UNIVERSITÉ DE GENÈVE

Archive ouverte UNIGE
https://archive-ouverte.unige.ch

Article scientifique | Article | 2013

Published version | Open Access

This is the published version of the publication, made available in accordance with the publisher's policy.

Hydrogéologie actuelle et paléohydrogéologie du vallon de Bise en Chablais (Haute-Savoie, France), son importante source karstique des «Ouvertures» et son éventuel captage

Sesiano, Jean

How to cite

SESIANO, Jean. Hydrogéologie actuelle et paléohydrogéologie du vallon de Bise en Chablais (Haute-Savoie, France), son importante source karstique des «Ouvertures» et son éventuel captage. In: Bulletin de la Société vaudoise des sciences naturelles, 2013, vol. 93-3, p. 119–137.

This publication URL: https://archive-ouverte.unige.ch/unige:32675

© This document is protected by copyright. Please refer to copyright holder(s) for terms of use.

Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 93.3: 119-137 ISSN 0037-9603

Hydrogéologie actuelle et paléohydrogéologie du vallon de Bise en Chablais (Haute-Savoie, France), son importante source karstique des «Ouvertures» et son éventuel captage

par

Jean SESIANO[1]

Résumé.–SESIANO J., 2013. Hydrogéologie actuelle et paléohydrogéologie du vallon de Bise en Chablais (Haute-Savoie, France), son importante source karstique des «Ouvertures» et son éventuel captage. *Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles* 93.3: 119-137.
Le vallon de Bise dans le Chablais haut-savoyard est drainé par un exutoire de surface chétif, alors que mon travail a mis en évidence une robuste circulation hypogée. Cette dernière revoit le jour aux sources des Ouvertures, environ 3km plus bas dans le vallon. Les traçages effectués n'ont pas montré de rétention dans le système, comme l'atteste une vitesse de transit moyenne d'environ 150 m/h. Dans la partie gouttière synclinale, la circulation est sans doute noyée, alors que sur ses flancs, elle est vadose. La partie accessible du réseau souterrain témoigne de son ancienneté, comme le montre sa décapitation, par érosion glaciaire principalement. Des concrétions de la partie pénétrable du drainage souterrain indiquent un âge de plus d'un demi-million d'années, compatible avec les observations géomorphologiques de la zone étudiée. Enfin, les traçages ont montré que les sources des Ouvertures, partiellement utilisées par le centre sportif de la commune de Vacheresse, sont vulnérables car certaines eaux les alimentant sont contaminées par les alpages du vallon de Bise et de la Léchère, comme une analyse bactériologique l'a prouvé. Un périmètre de protection est proposé.

Mots-clés: hydrogéologie, traçage, datation, Bise, Chablais, Préalpes médianes, Haute-Savoie, France.

Abstract.–SESIANO J., 2013. Present day hydrogeology and paleohydrogeology of the Bise valley (Chablais, Haute-Savoie, France), its major "Ouvertures" karstic spring and its possible captation. *Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles* 93.3: 119-137.
Several dye-tracing experiments were performed in the Bise valley, in the Chablais region of Haute-Savoie, France. The first ones took place at sink holes where water from mountain lakes disappeared, and the last one, in an underground river, inside the Mine cave. The water came out at the multiple springs of the Ouvertures, some 3km away. The average velocity of the tracer, about 150 m/h, and the amount of dye recovered, show that the underground drainage system does not retain water. The circulation is probably phreatic, although a vadose behavior, e.g. in the Mine cave, is active in some

[1]Section des Sciences de la Terre, Université de Genève, 13 rue des Maraîchers, CH-1205 Genève, Suisse.
E-mail: jean.sesiano@unige.ch

CODEN: BSVAA6

2013 © Société vaudoise des Sciences naturelles
Droits de reproduction réservés

parts of the system. The underground system is quite old, part of it having been truncated, mainly through glacial erosion. Some speleothems from the accessible part of the underground drainage system give an age of more than half a million of years. That number is in agreement with my geomorphological observations of the surrounding landscape. The experiment showed also that the Ouvertures springs are contaminated by germs from the cattle pasturing in the valley meadows, as was proved by a bacteriological analysis. Considering their future captation, a safety perimeter is proposed.

Keywords: Hydrogeology, dye tracing, dating, Bise, Chablais, Prealps medianes, Haute-Savoie, France.

Cadre géographique et géologique

La région concernée fait partie du Chablais français, dans le département de la Haute-Savoie, localisé au sud du Léman. Elle s'étage entre environ 800m à Vacheresse, petite localité sur le cours de la Dranse d'Abondance, et un peu plus de 2400m, aux Cornettes de Bise, sommet sur la frontière entre la Haute-Savoie et le Valais, en Suisse (figure 1, carte de situation). Géologiquement, on se trouve ici dans le domaine des Préalpes qui forment la bordure SE du plateau molassique suisse; elles représentent l'ancienne couverture décollée mésozoïque de l'ensemble pennique Grand-Saint-Bernard – Mont Rose, ayant glissé par gravité sur l'avant-pays lors du soulèvement des Alpes (Labhart & Decrouez 1997).

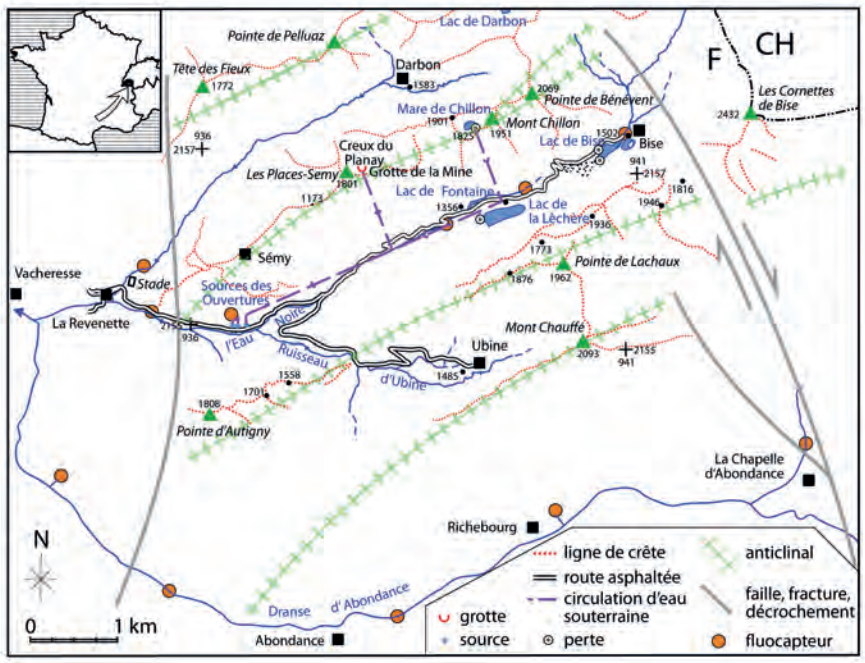

Figure 1.–Carte de situation de la zone étudiée.

Les reliefs sont donc formés d'un empilement de nappes, à savoir, de bas en haut:

- Les nappes à matériel ultrahelvétique (Préalpes externes et internes).

- Les nappes des Préalpes médianes et de la Brèche, les premières faisant partie du domaine subbriançonnais à briançonnais, selon leur domaine paléogéographique originel.

- Les nappes des Préalpes supérieures, ou nappe de la Simme, dont l'origine est bien plus méridionale (Charollais & Badoux 1990).

C'est dans le secteur des Préalpes médianes que se déroule la recherche décrite ci-dessous, et plus précisément dans le vallon de Bise.

Schématiquement, on peut subdiviser les Médianes en une partie septentrionale, les Médianes plastiques, et en une partie méridionale, plus interne, les Médianes rigides. Les qualificatifs plastiques et rigides proviennent des styles de déformation très différents les affectant: des trains de plis souples pour les premières, mais des écailles disjointes et basculées pour les secondes. Ces déformations, très dissemblables et immédiatement apparentes dans le paysage, proviennent de la nature différente des roches qui constituent ces deux parties des Médianes. Pour les Plastiques, des matériaux calcaires et marneux allant du Trias à l'Eocène, pratiquement sans lacune stratigraphique; et, pour les Rigides, une série lacunaire caractéristique d'une plateforme carbonatée, typique du domaine briançonnais.

Géologie et tectonique locales

Mes travaux se sont déroulés dans une région très proche de la limite Rigides-Plastiques. En effet, alors que le versant ubac du vallon de Bise appartient typiquement aux Préalpes rigides, son versant adret, ou ce qu'il en reste, l'apparente aux Préalpes plastiques.

C'est ce que montre la figure 2, une coupe modifiée tirée de la carte géologique française Thonon-Châtel, due à Badoux et Mercanton (1962). Une étude paléogéographique par Septfontaine (1995) a cependant montré que le concept Plastiques/Rigides n'est pas si simple, et que des trains de déformations rigides se placent au milieu des plastiques, comme dans la région du Château et de la Dent d'Oche, quelques km au nord de la zone étudiée. On y observe un léger déversement des plis vers le NW, voire même un chevauchement dans le cas des vallons d'Oche et de Bise qui encadrent le vallon de Darbon.

Le Mont de Chillon, par exemple, se rattache par le faciès de ses roches à la partie interne des Médianes, alors que son style de plissement le place plutôt dans les Plastiques. Sans s'arrêter au décrochement remarquable dextre de La Chapelle d'Abondance, accompagné aussi d'un mouvement vertical, en dehors de la zone étudiée, on doit relever qu'un décrochement dextre traverse aussi la région de Sémy, aux Places, avec une avancée d'une centaine de mètres du compartiment ouest (Tagini 1951). Cet accident, orienté environ W80°N, est oblique par rapport à l'axe de l'anticlinal de Chillon, le recoupant sous un angle d'environ 60°. D'autre part, plusieurs fractures secondaires, visibles dans les falaises dominant le vallon de Darbon ou dans celles au-dessus du lac de la Léchère, mais aussi sur les photos aériennes, présentent des orientations NNW-SSE, recoupant le décrochement sous un angle proche de 60°. Elles sont presqu'orthogonales par rapport à l'axe du pli. Certaines sont sans doute encore actives comme le montre une observation de néotectonique dans la grotte de la Mine décrite plus bas. Enfin, le pendage des couches, subhorizontal à l'emplacement du Mont de Chillon, de l'entrée de la grotte de la Mine, des Places ou de Sémy, ne tarde pas à s'accentuer pour atteindre environ 35° sur le versant orienté vers le sud du vallon de Bise, avec une direction N 165°.

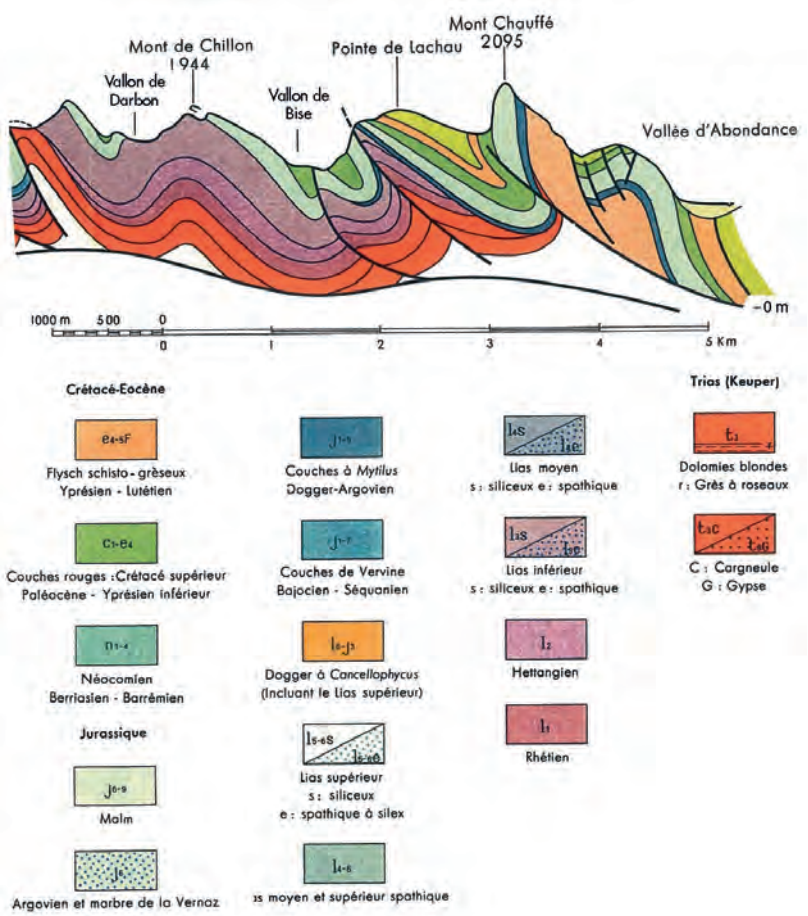

Figure 2.–Coupe tectonique à travers les Préalpes rigides et médianes, d'après Badoux *et al*. (1962), modifié.

En ce qui concerne les terrains qui seront mentionnés dans mon travail, on observe de bas en haut: les calcaires siliceux, spathiques et oolithiques appartenant au Lias; les couches à Mytilus formées de conglomérats, de calcaires saumâtres, parfois fossilifères et bitumineux, présentant des niveaux de charbon qui ont été relevés avec soin par Chamot (1961). Elles sont rattachées au Dogger (Bathonien), voire au Malm basal. Puis, un calcaire clair, massif et oolithique, périrécifal à récifal, typique d'une plateforme carbonatée, attribué au Malm. Il forme une falaise d'une centaine de mètres de puissance, armant le paysage, et sujette à karstification. Enfin, les calcaires marneux pélagiques des Couches rouges et grises à gris-vert du Crétacé supérieur – Eocène moyen, un marqueur important dans le paysage de par sa couleur.

Mais, c'est l'interface Dogger-Malm qui interpelle. En effet, longtemps on a vu dans cette formation mésozoïque, caractérisée par un encorbellement des calcaires massifs sur des marnes, la limite entre le Malm et le Dogger. Les travaux de Septfontaine (1983) ainsi que

ceux de Baud *et al*. (1980) ont montré que c'était une vision simpliste des choses, en tout cas dans notre région. La base de la barre calcaire de «Malm» est en grande partie composée de calcaires néritiques appartenant au Dogger supérieur, en particulier le «domaine à Mytilus», dont l'âge va du Bajocien supérieur au Callovien; il est séparé du Malm s.s. (qui s'étend de l'Oxfordien au Portlandien) par une importante discontinuité d'érosion. Les couches de charbon exploitées dans la mine de charbon de Darbon sont en fait situées tout à la base du «domaine à Mytilus», dans ce que Septfontaine a appelé le «membre de Chavanette». Plusieurs lames minces d'échantillons de roches, prélevés sur les parois et au plafond de la grotte de la Mine dont nous allons parler, nous indiquent un emplacement proche de la limite Dogger-Malm, mais au-dessus des couches à Mytilus (déterm. R. Wernli, Dépt. Géologie, Univ. Genève).

La grotte de la Mine

Découverte par J. Sesiano en 1989, elle s'ouvre, à l'altitude de 1650m, au pied d'une paroi calcaire de 50 à 100 m de hauteur, dans un angle dièdre du cirque du Creux du Planay, 1 km au SW des chalets de Darbon (figure 3). Comme elle se trouve à une cinquantaine de mètres au sud de la mine de charbon de Darbon, exploitée au XIX^{e} siècle, cela lui a valu son nom de «Grotte de la Mine».

Figure 3.–Depuis la Pointe de Pelluaz (1915m), vue en direction du SSE vers la grotte de la Mine. A l'arrière-plan, le Roc de Tavaneuse (2156m). (Photo du 27.9.2013).

On trouvera un historique de l'exploration de la grotte et des premiers travaux effectués dans «Hypogées» N° 72, 2013 (sous presse), la revue de la section de Genève de la Société suisse de Spéléologie (SSS).

La haute paroi du dièdre limitant au NW la grotte, orientée E-W, est parallèle au décrochement des Places dont nous avons parlé plus haut, et c'est un miroir de faille qui s'observe dans les premiers mètres de la cavité.

La grotte de la Mine, dont le plan schématique est donné à la figure 4, se divise en aval en deux branches: la première («réseau des Genevois») est celle de la découverte, elle ne draine qu'une portion réduite de terrain, car elle a été amputée de la presque totalité de son bassin versant comme on le verra plus bas. Quant à la seconde («réseau des Savoyards»), sa découverte est bien plus récente et son exploration n'est pas terminée. C'est de là que provient la majeure partie de l'eau circulant dans la partie aval de la grotte, son bassin versant s'étendant sous l'anticlinal des Places.

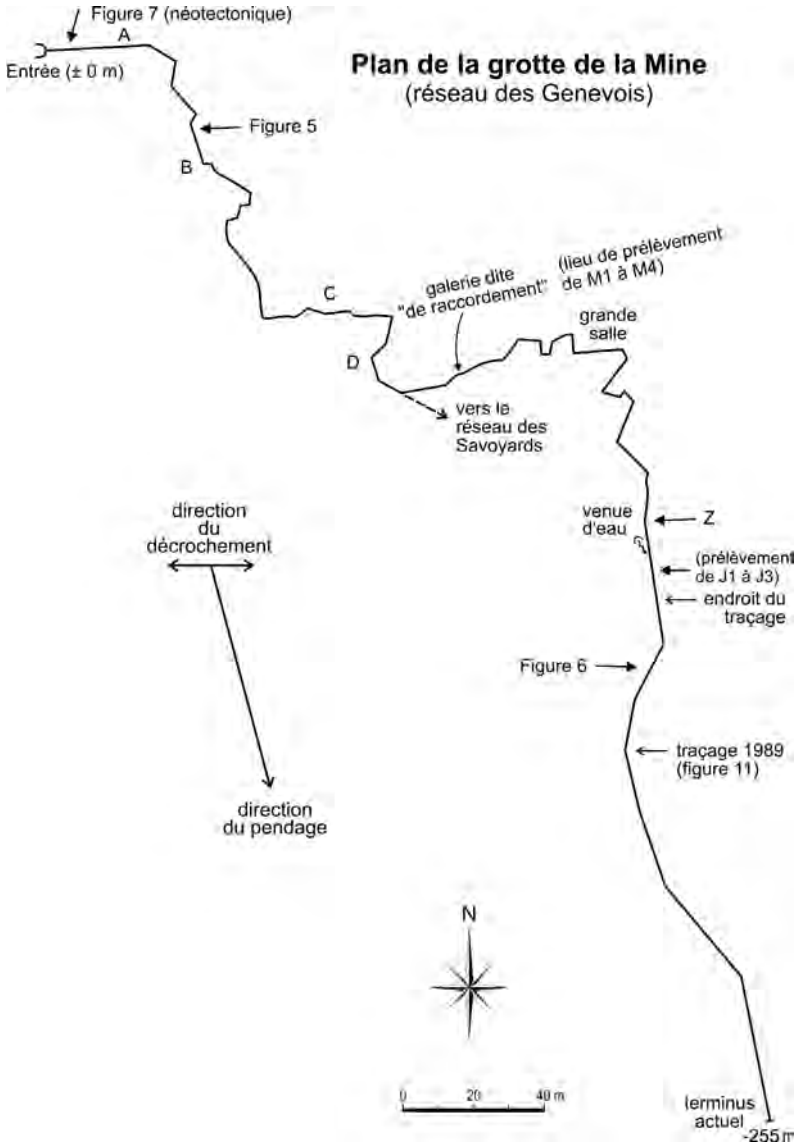

Figure 4.–Plan schématique (squelette) de la grotte de la Mine. Les emplacements des photos et des prises d'échantillons pour la datation sont indiqués.

La première partie du «réseau des Genevois», entrée, méandre (canyon de 1 à 2 m de largeur et d'environ 10 m de hauteur: figure 5) et grande salle, est excavée dans les calcaires compétents et massifs, mais ici diaclasés, du «Malm», alors que la seconde partie, là où s'écoule le ruisseau souterrain, issu du «réseau des Savoyards», est creusée dans les calcaires marneux, bruns à noirâtres et de 2 à 3 m d'épaisseur, du Dogger (galerie de 3 à 5 m de largeur et de 2 à 3 m de hauteur). Le passage du Malm au Dogger se fait au point Z de la figure 4. Ces roches sont imperméables normalement, mais pénétrables par érosion mécanique. Quant au plafond du conduit, dès le point Z, il est formé de «Malm» (figure 6). L'eau suit donc le pendage, qui est du reste aussi celui des pentes du vallon de Bise à l'aplomb de la cavité.

Figure 5.–Excavé dans les calcaires massifs du Malm, la zone du canyon.

Figure 6.–Dans la seconde partie de la grotte, le ruisseau s'écoule dans les calcaires marneux du Dogger alors que le plafond est formé par les calcaires massifs du Malm.

Si l'on considère le plan de la grotte (figure 4), un point assez surprenant réside dans le changement très brusque des directions des galeries. En fait, on peut distinguer deux orientations: la première suit une direction de fracturation dans le sens du pendage, et la seconde, une direction de fracturation orientée environ est-ouest, donc selon le décrochement. Plus spécifiquement, on peut dire que les premiers 30 à 40 m de la cavité se dirigent vers l'est, guidés par une fracture de décrochement (figure 4, A); l'eau abandonne ensuite cette direction pour suivre une fracture dans le sens du pendage des strates sur environ 80 m (B), puis une seconde faille décrochante prend la relève sur une quarantaine de mètres (C), l'eau

s'écoulant à nouveau vers l'est, avant que la galerie ne se remette à suivre très brièvement une fracture selon le pendage (D); on est alors à la jonction entre le «réseau des Genevois» et celui des Savoyards. La galerie fossile dite «de raccordement» est orientée à nouveau selon une faille décrochante, la troisième, jusqu'à la grande salle qui voit la suite de la grotte jusqu'au terminus, à 255 m sous l'entrée, s'orienter selon le pendage des strates. On a donc des directions de fracturation presqu'orthogonales: trois des fractures sont parallèles et orientées W80°N, espacées de quelques dizaines de mètres, c'est-à-dire selon la direction du décrochement majeur dextre des Places mentionné plus haut; quant aux trois autres, elles font partie des fractures visibles dans la falaise, à l'entrée de la cavité.

Comme relevé plus haut, les décrochements dont j'ai parlé sont peut-être encore actifs. En effet, c'est dans les calcaires du «Malm», quelques mètres après l'entrée de la grotte, que des traces de néotectonique ont été relevées. En effet, il vient d'être dit que des accidents importants sont situés au voisinage et dans la grotte. Il ne fait donc que peu de doute que certains ont pu rejouer entre le creusement de la grotte et la période actuelle. Dans ce cas particulier, en regardant vers l'est, c'est-à-dire dans l'axe de la galerie, il s'agit d'un mouvement vertical ayant déplacé d'une dizaine de cm et abaissé (de 7cm) le compartiment de droite par rapport à celui de gauche (figure 7); c'est donc bien un décrochement dextre, identique à celui des Places. Plus loin, on ne relève pas d'autres indices, mis à part le bris naturel de concrétions ou le déséquilibre de stalagmites massives par minage du terrain sur lequel elles reposaient.

Figure 7.–Cisaillement par néotectonique d'un conduit de la grotte, à axe vertical, proche de l'entrée. Photo prise en direction de l'est. Le déplacement des deux compartiments se monte à quelques centimètres (échelle totale: 20 cm). Le compartiment de droite (sud) s'est abaissé et a avancé vers le lecteur; celui de gauche est monté et s'est éloigné du lecteur. C'est donc un décrochement dextre.

Finalement, on peut dire que, dans la cavité, il n'y a actuellement plus que des retouches de corrosion ou de déposition, sauf dans le conduit actif qui suit le pendage, où l'érosion mécanique est assez active.

J'ai présenté la grotte de la Mine de façon assez exhaustive, car c'est un maillon important dans la mise en place de l'hydrogéologie du vallon de Bise, avec une vision *in situ* du phénomène de circulation des eaux hypogées.

Hydrogéologie actuelle du vallon de Bise: les traçages et leur interprétation

Le but de ce travail est de préciser l'hydrogéologie du vallon de Bise. J'en avais acquis déjà quelques notions dans le haut du vallon car, durant la fin des années 80 et le début de la décennie suivante, j'avais réalisé un important travail sur les plans d'eau naturels de la Haute-Savoie. Dans ce cadre, le département avait été arpenté et tous les lacs, étangs et gouilles inspectés (Sesiano 1993). Divers paramètres des plans d'eau avaient été mesurés, dont la surface, la profondeur et le volume, et des analyses physico-chimiques des eaux effectuées par les soins du laboratoire des Services Industriels de Genève. Pour les plans d'eau en zones calcaires, de nombreux traçages avaient été menés lorsque l'émissaire était souterrain.

C'est au cours de cette recherche que j'avais été amené à parcourir la région Bise-Darbon. S'y trouvent en effet plusieurs plans d'eau conséquents, pérennes ou non, comme le lac de Bise, le lac de la Léchère, le lac de Fontaine, la mare de Chillon et le lac de Darbon, ce dernier hors du cadre de ce travail.

Quelques traçages avaient été effectués au lac de Bise (Sesiano, loc. cit.). J'avais mis en évidence des écoulements souterrains sur les deux rives qui, d'une part, passant sous le Mont Chauffé, rejoignent Richebourg, dans la vallée d'Abondance, tandis qu'une autre partie de l'eau, au SW du lac, traverse souterrainement l'éboulement issu de la Pointe de Bénévent pour donner naissance à la source de l'Eau Noire. Ce cours d'eau est sans affluent notable jusque 3.5 km en aval et 150 à 200 m avant les nombreux exutoires de la source des Ouvertures, où il reçoit les eaux du vallon d'Ubine. Il traverse donc la zone étudiée, et le lac de Fontaine par la même occasion, pour aller se jeter dans la Dranse d'Abondance, peu avant Vacheresse. Il représente le drainage de surface du vallon de Bise, à l'aval du lac éponyme.

Pour les traçages présentés ci-dessous, j'ai donc privilégié trois pistes: la mare de Chillon et le lac de la Léchère, tous deux sans exutoires aériens, et la grotte de la Mine. J'ai utilisé de la fluorescéine (uranine) en chacun de ces lieux, dans des conditions qui peuvent être qualifiées de bonnes à très bonnes: en pleine fonte des neiges à l'altitude de la mare de Chillon, soit 1820m, le 23 mai 2012, avec l'injection de 1,3 kg de fluorescéine dans un débit de 5 à 10 l/s, alors que le plan d'eau et son verrou (calcaire lapiazé du Malm) étaient encore en partie sous la neige (figures 8 et 9). Puis, durant une période d'abondantes précipitations pour le lac de la Léchère (altitude 1350m), le 13.6.2012, avec 0,9 kg de fluorescéine injecté dans un débit visible, car il y a peut-être des infiltrations plus bas dans la cuvette, estimé à moins de 0,2 l/s, au pied d'une petite paroi rocheuse de Crétacé supérieur, fortement diaclasée (figure 10). Les conditions de traçage étaient donc bien moins favorables qu'à la mare de Chillon. La grotte de la Mine avait quant à elle vu déjà le déroulement de 2 traçages par

Figure 8.–La mare de Chillon avec, derrière, le sommet éponyme. Au pied du verrou, la perte encore partiellement sous le neige (23.5.2012).

Figure 9.–Traçage à la perte de la mare de Chillon (23.5.2012).

Figure 10.–Traçage à la perte du lac de la Léchère (13.6.2012).

Figure 12.–Un des nombreux griffons des sources des Ouvertures, en bordure de la route Vacheresse-Bise; il peut être parfois à sec.

Figure 11.–Traçage du 21.12.1989 dans la grotte de la Mine, au «siphon».

Marie-Laure Sesiano, l'un le 21.12.1989 (figure 11), peu après sa découverte, et le second le 7.10.1992. La détection, assez fruste, avait montré un temps de passage jusqu'à l'émergence des Ouvertures de 1 à 2 jours. Il fallait donc préciser ces chiffres. C'est pourquoi, l'opération a été répétée le 11 octobre 2012 avec le déversement de 0.9 kg de fluorescéine diluée dans le ruisseau circulant dans la grotte, au débit de 2 à 3 l/s, à l'altitude d'environ 1500m. On était alors en étiage d'automne, bien des sources karstiques préalpines et jurassiennes présentant un niveau très bas, ceci malgré quelques cm de pluie tombés durant les 10 jours précédents. Le niveau du lac de la Léchère était du reste 40cm plus bas que la perte.

En excluant les points d'observation qui avaient été surveillés négativement par fluocapteurs lors des opérations de traçages de 1989 et 1990, et qui sont portés sur la figure 1, l'essentiel de la surveillance s'est concentré aux nombreux griffons de la source des Ouvertures (figure 12), environ 3km en aval du lac de Fontaine, avec un fluorimètre réglé sur un pas d'échantillonnage de 4 minutes, et la pose de nombreux fluocapteurs (charbon actif) aux divers exutoires. Les eaux quittent le royaume de Hadès par des éboulis et des roches très diaclasées gris-vert du Crétacé supérieur, en bordure de la route menant de Vacheresse à Bise, à l'altitude d'environ 1020m; leur débit total, difficile à juger à cause des nombreux griffons, a varié d'environ 80 à 150 l/s durant mes opérations.

Pour estimer le débit d'étiage, une visite a eu lieu le 27.1.2013, après une période froide: il se monte à environ 20 l/s. J'ai aussi observé que tous les griffons amont, donc les plus élevés, étaient taris et que plus on descendait, plus ils étaient «en eau». Ceux du haut ne sont ainsi que des exutoires de trop-pleins, de crues.

Le traceur est ressorti avec, pour la mare de Chillon, un premier signal de passage 22 h après l'injection; de 23 h pour le lac de la Léchère, et de 36,5 h pour la grotte de la Mine. Les courbes de restitution du traceur sont données à la figure 13.

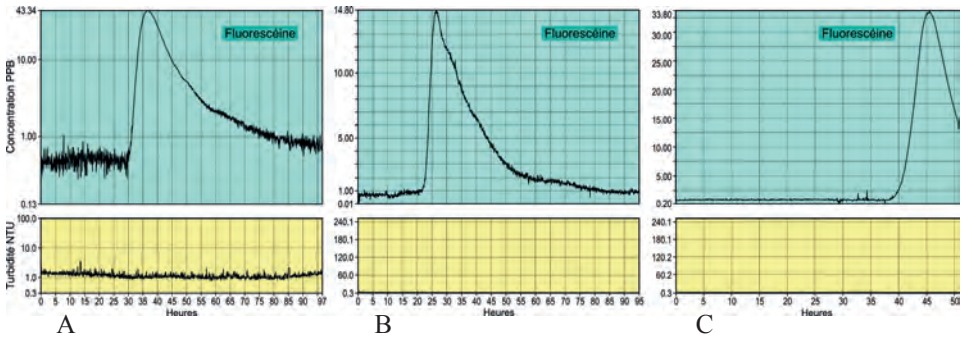

Figure 13.–Les courbes de restitution des trois traçages de 2012, soit: A) à la mare de Chillon; B) au lac de la Léchère; C) dans la grotte de la Mine. La courbe inférieure est celle de la turbidité. Pratiquement nulle, elle montre une eau limpide et calme (dépourvue de bulles d'air).

La lecture de ces valeurs peut surprendre, surtout la première et la dernière. En effet, leurs environnements stratigraphique et tectonique sont similaires, alors que le temps de passage est de 60% supérieur pour la grotte de la Mine. Il faut y voir, à la mare de Chillon, l'effet du débit élevé de fonte des neiges, alors qu'on est en étiage automnal à la grotte de la Mine. Mais le bassin versant en cuvette de la mare de Chillon joue aussi un rôle avec une grande variation de débit crue/étiage, alors qu'à la grotte de la Mine, qui s'est développée

en majeure partie selon le pendage des strates, il est bien plus faible et régulier. Enfin, cette dernière présente à sa terminaison aval, à -255 m, un gros éboulement qui a empêché la poursuite de l'exploration. Il retarde probablement le passage de l'eau.

Ces courbes de la figure 13 permettent de déterminer le taux de restitution de la fluorescéine, c'est-à-dire d'estimer la quantité de colorant qui a été fixée lors de l'injection, puis lors du trajet souterrain, particulièrement par les argiles, ou bien retenus dans des bassins souterrains, en quantifiant ce qui est ressorti aux sources. Pour que ce calcul soit pertinent, on doit supposer que le débit est resté constant durant la durée de l'expérience.

Dans le cas de la mare de Chillon (figure 13a), avec un débit de 150 l/s, cela correspond à 0,3 kg de traceur restitué, soit environ 20%. Pour le lac de la Léchère (figure 13b), avec un débit de 100 l/s, car de bonnes pluies étaient tombées et tombaient sur la région, ce qui compensait la fonte de la neige terminée, on obtient 0.1 kg de fluorescéine restituée, donc les 10% de ce qui avait été injecté. Ce chiffre, trop faible, traduit les difficultés rencontrées à l'endroit de l'injection, dans un environnement vaseux et argileux, et un écoulement à la perte très faible, d'où risques de fixation. Quant à la grotte de la Mine (figure 13c), on observe une restitution de 85 gr, correspondant à 10% de l'injection. Somme toute, une forte fixation dans un environnement marneux, avec même des retenues temporaires dans des bassins marneux.

Cependant, si l'on observe bien les courbes du fluorimètre, on constate que le retour à 0 ppb ne s'est pas fait entre les trois traçages. La cause est à rechercher à la mare de Chillon. La solution de fluorescéine concentrée a été versée environ 10 m avant la perte, à la limite entre l'eau et le névé. Une partie de cette solution dense est restée sur le fond vaseux recouvert de végétaux, s'écoulant très lentement vers la perte au cours des semaines et mois suivants. Et c'est ainsi qu'un bruit de fond de moins de 1 ppb au mois de juin s'est poursuivi jusqu'au mois d'octobre. Il est utile de relever que ce faible et régulier signal n'a pas pu perturber les traçages ultérieurs, leurs pics ayant été bien supérieurs. Sa quantification donne, avec un débit total très conservateur de 80 l/s aux Ouvertures, une valeur de 800 grammes de traceur sur la période considérée, et même plus car nous n'étions pas encore à 0 ppb. Le taux de restitution s'en trouve donc amélioré avec environ 50% du poids total du colorant injecté. Mais, il faut relever que j'ai interrompu 10 à 15 h trop tôt la surveillance du traçage à la grotte de la Mine, car je m'attendais à un temps de passage un peu plus court. D'où une incertitude sur le taux de restitution.

Enfin, la quantité de traceur déversé dans la grotte de la Mine a été excessive: le signal visuel a été si intense que la Dranse d'Abondance était colorée jusqu'à sa jonction avec celle de Morzine, 9 h après sa détection à l'œil nu aux sources des Ouvertures. Cette vitesse de 300 à 500 m/h dans un cours d'eau de montagne corrobore les observations faites au début des années 2000 par l'auteur dans la région des sources du Giffre, un important cours d'eau de Haute-Savoie (Sesiano 2005).

C'est l'inspection de la coupe géologique de Badoux et Mercanton (loc. cit.), à la figure 2, qui va permettre de comprendre le trajet souterrain des eaux dans cette région. La circulation se fait au niveau des calcaires du «Malm», dans des conduits engendrés par corrosion karstique, mais parfois aussi dans la partie supérieure du Dogger, par érosion mécanique, ce dernier pouvant être considéré en général dans la région comme le niveau imperméable. L'eau issue du lac de la Léchère disparaît dans le calcaire diaclasé du Crétacé

supérieur et rejoint le «Malm» au niveau du plan de chevauchement du versant sud du vallon de Bise sur son versant nord, tout en suivant l'abaissement de l'axe du pli en direction du SW.

L'eau provenant de la mare de Chillon ainsi que l'eau circulant dans la grotte de la Mine suivent le pendage des couches, à la limite entre le Dogger et le «Malm», jusque dans le fond du synclinal, dont l'axe est légèrement décalé vers le NW par rapport à l'axe du vallon de l'Eau Noire. Elles s'écoulent au sein des calcaires du «Malm» et sous les Couches rouges des calcaires de l'Albien, passant ainsi sous le drainage de surface, l'Eau Noire. A la hauteur des Ouvertures, une famille de fractures importantes, bien visibles dans les falaises sus-jacentes, probablement décrochantes, de direction NW-SE, et passant environ 1500m au NE de Vacheresse, recoupe cette circulation souterraine. Les eaux viennent donc buter contre l'écran imperméable de ce miroir de faille, ce qui les oblige à remonter vers la surface, donnant naissance aux sources des Ouvertures. En outre, l'interprétation des courbes de détection du fluorimètre permet de dire qu'avec une vitesse moyenne d'environ 150 m/h, le système voit cohabiter deux types d'écoulement: un écoulement vadose dans la grotte de la Mine, mais avec de nombreux obstacles (éboulements, bassins, etc.) et aussi à l'aval de la mare de Chillon (même cadre structural en dalle monoclinale), et un écoulement noyé, donc plus lent, lorsque les eaux atteignent la gouttière synclinale. Dans cette seconde partie, le système est sans doute phréatique au vu de la durée du transit.

Accessoirement, les pics de détection, très nets, indiquent un chenal unique, non tressé. Il vaut la peine de relever une situation particulière observée au lac de Fontaine, lac dont je n'ai pas du tout parlé. En août et septembre 1990, période de sécheresse, le débit l'alimentant (provenant du lac de Bise, comme établi plus haut), se montait à 2, puis 1 l/s, alors que l'émissaire était à sec. Le niveau du lac était alors de 50 à 60 cm plus bas que le seuil du déversoir. L'évaporation ne pouvant être mise en cause pour un tel déficit, c'est donc qu'il y a des pertes dans le fond de la cuvette lacustre, qui dirigent les eaux vers le réseau souterrain que j'ai proposé. Cela a du reste été confirmé par une visite le 23.8.13: l'affluent débitait environ 2 l/s, alors que le débit de l'émissaire était de 0.1 l/s.

On peut encore tenter de faire le bilan hydrologique du vallon. La carte régionale des précipitations tombant sur notre région (Uttinger 1949) et l'Atlas climatique de la Haute-Savoie (1991) et celui de la Suisse (1984) nous indiquent, en tenant compte de l'éventail des altitudes, une lame d'eau de 155 cm/an répartie sur un bassin versant d'environ 500 ha. Avec une proportion classique de 50% pour l'infiltration des précipitations dans les lapiaz et les pâturages, et de 10 à 20% pour l'écoulement de surface, très dispersé du reste car l'Eau Noire n'a pas d'affluent notable en amont des sources des Ouvertures, à part le torrent d'Ubine (l'Eau Noire était du reste totalement à sec le 21.8.13), le reste s'évaporant, on obtient un module annuel de 100 l/s aux Ouvertures, valeur qui me semble bien refléter la réalité, c'est-à-dire les débits donnés plus haut. Mon modèle a donc pris en considération tous les écoulements souterrains, et je ne pense pas qu'il y ait diffluence vers les vallées voisines, compte tenu de l'emplacement des fluocapteurs placés tout autour du massif lors des premiers traçages dans la région (carte figure 1).

La faible amplitude thermique annuelle, entre 5.5 et 6.5°C (mesures faites à diverses périodes de l'année durant plusieurs années) démontre un certain stockage de l'eau en profondeur, car on a homogénéisation de l'eau provenant d'altitudes différentes (entre

1000 et 2000 m environ), donc de températures différentes. La température moyenne 6°C, compatible avec un bassin versant d'altitude moyenne 1500 m, et l'absence de turbidité, ont fait naître des désirs d'exploitation. Les sources des Ouvertures sont du reste déjà captées pour les installations sportives (stade) de Vacheresse (écriteau à la fontaine: eau non-potable), à la confluence des vallons de Darbon et de Bise. Or, on a des risques de contamination évidents, vu les provenances variées de ces eaux: en été, une forte densité humaine autour des chalets de Bise, ainsi que les nombreux bestiaux y pâturant; de même pour les abords du lac de la Léchère et, dans une moindre mesure, pour les alentours de la mare de Chillon et les pâturages à l'aplomb de la grotte de la Mine.

Afin de contrôler ces faits, j'ai fait un prélèvement pour analyse bactériologique le 21.8.13 aux sources des Ouvertures. Tous les griffons amont et ceux en bordure de route étaient à sec; seul celui du trop-plein du captage donnait de l'eau. Le débit total a été estimé à une trentaine de l/s, à une température de 6°C. L'analyse a été réalisée par Mlle Delphine Letenneur, du Laboratoire d'Hydrobiologie lacustre de l'INRA de Corzent, près de Thonon. Qu'elle en soit remerciée.

Le résultat est le suivant: 12 CFU / 100mL (méthode par filtration sur membrane selon la norme AFNOR: NFEN ISO 9308-1). Une eau de boisson doit être à 0 CFU/100mL, alors que dans la partie SW du lac de Bise, la plus éloignée des chalets, on compte de 0 à 10 CFU/100 mL après atténuation des bactéries par effet tampon. L'eau de la source des Ouvertures est donc bien contaminée, même si elle ne va pas mettre un cheval roide mort après dégustation…

Au cas où les eaux de cette résurgence viendraient à être captées pour l'alimentation en eau de boisson des localités voisines, le périmètre de protection de ces sources devrait donc inclure une bonne partie du vallon de Bise. Il faudrait alors mettre dans la balance l'agropastoralisme traditionnel du vallon et les besoins de la population en eau: c'est tout un dilemme. Relevons qu'une étude sur la contamination des eaux du vallon de Bise est en cours au centre de l'INRA, à Corzent.

Paléohydrologie du versant nord du vallon de Bise et âge du réseau souterrain

L'histoire de la grotte de la Mine est ancienne, car elle n'est que le reliquat d'un système antérieurement plus vaste. En effet, le bassin d'alimentation du «réseau des Genevois» s'étendait autrefois en direction du nord, du nord-ouest, mais aussi du nord-est, car l'axe de l'anticlinal passait environ 500m au NW du Mont de Chillon, à l'aplomb de la branche de gauche du haut du vallon de Darbon: cette branche n'est en fait qu'une combe anticlinale. Cet axe se dirigeait vers le SW, passant à quelques centaines de mètres devant l'entrée de la grotte de la Mine. Le bassin d'alimentation de la grotte atteint actuellement environ 15 hectares. En reconstruisant la partie érodée de l'anticlinal, on peut estimer la surface perdue à une vingtaine d'hectares, et en supposant une relation linéaire entre la surface du bassin versant et le débit, c'est donc un torrent d'une dizaine de l/s (aux conditions climatiques actuelles) qui devait dévaler le méandre et cascader dans les salles à une époque que des datations, données plus bas, ont permis de cerner un peu mieux.

Les facteurs ayant diminué l'impluvium karstique, décapitant le réseau, sont au nombre de trois.

D'abord, une érosion sur les calcaires des «Couches rouges» et une corrosion sur ceux du «Malm», très sensibles à l'érosion karstique, pouvant atteindre 10 à 15 mm/millénaire (Maire 1990: p. 384).

Ensuite, une érosion mécanique sur les calcaires marneux et les marnes, due à l'eau circulant sur la carapace faillée du sommet de la voûte anticlinale, avec un écoulement dans le sens de l'actuel, l'axe du pli étant plongeant vers le SW.

Enfin, durant le Quaternaire, un surcreusement glaciaire qui a élargi et approfondi la vallée amorcée par les eaux de surface et souterraines, et qui se poursuit aujourd'hui grâce au cryoclastisme, avec ses alternances de gel et de dégel. Cette abrasion a été estimée à environ 150 à 200 m par million d'années en milieu montagnard (Audra 1997: p. 338. Maire 1990). Comme le réseau n'a pu se mettre en place qu'avant et durant le démantèlement de la partie sommitale de l'anticlinal, cela atteste bien de son ancienneté.

On peut dire que la lente mais continue régression du bassin d'alimentation de la grotte s'est accompagnée d'une baisse du débit de l'eau d'un facteur d'environ 2 à 3 dans la cavité et d'un développement progressif du concrétionnement, surtout dans la «galerie de raccordement», entre la fin du méandre et la grande salle, abandonnée par enfoncement de la circulation. Le pourquoi de cette grande salle tombe alors sous le sens: alors que «la galerie de raccordement» suit un décrochement et reste dans les calcaires du «Malm», une partie de l'eau, croissante avec le temps, a trouvé une autre issue, guidée par une fracture, probablement moins ouverte, qui suit approximativement le pendage. C'est elle qui mène au «réseau des Savoyards». Ces deux itinéraires ont dû cohabiter un certain temps (plusieurs millénaires?), le premier voyant l'eau cascader d'une vingtaine de mètres avec création de la salle, pour rattraper son retard sur l'autre et venir s'y raccorder. La décapitation de l'amont du réseau a fait le reste avec le presqu'abandon des deux itinéraires.

Essayons d'estimer l'évolution et l'âge du réseau souterrain mis en évidence ci-dessus. La différence d'altitude entre la crête dominant au SSE le vallon de Darbon et celui-ci est d'environ 200 m. C'est proche du chiffre donné ci-dessus pour l'érosion glaciaire. Or, durant le dernier million d'années, ce sont classiquement 4 voire 6 périodes glaciaires majeures qui ont affecté notre région, séparées par des interglaciaires. Cependant, Hauselmann *et al*. (2008) ont mis en évidence dans des réseaux karstiques au-dessus du lac de Thoune (grottes de St Beatus et du Bärenschacht) de bien plus nombreuses avancées et reculs du glacier de l'Aar durant le dernier demi-million d'années. Mais la chronologie glaciaire qu'ils en ont déduite ne concorde que partiellement avec les âges que j'ai trouvé par datation U/Th de concrétions, âges donnés ci-dessous.

Ne subsistent maintenant dans la région étudiée que les traces de la dernière période glaciaire, le Würm et, très localement, comme dans la gorge de la Dranse en amont de Thonon, quelques témoins de l'avant-dernière, le Riss (Burri 1963), les ultimes glaciations ayant en général effacé les traces des précédentes. A chacune de ces avancées correspond un approfondissement du vallon. Il serait donc tentant d'assigner un âge d'un million d'années à la combe anticlinale de Darbon, et elle daterait donc de la seconde moitié du Quaternaire.

On peut relever qu'au cours de ce laps de temps, les Préalpes ont pu poursuivre leur soulèvement, sans incidence sur les phénomènes décrits ci-dessus, si ce n'est peut-être une légère augmentation des précipitations, la forme générale du relief étant déjà acquise.

En effet, avec une surrection maximale d'environ 1 m/millénaire dans la région du Gothard (Suisse centrale), mais plus faible de moitié à une quarantaine de km de la culmination de la chaîne au nord et au sud (Schaer *et al*., 1974), et avec une valeur similaire, voire un peu plus forte, pour les massifs du Mont-Blanc et de Belledonne (Le Cœur *et al*., 2008, Ayrton *et al*., 1987), cela signifie que la région qui nous concerne se trouvait à l'époque de la formation de la plus ancienne concrétion datée (un peu plus d'un demi-million d'années: voir ci-dessous), plusieurs centaines de mètres plus bas en altitude, d'où une couverture végétale plus dense que celle observée actuellement, à savoir une pelouse sur un lapiaz en voie de dénudation, ses formes arrondies témoignant d'une exhumation par impact anthropique évident: la pâture. La compresse humide et corrosive de cette végétation ne pouvait que favoriser le concrétionnement, avec une charge en calcaire plus élevée dans les eaux de percolation.

Il est donc certain que l'écoulement, d'abord subséquent sur un relief formé d'anticlinaux (asymétriques) et de synclinaux, a vu peu à peu l'établissement d'une circulation souterraine avec une proportion toujours croissante des eaux de surface s'enfouissant. Et ceci au détriment de l'écoulement au fond du synclinal, devenant de plus en plus chétif (l'Eau Noire et le ruisseau de Darbon, actuellement). Le concrétionnement, abondant dans certaines parties du réseau souterrain, a pris naissance durant les interglaciaires, lorsque les eaux n'étaient plus figées et que la végétation, libérant des acides humiques, repartait à l'assaut du relief. Avec l'enfoncement du réseau et la succession des périodes chaudes et froides, les galeries supérieures ont été abandonnées, voire colmatées par le concrétionnement, ce dernier pouvant même être à nouveau corrodé par les eaux de percolation résiduelles, comme observé en de nombreux endroits.

Enfin, un ennoiement partiel du réseau a pu se produire lors de l'avancée de masses de glace ayant forcé du matériel morainique dans les entrées du réseau ou les fentes du lapiaz. Mais il s'agit d'un glaciaire local, des moraines à éléments cristallins n'ayant pas été observé au-dessus de 1000m dans le vallon de Darbon. Ces dépôts ont été évacués depuis. Le squelette d'un lièvre variable (déterm. L. Chaix du Muséum d'Histoire naturelle, Genève), trouvé à l'embranchement du «réseau des Savoyards», à l'aplomb d'une fissure montant vers le haut, mais impénétrable à l'homme, est la preuve d'une communication avec la surface, une centaine de mètres plus haut.

Afin de quantifier l'âge présumé ancien de cette cavité, 4 fragments de stalactites (M1-M4) prélevés lors de la découverte de la cavité et provenant de divers endroits du «réseau des Genevois», ont été envoyés au laboratoire du Professeur Hai Cheng de l'Université de Minneapolis, Minnesota, Etats-Unis, pour datation par la méthode U/Th. M4, brisée naturellement, reposait sur le sol de la «galerie de raccordement», partie morte du réseau. Les autres échantillons, stalactites et stalagmites, ont été cassés volontairement ou par inadvertance dans les parties actives du réseau. Pour donner un âge fiable, la calcite devait présenter un aspect sain, sans corrosion ni altération. Les âges trouvés, absolus et calibrés, donnés au tableau 1, s'étirent de 67.000 à 590.000 ans, corroborant mes observations géomorphologiques. De plus, 3 fragments de stalagmites (J1-J3) ont été prélevés lors du traçage d'octobre 2012, à proximité du lieu d'injection. Ils montrent des âges plutôt élevés, donnés au tableau 1; ils sont compatibles avec ceux des stalactites, environ 408.000 et 695.000 ans. L'échantillon J2 excède l'âge pouvant être donné par la technique U/Th.

Tableau 1.–Ages des stalactites et des stalagmites de la grotte de la Mine.

Echantillon	Age estimé par la méthode U/Th (en milliers d'années)	Intervalle de confiance (en milliers d'années)
J1	408.1	14.0
J2	Très vieux	
J3	695.2	113.6
M1	432.8	15.3
M2	66.9	0.7
M3	97.1	1.2
M4	589.0	165.8

L'incertitude, croissante avec l'âge, est inhérente à cette technique. En effet, on peut discuter de la fiabilité de la méthode pour les âges les plus élevés, voire même l'absence de résultat pour J2. Avec une erreur de 2 sigmas, elle atteint tout de même 95%. La méthode U/ Th a bien progressé ces dernières années avec la mesure de quantités toujours plus faibles des isotopes de l'uranium et du thorium. Cependant, comme le signale Quinif (1998), deux conditions sont à prendre en considération dans l'âge trouvé: il faut que le système soit resté fermé, c'est-à-dire sans apports extérieurs ou pertes d'uranium et/ou de thorium; et le choix de la concrétion à dater doit être judicieux, à savoir une calcite la plus pure possible, sans charge détritique (argiles ou oxydes de fer), ce qui n'est pas toujours possible. De ce point de vue, J1 et M2 semblent les plus fiables, soit presqu'aux extrêmes des âges trouvés!

Si l'on essaye de situer ces âges dans la chronologie glaciaire du Quaternaire (Ruen 2005), la stalactite la plus ancienne (M4) s'est formée au début du long interglaciaire Günz-Mindel, durant la période I. Concernant M1 ainsi que J1, c'est durant la période I de l'interglaciaire Mindel-Riss. Quant à M3, la déposition a eu lieu en fin d'interglaciaire Riss-Würm. Et pour la plus jeune, elle date du début du Würm, avant l'effondrement des températures, probablement dans un interstade.

La grande incertitude sur J2 ne permet guère de se prononcer, mais elle pourrait se situer avant ou après la glaciation de Günz.

Conclusions

Basé sur de nombreux traçages, ce modèle d'hydrogéologie pour le vallon de Bise me semble cohérent. Il a aussi le mérite de proposer un périmètre de protection au cas où les eaux de l'importante résurgence des Ouvertures viendraient à être captées, mais ceci au détriment des activités traditionnelles de la vallée: la pâture extensive des bovins. Grâce aux observations géomorphologiques et à la datation de concrétions prélevées dans une grotte régionale, il a été possible de reconstituer la paléogéographie de ce secteur des Préalpes et de situer son évolution dans la seconde partie du Quaternaire.

Remerciements

Ma reconnaissance va d'abord à mon épouse Cheng-Mei, dont l'aide a été déterminante lors des opérations de traçages. Je remercie D. Boibessot, spéléologue, A. Muller, géologue, et A.-G. Gentil, pour le traçage et le prélèvement d'échantillons dans la grotte de la Mine. Merci également à P.-A. Schnegg, du Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel, pour le traitement des mesures du fluorimètre, au Professeur Hai Cheng, de l'Université de Minneapolis, aux Etats-Unis, pour la datation des spéléothèmes, au géologue-dessinateur retraité, J. Metzger, de la section des Sciences de la Terre à l'Université de Genève, pour les diverses cartes, et à Y. Quinif, Praezis et M. Septfontaine pour leurs remarques constructives. Enfin, c'est la Société pour la Connaissance des Alpes qui a financé ce travail, qu'elle en soit remerciée.

Bibliographie

Audra Ph., 1997. Réflexions sur les facteurs contrôlant la karstification dans l'arc alpin. *In*: Proceedings of the 12th International Congress of Speleology, vol. 1. La Chaux-de-Fonds, Suisse.

Ayrton S., Barfety J.-C., Belliere J., Gubler Y. & Lemelin L., 1987. Notice de la carte géologique de Chamonix N° 680, 1/50 000, BRGM éd., Orléans, 39 p.

Baud A. & Septfontaine M., 1980. Présentation d'un profil palinspastique de la nappe des Préalpes médianes en Suisse occidentale. *Eclog. Geol. Helv*., 73/2, 651-660.

Burri M., 1963. Le Quaternaire des Dranses. *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne*, N° 142, 34 p.

Badoux H. & Mercanton C.-H., 1962. Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes médianes du Chablais. *Eclog. Geol. Helv*., 55/1, 135-188 et 3 pl.

Chamot G. A., 1961. La nappe des Préalpes médianes entre les Cornettes de Bise et le col du Corbier. *Bull. lab. géol. Univ. Lausanne* N° 131, 86 p.

Charollais J. & Badoux H., 1990. Guides géologiques régionaux: Suisse lémanique, pays de Genève et Chablais. Masson éd., 224 p.

Hauselmann Ph., Lauritzen S.-E., Jeannin P.-Y. & Monbaron M., 2008. Glacier advances during the last 400 ka as evidenced in St. Beatus Cave (BE, Switzerland). Quaternary International, 189, 173-189.

Labhart T.P. & Decrouez D., 1997. Géologie de la Suisse. Delachaux et Niestlé éd., 211 p.

Le Coeur Ch., Amat J.-P. & Dorize L., 2008. Eléments de Géographie physique. Bréal éd., 465 p.

Maire R., 1990. La haute montagne calcaire. Karstologia-Mémoires N° 3, 731 p.

Quinif Y., 1998. Fiabilité des analyses chronologiques. Spéléochronos No 9, 33-40, CERAK, Mons, Belgique.

Ruen T., 2005. Relations between atmospheric CO2 and glacial cycles. Avec contrib. L. Reynaud: Glaciers et climat. Wikipedia.

Schaer J.-P. & Jeanrichard F., 1974. Mouvements verticaux anciens et actuels dans les Alpes suisses. *Eclogae Geol. Helv*. 67/1, 101-119.

Septfontaine M., 1995. Large scale progressive unconformities in Jurassic strata of the Prealps S of Lake Geneva: Interpretation as synsedimentary inversion structures; paleotectonics implications. *Eclogae Geol. Helv.* 88/3, 553-576.

Septfontaine M., 1983. Le Dogger des Préalpes médianes suisses et françaises. *Mém. SHSN* 97, 121 p.

Sesiano J., 1993. Monographie physique des plans d'eau naturels du département de la Haute-Savoie. Publ. Conseil Général. 126 p. et 3 tables.

Sesiano J., 2005. Ten years of research in the region Emosson-Salanfe-Susanfe, Valais, Switzerland, and Fer-à-Cheval, France, to reveal the regional hydrogeology. *Arch. Sci.* 58, 13-24.

Tagini B., 1951. Etude géologique de l'anticlinal de Chillon (vallée d'Abondance, Haute-Savoie). Trav. Dipl. Univ. Lausanne. 51 p. et 3 cartes.

Uttinger H., 1949. Les précipitations en Suisse 1901-1940. Guide de l'économie hydraulique et de l'électricité de la Suisse. Vol. II, 3e éd.

Atlas climatique de la Haute Savoie, 1991. Météo-France et Conseil Général de la Haute Savoie. 104 p.

Atlas climatologique de la Suisse, 1984-1995. En 5 livraisons. Institut suisse de météorologie et Office fédéral topographique, Berne.
Carte géologique de la France au 1/50.000, feuille Thonon-Châtel XXXV-28.

Manuscrit reçu le 25 mai 2013