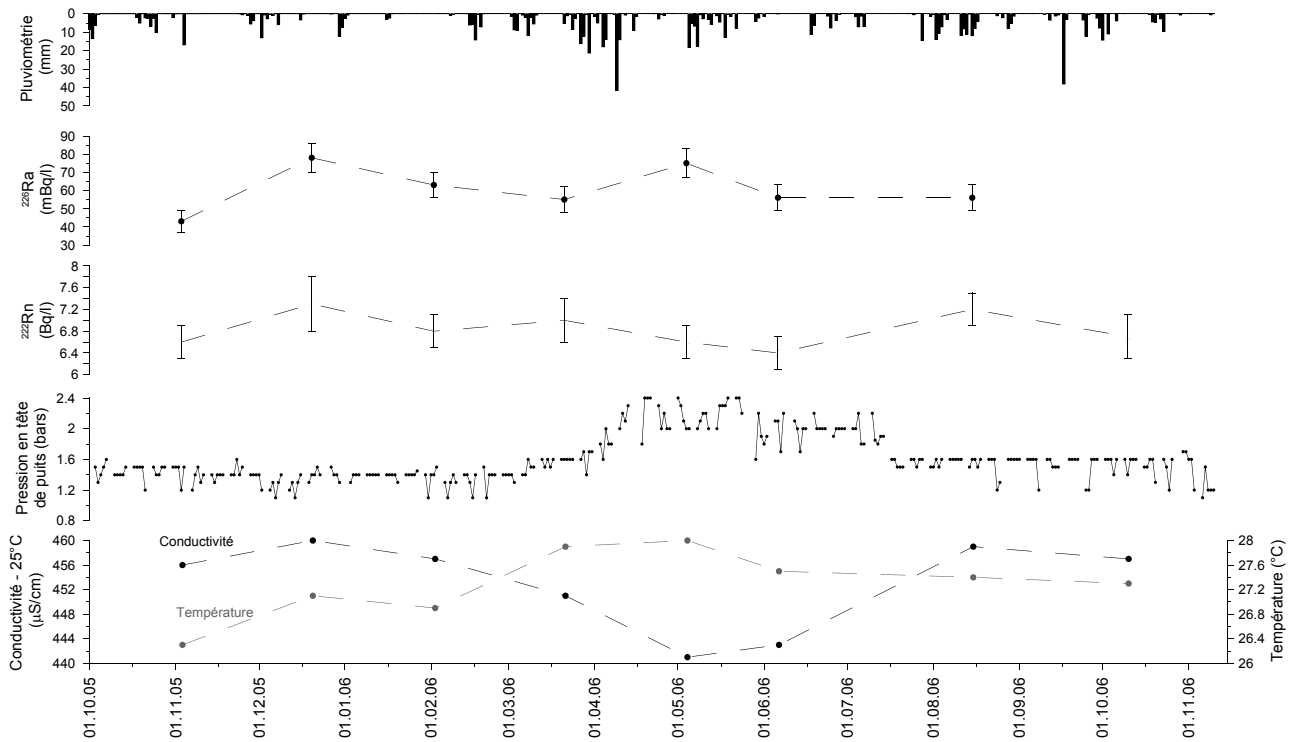
- Les données de conductivité, de température et de débit ont été fournies par M.Pronk.
 - Les données pluviométriques journalières proviennent de la station météorologique MétéoSuisse de Method.

Yverdon / Source du Cossaux



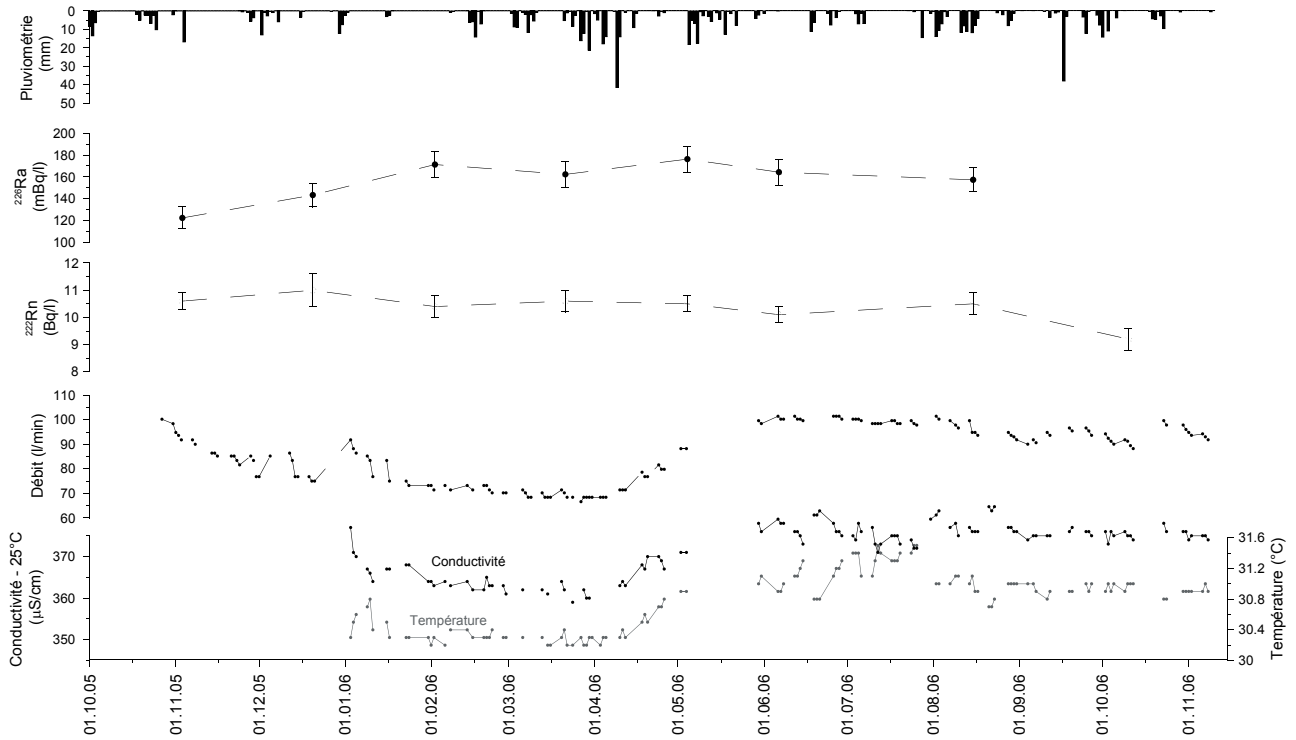
- Les données de conductivité, de température et de débit ont été fournies par le Service des Energies d'Yverdon-les-Bains.
 - Les données pluviométriques journalières proviennent de la station météorologique MétéoSuisse de Method.

Yverdon / Forage F4

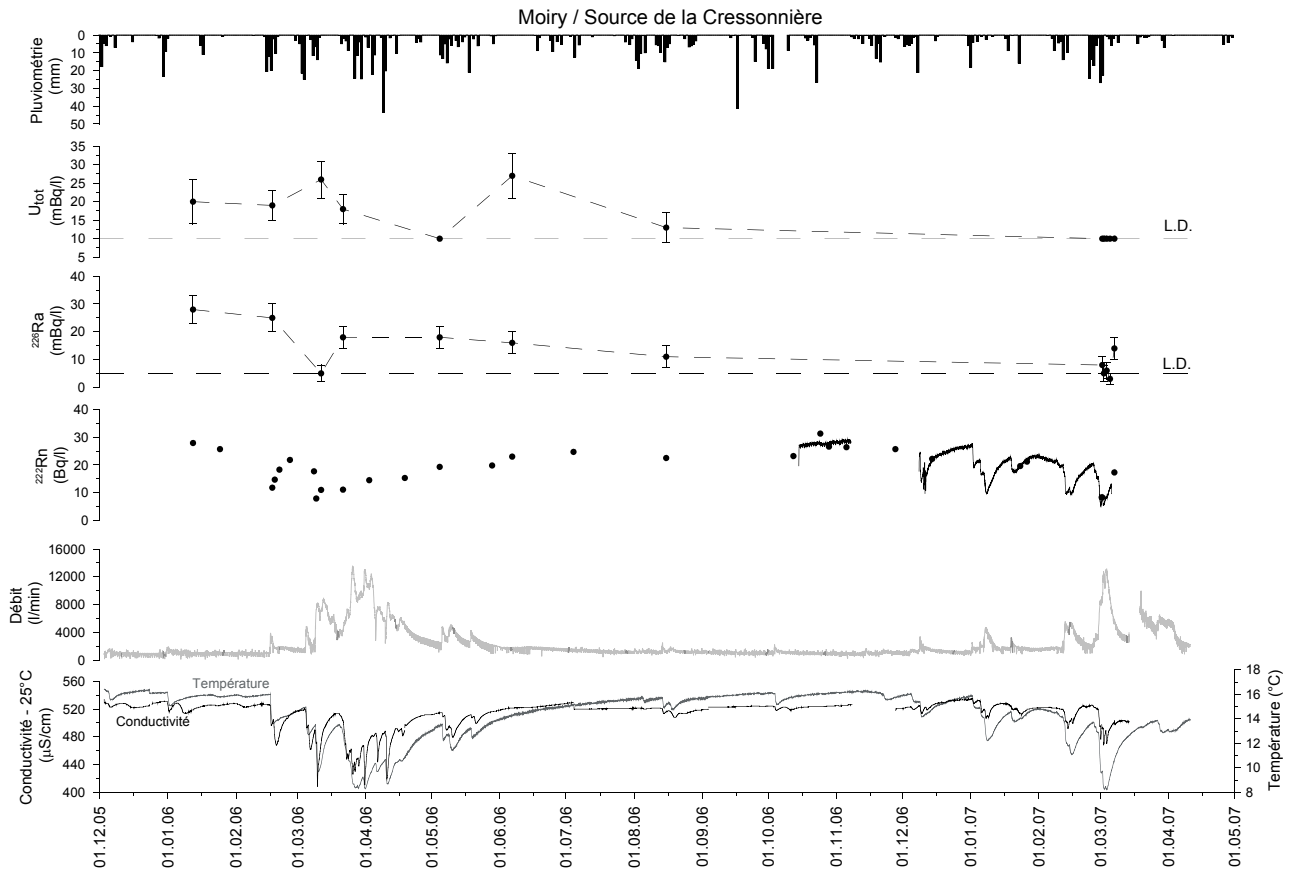


- Les données de pression ont été fournies par le Centre thermal d'Yverdon-les-Bains.
 - Les données pluviométriques journalières proviennent de la station météorologique Météosuisse de Method.

Yverdon / Forage Grève-1

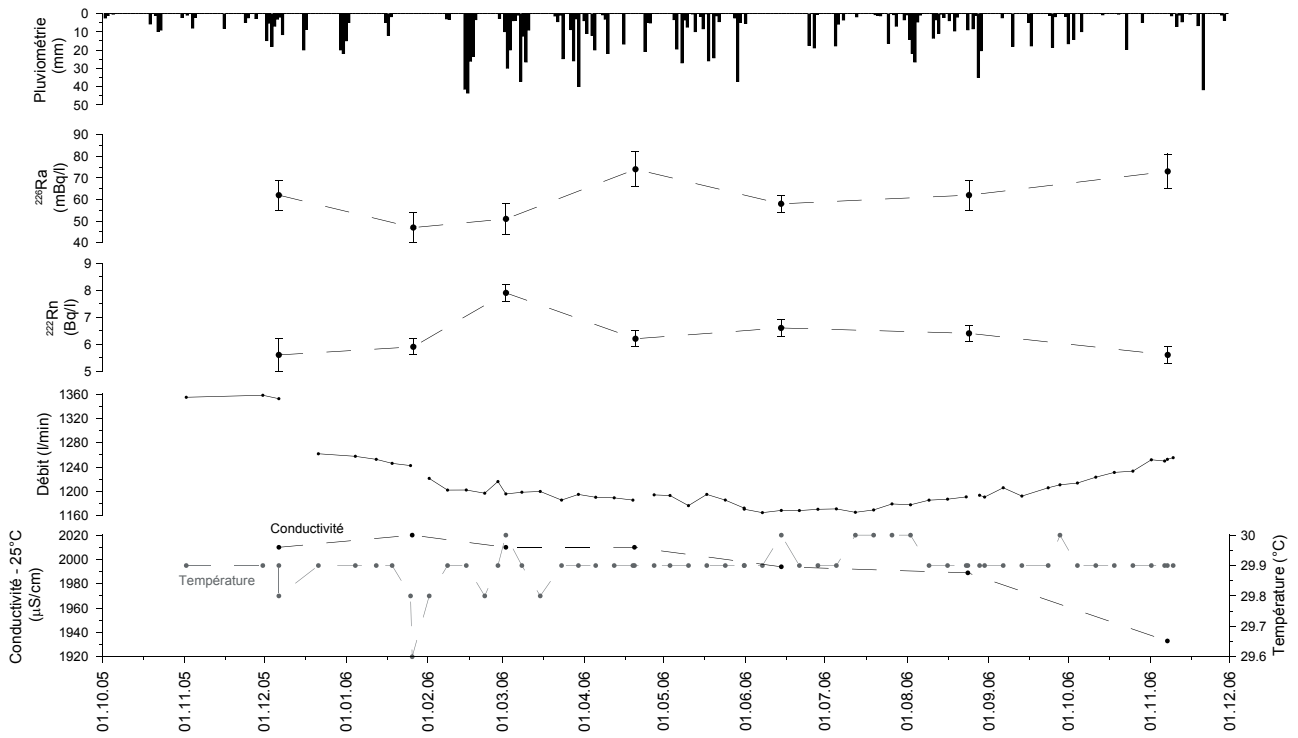


- Les données de conductivité, de température et de débit ont été fournies par Feldschlösschen SA, propriétaire du forage.
 - Les données pluviométriques journalières proviennent de la station météorologique Météosuisse de Method.



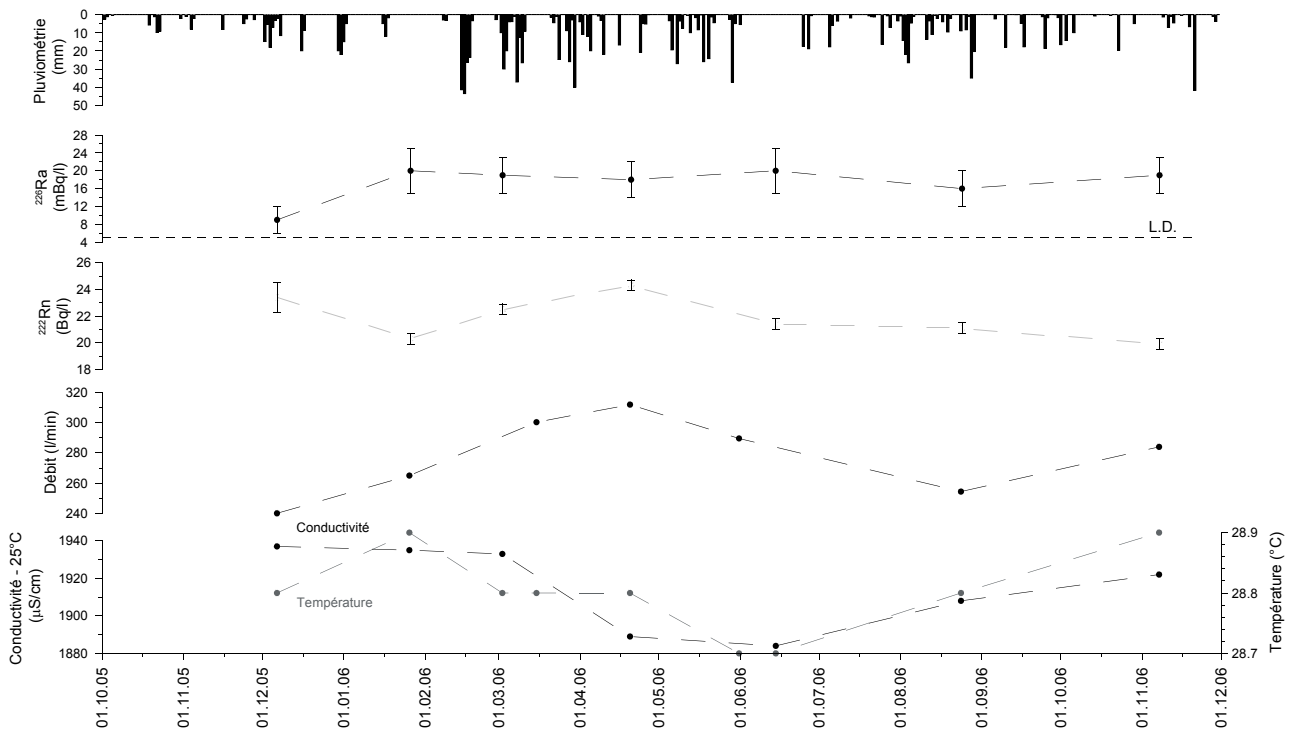
- Les données pluviométriques journalières proviennent de la station météorologique Météosuisse de Cossonay.

Val d'Illiez / Forage F3



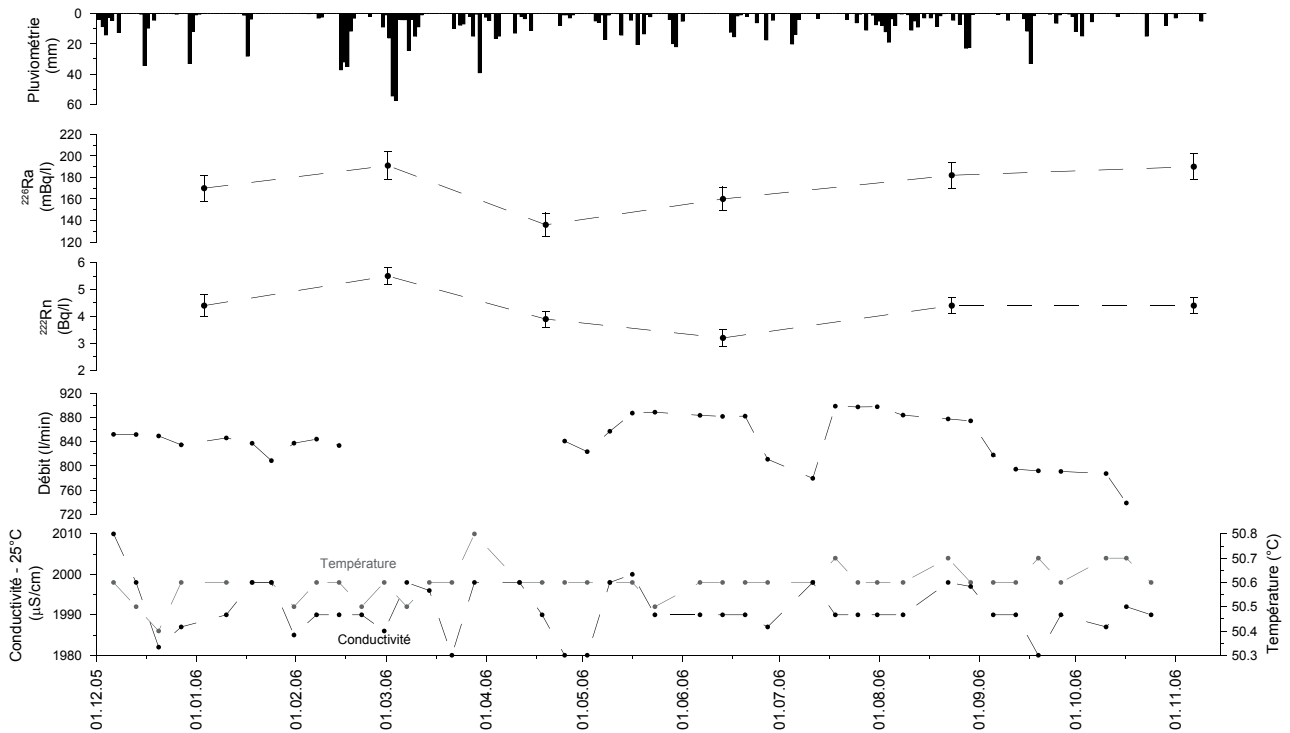
- Les données de température et de débit ont été fournies par le Bureau AlpGeo à Sierre.
 - Les données pluviométriques journalières proviennent de la station météorologique MétéoSuisse des Marécottes.

Val d'Illiez / Forage F2



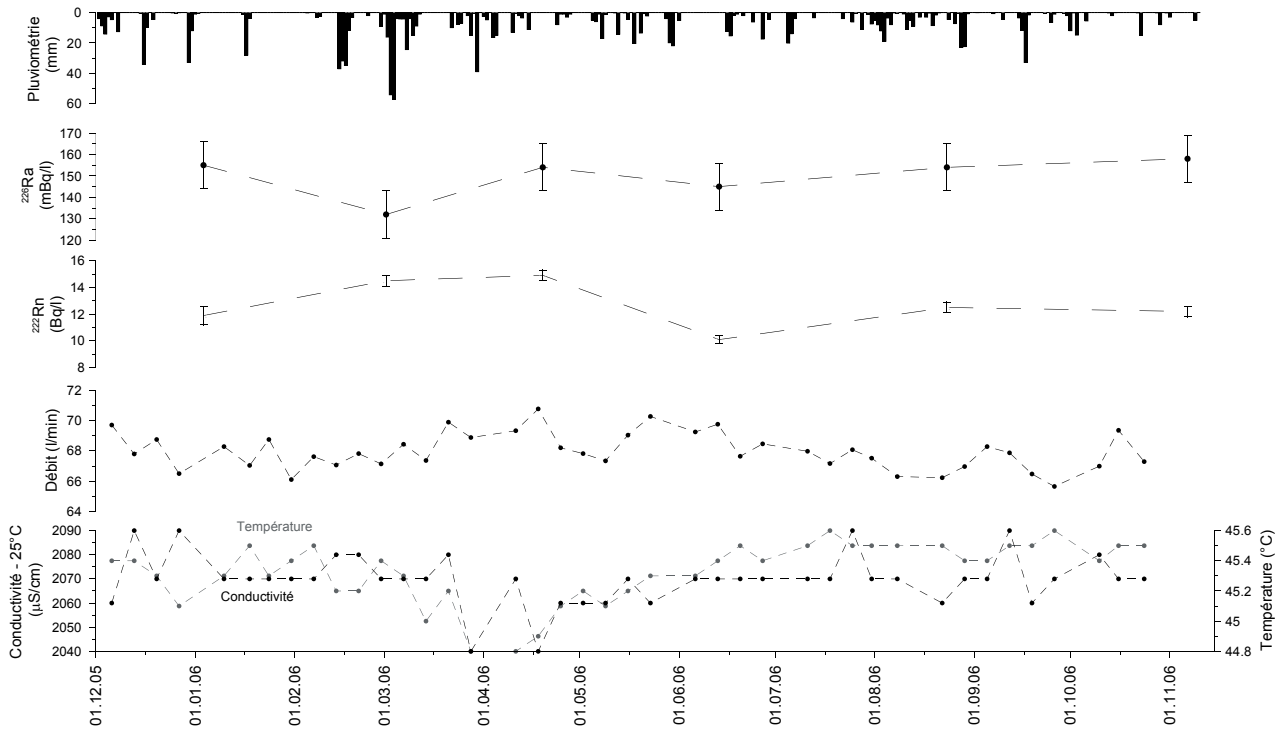
- Les données de température et de débit ont été fournies par le Bureau AlpGeo à Sierre.

Loèche-les-Bains / Source Saint-Laurent

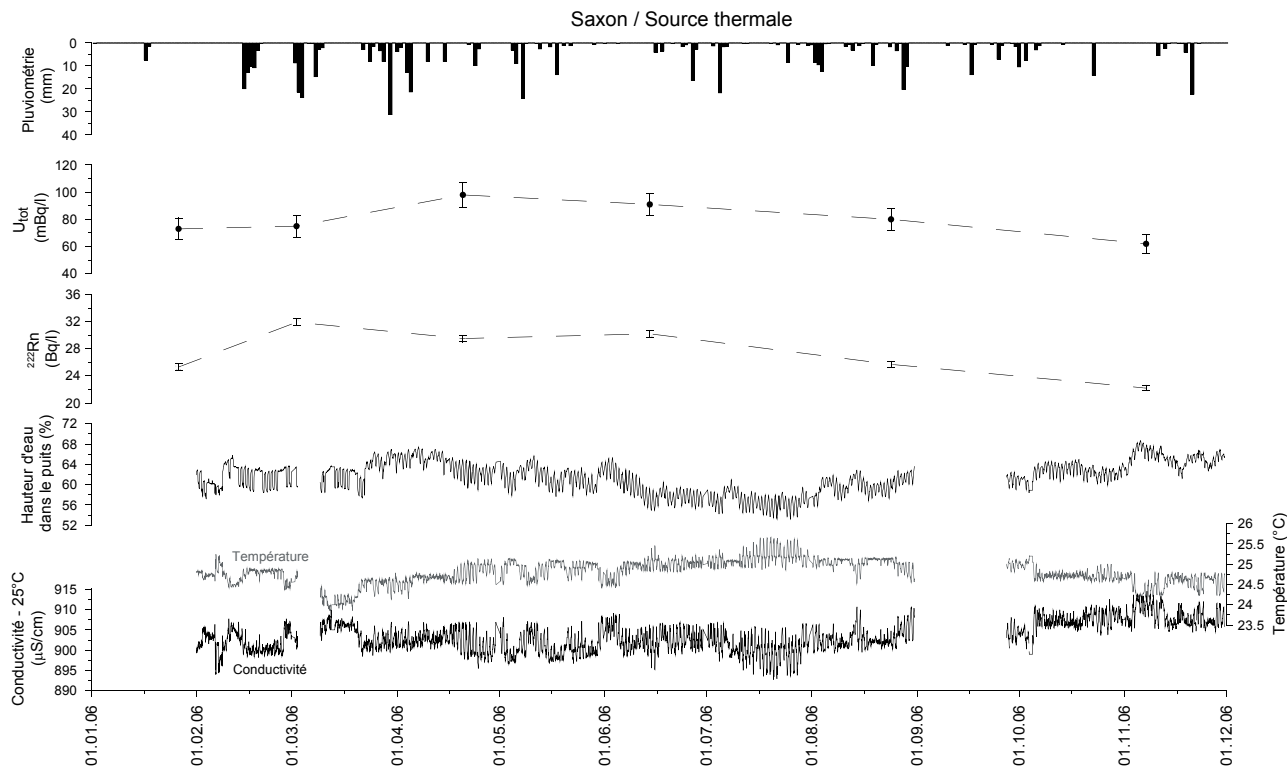


- Les données de conductivité, de température et de débit ont été fournies par les Bains de la Bourgeoisie de Loèche-les-Bains.
 - Les données pluviométriques journalières proviennent de la station météorologique Météosuisse de Loèche-les Bains.

Loèche-les-Bains / Fischweiher



- Les données de conductivité, de température et de débit ont été fournies par les Bains de la Bourgeoisie de Loèche-les-Bains.
 - Les données pluviométriques journalières proviennent de la station météorologique Météosuisse de Loèche-les Bains.



- Les données de conductivité, de température et de débit ont été fournies par Henniez SA.
 - Les données pluviométriques journalières proviennent de la station météorologique MétéoSuisse de Sion.