



de Chablis

SIRET 447 617 291 00011
APE 9312Z

Spéléo-Club de Chablis

Association loi 1901 n°W891001205 – Statuts déposés à la Préfecture d'Auxerre le 21 janvier 1971

Affilié à la Fédération Française de Spéléologie n°B-89-002 depuis 1971

Agrément Jeunesse et Sports n°89S83 du 10 décembre 1973

Déclaration Etablissement d'Activités Physiques et Sportives n°ET00160 du 25 avril 2001

Site Internet : www.sccchablis.com – Email : contact@sccchablis.com

COMPTE RENDU

HYDROLOGIE DES CRUES

Application aux Cuves de Sassenage (Isère)

WEEK-END SCIENTIFIQUE de la LIGUE SPELEOLOGIQUE
DE BOURGOGNE

Avec la participation de BAUDOUIN Lismonde
14 et 15 novembre 2009



SOMMAIRE

SOMMAIRE.....	2
I - HYDROLOGIE, CRUES ET DEBITS	3
1. BILAN HYDROLOGIQUE	4
1.1. VOLUMES D'EAU INTERVENANT DANS LE BILAN.....	4
1.2. PRECIPITATIONS.....	5
1.3. BASSIN VERSANT	5
1.4. EVAPOTRANSPIRATION ET ECOULEMENTS DE SURFACE	5
1.5. POUR EN SAVOIR PLUS	7
2. TYPES D'ECOULEMENTS SOUTERRAINS	8
2.1. REGIONALISME	8
2.2. DEVERSOIR	8
3. ETUDE DES CRUES.....	9
3.1. ALLURE D'UNE CRUE.....	9
3.2. PROPAGATION D'UNE CRUE	9
3.2.1. <i>Ecoulement vadose</i>	9
3.2.2. <i>Ecoulement noyé</i>	10
3.3. RAIDISSEMENT D'UN FRONT DE CRUE.....	10
3.4. LAMINAGE DES CRUES SOUTERRAINES.....	11
3.5. LOIS DE MISE EN CHARGE ET VOLUMES TAMPONS	11
3.5.1. <i>Mise en charge en écoulement libre</i>	11
3.5.2. <i>Mise en charge en écoulement noyé</i>	12
3.5.3. <i>Mise en charge en écoulement semi noyé</i>	13
4. MESURE DES DEBITS	14
4.1. METHODE DES SPELEOS	14
4.1.1. <i>Calcul du débit dans un canal</i>	14
4.1.2. <i>Calcul du débit à un déversoir plat</i>	15
4.1.3. <i>Exemple concret</i>	16
4.2. MESURE PAR PROFILEUR DOPPLER ADCP	16
4.3. MESURE AU SEL	17
4.4. MESURE DES HAUTEURS	17
4.4.1. <i>Courbes de tarage</i>	18
4.5. DEVERSOIRS A PROFIL IRRÉGULIER.....	18
4.5.1. <i>Mesure de la hauteur h</i>	18
4.5.2. <i>Courbe de tarage d'un déversoir</i>	19
5. CONCLUSION.....	21
II - CIRCULATIONS D'EAU ET CRUES AUX CUVES DE SASSENAGES	22
1. DESCRIPTION DES CUVES, GEOLOGIE, HYDROLOGIE	23
1.1. SITUATION GEOLOGIQUE.....	23
1.2. LE SYSTEME HYDROGEOLOGIQUE	24
2. LES CIRCULATIONS DANS LES CUVES :	25
2.1. CHEMINS DE L'EAU EN FONCTION DES DEBITS ET FONCTIONNEMENT DE LA GALERIE OUEST	25
2.2. SECURISATION DES CUVES ET DELAI UTILISABLE	26
III - RECIT SPELEO D'UN WEEK-END SCIENTIFIQUE	28
REFERENCES :	31
REMERCIEMENTS :	31

I - Hydrologie, crues et débits

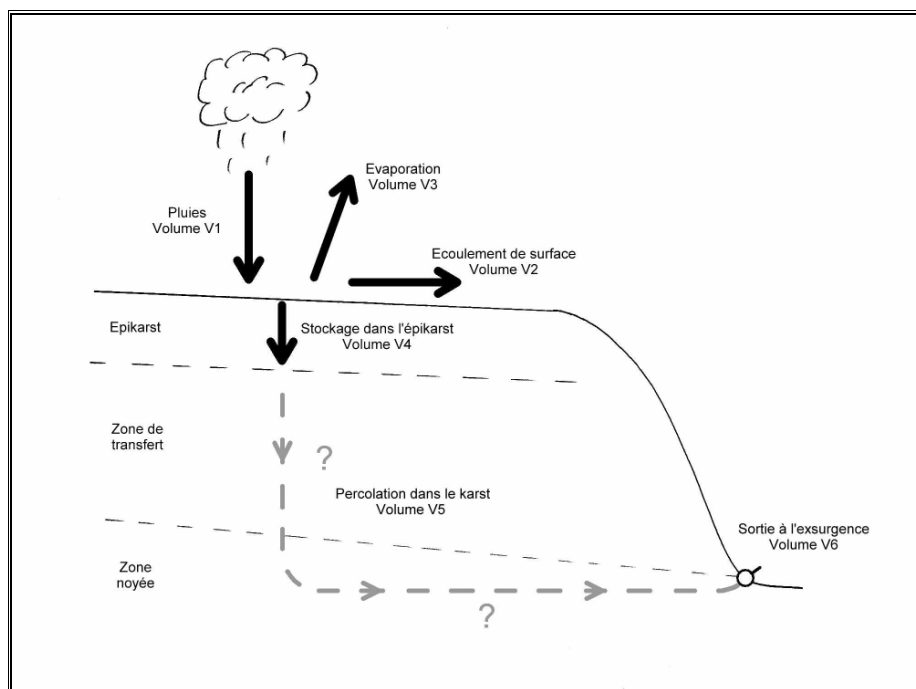
1. Bilan hydrologique

1.1. Volumes d'eau intervenant dans le bilan

Afin d'étudier l'hydrologie d'un massif, il est important de connaître les volumes d'eau qui entrent en jeu sur un bassin versant et qui ressortent aux exsurgences. Ceux-ci vont permettre d'établir un bilan hydrologique, sur une année par exemple, qui caractérisera le fonctionnement d'un réseau souterrain.

Ce bilan est établi à partir des différents volumes des eaux suivants :

- Volume des précipitations tombées en surface V1
- Volume écoulé en surface V2
- Volume évaporé (évapotranspiration) V3
- Volume stocké et retenu dans l'épikarst V4
- Volume percolant dans le karst V5
- Volume à la source (exsurgence) V6



Bilan hydrologique d'un système karstique

L'hydrologie en milieu souterrain nécessite donc de déterminer au mieux ces différents volumes. Dans l'absolu, V1, V3 et V6 pourraient être mesurés ou calculés. Par contre, les volumes V2 et V4 sont difficiles à estimer car dépendant notamment de la nature des sols et de leur saturation en eau. V5 dépend directement des volumes précédents. La question se pose notamment de savoir quand l'épikarst restitue l'eau ainsi stockée.

La problématique de la propagation de l'eau dans le karst est également essentielle pour comprendre les phénomènes et la rapidité des écoulements souterrains.

C'est pour répondre à ces questions, que nous allons chercher à apprécier ces différents volumes et vérifier leur adéquation avec la surface du bassin versant.

Nota :

Pour le Nord du Vercors, l'épikarst peut stocker un volume d'eau (aquifère épikarstique) équivalent à une précipitation d'environ 30 mm.

1.2. Précipitations

La mesure de la pluviométrie et des volumes d'eau précipités sur une aire donnée est difficile à réaliser. En effet, l'irrégularité des précipitations aussi bien temporelle que spatiale rend l'instrumentation considérable et très coûteuse.

Connaître la lame d'eau reçue sur un bassin versant et réaliser ainsi une étude correcte, nécessiterait l'installation d'un pluviomètre par km² avec relevé horaire des précipitations.

Pour une étude rapide, on se contentera des relevés de précipitations moyennes sur les stations les plus proches, avec relevés journaliers (notion de "lame d'eau" en mm/jour).

Nota :

L'enneigement est un facteur important qui rend difficile l'appréciation de la quantité d'eau absorbée par le karst. En temps normal, la couche de neige fond lentement par le dessous avec l'apport de chaleur du sol.

En revanche, s'il pleut sur la neige, celle-ci va d'abord stocker l'eau (capillarité de la neige), puis une fois saturée, va brutalement changer d'état en libérant une grosse quantité d'eau.

Ce phénomène est propice aux très grosses crues et est très dangereux pour le spéléo.

1.3. Bassin versant

La notion de bassin versant définit la surface géographique pour laquelle les eaux de précipitation sont à l'origine du même exutoire.

Cette notion, bien connue pour les cours d'eau de surface, est moins évidente à définir pour les écoulements en milieu karstique.

En effet, la surface du bassin versant est fortement variable en fonction de l'intensité de la pluie. Ceci est principalement dû à des phénomènes de capture ou au contraire de saturation des sols et du karst apparaissant lors des fortes précipitations : ruisseaux de surface temporaires, pertes temporaires, saturation du système de drainage souterrain...

Ainsi, les variations de débit des cours d'eau de surface et des cours d'eau souterrains ne sont pas corrélées de la même façon à la pluviométrie et restent très dépendantes de la nature des sols et de leur couvert végétal.

On peut dire pour résumer que le bassin versant d'un système karstique est évolutif suivant la pluviométrie.

Le bassin versant de crue peut être différent du bassin versant à l'étiage.

1.4. Evapotranspiration et écoulements de surface

Un calcul de bilan hydrique nécessite la prise en compte de l'eau perdue naturellement, par évaporation ou par évapotranspiration, et par ruissellement.

L'évaporation est la transformation d'eau en vapeur d'eau. On parle de sublimation lorsqu'il y a « évaporation » de la neige, sans passer par un état liquide.

L'évapotranspiration représente l'eau « évaporée » par la végétation, qui, naturellement, absorbe une partie importante des eaux météoriques. D'une manière générale, l'évapotranspiration annuelle est supérieure aux précipitations dans les zones de plaines et inférieure sur les reliefs, plus forte en période printanière et estivale qu'en période automnale ou hivernale.

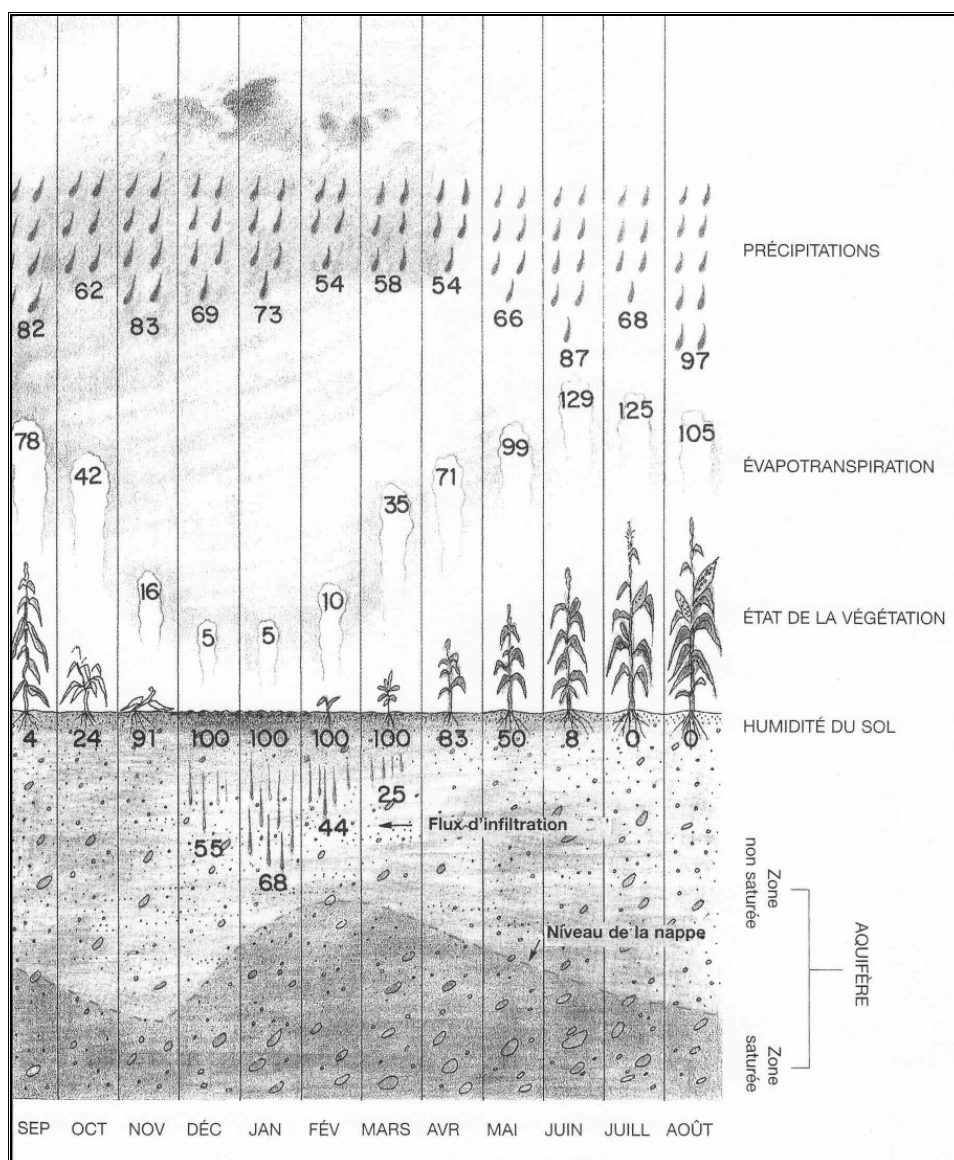
L'évaporation et l'évapotranspiration dépendent des composants de l'air (humidité, température, pression...) mais également de l'insolation et de la vitesse du vent. Différentes formules complexes permettent d'estimer cette évaporation et évapotranspiration, soit en valeurs quotidiennes, soit en valeurs décennales.

Pour prendre en compte les besoins en eau des plantes, qui diffèrent en fonction des types de végétaux et de leurs stades végétatifs, on considère que l'eau absorbée par une plante est égale à $k \times x$ ETP, où k est le coefficient cultural de la plante considérée.

Pour estimer la quantité d'eau résultant qui alimentera les nappes souterraines et les cours d'eau, et compte tenu des incertitudes liées aux absences de mesures sur l'ensemble d'un bassin versant, il est habituel de prendre en compte la mesure de pluviométrie (RR) du poste le plus représentatif et l'évapotranspiration (ETP) de la zone concernée. L'écoulement dû aux précipitations est alors la résultante positive de $RR - ETP$ (valeur calculée quotidiennement), que l'on définit comme étant la « pluie efficace ».

On voit là la difficulté pour quantifier le volume qui va s'infiltrer dans le karst, car celui-ci est à la fois dépendant du type de sol et de la végétation qui le recouvre, mais également de la quantité d'eau qui ruissellera en surface pour alimenter directement les cours d'eau superficiels. De plus, si l'évaporation d'un plan d'eau n'a pas beaucoup d'importance par rapport à l'évapotranspiration, par contre la sublimation est un facteur qu'il faudrait prendre en compte en période hivernale !

Afin de faire une estimation des volumes annuels concernés, on pourra récupérer les données de mesures de débit sur les cours d'eau de surface, ou mesurer nous-même le débit (voir § 4).



Influence des saisons sur le bilan hydrologique
(Extrait de "Les eaux souterraines" – J-J COLLIN – BRGM éditions)

1.5. Pour en savoir plus

Quelques ouvrages à consulter :

- "Les eaux souterraines" par Jean-Jacques COLLIN – BRGM éditions
- <http://echo.epfl.ch/e-drologie/>
- <http://www.u-picardie.fr/beauchamp>
- <http://www2.brgm.fr/divers/nappes.htm>
- <http://csenv.free.fr/expos%E9s/hydrog%E9ologie/hydrog%E9ologie.htm>
- ...

2. Types d'écoulements souterrains

2.1. Régionalisme

Il faut noter que la connaissance de l'hydrologie d'un karst ne peut pas être généralisée en raison de caractéristiques spécifiques locales. Il existe un effet de régionalisme dans le type de drainage d'un karst.

Par exemple, le type alpin dont est l'objet cet exposé, est caractérisé par un niveau de base descendant lié à la surrection de la chaîne alpine : les réseaux souterrains sont soulevés en même temps que la chaîne des Alpes (1 mm/an depuis 2 millions d'années) alors que l'eau cherche naturellement à s'enfoncer.

Il s'ensuit un étagement caractéristique des galeries dont les plus anciennes sont les plus hautes et totalement fossiles. Les galeries intermédiaires sont plus ou moins actives en période de crues, tandis que l'actif permanent chemine souvent en sous écoulement en zone semi noyée ou noyée.

Le passage d'un niveau à un autre plus bas se fait par captures successives en remontant vers l'amont (capture régressive).

Lors des crues, les galeries "fossiles" supérieures peuvent se mettre en charge et former des trop-pleins du système de drainage.

La réaction du karst étudié ici n'est donc pas applicable à toutes les régions et il faut en tenir compte pour établir des "prévisions" de crues.

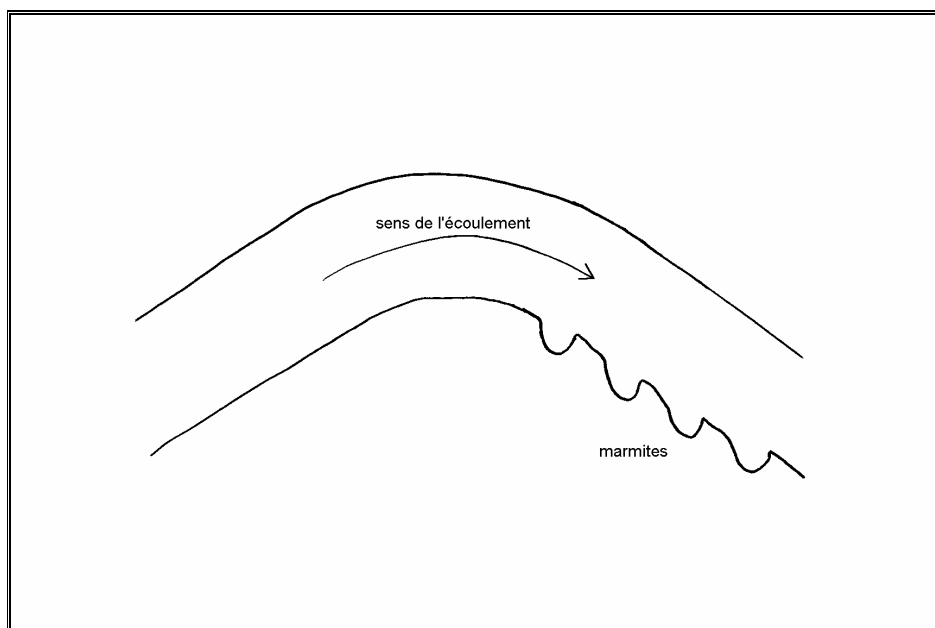
Nota :

Les galeries intermédiaires « Epi-noyées » se creusent d'autant plus rapidement, comparativement aux galeries sèches ou noyées, qu'elles subissent plus brutalement des périodes d'ennoiement et de vidage.

2.2. Déversoir

On reconnaît un déversoir dans une galerie fossile en observant la présence de marmites qui se forment sur la pente de la galerie aval.

Dans une conduite lisse au départ, un écoulement libre produit de petites marmites en grand nombre sur le sol de la galerie aval. Les marmites se développent en grossissant et diminuent en nombre par un phénomène de captures mutuelles.



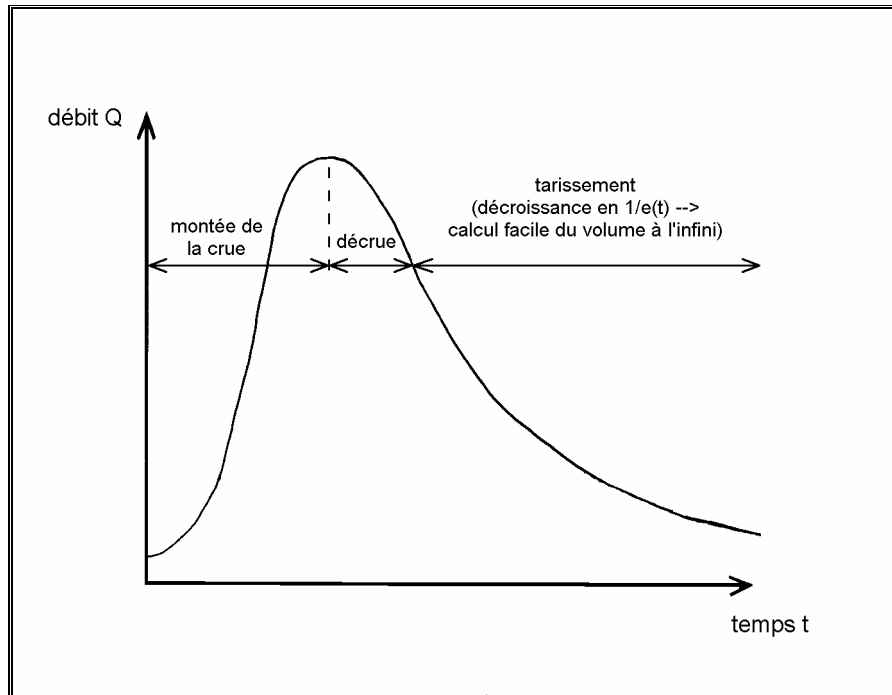
Marmites en aval d'un déversoir

3. Etude des crues

3.1. Allure d'une crue

La crue évolue suivant trois phases : la montée de la crue, la décrue, puis dans la continuité, le tarissement.

Les volumes d'eau déversés par la crue sont calculables en intégrant le débit par le temps.



Allure de la courbe de débit de crue en fonction du temps

3.2. Propagation d'une crue

3.2.1. Ecoulement vadoso

En écoulement vadoso, la vague de crue progresse plus vite que l'eau qui coulait avant la crue.

Le débit d'un cours d'eau peut être exprimé comme suit :

$$Q = V \times L \times h$$

Avec Q : débit en m^3/s
 V : vitesse en m/s
 L : largeur du canal en m
 h : hauteur de l'eau dans la galerie en m

La vitesse V d'une vague de crue a pour ordre de grandeur la vitesse des ondes de gravité, c'est-à-dire environ :

$$V \approx \sqrt{g \times h}$$

Avec $g = 9.81 \text{ m/s}^2$ gravité

Lors d'une crue, la hauteur h augmente, et, en conséquence, la vitesse de progression de la crue augmente.

Le débit de la vague de crue :

$$Q = V \times L \times h$$

devient

$$Q \approx g^{1/2} \times L \times h^{3/2}$$

Avec Q : débit en m³/s
V : vitesse en m/s
L : largeur du canal en m
g = 9.81 m/s² gravité
h : hauteur de la vague de crue en m

Application numérique :

Une vague de crue de 0.3 mètre de hauteur progresse à une vitesse $V \approx \sqrt{9.81 \times 0.3}$, soit $V \approx 1.7 \text{ m/s}$ (6.2 km/h)

Une vague de crue de 1.0 mètre de hauteur progresse à une vitesse $V \approx \sqrt{9.81 \times 1.0}$, soit $V \approx 3.1 \text{ m/s}$ (11.3 km/h)

3.2.2. Ecoulement noyé

Lors d'une crue en écoulement noyé, les valeurs L et h (voir ci-dessus) sont alors des constantes. Seule la vitesse change. L'augmentation de débit à l'entrée du siphon est perçue pratiquement instantanément à la sortie du siphon. Non pas que l'eau qui entre dans le siphon ressorte instantanément à l'autre extrémité, mais elle pousse l'eau dans le siphon et augmente la vitesse de l'ensemble de l'eau dans le siphon : l'eau n'est pas compressible et il n'y a pas possibilité de stockage de celle-ci.

Dans un conduit noyé, l'onde de crue progresse à la vitesse du son dans l'eau, c'est-à-dire environ 1500 m/s.

3.3. Raidissement d'un front de crue

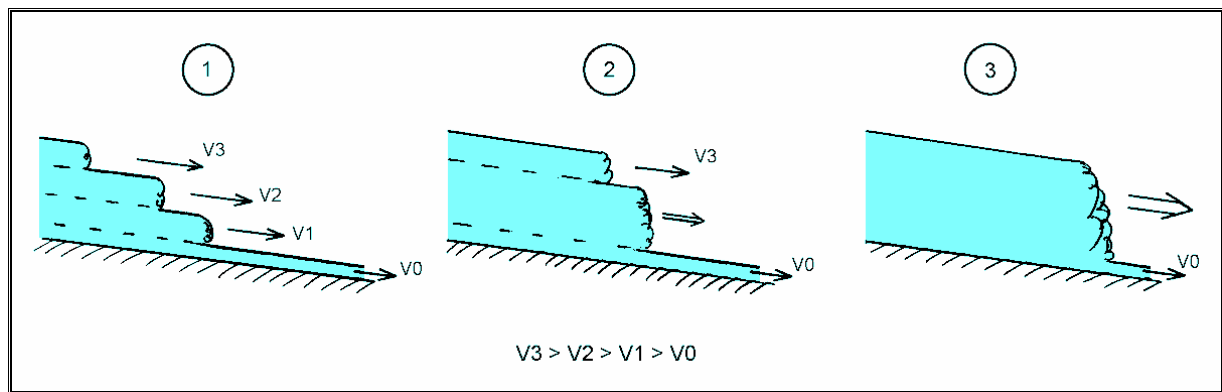
Le phénomène de raidissement de front de crue découle directement des propriétés des vagues de crues décrites au § 3.2.1 ci-dessus et il concerne des galeries assez régulières et rectilignes.

Plusieurs vagues de crue peuvent se succéder en raison de précipitations différées dans le temps ou d'une arrivée de crue par un affluent.

Rappelons que la vitesse de la vague de crue étant fonction de la hauteur de cette vague, elle est toujours plus rapide que l'eau qui coule devant elle. De fait, une vague qui arrive derrière une autre finit toujours par la rattraper (si la distance est suffisante). L'enchaînement de plusieurs vagues provoque alors un raidissement du front de crue, c'est-à-dire que la hauteur de la vague de tête augmente à chaque fois qu'une vague arrière la rejoint.

L'arrivée de la crue peut, dans ce cas, être très violente et se présenter comme un mur d'eau très rapide et redoutable pour le spéléo.

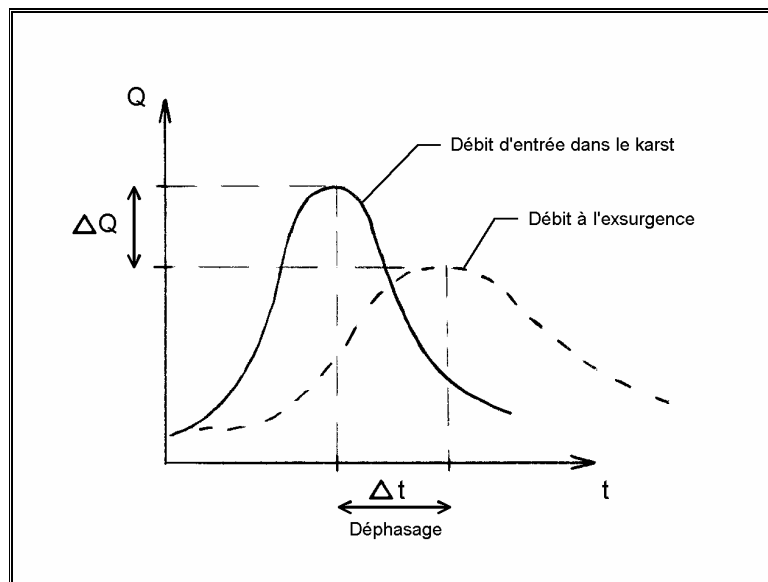
Des élargissements ou des bassins amortissent ce phénomène et atténuent la vague de crue.



Principe du raidissement d'un front de crue

3.4. Laminage des crues souterraines

Le karst a un rôle d'amortisseur des crues en lissant la réponse à une forte précipitation. Les débits sont amoindris à la source, mais étalés dans le temps. On appelle ce phénomène le « laminage » des crues.



**Allure des courbes de débit de crue en entrée et sortie du karst.
Mise en évidence du phénomène de laminage de la crue**

L'effet de laminage de crue est dû :

- **au trajet tortueux**, entraînant une montée du niveau de l'eau
- **au frottement en fond**, entraînant une montée du niveau de l'eau
- **à la capacité de stockage du karst** (volume tampon) qui ralentit la vitesse d'écoulement. La restitution de l'eau stockée se fait progressivement.

Ceci explique à la fois que le débit maximum soit amoindri, et qu'il y ait un déphasage de la pointe de crue.

3.5. Lois de mise en charge et volumes tampons

3.5.1. Mise en charge en écoulement libre

En écoulement libre, les bassins forment de véritables réservoirs tampons qui peuvent stocker des volumes d'eau importants et ainsi ralentir la progression de la crue.

Le phénomène peut être double : d'une part le remplissage de bassins initialement vides peut temporiser une crue ; d'autre part l'augmentation du volume d'un bassin par l'augmentation du niveau d'eau lié au débordement du bassin peut également constituer un volume tampon.

La vitesse de l'eau diminue en arrivant dans le bassin, en raison de l'augmentation de la section d'écoulement.

Comme nous l'avons vu précédemment pour les vagues de crue, il existe un facteur de proportionnalité entre le débit et la hauteur d'eau :

$$Q \equiv h^{3/2}$$

A l'inverse :

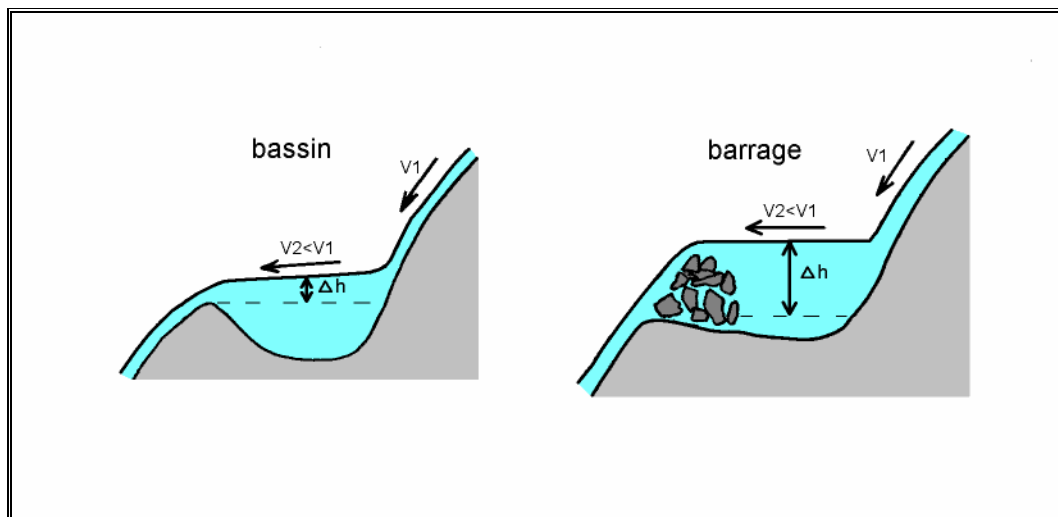
$$h \equiv Q^{2/3}$$

La hauteur d'eau est proportionnelle au débit élevé à l'exposant 2/3.

Le volume d'eau stocké par la hausse du niveau de l'eau en écoulement libre est donc proportionnel au débit élevé à l'exposant 2/3.

$$\text{volume_tampon} \equiv Q^{2/3}$$

Ce phénomène tampon est particulièrement important dans le cas d'un barrage perméable constitué de blocs (possibilités de hausse importante du niveau).



Volume tampon créé par un bassin ou un barrage.

3.5.2. Mise en charge en écoulement noyé

En écoulement noyé, la vitesse dans une section donnée est directement proportionnelle au débit. Il n'y a pas d'effet tampon dans la zone noyée.

$$V \equiv Q$$

Les pertes de charges à l'intérieur des conduits sont liées essentiellement aux frottements et sont proportionnelles au carré du débit.

$$\Delta P \equiv Q^2$$

Il s'ensuit une montée du niveau d'eau en amont de la zone noyée (ou dans des cheminées d'équilibre), proportionnelle aux pertes de charges, donc au carré du débit.

$$h \equiv Q^2$$

Le volume tampon créé par la montée des eaux en amont de la zone noyée est donc proportionnel au carré du débit.

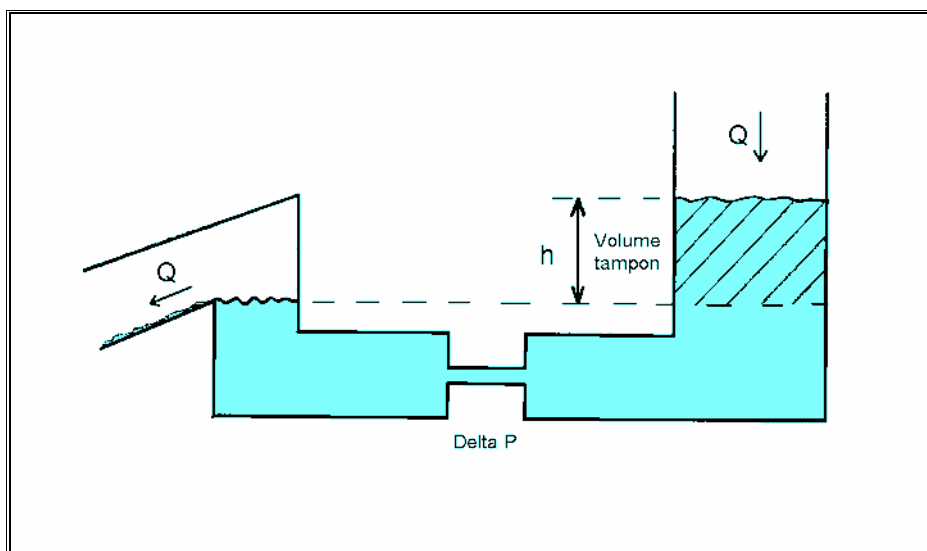
$$\text{volume_tampon} \equiv Q^2$$

Avec V : vitesse de l'eau dans une section donnée

Q : débit

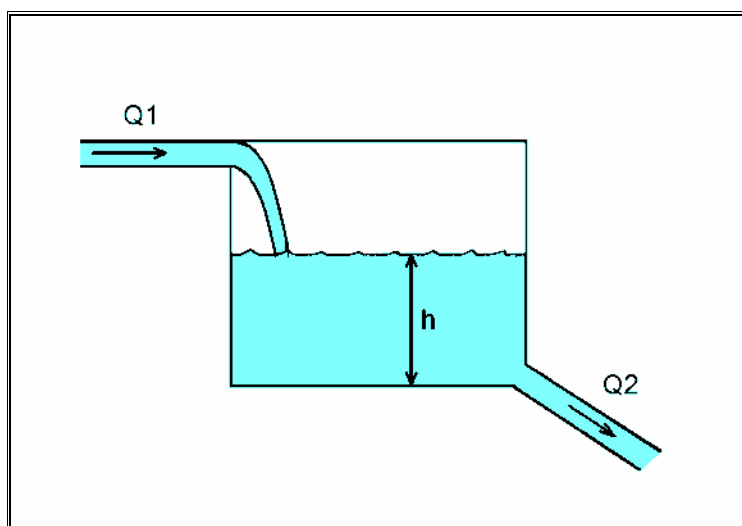
ΔP : pertes de charges

h : hauteur d'eau



Mise en charge en écoulement noyé.

3.5.3. Mise en charge en écoulement semi noyé



Mise en charge en écoulement semi noyé.

Dans le système ci-dessus, la vitesse de montée du niveau d'eau est proportionnelle à la différence des débits Q_1 et Q_2 :

$$S \times \frac{dh}{dt} = Q_1 - Q_2$$

Avec S : section horizontale de la "salle"

h : hauteur d'eau

Q_1 : débit entrant

Q_2 : débit sortant

Deux cas :

- $Q_1 > Q_2$: le niveau monte dans la salle ; il y a amortissement de la crue en aval de Q_2 (volume maxi = volume de la salle)
- $Q_1 < Q_2$: le niveau descend dans la salle ; c'est la décrue et il n'y a plus de mise en charge, car Q_2 absorbe le débit Q_1 . Lorsque $Q_1 = Q_2$, la crue est terminée.

4. Mesure des débits

4.1. Méthode des spéléos

Ces méthodes simples à mettre en pratique donnent de bons résultats pour faire un suivi des débits dans le temps. En effet, bien que présentant une précision modeste ($\pm 30\%$), le suivi de l'évolution des débits reste valable puisque la marge d'erreur restera la même à un point de mesure donné. Il s'agit en fait de mesurer une hauteur d'eau à un endroit précis. Le ratio entre les débits à deux dates différentes sera exact, même avec deux mesures de débit ayant une erreur de 30%.

4.1.1. Calcul du débit dans un canal

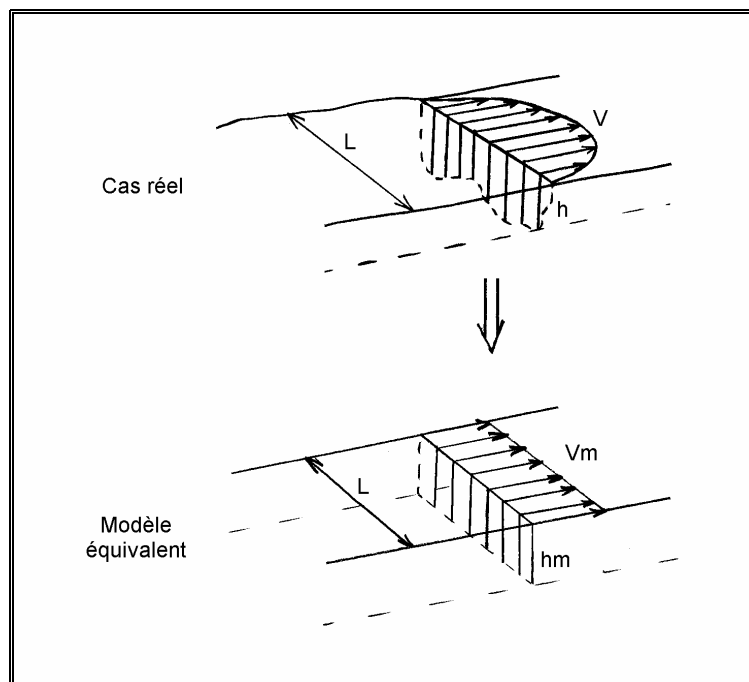
Afin d'effectuer des mesures rapides, sans matériel particulier, et suffisamment fiable ($\pm 20\%$ à $\pm 30\%$), nous pouvons effectuer une estimation rapide de débit par la mesure de la hauteur moyenne de l'eau, de la largeur du canal et par la vitesse de l'eau.

Pour cela, il suffit de se servir de sa main ou tout autre chose dont la dimension est connue pour mesurer la profondeur moyenne et la largeur du cours d'eau. Il faut ensuite mesurer la vitesse de l'eau en surface par le chronométrage d'un objet flottant sur une distance connue. On réalise cette mesure au milieu et à différentes distances des bords pour calculer une vitesse moyenne d'écoulement, que l'on corrige arbitrairement en l'affectant d'un coefficient de 0.8.

En effet, Dans le cas d'un écoulement à l'air libre, la vitesse de l'eau augmente en fonction de la hauteur pour atteindre son maximum à proximité de la surface. Lorsque le spéléologue mesure la vitesse de l'eau avec un flotteur ; il mesure donc une vitesse proche de la vitesse maximale du cours d'eau. C'est pour cela qu'un coefficient de 0.8 sur cette vitesse est proposé pour se rapprocher d'une valeur moyenne.

Nota :

Il est difficile à la fois de compter le temps écoulé et de repérer la position du flotteur pour une personne seule. C'est pourquoi il est nettement préférable de procéder à deux : un opérateur compte à voix haute sans se soucier de l'autre opérateur qui observe la distance parcourue.



Le débit ainsi estimé est :

$$Q = hm \times L \times Vm$$

Avec Q: débit en m³/s
hm : hauteur d'eau moyenne (en m)
L : largeur du canal (en m)
Vm : vitesse moyenne de l'eau (en m/s)

4.1.2. Calcul du débit à un déversoir plat

Une autre méthode simple pour estimer un débit est de se positionner à un déversoir à fond plat :

La vitesse pour un déversoir rectangulaire à fond plat sur un canal rectiligne est environ :

$$V = k\sqrt{g \times h}$$

Avec V : vitesse de l'eau (en m/s)
h : hauteur de la surface du plan d'eau amont par rapport au seuil du déversoir (en m)
g : accélération de la pesanteur = 9.81 m/s²
k : coefficient lié à la géométrie du déversoir

g étant une constante, on peut simplifier le calcul par :

$$V = K\sqrt{h}$$

Pour un déversoir parfait, K varie autour de 1,8 à 2,5.

Dans la réalité, les formes d'un déversoir ne sont pas parfaitement rectilignes, le déversoir n'est pas nécessairement ponctuel, et les parois sont rugueuses. Pour ces raisons, il est difficile de déterminer le coefficient K autrement qu'en réalisant des mesures de débit plus précises comme référence (au sel par exemple).

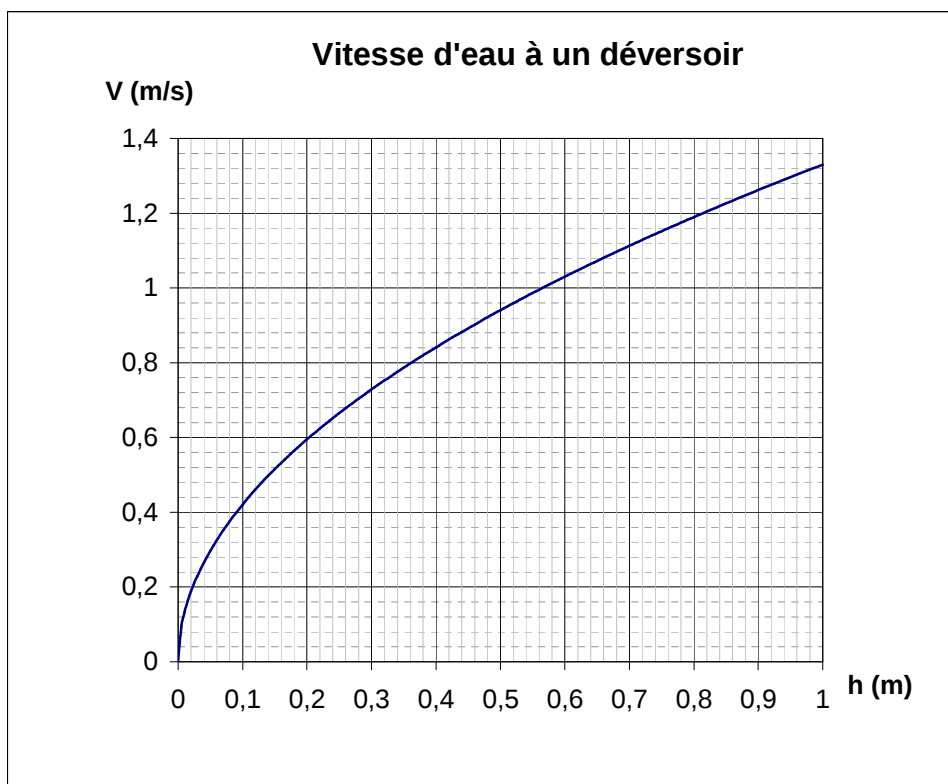
On prendra en première approche K=1.33

La précision de la mesure est d'environ +/- 20%.

Le débit estimé est alors de :

$$Q \approx L \times h \times V \approx 1.33 \times L \times h^{3/2}$$

Avec Q: débit (en m³/s)
h : hauteur de la lame d'eau au déversoir (en m)
L : largeur du canal (en m)



Calcul de la vitesse en fonction de la hauteur de la lame d'eau à un déversoir.

On peut observer sur le graphique ci-dessus que, en temps normal, on rencontrera rarement des vitesses supérieures à 1,3 m/s à un déversoir, car cela correspond déjà à une lame d'eau de 1 mètre de hauteur !

4.1.3. Exemple concret

Exemple à la source des morts (Grimault – 89).

La source est entourée d'un muret formant un déversoir idéal pour la mesure. Sa périphérie est d'environ 60 mètres. Il n'est pas rare de voir une lame d'eau de 15 cm sur toute la longueur du muret en décrue (l'estimation en crue étant difficile en raison de la situation dans le lit du Serein qui déborde en entrant à une extrémité du bassin pour ressortir à l'autre extrémité mélangé avec l'eau de la source).

Le débit est alors :

$$Q = L \times h \times V = 1.33L \times h^{3/2}$$

$$\text{AN : } Q = 1.33 \times 60 \times 0.15^{3/2}$$

$$Q = 4.6 \text{ m}^3 / \text{s}$$

4.2. Mesure par profileur Doppler aDcp

La mesure par aDcp (pour acoustic Doppler current profiler) est basée sur la mise en place d'un système de mesure de vitesse par effet Doppler dans une section de rivière. Ce système mesure l'ensemble des vitesses sur toute la section, et on peut donc en tirer la vitesse moyenne pour le calcul de débit. Attention cependant : la mesure ne peut être valable que pour des sections modestes (portée de la mesure de quelques mètres).

Le prix reste inabordable pour le spéléo lambda (environ 30 k€).

4.3. Mesure au sel

Il s'agit d'une méthode abordable pour le spéléo dans la limite d'un débit raisonnable (quelques centaines de litres par seconde) et qui demande un minimum de matériel spécifique.

Les résultats sont plus précis que les méthodes précédentes (+/- 5%)

Le principe est basé sur la mesure de la conductivité de l'eau en Siemens (inverse de la résistivité en ohm.m) qui augmente avec la minéralisation de l'eau (et donc avec l'ajout de sel)

Le matériel nécessaire :

- du sel de cuisine (NaCl)
- un conductivimètre (compter environ 50 €)
- récipients, papier, calculatrice...

La méthodologie :

- Dissoudre préalablement le sel dans de l'eau (compter environ 2 grammes par l/s de débit à mesurer)
- Jeter l'eau salée dans le ruisseau.
- Mesurer la conductivité environ 100 mètres en aval du point d'injection.
- établir la courbe de variation de la conductivité en fonction du temps jusqu'à ce que la conductivité retrouve le niveau initial (inutile de chronométrer le temps entre l'injection et l'apparition du sel 100 m plus loin)
- Faire des dissolutions de sel à différentes concentrations pour établir la loi de variation de la conductivité en fonction de la concentration.
- Calculer la concentration moyenne (C_m) sur le temps d'apparition du sel (Δt)

A partir du bilan des masses :

$$M = C_m \times Q \times \Delta t$$

On déduit le débit :

$$Q = \frac{M}{C_m \times \Delta t}$$

avec

M : masse de sel injecté (kg)

C_m : concentration moyenne (kg/m³)

Q : débit (m³/s)

Δt : intervalle de temps d'apparition du sel (s)

4.4. Mesure des hauteurs

Nous avons vu aux paragraphes 3.5.1 et 3.5.2 que la hauteur d'eau est proportionnelle au débit. Le débit est donc une fonction de la hauteur :

$$Q \equiv h^{3/2} \text{ en écoulement vadose}$$

$$Q \equiv \sqrt{h} \text{ en écoulement noyé}$$

La mesure du débit en un point donné peut donc se résumer en une mesure de hauteur quand on connaît la loi mettant en relation la hauteur et le débit pour **ce point de mesure**. Cette loi est décrite par la courbe de tarage.

La hauteur d'eau est représentative des pertes de charges en aval du point de mesure. Plus le débit augmente, et plus la hauteur d'eau augmente.

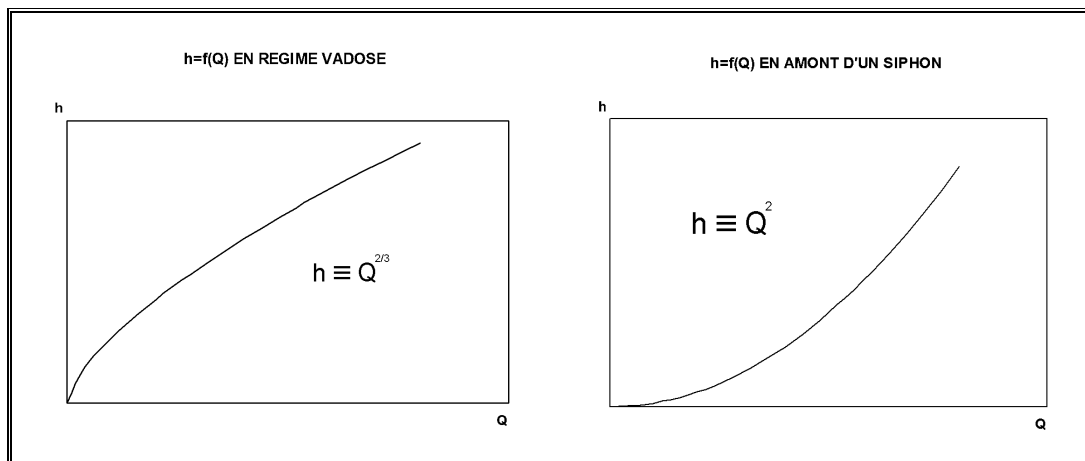
On peut réaliser une mesure de hauteur de plusieurs manières :

- Visuelle avec un limnimètre (règle graduée fixée dans le lit du ruisseau)
- Par enregistrement avec un limnigraphe (à flotteur, à bulle, ou à ultrason)
- Par enregistrement avec un capteur de pression piezométrique (par ex. un Luidrographe)

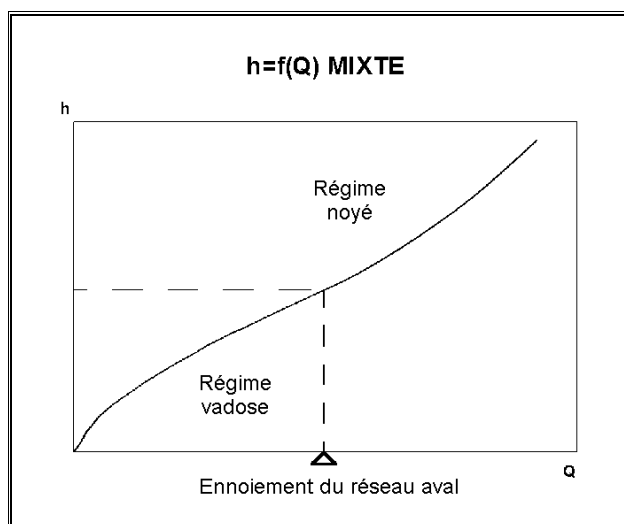
4.4.1. Courbes de tarage

La courbe de tarage représente la fonction reliant la hauteur d'eau au débit en un endroit donné : $h = f(Q)$.

La courbe de tarage peut prendre plusieurs allures :



Allure des courbes de tarage en régime vadosé et en amont d'un siphon.

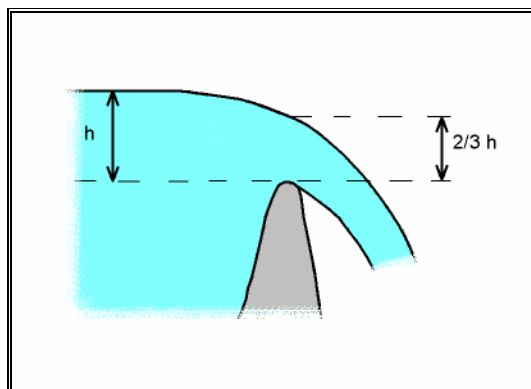


Allure d'une courbe mixte avec ennoisement du réseau aval.

4.5. Déversoirs à profil irrégulier

4.5.1. Mesure de la hauteur h

La hauteur de la lame d'eau d'un déversoir notée h doit être mesurée en amont du déversoir. La hauteur d'eau au niveau du déversoir même est environ de $2/3 h$, en raison de l'augmentation de vitesse à cet endroit.



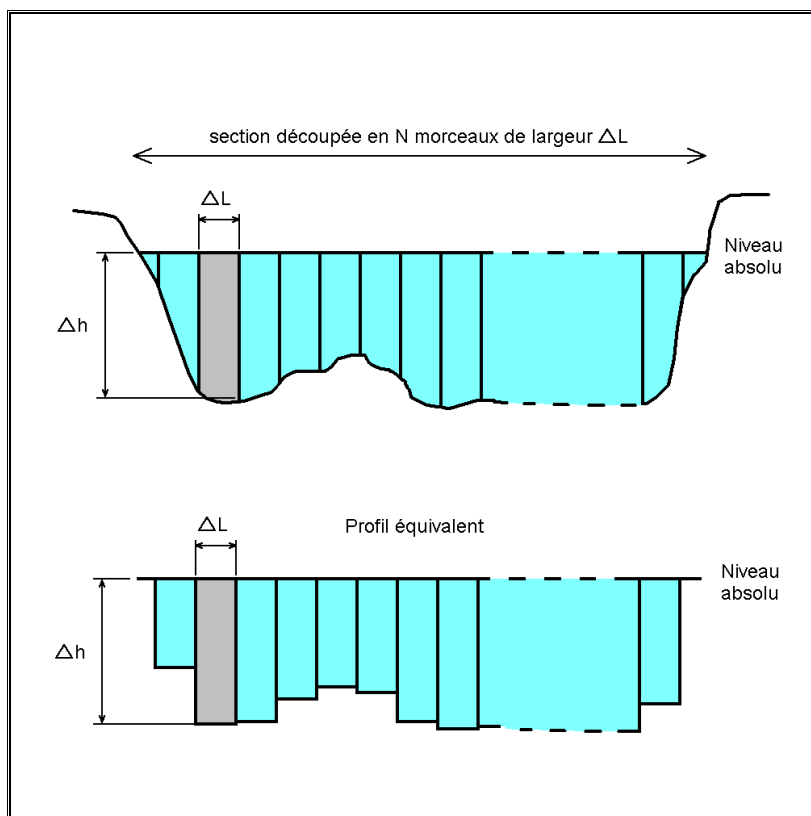
Mesure de la hauteur h à un déversoir.

4.5.2. Courbe de tarage d'un déversoir

Pour réaliser la courbe de tarage d'un déversoir à profil irrégulier, on procède comme suit.

On découpe virtuellement la section du déversoir en un nombre N de bandes verticales ayant chacune une largeur ΔL .

On relève ensuite le profil du déversoir en mesurant la hauteur moyenne D_h par rapport à un niveau absolu de la surface libre en amont du déversoir (niveau maxi par exemple) pour chacun des N éléments de largeur ΔL .



Tracé du profil d'un déversoir.

Pour chaque élément, on calcule le débit ΔQ , en appliquant la formule du déversoir à fond plat :

$$\Delta Q = 1.33 \Delta L \times \Delta h^{3/2}$$

Pour obtenir le débit total du déversoir pour un niveau d'eau correspondant au niveau absolu choisis, on somme les débits élémentaires ΔQ :

$$Q = \sum_1^N (\Delta Q)$$

Le calcul du débit Q doit être réitéré en faisant varier le niveau absolu, afin d'établir la courbe de tarage du déversoir.

La précision de la mesure est d'environ +/- 30%, mais suffit pour faire une étude de suivi du débit dans le temps.

5. Conclusion

Les éléments abordés lors de cet exposé montrent qu'il peut être facile de mesurer un débit sans matériel spécifique lors des visites souterraines effectuées régulièrement.

Il faut prendre l'habitude de mesurer les débits même à $\pm 30\%$ afin d'éviter des approximations douteuses. En effet, on entend trop souvent parler de quantification du débit « à l'œil » alors qu'il est très difficile de juger correctement de cette manière. Cela conduit souvent à des chiffres farfelus et interdit tout suivi dans le temps et toute comparaison avec des écoulements voisins.

De la même manière, on observera les indices de circulation dans les galeries fossiles ou semi fossiles :

- Coups de gouges dont la taille dépend de la vitesse de l'eau et dont la forme indique le sens de circulation
- Galets ou sable dont la taille définit la vitesse mini de l'eau et dont l'empilement indique le sens du courant
- Argile peignée sur les parois ou au sol mettant en évidence l'enneigement de la galerie et la lenteur de la baisse du niveau
- Mousse laissée par les crues permettant de connaître le niveau atteint par l'eau

D'autre part, dans un but préventif, on notera les étranglements dont les galeries amont risquent de se noyer en crue, et on repérera les échappatoires possibles dans les galeries à risque. Les galeries bien propres sont aussi un signe de crues violentes où on évitera de stagner par des conditions météo instables.

II - Circulations d'eau et crues aux Cuves de Sassenages

1. Description des Cuves, géologie, hydrologie

Le réseau souterrain des cuves de Sassenage est un réseau actif se développant dans les calcaires au nord du massif du Vercors. L'entrée de ce réseau est localisée sur la commune de Sassenage (Isère – 38).

Cette cavité s'ouvre en pied de falaise (barre Pugnet), en rive droite du Furon à une centaine de mètres au-dessus de la vallée de l'Isère. On y accède à pieds à partir de la place du village.

Le Germe est le cours d'eau qui sort d'une des trois entrées de ce réseau (Grotte carrée), son débit très variable peut aller de 60 l/s à l'étiage à 11 m³/s en crue. Ensuite le Germe rejoint le torrent du Furon et ce dernier va se jeter dans la rivière de L'Isère.

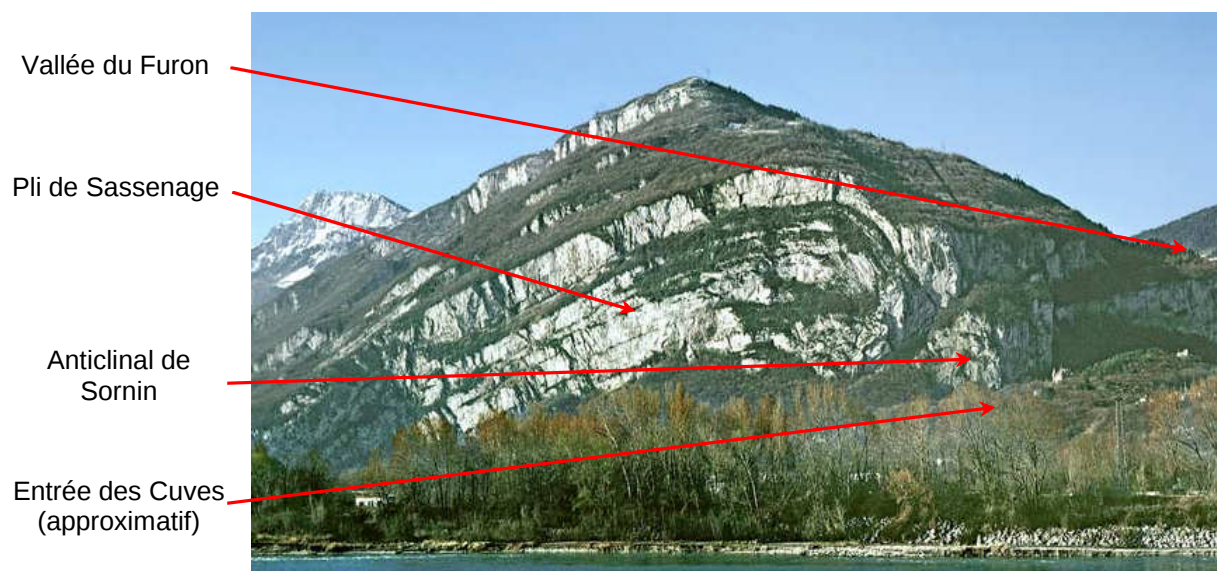
La cavité est composée de deux écoulements souterrains majeurs ; l'affluent de Saint Nizier et les collecteurs du système Berger Fromagère correspondant chacun à un bassin versant bien distinct de part et d'autre de la vallée du Furon.

Son développement est d'environ de 12 kilomètres. C'est un réseau remontant d'environ 390 mètres jusqu'au siphon terminus de l'affluent de Saint Nizier. A l'entrée, une petite partie de la cavité est aménagée pour le tourisme.

Pour les spéléologues, le réseau souterrain des Cuves est très intéressant d'un point de vue morphologique où plusieurs types de galeries existent.

1.1. Situation géologique

Le pli de Sassenage est considéré comme un anticlinal déversé vers l'ouest recouvrant le flanc oriental de l'anticlinal de Sornin.



L'entrée du réseau et son collecteur se développent entièrement dans les calcaires du Sénonien. Le réseau se situe le long de la zone tectonisée qui sépare les deux anticlinaux, indépendamment de la vallée du Furon. A l'entrée des Cuves, le réseau est calé à la base des calcaires à silex de l'anticlinal de Sornin. A l'amont, le réseau se développe dans la couverture sénonienne de l'anticlinal de Sassenage.

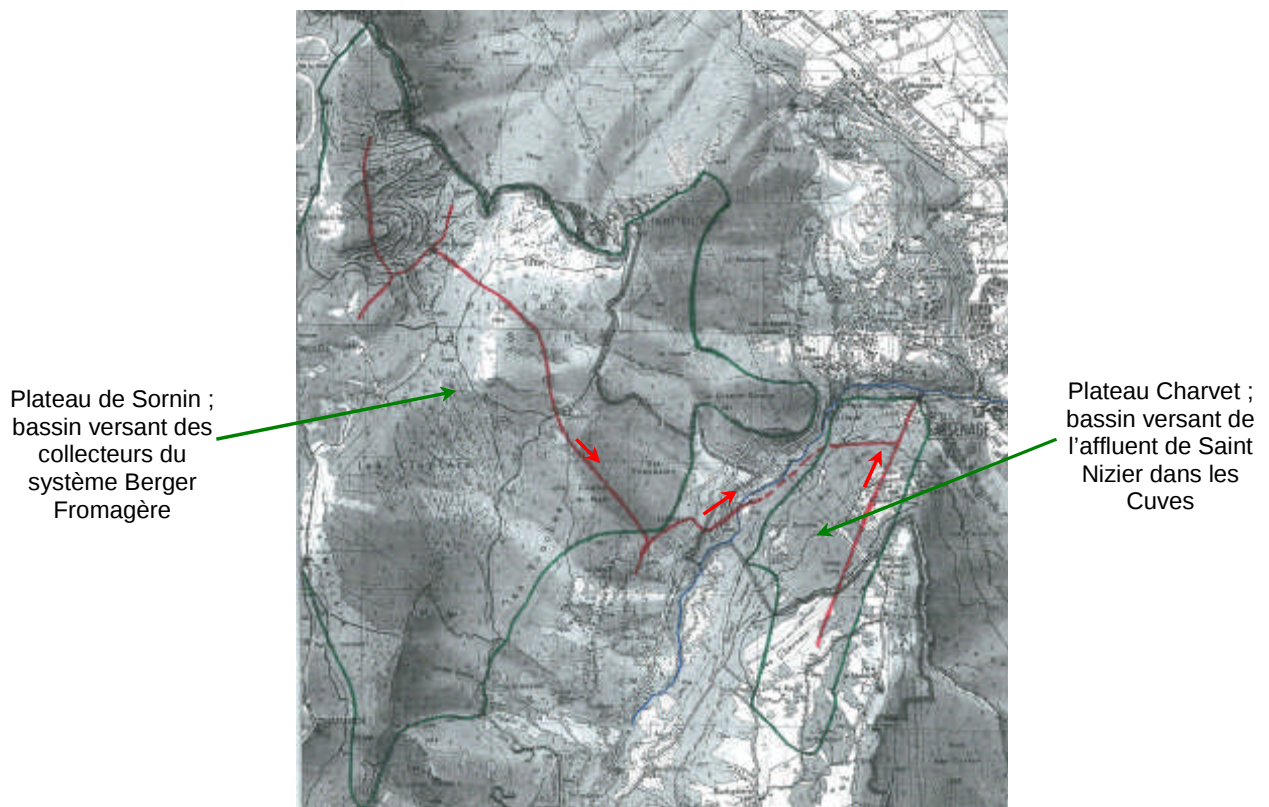
1.2. Le système hydrogéologique

Cette cavité draine deux écoulements souterrains majeurs ; les eaux issues du plateau de Sornin où s'ouvrent le gouffre Berger et l'affluent de Saint Nizier drainant le plateau Charvet. Une partie du Germe provient également des pertes du Furon, mais cela représente des débits assez faibles.

Les deux bassins versants sont situés de part et d'autre de la vallée du Furon. La superficie est d'environ 11 km² sur Sornin (rive gauche de la vallée du Furon) et 1,6 km² sur le plateau Charvet (rive droite du Furon).

Nota :

L'étendue des bassins versant dépend de l'intensité des précipitations. En cas de faible pluie, l'eau a le temps de s'infiltrer dans l'épikarst, tandis que dans le cas d'averses, une partie de l'eau ruisselle en surface ramenant l'eau directement au Furon et non au Germe.



Représentation très approximative sur fond de carte IGN : des bassins versants (limites en verts), des réseaux karstiques (en rouge) et des cours d'eau (en bleu)

Le réseau du gouffre Berger, qui draine le plateau de Sornin, fournit la majeure partie des eaux qui résurgent aux cuves, il est considéré comme l'amont principal actuel du collecteur. Ce drainage est composé de trois torrents souterrains : la rivière Sans Etoiles, la rivière Moins Mille et la rivière Ecumante.

Le débit du Germe est très variable et peut aller de 60 l/s à l'étiage à 11 m³/s en crue. En période de fonte des neiges, les crues peuvent être très violentes.

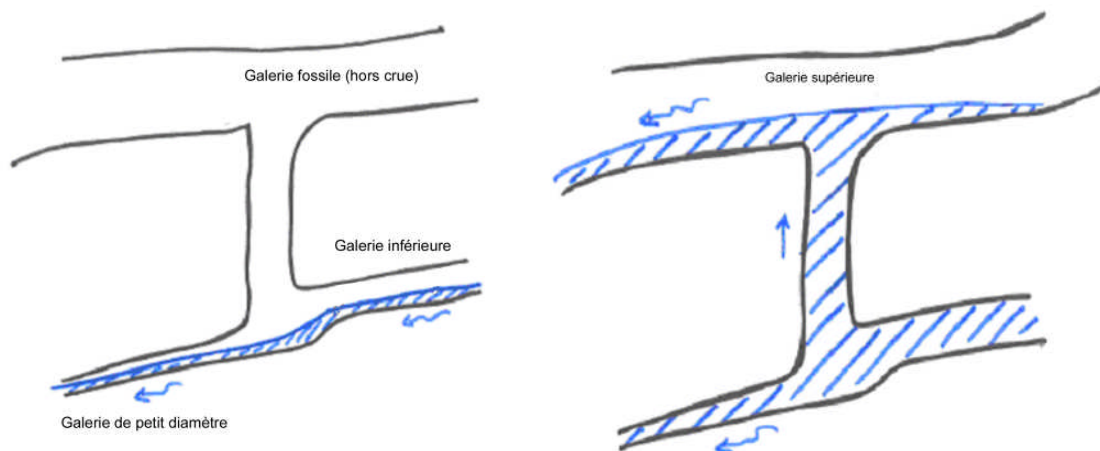
2. Les circulations dans les Cuves :

2.1. Chemins de l'eau en fonction des débits et fonctionnement de la galerie Ouest

A l'étiage, l'eau provenant du gouffre Berger suit jusqu'à la sortie des cuves un chemin différent que celui qui peut être pratiqué par des spéléologues, tandis qu'en crue les deux chemins coïncident. Le chemin de l'eau dépend donc de son débit.

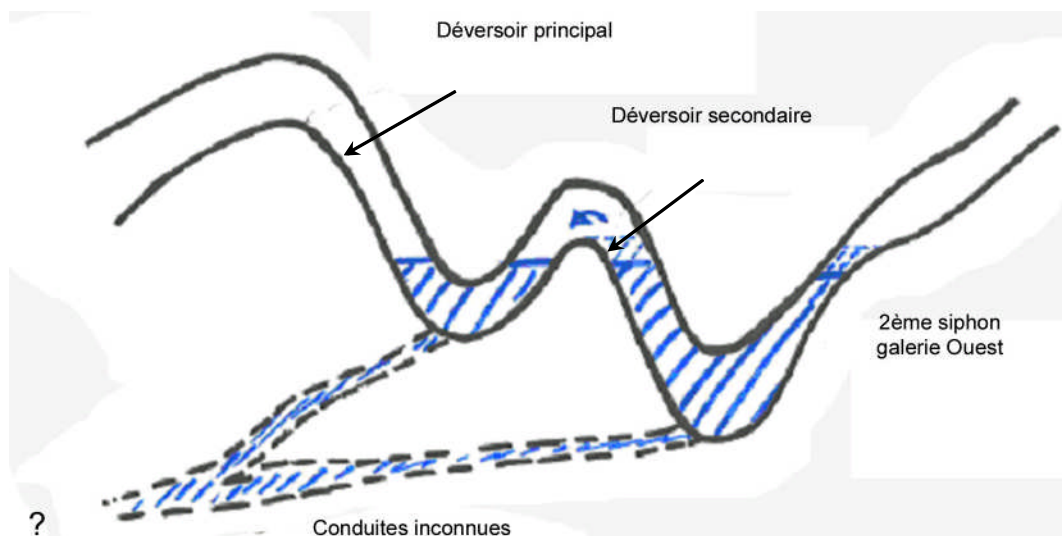
Explication :

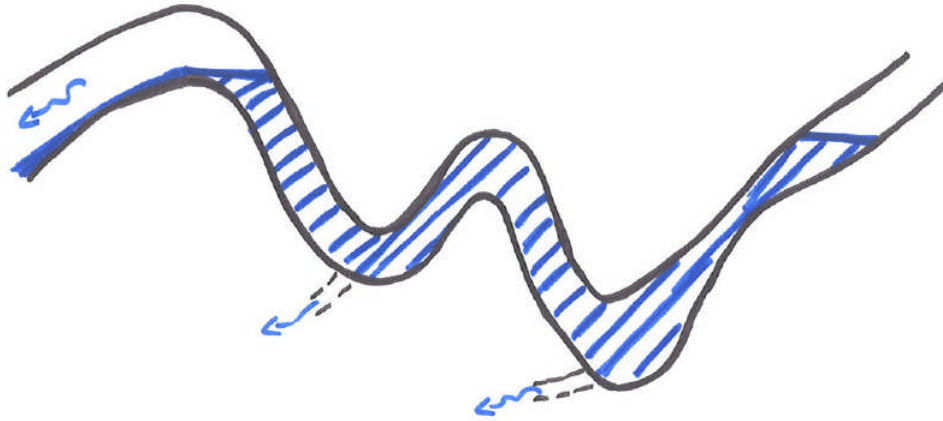
En période d'étiage, l'eau s'écoule dans une galerie inférieure inconnue, en écoulement vadose ou conduite forcée. Lorsque le débit augmente, la galerie s'envoie (si ce n'était déjà pas le cas). Du fait que cette galerie est calibrée (section maximale fixe), elle se met en charge ce qui entraîne une remontée des eaux vers des galeries supérieures qui sont à l'état fossile le reste du temps.



Ce phénomène se produit entre le deuxième siphon de la galerie Ouest et la résurgence. En effet, on constate la présence de trois passages étroits (les trois nœuds) qui entraînent des mises en charge : le deuxième siphon de la galerie ouest, le bas de la galerie ouest avec le siphon Bonnevalle et la galerie des Enfers.

- A l'étiage, l'eau n'emprunte pas la galerie Ouest, mais un ou des conduits inconnus. Lorsque la crue arrive au deuxième siphon, le ou les conduits n'arrivent pas à évacuer l'eau et le niveau monte jusqu'au déversoir secondaire situé entre le premier et le deuxième siphon. Ensuite, c'est au premier siphon de déverser dans la galerie Ouest.





- Lorsque la crue arrive au point bas de la galerie ouest, la mise en charge se réalise dans la rivière des Benjamins. Si un spéléo se retrouve prisonnier à ce moment là, il devra absolument se réfugier en amont de la rivière des Benjamins.
- A la moindre mise en charge, l'eau s'écoule dans la galerie des Enfers et, en crue, cette galerie peut siphonner. Le spéléo devra patienter sagement dans la salle de l'éboulis.



Premier siphon de la galerie ouest

2.2. Sécurisation des Cuves et délai utilisable

L'origine de cette étude sur la circulation des eaux a pour origine les raisons suivantes : crues bloquant pendant plusieurs heures des touristes (dont des enfants) et crues dévastant les installations de la partie touristique.

A partir de ces événements, le CDS 38 a proposé à la mairie de Sassenage une étude hydrologique de la cavité qui permettrait de mettre en œuvre une sécurisation de cette dernière par rapport à l'arrivée d'une crue pendant les visites touristiques. C'est la commune de Sassenage, le maître

d'ouvrage de l'opération qui a financé des Luitrographes permettant - à un endroit donné - de mesurer la hauteur d'eau en fonction du temps.

Avec cet appareillage, la donnée suivante a été déduite : le temps nécessaire à la crue pour aller du deuxième siphon de la galerie ouest aux enfers est de 53 minutes environ.

Le CDS 38 a donc proposé à la commune de mettre en œuvre un détecteur dans le deuxième siphon de la galerie ouest qui serait relié à une alarme située à l'entrée de la grotte. Dès l'arrivée d'une crue au siphon, l'exploitant du site aurait une cinquantaine de minutes pour faire évacuer la partie touristique de la cavité.

III - Récit spéléo d'un week-end scientifique

Le samedi 14 novembre 2009, en milieu d'après-midi, Baudouin Lismonde et Bruno Bouchard, Ulysse Delalleau, Laurent Simonnet, Samuel Bonnin, Loïc Offrédo, Nicolas Ranninger, Chrystelle Cointe, Olivier Willefert, Jérôme Génairon, Florence Polawski, Benoît Coquille (du Spéléo-Club de Chablis) et Jean-Luc (Taupe du Glandasse), se retrouvent dans la grande salle du gîte des Cadets, à Lans-en-Vercors.

Ces 12 spéléo aguerris ont décidé de retourner sur les bancs de l'école, avec pour professeur, Baudouin Lismonde, spécialiste reconnu de l'hydrologie souterraine, et en particulier dans le Vercors.

Le cours détaillé et illustré prodigué par Baudouin à notre assistance studieuse s'est avéré très intéressant et a suscité de nombreuses questions. Des termes aussi savants qu'incompréhensibles pour le profane tel que « **écoulement vadose** », « **limnigraphe** » ou encore « **cupule** » leurs sont alors devenus limpides comme les eaux souterraines du karst du Vercors.

Après avoir expliqué les concepts théoriques de base de l'hydrologie souterraine, la deuxième partie de l'exposé a porté sur le cas pratique des Cuves de Sassenage et la compréhension des phénomènes de crues dans cette cavité ainsi que les différents parcours de l'eau en fonction des débits observés.

Ce cours de quatre heures intensives a été suivi par un repas chaleureusement partagé entre tous les participants.

Le dimanche 15 novembre 2009, rendez-vous était pris à 8H30 sur le parking des Cuves. En cette saison, le sentier d'accès était particulièrement agréable, avec ses couleurs automnales. A 9H30, notre groupe de 12 personnes, mené par Baudouin s'engage à la queue leu leu par l'entrée touristique des Cuves.

La zone des « Enfers », située près de l'entrée est rapidement atteinte. Elle fait partie des zones qui peuvent complètement s'envoyer en période de crue. Nous passons ensuite au niveau du parloir des fées, dans lequel les enfants ayant été pris au piège d'une montée soudaine des eaux restèrent bloqués quelques heures en 2002, incident sans gravité fort heureusement.

Les galeries d'entrée sont parsemées de décoration « Halloweenesque » un peu déconcertantes.

Nous atteignons rapidement la salle Saint-Bruno, puis, après avoir emprunté le passage en vire au-dessus de l'actif, nous arrivons tous à la salle à manger. La suite du parcours est un peu plus étroite, nous passons par : la « boîte aux lettres », devant le fameux « pli couché », puis le premier puits remontant, faisant modestement 13 m nous arrête le temps de faire passer tout le monde.

Encore un peu de crapahut, et nous atteignons la salle des Sables, le meilleur endroit des Cuves pour bivouaquer.

A ce stade, il ne reste plus que les puits Lavigne, de 12 et 13 mètres à descendre pour atteindre le départ de la galerie Ouest.

Le P13 est équipé avec une cordelette de 8 mm, au grand désespoir de Baudouin, qui souhaitait utiliser sa corde réformée de 10,5 mm vieille de 20 ans encore toute neuve !

Nous voici enfin sur la vire de la galerie Ouest, avec sa main courante très bien équipée il est vrai, et facile de progression. Cette galerie est particulièrement belle de par sa forme générale et ses parois.

Vers 12H00, notre fine équipe arrive enfin jusqu'au siphon Chavier qui communique avec le 2^{ème} siphon du gouffre Berger. Lorsque ce siphon se met en charge, il vaut mieux ne pas faire de vieux os, et rapidement remonter en haut de la galerie Ouest pour laisser passer la vague de crue.

L'objectif étant atteint, après une pause casse-croûte bien méritée et quelques photos, nous reprenons le chemin du retour. La sortie s'effectue sans encombre, et à 15H30, tous les spéléos se retrouvent à l'entrée de la grotte touristique, heureux de la sortie effectuée.

Un grand merci à Baudouin LISMONDE pour ses explications et pour nous avoir guidé dans les Cuves de Sassenage.



Bruno dans l'actif, photo B.LISMONDE



Laurent dans la galerie Ouest, photo B.LISMONDE

Références :

On se référera à l'ouvrage édité par le Comité Départemental de Spéléologie de l'Isère : **Les Cuves de Sassenage** en commande sur le site du CDS38 <http://cds38.free.fr/> ainsi qu'à la topographie également disponible sur ce même site.

Remerciements :

Ce week-end n'aurait jamais pu être réalisé sans l'aide de Baudouin Lismonde. Qu'il soit remercié de sa patience, sa disponibilité et de son accueil.

La visite des Cuves de Sassenages a pu se faire grâce à l'aimable autorisation de la Mairie de Sassenage (et de l'Office de Tourisme de Sassenage) et du responsable de la partie touristique de réseau souterrain, M. Hervé Séraphin.

Cette action a été organisée et financée par la Ligue Spéléologique de Bourgogne, grâce aux subventions obtenues du Conseil Régional de Bourgogne et du Comité National du Développement Sport au titre de l'année 2009, avec l'aide de la Direction Régionale de la Jeunesse et des Sports de Bourgogne et du Comité Régional Olympique et Sportif de Bourgogne.

Participants :

CDS38

Lismonde Baudouin

Spéléo-Club de Chablis

Bonnin Samuel

Bouchard Bruno

Cointe Chrystelle

Coquille Benoît

Delalleau Ulysse

Génairon Jérôme

Offrédo Loïc

Polawski Florence

Ranninger Nicolas

Simonnet Laurent

Willefert Olivier

Taupes du Glandasse

Jean-Luc

Textes :

Première partie

Willefert Olivier

Deuxième partie

Génairon Jérôme

Troisième partie

Offrédo Loïc

Corrections, relecture de l'ensemble des textes

Bouchard Bruno

Génairon Jérôme

Lismonde Baudouin

Offrédo Loïc

Willefert Olivier

Décembre 2009

