



Instrumentation du glacier de Bonne Pierre en 2025 – ANNEXES regroupant les contributions des spécialistes

Mars 2026

Le présent document agrège les contributions des experts ayant participé au travail d'instrumentation du glacier de Bonne Pierre en 2025. Il inclut aussi les rapports des différents prestataires. Les principales conclusions de cette instrumentation ont fait l'objet d'un rapport, en parallèle du présent document qui agrège les différentes contributions.

Le document inclut les productions suivantes :

- **12 compte-rendus de visite du Parc National des Ecrins ;**
- **Results of the 2024 GPR survey at Glacier de la Bonne Pierre, ETHZ.** Ce rapport de la prestation de l'ETH Zurich fait suite à la campagne de radar héliporté effectuée le 6 novembre 2024. Ce rapport n'avait pas été annexé au travail de rétro-analyse de 2024 car il avait été livré fin janvier 2025 ;
- **Rapport scientifique de l'IGE sur le suivi du glacier de Bonne Pierre en 2025,** Olivier Gagliardini, Emmanuel Thibert, Julien Brondex, Christophe Ogier (ETH Zurich), Mylène Bonnefoy-Demongeot, Victor Ramseyer, Alexis Buffet, Firmin Fontaine, Olivier Laarman, Emmanuel Le Meur, Bruno Jourdain, Laurent Arnaud ;
- **Suivi du glacier de Bonne Pierre, commune de St Christophe en Oisans,** ISTERRE, Eric LAROSE, Diego CUSIQUANQUI, Jakub KOKOWSKI, Noélie BONTEMPS, Sarah GOURGAUD, Baptiste CAMUS, Arthur PERRIN ;
- **Suivi des débits en sortie du glacier de Bonne Pierre,** ATEAU ;
- **Note sur l'analyse hydrologique menée en 2025 sur le torrent de Bonne Pierre,** RTM ;
- **Acquisitions LiDAR : Glacier de Bonne Pierre,** STYX4D.



Plan d'action pour la prévention des risques d'origines glaciaire et périglaciaire : Instrumentation du glacier de Bonne Pierre en 2025

Le présent compte rendu de visite est réalisé par le Parc National des Ecrins (PNE) dans le cadre du suivi d'observation du glacier de Bonne Pierre en 2025. Cette action commandée par l'Etat et pilotée par le RTM est menée en collaboration avec le PNE et les scientifiques (IGE, ISTERRE). Elle s'inscrit dans le cadre du plan national d'actions sur les risques glaciaires (PAPROG, financement Etat). L'objectif de ce suivi d'observation est d'acquérir des connaissances permettant de mieux comprendre le fonctionnement du glacier et du lac (valorisation dans un rapport en mars 2026). Le système d'instrumentation mis en place n'est pas configuré pour assurer une surveillance du lac ou du glacier à but d'alerte.

Thierry Chevallier
Nicolas Bertrand
PNE Secteur de l'Oisans

Glacier de Bonnepierre, Saint Christophe en Oisans, visite de terrain du 9 avril 2025

Étaient présents : Nicolas Bertrand, PNE
 Thierry Chevallier, PNE

Dans le cadre du suivi d'observation visuelle du glacier de Bonnepierre prévu dans le protocole piloté par le RTM nous avons réalisé une visite de terrain le 9 avril 2025. Voici le compte rendu de cette visite.

Au front du glacier.



Écoulement sous la neige et la glace nettement audible mais débit inconnu.

Dans la cavité glaciaire



Effondrement en amont du front (visible à l'automne 2024)



Entre le front et la dépression du lac supraglaciaire, état de l'enneigement



Au niveau de la dépression du lac



Présence d'une petite poche d'eau en partie amont du lac de 2024 (vue depuis la rive droite)



Au niveau du siphon du lac de 2024 une sonde à neige de 2,5 m rentre entièrement. En comparant des photos hiver/été nous avons cependant pu estimer l'épaisseur de neige à ce niveau à plus de 6 m.

Vue depuis le fond de la dépression pour une aide à l'implantation d'un timelapse



Point pivot GPS sur la moraine, il émerge tout juste de la neige



Ce CR est succinct, nous tenons à disposition d'autres photographies.



Glacier de Bonne Pierre, Saint Christophe en Oisans, visite de terrain du 28/04/2025

Personnes présentes :

Aurore Seignemartin, PNE

Julien Charron, PNE

Dans le cadre du suivi d'observation visuelle du glacier de Bonne Pierre prévu dans le protocole piloté par le RTM nous avons réalisé une visite de terrain le **28/avril/2025**. Voici le compte rendu de cette visite par Aurore Seignemartin et Julien Charron, PNE.

Contexte de la sortie : Écoulement non visible et non audible, seulement un très léger bruit d'eau type source. Neige fraîche du week-end précédent en cours d'humidification ; ciel nuageux ; le Dôme des Ecrins est resté pris toute la matinée.

Vérification de l'état et du niveau de batteries des 2 pièges photographiques = *OK*

Relevé piège photographique front du glacier = *1011*

Relevé piège photographique lac = *1001*

Prendre à minima quelques photographies énumérées ci-dessous : (l'intégralité des photos sera envoyé via serolane)

Photographie du **front du glacier** - point 1 sur carte



Photographie de l'**intérieur de la cavité glaciaire** - point 1 sur carte



Photographie générale depuis le point côté 2594m surplombant le lac - point 2 sur carte



Photographie du **lac depuis le point côté 2594m surplombant le lac** - point 2 sur carte



Photographie du **lac depuis le bord** - point 3 sur carte



Thierry Chevallier
Christophe Girardon
PNE Secteur de l'Oisans

Glacier de Bonnepierre, Saint Christophe en Oisans, visite de terrain du 9 mai 2025

Etaient présents : Christophe Girardon, PNE
 Thierry Chevallier, PNE

Dans le cadre du suivi d'observation visuelle du glacier de Bonnepierre prévu dans le protocole piloté par le RTM nous avons réalisé une visite de terrain le 9 mai 2025. Voici le compte rendu de cette visite.

Les conditions d'enneigement n'ont guère changé depuis le CR du 28 avril. Par endroit une couche de 60 cm sur de la neige de printemps est observée sur le glacier.

Au front du glacier.



Écoulement sous la neige et la glace légèrement audible mais débit inconnu.

Capteur sismo BER 11, nous avons dégagé le panneau solaire, fonctionnement ok des diodes.
Capteur sismo BER 22, introuvable (60 cm de neige à ce niveau + GPS peu précis pour nous).
Capteur sismo BER 21, nous avons dégagé le panneau solaire, fonctionnement ok des diodes.

Timelapse front ok 3248 photos

Time lapse lac ok 3246 photos

Cabestans dénouées des perches au niveau du lac.

Dans la cavité glaciaire



Entre le front et la dépression du lac supraglaciaire, état de l'enneigement



Au niveau de la dépression du lac



Eau mélangée à la neige légèrement visible en partie amont du lac de 2024

Vue du fond de la dépression



Glacier de Bonne Pierre, Saint Christophe en Oisans, visite de terrain du 23/05/2025

Personnes présentes : Nicolas BERTRAND
Thierry CHEVALLIER, Thibaut LONGEROUCHE

Dans le cadre du suivi d'observation visuelle du glacier de Bonne Pierre prévu dans le protocole piloté par le RTM nous avons réalisé une visite de terrain le 23/05/2025. Voici le compte rendu de cette visite.

Contexte de la sortie

- Écoulement audible en aval du front du glacier mais non visible sous la neige, léger écoulement audible dans la cavité glaciaire.
- Chaussage des raquettes légèrement en aval du front du glacier, enneigement continu sur celui-ci.
- Traces visibles des alternances de pluie et de neige (lundi matin, mardi matin et jeudi toute la journée) avec un écoulement sur le glacier provenant d'une lentille de la moraine rive droite du glacier.

Vue des traces d'écoulements depuis le haut de la moraine



Depuis le glacier



- Vérification de l'état et du niveau de batteries des 2 pièges photographiques = OK.
- Relevé piège photographique front du glacier = 6108
- Relevé piège photographique lac = 6095
- Matériel sismo : tout est OK.

Photographie du **front du glacier** - point 1 sur carte



Photographie de l'**intérieur de la cavité glaciaire** - point 1 sur carte



Photographie générale depuis le point côté 2594m surplombant le lac - point 2 sur carte



Photographie du lac depuis le point côté 2594m surplombant le lac - point 2 sur carte



Photographie du lac depuis l'amont- point 3 sur carte



Pose Timelapse et Mat

2 blocs repérés



Vue depuis les 2 blocs



Glacier de Bonne Pierre, Saint Christophe en Oisans, visite de terrain du 28/05/2025

Personnes présentes :

Christophe GIRARDON, PNE
Aurore SEIGNEMARTIN, PNE

Dans le cadre du suivi d'observation visuelle du glacier de Bonne Pierre prévu dans le protocole piloté par le RTM nous avons réalisé une visite de terrain le **28/avril/2025**. Voici le compte rendu de cette visite par Aurore Seignemartin et Julien Charron, PNE.

Contexte de la sortie : Écoulement visible à l'entrée de la cavité et en aval environ à 50 mètres de la cavité sur quelques mètres. Fonte importante du manteau neigeux et de la glace qui apparaît sur la première arche. Des blocs instables sont en chutes permanentes et sont des facteurs à risque à prendre en compte lors de la prise de vue. L'écoulement est maintenant bien audible dans la cavité et sous la neige peu épaisse.

Vérification de l'état et du niveau de batteries des 2 pièges photographiques = OK visuellement à 100 %

Relevé piège photographique front du glacier = 7159 et 2 % est utilisé sur la carte SD.

Relevé piège photographique lac = 7120 et 1 % est utilisé sur la carte SD.

Prendre à minima quelques photographies énumérées ci-dessous : (l'intégralité des photos sera envoyé via serolane)

Photographie du **front du glacier** - point 1 sur carte



Attention ! La photographie de l'**intérieur de la cavité glaciaire** n'a pas été prise car des chutes de pierres sont fréquentes et le danger est bien présent (voir photos).

Photographie générale **depuis le point côté 2594m surplombant le lac** - point 2 sur carte



Nous avons observé vers 11h10 une vague d'eau de petite ampleur déferler sur le grand lac dans sa zone amont qui pourrait être une décharge du petit lac. On observe sur le petit lac qu'il semble se vider car une limite de marnage est apparente (neige blanche/neige avec dépôt), visible sur la photo.

Photographie du **lac depuis le point côté 2594m surplombant le lac** - point 2 sur carte



Photographie du **lac depuis le bord** - point 3 sur carte



Envoyer le CR
par mails à la liste de contacts accompagné d'un lien serolane regroupant toutes les photos

Un nouveau petit lac est en formation au Sud du grand lac et en aval du boîtier d'Isterre (voir photo ci-dessous, petit lac à gauche)



Trois relevés sismologiques ont été ajoutés au protocole. Il suffit de vérifier à l'intérieur du boîtier si le témoin de charge ACQ clignote rouge et GPS clignote bleu (voir photos ci-dessous). Ces boîtiers sont reliés à un panneau photovoltaïque.



Glacier de Bonne Pierre, Saint Christophe en Oisans, visite de terrain du 06/06/2025

Personnes PNE présentes : Nicolas BERTRAND, Tommy BULLE, Thibaut LONGEROCHE, Pauline
Personne RTM présente : Kristian ROYER

Dans le cadre du suivi d'observation visuelle du glacier de Bonne Pierre prévu dans le protocole piloté par le RTM nous avons réalisé une visite de terrain le 06/06/2025. Voici le compte rendu de cette visite.

Contexte de la sortie

La neige n'est presque plus présente sur le glacier contrairement à la visite deux semaines auparavant.

Les écoulements dans la cavité du front du glacier sont bien visibles et les rivières torrentielles, bien visibles également, ont un débit élevé.

De l'eau coule également abondamment du plafond de la cavité. La deuxième cavité sur le front du glacier correspondant à la sortie connue du torrent est maintenant visible.

Vérification de l'état et du niveau de batteries des 2 pièges photographiques = **OK**

Relevé piège photographique front du glacier = **8944**

Relevé piège photographique lac = **8936**

Photographie du **front du glacier**



Photographie de l'**intérieur de la cavité glaciaire**



Photographie générale **depuis le point côté 2594m surplombant le lac**



Photographie du **lac depuis le point côté 2594m surplombant le lac**



Photographie du **lac depuis le bord**

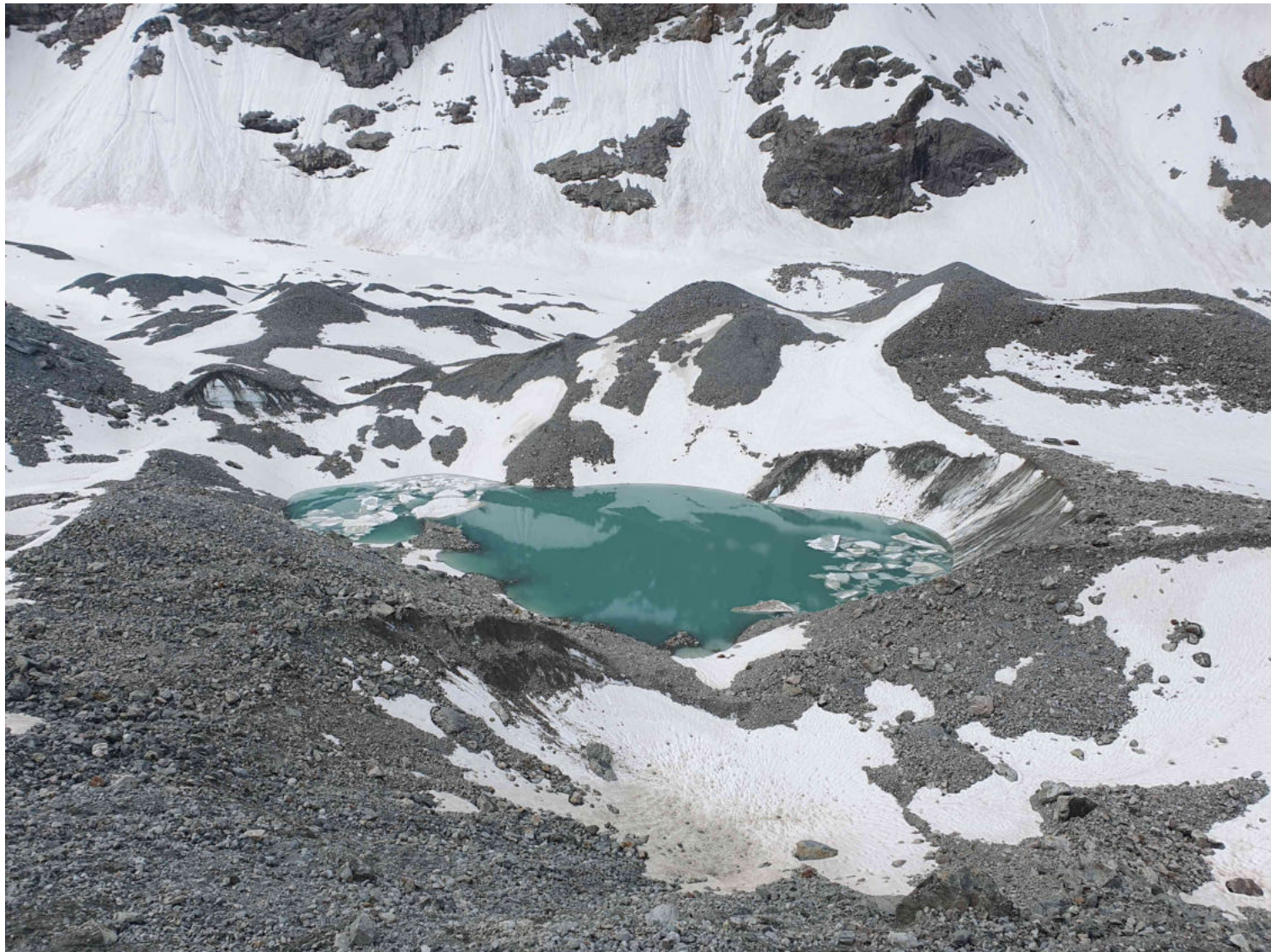


Nous avons noté que le géophone situé en amont du lac a la vitre du panneau photovoltaïque brisée ce qui n'était pas le cas lors de la visite du 23/05/2025.

La localisation pressentie pour installer un mât avec piège photographique a été présentée aujourd'hui au RTM.

Coordonnées en WGS84 : $x=6,32823^{\circ}E$ $y=44,93461^{\circ}N$

Voici la prise de vue réalisée depuis ce point situé sur la moraine



Glacier de Bonne Pierre, Saint Christophe en Oisans, visite de terrain du 11/06/2025

Personne PNE présente : Thierry CHEVALLIER

Personnes RTM présentes : Kristian ROYER, Bruno DEMOLIS, LLAMAS Benoit

Dans le cadre du suivi d'observation visuelle du glacier de Bonne Pierre prévu dans le protocole piloté par le RTM nous avons réalisé une visite de terrain le 11/06/2025. Voici le compte rendu de cette visite.

Contexte de la sortie

Cette sortie était particulière car la mission du jour consistait aussi en l'installation d'un mat et d'une caméra grand angle sur la moraine rive droite du glacier de Bonne Pierre, ceci afin d'avoir une vue globale sur le lac observé.

Présence d'une équipe de tournage pour ARTE.

Conditions de progression estivales.

Timelapses non relevés.

Mat et caméra en place sur la moraine



Photographie du **front du glacier depuis la rive droite de celui ci.**



Il n'y a que peu d'écoulement au niveau de la cavité en rive droite.

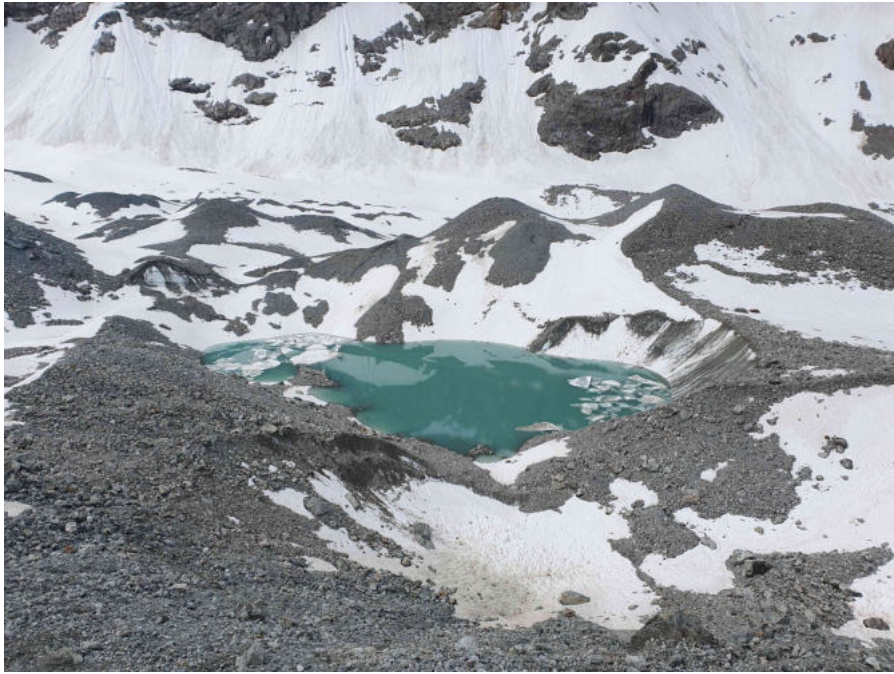
Photographie de **la cavité en amont du front**



Bédières actives, pas d'écoulement observé au niveau du chenal sous glaciaire.

Photographie du lac depuis la position du mat installé sur la moraine

6 juin 2025



11 juin 2025



Sur le cliché du 11 juin un niveau de marnage peut être observé. Le lac était plus étendu le 6 juin.

Glacier de Bonne Pierre, Saint Christophe en Oisans, visite de terrain du 16/06/2025

Personne PNE présente : Thierry CHEVALLIER

Dans le cadre du suivi d'observation visuelle du glacier de Bonne Pierre prévu dans le protocole piloté par le RTM nous avons réalisé une visite de terrain le 16/06/2025. Voici le compte rendu de cette visite.

Contexte de la sortie

Conditions de progression estivales.

Timelapses non relevés.

Photo du **front du glacier**



Photo du **front rive droite**



Il n'y a que peu d'écoulement au niveau du front en rive droite, produit de bédrières largement actives vers 11h30

Photographie de **la cavité en amont du front**



Bédières actives, pas d'écoulement observé au niveau du chenal sous glaciaire.

Photographie du lac depuis la position du mat installé sur la moraine

6 juin 2025



11 juin 2025



16 juin 2025



On voit nettement la baisse de niveau du lac entre le 11 et le 16 juin 2025, marnage estimé au minimum à 3 mètres en 5 jours. En amont du lac l'alimentation par une bédrière est faible. Les cordelettes des divers sont toutes visibles et en place.

Photo du marnage observé depuis la date approximative du 6 juin sur un névé en amont du lac



Ce témoin sur la neige nous a permis, à la demande de l'INRAE, de marquer un bloc afin de procéder à sa levée lors d'une prochaine tournée.

Glacier de Bonne Pierre, Saint Christophe en Oisans, visite de terrain du 24/06/2025

Personne PNE présente : Thierry CHEVALLIER

Personnes RTM présentes : Antoine BLANC, Kristian ROYER et Clément.

Personnes INRAE Présentes : Mylène BONNEFOY-DEMANGEOT, Alexis BUFFET, un stagiaire et un doctorant.

Dans le cadre du suivi d'observation visuelle du glacier de Bonne Pierre prévu dans le protocole piloté par le RTM nous avons réalisé une visite de terrain le 24/06/2025. Voici le compte rendu de cette visite.

Contexte de la sortie

Conditions de progression estivales.

INRAE : Relevé des piézomètres, prises de données au GPS Dif (niveau max du lac, piézos, points de calage pour drone).

RTM : Relevé topo par drone. Relevé des 3 timelapses.

Présence d'une équipe de journalistes du Figaro Magazine pour le RTM.

Photo du **front du glacier**



Photo du **front rive droite**



Il n'y a que peu d'écoulement au niveau du front en rive droite, produit de bédrières largement actives vers 14h30

Photographie de **la cavité en amont du front**



Bédrières actives, pas d'écoulement observé au niveau du chenal sous glaciaire.

Photographie du lac depuis la position du mat installé sur la moraine

6 juin 2025



11 juin 2025



16 juin 2025



24 juin 2025



Le lac s'est entièrement vidé, seules subsistent les 2 petites poches d'eau amont. Un écoulement se fait entre elles par une bédrière jusqu'au siphon de vidange.

Photographie du **siphon de vidange du lac**



Vue depuis le centre du glacier



La prochaine visite de terrain est prévue mi juillet ou après un fort épisode pluvieux afin de voir si le lac se remet en charge.



Glacier de Bonne Pierre, Saint-Christophe-en-Oisans, visite de terrain du 18/07/2025

Personne PNE présente : Tommy BULLE

Dans le cadre du suivi d'observation du glacier de Bonne Pierre prévu dans le protocole piloté par le RTM, nous avons réalisé une visite de terrain le 18 juillet 2025. Voici le compte rendu de cette visite.

Au niveau du front du glacier, les arches de glace d'où arrive normalement l'eau du lac sont écroulées par le poids des roches, le tout donne l'impression d'être obstruée.

Il n'y a pas d'eau en surface qui coule.

L'ensemble de l'eau de fonte arrive par l'arche de droite, rive gauche.

Nous la remontons et entendons bien l'eau sous la roche quelques centaines de mètres.





Puis nous arrivons en vue de nouvelles retenues d'eau, voir photos, à la cote 2594 m sur la carte, Cela semble nouveau, peu étendu et peu profond pour l'instant, Cet endroit se situe légèrement plus à gauche du lac en regardant vers l'aval.



Concernant le lac, il est complètement vide, très peu d'eau arrive de l'amont et rien n'est en formation aussi en amont.



Glacier de Bonne Pierre, Saint Christophe en Oisans, visite de terrain du 19/08/2025

Personnes PNE présentes : Thierry CHEVALLIER et Richard BONNET

Dans le cadre du suivi d'observation visuelle du glacier de Bonne Pierre prévu dans le protocole piloté par le RTM nous avons réalisé une visite de terrain le 19/08/2025. Voici le compte rendu de cette visite.

Contexte de la sortie

Conditions de progression estivales. Sortie mensuelle août.

Matériel débit + pluvio au front : en place

Matériel sismo : en place

Piézomètres : amont et intermédiaire en place et visibles, **inférieur enseveli, invisible et corde cassée**

Photo du **front du glacier**



Le front en rive droite (ancienne cavité) s'est entièrement effondré, un léger écoulement est visible provenant des bédrières en amont.

Photo du **front rive droite**



Photo en **vue rapprochée**

En détail nous pouvons observer un conduit intraglacière de taille approximative 3m X 7m sans écoulement, conduit probablement actif l'an passé.

Photo du **front depuis la moraine**



Photo au niveau du lac



Aucune poche d'eau de surface n'est visible, il y a un écoulement de la partie amont au siphon se frayant un chemin sur la glace et à travers les blocs éboulés.

La prochaine visite de terrain est prévue mi septembre ou après un fort épisode pluvieux afin de voir si le lac se remet en charge.

Glacier de Bonne Pierre, Saint Christophe en Oisans, visite de terrain du 25/09/2025

Personnes PNE présentes : Thierry CHEVALLIER et une partie de l'équipe sentiers du PNE
Personne INRAE présente : Mylène Bonnefoy

Dans le cadre du suivi d'observation visuelle du glacier de Bonne Pierre prévu dans le protocole piloté par le RTM nous avons réalisé une visite de terrain le 25/09/2025. Voici le compte rendu de cette visite.

Contexte de la sortie

Saupoudrage de neige de la veille à partir de 2300m, entre 7 et 10 cm au niveau de la dépression du lac.

Sortie mensuelle septembre.

Récupération des piézomètres : aval = perdu et enseveli, intermédiaire = récupéré et déplacé en aval, spitté sur un gros bloc, amont = récupéré mais données aberrantes, possibilité HS.

Photo du front du glacier



Le front en rive droite est en retrait de plus de 100 m par rapport au torrent émissaire, un léger écoulement est visible provenant des bédrières en amont.

Photo du **front rive droite**



Photo en **vue rapprochée**



Détail du conduit intraglacière qui tend à s'effondrer

Photo du front depuis la partie amont de celui-ci en rive droite



Photos au niveau du lac



Aucune poche d'eau de surface n'est visible, il y a un léger écoulement de la partie amont au siphon se frayant un chemin sur la glace et à travers les blocs éboulés.

La prochaine visite de terrain est prévue fin octobre ou après un fort épisode pluvieux afin de voir si le lac se remet en charge.

Project number: VAW 8050
Project name: GPR Bonne Pierre
Document code: 8050-VAW-2025-01
Authors: Ilaria Santin, Raphael Moser, Daniel Farinotti

Zürich, 31 January 2025

Results of the 2024 GPR survey at Glacier de la Bonne Pierre

SUMMARY

To assess whether traces exist that would be indicative for an englacial water reservoir within Glacier de la Bonne Pierre, French Alps, ETH Zurich conducted an extended helicopter-borne GPR survey on 06.11.2024. The field survey was conducted in the aftermaths of the flooding event that severely damaged the settlement of La Béarde, and resulted in the successful acquisition of data that can be considered of good quality overall. The data were used to reconstruct the bedrock topography of the glacier and analyzed in order to identify potential englacial structures. Two peculiar features were identified, and we suggest that both could be related to the presence of a water within the glacier. More specifically, we suspect one of the features to correspond to a channel of the subglacial drainage network, and one of the features to be a potential englacial water reservoir. For the former, we estimate a thickness of about 5m, while for the latter, we estimate a potential volume between 40,000 and 70,000 m³. Further field-based investigations would be required in order to confirm these interpretations.

1. Context and mandate

Based on an initial request dated 02.10.2024 and our offer dated 25.10.2024, the Office National des Forêts, service de Restauration des Terrains de Montagne (ONF-RTM, contact-person Mr. Antoine Blanc, Chef de Projet Hydraulique et Risques Emergents) mandated the Professorship of Glaciology at ETH Zürich (ETH in the following) to perform a Ground Penetrating Radar (GPR) survey of the Glacier de la Bonne Pierre, a debris-covered glacier in the French Alps. The survey was mandated in the context of the flood that damaged the mountain settlement of La Béarde in June 2024. Preliminary investigations conducted by the local French authorities, indicated that the flood was caused by a compound event combining exceptional precipitation amounts, high snowmelt rates, and a supraglacial lake outburst from the nearby Glacier de la Bonne Pierre. Preliminary water balance consideration even indicated the possibility that additional water might have come from a subsurface reservoir, possibly located within Glacier de la Bonne Pierre. The goal of the GPR survey was thus to assess whether there are englacial or subglacial signs that may indicate a water accumulation within the glacier or at the ice-bedrock interface.

This document reports on the performed field acquisitions, describes the methods applied to evaluate the data, and presents a summary of the results emerging from the conducted works.

2. Survey description

In the frame of the above mandate, Glacier de la Bonne Pierre was surveyed on 06.11.2024 using ETH's helicopter-borne GPR system "AIRETH". At AIRETH's core is a commercial *pulseEKKO* GPR system from *Sensors and Software Inc.*, carried as a swing-load from a commercial helicopter. The GPR system is operated with two pairs of orthogonally oriented, bistatic dipole antennas with the center frequency of either 25 MHz or 50 MHz. Because of the shallow ice thickness and the interest in a high spatial resolution, the survey at Glacier de la Bonne Pierre was conducted with the latter frequency (i.e. 50 MHz).

Data acquisition

To maximize data quality, and based on experiences from previous surveys, the goal was to fly the AIRETH system at around 30m above the ice surface and with a maximum speed of ~20 knots (~37km/h). Information from AIRETH's on-board laser altimeter helped the pilot to maintain the desired altitude. The survey was conducted under favorable weather conditions, and with a very precise flight by the pilot. The minimal altitude above ground level (AGL) of the AIRETH system was 6m, while the AGL was well within the targeted value (i.e. 30m AGL) for the vast majority of the survey. During flight, the various measuring systems of the AIRETH platform were monitored by R. Moser (ETH). The resulting survey flight lines are shown in Figure 1.

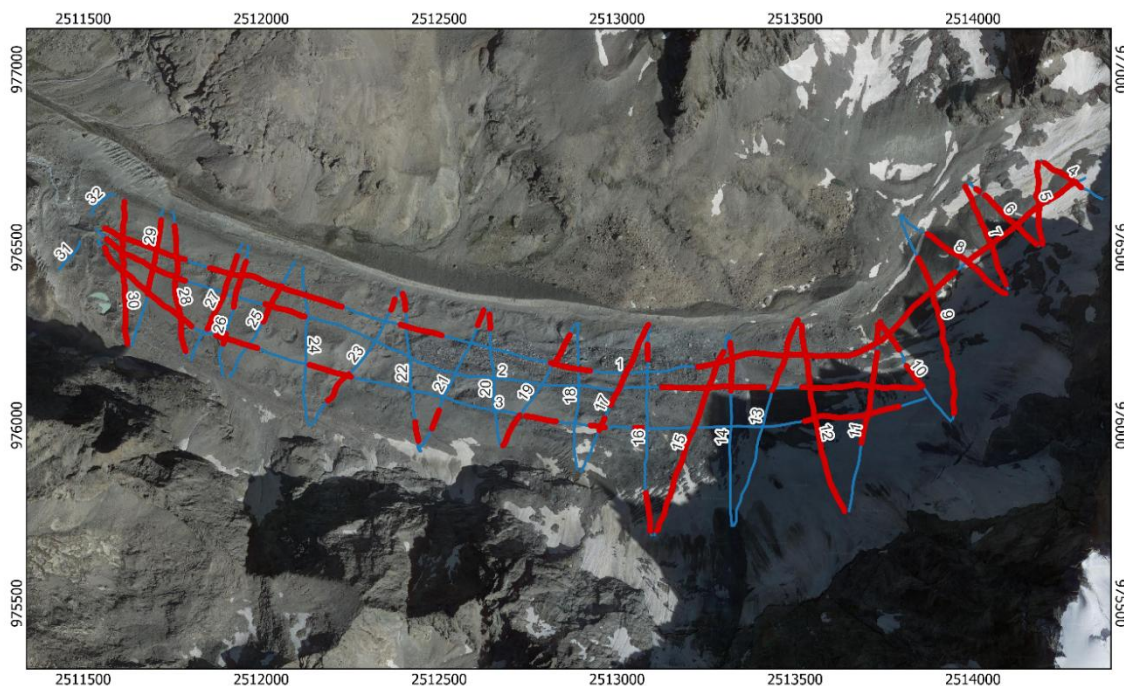


Figure 1: Overview of the GPR profiles (blue, numbered lines) acquired on 06.11.2024 at Glacier de la Bonne Pierre. The sections of GPR profiles for which the bedrock could successfully be determined, are highlighted in red (see text for further details). Coordinates are given in the CH1903+/LV95 system.

3. Data processing

AIRETH's data processing workflow consists of two main elements: (A) the processing of the data provided by the positioning system and (B) the processing of the GPR data.

A) Positioning system data processing

This processing sequence determines the positions at which AIRETH data were acquired. More specifically, the step determines the 3D coordinates and orientation of the GPR antennas during flight and reconstructs a corresponding ground-point at the glacier surface. The AIRETH positioning system includes 4 GNSS sensors, an Inertial Measurement Unit (IMU), a laser altimeter, and an additional, ground-based differential GNSS sensor serving as a reference. To obtain reliable positioning information, at least the IMU or at least 3 out of the 4 GNSS on-board sensors must be logging.

The raw GNSS data are first converted into so called ".pos"-files, providing measured baselines from a local reference station, which was set up close to the glacier before the survey. After verification of the quality of the so-processed baselines, the data are blended with the information provided by the IMU and the laser altimeter. This provides information about the center of the AIRETH platform and its orientation at every time step. More specifically, the dataset entails coordinates, height above ground, flight speed, heading, azimuth, roll, pitch, and yaw of the AIRETH system at a frequency of 1Hz. This positioning information is then projected vertically to the surface. In the final step, the positioning information is synchronized with the GPR data. This is performed by matching the timestamps recorded by the IMU's GNSS sensor with the ones of the GPR data.

B) GPR data processing

A standard processing flow was applied with the aim of increasing the signal-to-noise ratio, thus obtaining an interpretable signal from the GPR data. It comprises a set of separate processing steps performed on individual data segments (so called "profiles").

1. **Dewow:** This step removes very low frequency components of the GPR data, which are associated with inductive phenomena or limitations of the instrumentation's dynamic range. The step is performed with a running-average filter included in *pulseEkko's* software.
2. **Set Zero Time:** The timestamps of the raw GPR data are synchronized to a common reference time, determined by the arrival time of the direct wave. This ensures alignment between the time windows of each GPR trace.
3. **Time Window Cut:** To isolate the depth-range of interest, a time-window cut is applied. This step aims at both removing irrelevant noise and reducing computational load.
4. **Background Removal:** This step computes the average signal of all traces and subtracts it from the dataset. The step mitigates the effect of any constant or slowly varying noise that might affect the data.
5. **Butterworth Bandpass:** A Butterworth band-pass filter is employed to isolate the frequencies of interest. Corner frequencies of 10 and 200 MHz are applied for a central frequency of 50 MHz (i.e. the frequency used for the survey).

6. Gain Function: This step is based on the application of an exponential function to increase the amplitude of the electromagnetic signal. Such a step aims at pointing out weak reflections that might be present, especially in the lower part of the GPR profiles.
7. Surface Picking: The reflections originating from the glacier surface are identified. Whenever possible, this happens based on the information of the most recent Digital Elevation Model (DEM) available or, if it is not available or unreliable, the identification happens through manual picking of the surface reflections. In the case of the present survey, the surface picking was performed using the data from the laser altimeter, as the DEM was not available yet before the processing of GPR data. The information on the exact position of the surface is required for the migration step (here below).
8. Kirchhoff Migration: This step recovers the correct position of individual reflectors by collapsing the response of a point target back to the source point. The procedure requires an assumption about the speed by which the GPR signal propagates through the investigated medium. We assume propagation speeds of 0.300 m/ns for air and of 0.168 m/ns for ice.
9. Signal Interpretation: In this step, the processed GPR signal is interpreted. In general, sections in which reflections originating from the ice-bedrock interface are of particular interest since these reflections provide a direct estimate of the local ice thickness. For the case of Glacier de la Bonne Pierre, however, internal reflections are of interest too, as these can indicate the presence of subglacial or englacial water. Independently of the origin, the reflections are manually selected (so-called “picking”), providing a set of individual locations for which the data are interpreted.
10. Ice Thickness Interpolation: The step consists in a spatial interpolation of the ice thickness data obtained from the signal interpretation. It is performed by using the Glacier Thickness Estimation algorithm (GlaTE; Langhammer et al., 2019) which provides a spatially distributed ice thickness estimate of a glacier by optimally combining glaciological constraints and measured ice thickness from the GPR data. The digitized glacier outline was taken from the Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) portal and refers to the year 2022. The interpolation step results in spatially-complete information about the glacier’s ice thickness and can be subtracted from a DEM of the glacier surface to obtain a glacier-wide bedrock topography.

4. Results and discussion

Data interpretation

Overall, the acquired data are of high quality and allow for interpretation of different features. Figure 2 shows two examples of processed GPR sections. The top of the sections are affected by a distinct noise that we attribute to the helicopter acquisition. This noise appears as a high amplitude reflection at about 10m depth below the surface and is parallel to the surface topography (labels “signal noise” in Figure 2). The noise can easily be recognized as an artifact and is thus discarded from further analysis as it does not contain any useful information about the glacier structure.

Unfortunately, the debris layer covering the glacier cannot be identified from the signal. This is because the layer is apparently not thick enough to be resolved by the antenna-frequency used for the survey.

The internal structure of the glacier is characterized by relatively strong scattering. This scattering dominates most of the GPR profiles, especially at the glacier’s tongue. Such an appearance is

typical of temperate ice, i.e. ice that is at the pressure-melting point and thus contains small water inclusions but also be related to the presence of some englacial debris. Since Glacier de la Bonne Pierre is a debris covered glacier, it seems reasonable to expect that the ice may actually contain some debris, although in terms of signal appearance, the influence of debris is less strong than the one related to water inclusions. The scattered appearance of the GPR profiles acquired in the lower part of the glacier is in contrast with the more “transparent” nature of the signal in the upper reaches of the glacier, where we suspect that a lower debris content and slightly lower temperatures (and thus meltwater presence) contribute to reduce the scattering.

A scattered or transparent appearance of ice affects the capability of identifying the bedrock reflections. The bedrock appears as a high-amplitude and continuous reflection in areas with “transparent” ice, while it is often discontinuous in areas with more pronounced scattering (labels “bedrock” in Figure 2). In areas where the bedrock is visible, individual profiles can be interpreted independently and compared against each other at profile crossing points. A match between such interpretation can then increase the confidence of the overall interpretation (cross-validation).

For certain areas, the bedrock can be unrecognizable or only interpretable with much speculation (labels “?” in Figure 2) and we did not pick any bedrock in such cases. Our physical interpretation of such sections is that the water (and debris) content of these sections is so high as to cause strong electromagnetic signal attenuation, resulting in very low-amplitude signals being received by the receiver antenna. The GPR profile sections for which the bedrock could successfully be interpreted are highlighted in red in Figure 1.

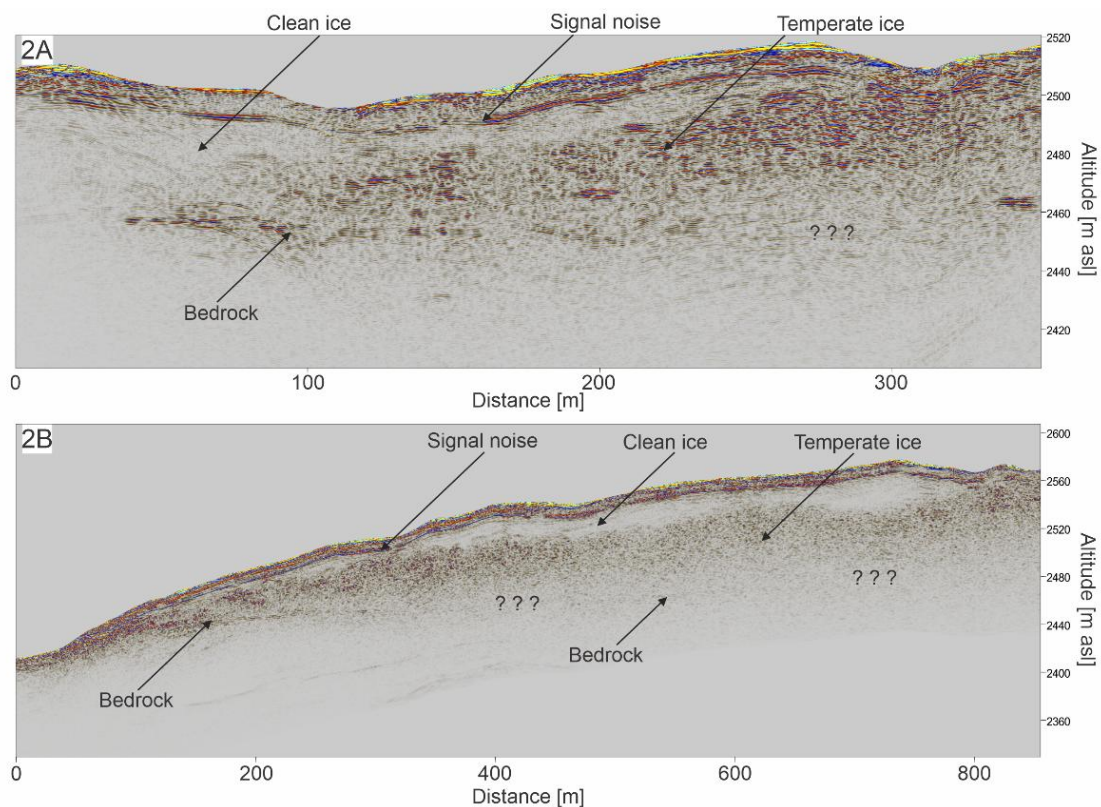


Figure 2: Examples of processed GPR data (A: profile 28; B: profile 02; see Figure 1 for location). The labels with arrows indicate how the different features visible in the radargrams were interpreted. Question marks indicate areas where the bedrock cannot be identified and interpreted. For further explanations, refer to the section “Data interpretation”.

Ice thickness and bedrock morphology

The availability of a DEM (dated October 2024) for Glacier de la Bonne Pierre, allowed us to exploit the GlaTe algorithm to estimate the glacier-wide ice thickness distribution (Figure 3). The thickest ice is found along the main trunk of the glacier tongue, with ice thickness up to 130m. In the northern area, the ice is thinner, with values around 30m. The morphology of the underlying bedrock, calculated by subtracting the ice thickness from the DEM of the surface, is shown in Figure 4 (3D view). The glacier bedrock extends from 2400 to 3220 m asl. The upper region appears to have a steeper morphology compared to the lower portion, which is characterized by a gentler gradient. The glacier tongue has a typical valley shape, but it is divided into two basins by a small bump located at the coordinates ~ 2512200 , ~ 976200 . Note that the maximum ice thickness is located in an area where the bedrock was not interpretable on the GPR sections, meaning that the estimate is solely based on the results of the GlaTE algorithm and is thus affected by uncertainties (for a discussion, see later in the document). Overall, we however consider the calculated bedrock morphology as being reliable.

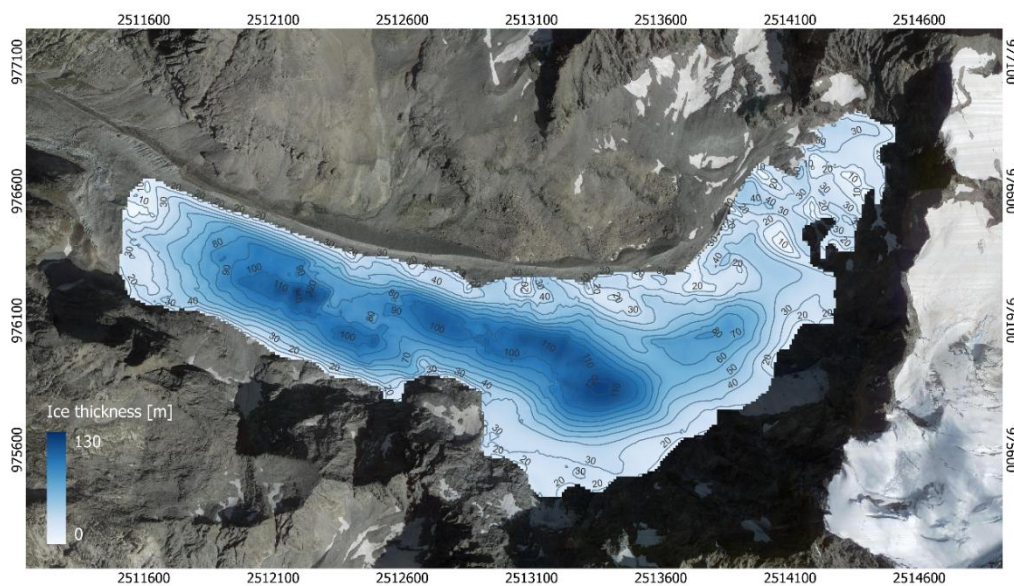


Figure 3: Ice thickness distribution, resulting from the combined use of the GPR data and the GlaTE algorithm (see text for details). The ice thickness refers to fall 2024 (combination of the date for which a DEM of the surface is available and the date of the GPR survey). Coordinates are given in the CH1903+/LV95 system.

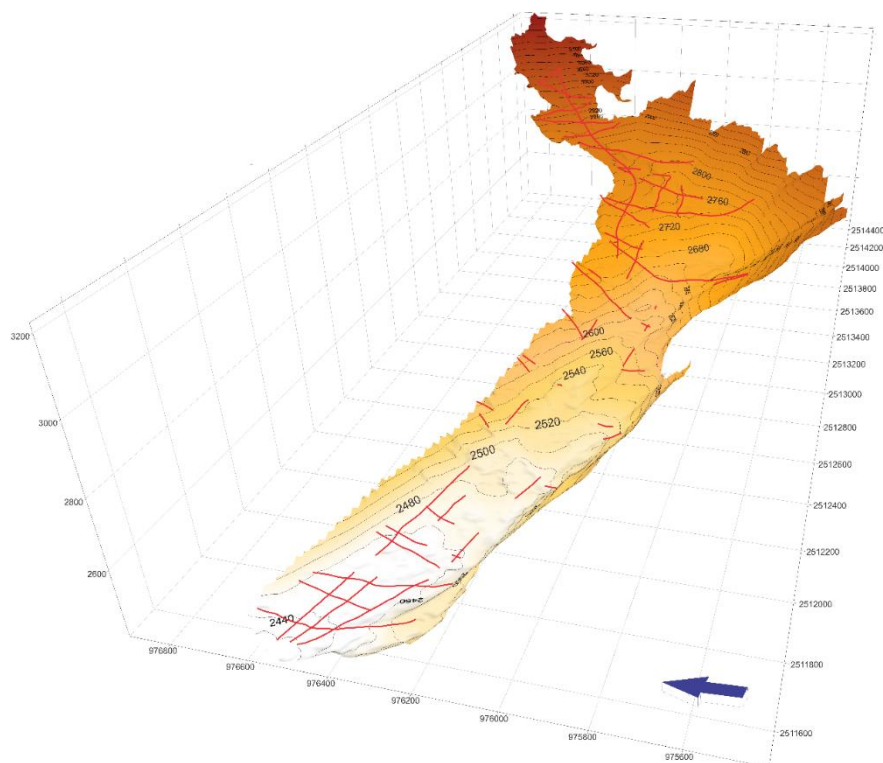


Figure 4: 3D view of the bedrock topography (colors indicating elevations in m a.s.l.), obtained by subtracting the ice thickness distribution obtained with GlaTE (Figure 3) from the surface DEM provided by RTM. Coordinates are given in the CH1903+/LV95 system. Red lines mark the location where the bedrock was successfully interpreted in the GPR data.

Interpretation of peculiar features

During the interpretation of the GPR radargrams, we focused on peculiar, englacial and subglacial features that might be associated with the presence of water. Figure 5 shows the two features that have caught most of our attention.

In Figure 5A (black arrows), we noted a horizon located ~5 m above the bedrock. The horizon is continuous along about 100 adjacent traces, corresponding to about 80 m in length and has enough strength to be recognized below the otherwise-scattered ice layer. Of note is the fact that the bedrock reflection (red arrows in Fig.5A) is visible below this horizon too. The lateral continuity and the overall direction of the horizon, which is almost parallel to the bedrock, suggest that the feature could be related to a feature conducting water, as could be a channel of the subglacial drainage network. In such a scenario, the top reflector would be the channel roof while the bottom reflector would correspond to the channel floor or, equivalently, the subglacial bedrock. In this interpretation, the channel would be less than 5m thick, and we see some support in this overall hypothesis by the fact that, close to the glacier's snout, the reflectors coincide with the presence of the river coming out from the glacier.

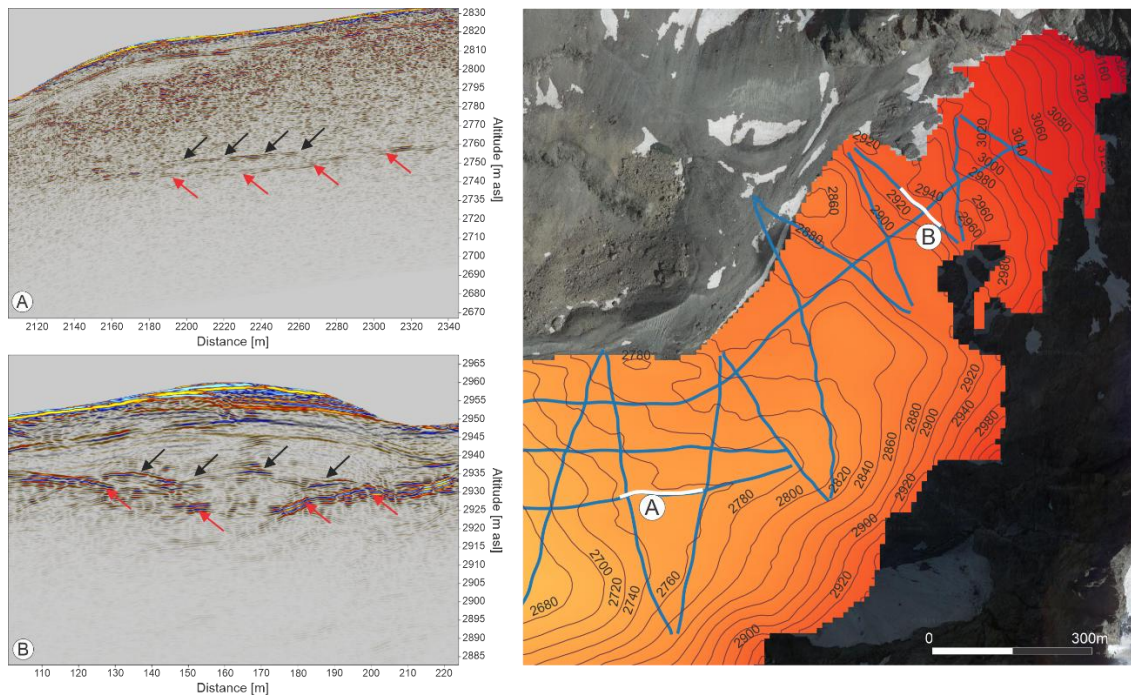


Figure 5: (A, B) Portions of GPR profiles showing different, englacial features of interest (black arrows) and the interpreted bedrock (red arrows). (C) Locations of the GPR sections shown in “A” and “B” (white lines), over the bedrock map. Light blue lines indicate the acquired GPR profiles.

Figure 5B shows a second, interesting feature, located in the upper area of the glacier. It appears as a bulged horizon characterized by low amplitude and low lateral continuity above the bedrock reflection (black arrows in Fig. 5B). The bulge is about 10m in height and is located in an area where (i) the surface topography is bulged upwards, (ii) the lateral continuity of the bedrock reflections is interrupted but seems to form a small, local depression, and (iii) the signal amplitude strength decreases significantly. In combination, these factors seem to be indicative for the presence of water, potentially even ponded in a subglacial feature (such as could be a small subglacial lake or a water pocket). Based on the observable reflections, which are also visible in an adjacent GPR profile located about 100m upstream, we can provide an estimate for the volume of this potential englacial water reservoir: Figure 5B indicate a feature of 10m in height and 40 to 70m in width. Together with a potential length of ~100m, this results in a volume between 40,000 and 70,000 m³. We stress that from the information we have at hand, the abovementioned presence of water can only be considered as being a hypothesis. A confirmation of this hypothesis would require further investigation, potentially including (i) a dedicated, local-scale GPR survey, (ii) gaining direct access to the feature through drilling, (iii) dedicated numerical simulations, or a combination of these options.

Uncertainties

For the interpreted GPR data, two main types of uncertainties can be distinguished: subjective uncertainties and uncertainties that are related to some physical parameters (called “quantifiable uncertainties” here below). Subjective uncertainties are related to the interpretation process, as a reflection may or may not seem visible in a given GPR section depending on the person that is

interpreting the data. Similarly, the meaning attributed to a given, clearly visible reflection, is person-dependent too. An example could be given by so-called off-plane reflections, which may or may not be identified as such depending on who is interpreting the data. Off-plane reflections are reflections that originate from reflectors positioned outside of the vertical plane spanned by a given GPR track. In general, the assumption is that all reflections stem from this plane, which is a good assumption when the surveyed structure is invariant in the direction normal to that plane, but which might be less adequate for complex geometries as can occur in the bedrock of valley glaciers. Avoiding this assumption is difficult in practice, as it would require the acquisition of a large set of GPR profiles to evaluate the out-of-plane information, and thus, the identification of a violation in the assumption is very much linked to the experience of the interpreter.

In terms of quantifiable uncertainties, the point-specific uncertainty in bedrock elevations includes uncertainties from (a) the ability to detect the same reflection during the picking procedure, (b) the assumed GPR wave propagation speed, and (c) the accuracy of the positioning.

Uncertainty “(a)” is estimated to be in the order of one signal wavelength, i.e. ± 3.5 m for our 50 MHz antenna configuration.

Related to uncertainty “(b)”, we assume a constant propagation speed of 0.168 ± 0.005 m/ns, which is the value commonly used for temperate ice. We thus implicitly assume that our signal only travels through homogeneous, solid ice. In reality, the signal travelled through the debris cover layer at the glacier surface. Since the debris layer is not imaged within our GPR data, it is not possible to assess the influence of the debris thickness on the propagation speed. This type of uncertainty could be reduced by properly reconstructing the velocity field of the investigated area, but this would require a ground-based multi-offset acquisition, which is time-consuming and logistically challenging.

Uncertainty “(c)” stems from the georeferencing of the GPR profiles in space. The uncertainty in horizontal positioning is estimated to be in the order of ± 0.5 m, which is small when compared to the spatial resolution of our bedrock reconstructions (10 m). More important is the uncertainty of the vertical positioning, as this directly affects the reconstructed bedrock elevations. We estimate this uncertainty by computing the standard deviation of the differences between the elevations recorded by our GNSS devices during the survey in November 2024 and the DEM provided by RTM, leading to an uncertainty of ± 2 m.

Combining factors (a), (b) and (c) in quadrature, we estimate a total uncertainty of approximately ± 4.5 m for the thicknesses that are of relevance for Glacier de la Bonne Pierre.

Additional uncertainty is introduced by the algorithm used to estimate the ice thickness. In the frame of this report, we do not evaluate the uncertainties for each grid cell. For further considerations of uncertainties estimation, we refer to Appendix D in Grab et al. (2021). Generally, GlaTE is known to overestimate the bedrock slope close to the glacier borders and we imagine this to be the case for the present investigation too. This results in an overestimated ice thickness close to the glacier margins. Although the local ice thickness can suffer from such anomalies, we are convinced that for the case of Glacier de la Bonne Pierre, the overall ice thickness distribution is well constrained by the GPR observations and the model.

5. Closing remarks

We consider the outcomes of the GPR survey as very satisfactory. In particular, we managed to reconstruct the bedrock topography and to identify peculiar, englacial features that we interpret as being related to the glacier's subglacial drainage system and a potential, englacial water reservoir. For the former, we estimate a channel thickness of about 5 m, while the volume of the potential englacial water reservoir is estimated as being between 40,000 m³ and 70,000 m³. While the discussed uncertainties should be kept in mind when exploiting the outcomes of the survey further, we consider the bedrock reconstruction as to be reliable. For the water related features, instead, we stress the interpretative character of our results. Further, field-based investigations – potentially comprising a more detailed, ground based survey, or even drilling – would be needed in order to confirm or reject them.

The digital supplement of this report (see the Appendix on the next pages for more information) contains images of all processed data, the estimated ice thickness distribution for the glacier, and the inferred bedrock topography. We hope that, together with this report, the data can be of use for any further investigation.

References

- Grab M., Mattea E., Bauder A., et al. (2021) Ice thickness distribution of all Swiss glaciers based on extended ground-penetrating radar data and glaciological modeling. *Journal of Glaciology*, 67, 1–19. doi:10.1017/jog.2021.55
- Langhammer L., Grab M., Bauder A., and Maurer H. (2019) Glacier thickness estimations of alpine glaciers using data and modeling constraints. *The Cryosphere*, 13, 2189-2202. doi:10.5194/tc-13-2189-2019

Appendix: Meta-information for data provided in the digital supplement

The digital supplement of this report consists of a repository containing (1) images of processed and uninterpreted GPR profiles, (2) spatially glacier-wide ice thickness distribution grid and bedrock elevation grid, obtained exploiting GlaTE algorithm. The specifications of the individual datasets are described hereafter.

A1: Processed GPR profiles (folder "01_GPR processed images")

Content: Uninterpreted images of all GPR profiles, processed with the described workflow and stored after Kirchhoff Migration. NNN indicates the number of profiles as shown in Figure 1.

Nomenclature: 20241106_BonnePierre_Ekko_flight1_profil-NNN_kmig.jpg

File format: .jpg format

Note: for better and quicker visualization, we provided only the .jpg file, instead of the .sgy geophysical data.

A2: Spatially interpolated bedrock (folder "02_grids")

Content: Spatially distributed, glacier-wide gridded bedrock and ice thickness, with cell size of 10m by 10m. The provided ice thickness refers to fall 2024. The header for each grid is provided in a separate txt file.

Nomenclature: grid_bedrock_10m.asc, grid_ice_thickness_10m.asc,
grid_bedrock_10m_header.txt, grid_ice_thickness_10m_header.txt

File format: ESRI grid (extension .asc), with CH1903+ / LV95 coordinates.

Rapport scientifique de l'IGE sur le suivi du glacier de Bonne Pierre en 2025



Olivier Gagliardini¹, Emmanuel Thibert¹, Julien Brondex¹, Christophe Ogier², Mylène Bonnefoy-Demongeot¹, Victor Ramseyer¹, Alexis Buffet¹, Firmin Fontaine¹, Olivier Laarman¹, Emmanuel Le Meur¹, Bruno Jourdain¹, Laurent Arnaud¹

3 avril 2026

- 1) Institut des Géosciences de l'Environnement (IGE), CNRS, INRAE et Université Grenoble Alpes
- 2) Laboratory of Hydraulics, Hydrology and Glaciology (VAW), ETH Zurich, Zurich, Canton of Zurich, Switzerland



Table des matières

1 Introduction	4
1.1 Contexte	4
1.2 Programme d'observations 2025	5
1.3 Récapitulatif des visites et mesures réalisées en 2025	5
2 Analyse des niveaux d'eau dans le lac	6
2.1 Instruments et données	6
2.2 Analyse qualitative du Diver D3	8
2.3 Analyse quantitative du Diver D1 : étude de la phase de vidange du 10 au 19 juin 2025	14
2.4 Analyse quantitative du Diver D1 : remplissage, vidange et charge hy- draulique	21
3 Analyse des essais de traçage	24
3.1 Traçage du 18 juin 2025	24
3.2 Traçage des 13-14 octobre 2025	25
4 Rétention d'eau à la base du glacier de Bonne Pierre derrière des barrières hydrauliques	30
4.1 Calcul de la rétention d'eau derrière une barrière hydraulique	30
4.2 Illustration sur un profil vertical	32
4.3 Application au glacier de Bonne Pierre	37
4.3.1 Jeux de données	38
4.3.2 Simulation déterministe	41

4.3.3 Étude de sensibilité	41
4.4 Discussion quant à la contribution potentielle d'un volume d'eau significatif à l'évènement de Juin 2024	43
4.5 Discussion sur la connexion entre le lac de surface et le réseau hydrologique sous-glaciaire	46
5 Premiers éléments issus des mesures radar complémentaires	49
6 Conclusions et travaux futurs	55
7 Annexe A : radargrammes du radar sous drone	59

1 Introduction

1.1 Contexte

La crue de la Bérarde des 20 et 21 juin 2024, et le rapport RETEX¹ de cet événement établi en novembre 2024, ont questionné le rôle potentiel joué par le lac supra-glaciaire qui se forme sur le glacier de Bonne-Pierre vers 2550 m et se vidange de manière saisonnière depuis le milieu des années 2010. Parmi de nombreuses questions, l'étude commanditée à l'IGE par la DDT de l'Isère vise à éclaircir le fonctionnement de ce lac saisonnier et plus généralement de la rétention d'eau à la base du glacier :

- quels sont le volume et les vitesses de remplissage et de vidange de ce lac les années où il se forme et se vide ?
- y a-t-il une connectivité hydraulique identifiable entre le lac et le torrent émissaire du glacier ?
- existe t-il d'autres réservoirs d'eau intra-glaciaires et est-il possible d'en estimer les volumes relativement à celui mesurable pour le lac en surface du glacier ?

Pour répondre à ces questions, l'IGE a déployé des piézomètres (capteurs de hauteur d'eau) dans la cuvette du lac qui s'était formé en 2024 vers 2550 m pour en suivre les phases de remplissage et de vidange. Nous avons tenté d'établir la connectivité hydraulique du lac au torrent émissaire du glacier par deux essais de traçages : le premier lors de la phase de vidange du lac, le second après sa vidange totale. Enfin, l'existence potentielle de réservoirs sous-glaciaires a fait l'objet d'une étude du potentiel hydraulique basée sur les géométries connues de la surface du glacier et de son socle rocheux. La connaissance de la topographie du lit rocheux a nécessité des compléments d'observation radar (par drone et au sol) pour préciser localement les données existantes acquises en 2024 par un radar héliporté.

1. <https://www.onf.fr/vivre-la-foret/%2B/246e::rapport-de-retro-analyse-de-levenement-de-la-be>
[html](#)

1.2 Programme d'observations 2025

Le programme d'observations et d'analyses de 2025 a été réalisé conformément au contrat de prestations de service signé le 23 septembre 2025 par le CNRS, l'UGA, INRAE, organismes tutelles de l'IGE, et la préfecture de l'Isère et la DDT de l'Isère.

Le programme d'observations 2025 comprenait les actions suivantes :

- déploiement, récupération et analyse de trois sondes piézométriques autonomes (Divers) et une sonde de pression atmosphérique,
- mesures radar sous-drone sur une journée,
- étude des potentiels volumes d'eau stockés derrière des barrières hydrauliques à la base du glacier.

En plus de ces actions, l'IGE a réalisé deux essais de traçage depuis le lac supra-glaciaire. Les mesures radar sous drone ont été complétées par des mesures radar au sol.

1.3 Récapitulatif des visites et mesures réalisées en 2025

Nous récapitulons ici l'ensemble des visites réalisées par l'IGE sur le glacier de Bonne Pierre en 2025 (et début 2026) :

- 18 avril 2025 : installation des Divers, mesures GPS, mesures des hauteurs de neige ;
- 18 juin 2025 : premier essai de traçage ;
- 24 juin 2025 : relevé des données et maintenance des Divers, mesures GPS dont cibles pour drone aérien RTM ;
- 25 septembre 2025 : relevé des Divers, maintenance des Divers, mesures GPS dont profil transversal du glacier ;
- 13 et 14 octobre 2025 : deuxième essai de traçage ;
- 26 février 2026 : mesures radar sous drone et au sol, installation des nouveaux Divers.

2 Analyse des niveaux d'eau dans le lac

2.1 Instruments et données

Trois piézomètres autonomes (TD-Divers Vanessen) ont été installés le 18 avril 2025 sous la surface de neige qui remplissait en partie la cuvette du lac de 2024 (Figure 1). Ils permettent d'obtenir la hauteur de la colonne d'eau au-dessus de chaque capteur à l'aide d'une mesure absolue de pression hydraulique. Les variations de pression atmosphérique sont compensées à l'aide d'un Diver barométrique installé sur la moraine (Baro-Diver également de la marque Vanessen). Les altitudes des Divers ont été mesurées lors de leur maintenance le 24 juin 2025 au GPS différentiel, après la vidange du lac. La Table 1 indique les altitudes des Divers, la hauteur de neige les recouvrant lors de l'installation et les fréquences d'échantillonnage. Les capteurs D2 et D3 avaient pour but le suivi du remplissage du lac (pas de temps de mesure 5 minutes). Le capteur D1 avait pour but le suivi de la vidange (acquisition à 1 minute). La mémoire des Divers étant cyclique, D2 et D3 ont couvert la période comprise entre le 18 avril 8h55 (UTC) et le 24 juin 14h05, tandis que D1 a fourni une série de mesures du 5 mai 11h46 au 24 juin 14h05, série plus courte en raison de l'écrasement des données les plus anciennes dans la mémoire circulaire.

Capteur	Altitude (m)	Hauteur de neige (m)	Fréquence d'acquisition
D1	2557.72	3.1	1 min
D2	2556.97	4	5 min
D3	2559.21	2.4	5 min
Baromètre	2591.42	–	5 min

Table 1 – Altitudes le 24 juin 2025, profondeurs d'enfouissement dans la neige à la mise en place le 18 avril 2025 et fréquences d'acquisition des 4 Divers.

Les signaux de hauteur d'eau des trois Divers sont indiqués sur la Figure 2. Ces signaux présentent des discontinuités (sauts) qui sont parfois inférieures aux pas de temps d'acquisition. Elles interviennent lors des phases d'immersion (hauteur d'eau non nulle). Il n'a pas été possible d'en connaître véritablement l'origine, mais ces discontinuités sont certainement dues à des mouvements parasites du capteur (glissement sur la surface

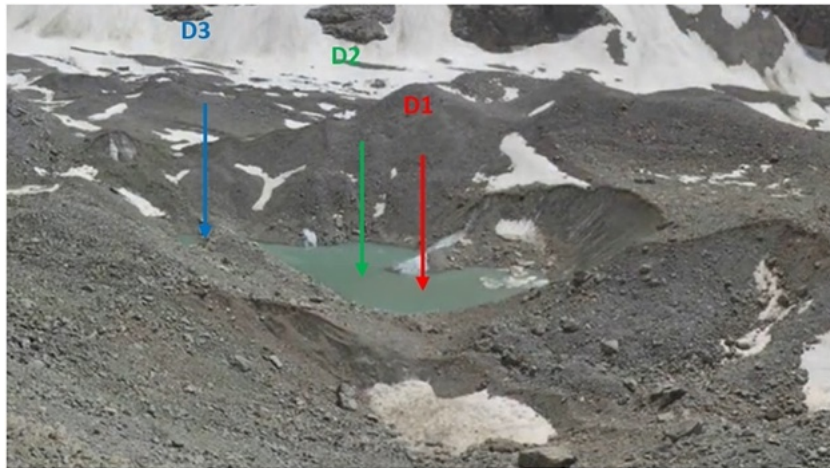


Figure 1 – Localisation des trois Divers; photo prise depuis la moraine rive droite à l'aval du lac. Les trois Divers sont à peu près alignés dans le sens de l'écoulement du glacier, de D3 (à l'amont) à D1 (à l'aval).

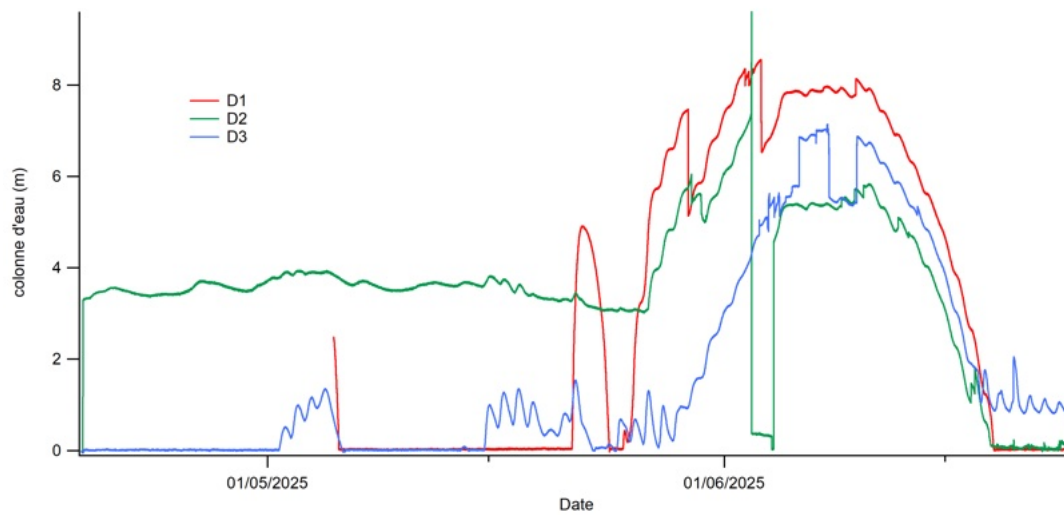


Figure 2 – Signaux des hauteurs d'eau des 3 Divers corrigés des variations de la pression atmosphérique.

de glace, tension sur la corde sur laquelle ils sont attachés). Le Diver barométrique ne présente pas de telles discontinuités (Figure 3). Comme cette série est utilisée pour corriger les signaux des Divers immergés, nous l'avons par sécurité comparée à une série de pression atmosphérique de Météo-France disponible à la station de Grenoble St-Geoirs. Les signaux présentent une relativement bonne corrélation (Figure 4; 60.8% de variance commune). Le signal de pression atmosphérique enregistré par le Diver

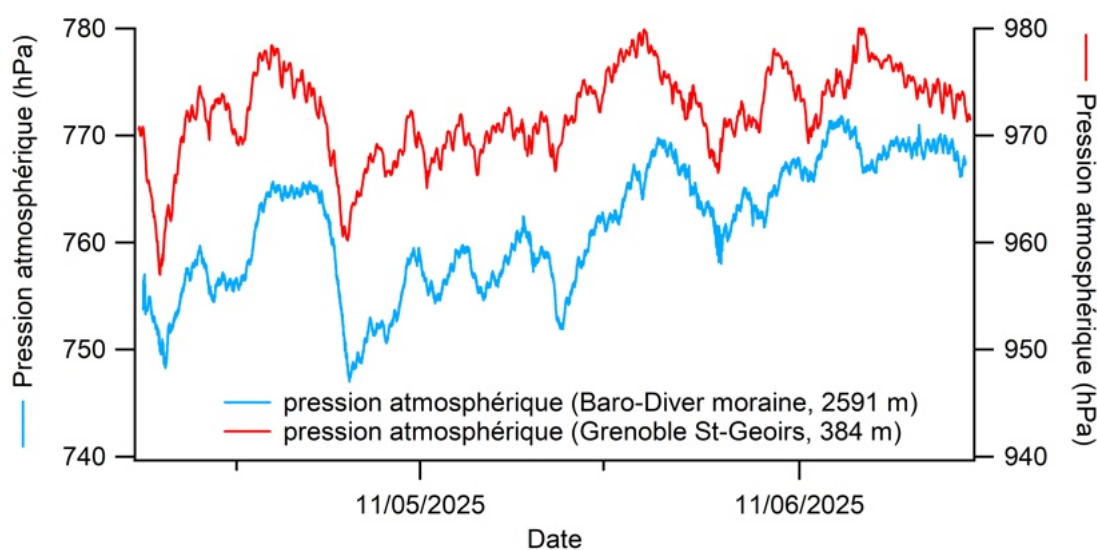


Figure 3 – Pressions atmosphériques enregistrées par le Diver barométrique installé sur la moraine (2591 m d'altitude) et à la station de Saint-Geoirs (384 m d'altitude).

montre une plus forte variabilité (7 contre 4 hPa) et une tendance plus marquée que sur le signal de St-Geoirs (différence de tendance de 8 hPa sur 67 jours de mesure). Nous avons néanmoins validé le signal du Baro-Diver pour corriger les signaux des Divers immergés, l'effet de cette correction sur la colonne d'eau étant inférieur à 10 cm d'eau (1 hPa correspond à 1.02 cm d'eau à 4°C).

2.2 Analyse qualitative du Diver D3

Dans cette section, nous faisons une analyse qualitative du signal du Diver D3 jointe aux images issues de l'appareil Reconyx installé sur le glacier en amont de la cuvette

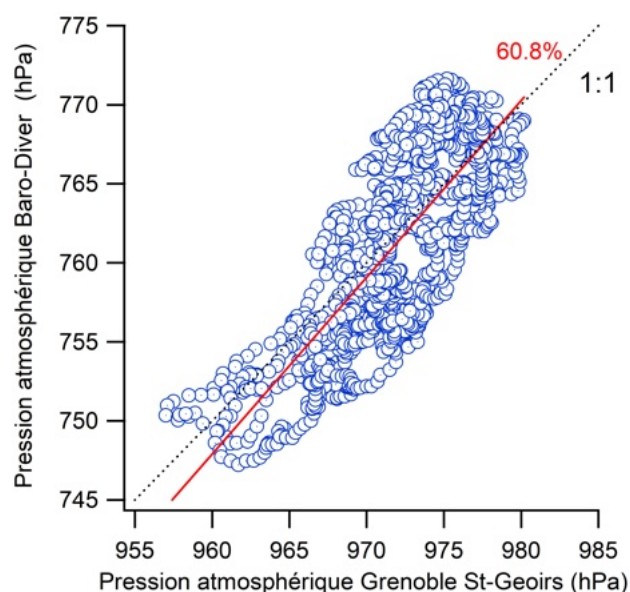


Figure 4 – Corrélation entre les signaux de pression atmosphérique enregistrés à St-Geoirs et à Bonne Pierre.

principale du lac 2024. Cette analyse a pour but de valider qualitativement le signal de hauteur d'eau du Diver à l'aide de la séquence d'images et de faire une chronique des phases principales de remplissage et de vidange de la cuvette du lac. Le signal brut de hauteur d'eau du Diver D3 est indiqué à la Figure 5.

On identifie principalement trois phases de remplissage distinctes, entrecoupées de déjaugage du Diver. Elles sont synthétisées à la Table 2. On identifie à l'aide du signal du Diver deux premiers remplissages de moins de 2 m de colonne d'eau début mai et mi-mai. Le remplissage principal s'initie vers le 25 mai, avec une colonne d'eau

Phase	Début remplissage	Fin remplissage	Colonne d'eau
1	01/05/2025 19h00	06/05/2025 01h00	1.5 m
2	15/05/2025 17h00	23/05/2025 02h30	1.5 m
3	25/05/2025 05h00	18/05/2025 02H30	7m

Table 2 – Séquences des remplissages et vidanges identifiées d'après les images et le signal du Diver D3

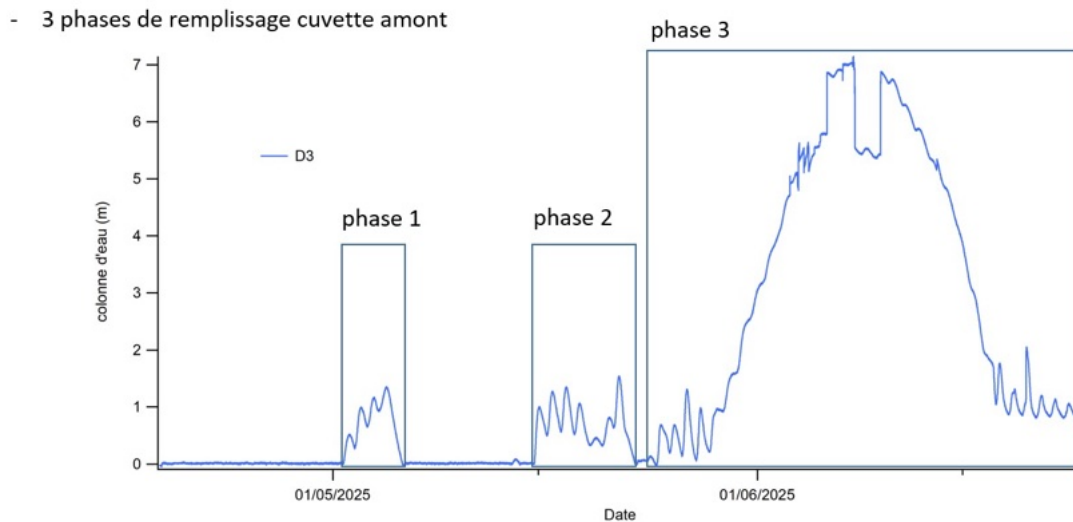


Figure 5 – Signal brut de hauteur d'eau du Diver D3 permettant d'identifier trois phases de remplissage et vidange de la cuvette du lac de 2024.

d'environ 7 m. Elle est suivie d'une vidange complète du lac qui s'effectue sur une dizaine de jours. Chaque phase présente des ondulations ("respirations") avec des débattements journaliers de la colonne d'eau de l'ordre de la dizaine de centimètres. Ceci montre que le lac connaît en permanence des séquences de remplissage et de vidange sans qu'il soit possible de dire, à ce stade, si ces débits prennent place à la surface libre du lac, ou par le conduit qui le relie au réseau intraglacière. On retrouve sur les images ces séquences de remplissage et de vidange. Les Figures [6](#), [7](#) et [8](#) présentent une sélection d'images associées à ces phases identifiées sur le signal du Diver D3. À la lumière de ces informations, on peut constater que le remplissage de la cuvette du lac ne s'effectue pas en une seule séquence, mais une succession de plusieurs phases de remplissage et vidange. Ces dernières ne sont pas forcément complètes et le déjaugage du Diver ne permet pas de connaître l'amplitude totale des variations du niveau d'eau. La vidange principale ne semble pas suivie de remontée importante du niveau et marque la fin de la présence d'eau en surface du glacier.

Phase 1 : Image du 01/05/2025 14h20



Intervalle Phase 1-Phase 2 : Image du 08/05/2025 10h50



Figure 6 – *Images de la première phase de remplissage*

Phase 2 : Image du 17/05/2025 06h00



Intervalle Phase 2-Phase 3 : Image du 23/05/2025 09h00



Figure 7 – Images de la deuxième phase de remplissage

Phase 3 : Image du 7/06/2025 12h05



Vidange finale : Image du 20/06/2025 13h05



Figure 8 – *Images de la troisième phase de remplissage*

2.3 Analyse quantitative du Diver D1 : étude de la phase de vidange du 10 au 19 juin 2025

Pour cette analyse, nous avons corrigé (annulé) toutes les discontinuités présentes dans le signal. Celle-ci sont indiquées dans la Table 3.

Dates	Heure initiale	Heure finale	Valeur de discontinuité (m)
09/05/2025	13h08	13h09	-2.33
02/06/2025	10h01	10h02	-0.35
02/06/2025	16h29	16h31	-0.29
02/06/2025	23h25	23h26	-0.05
03/06/2025	00h05	00h06	-0.07
03/06/2025	11h58	12h47	-2.0
09/06/2025	22h19	22h20	+0.34

Table 3 – Discontinuités du signal brut de hauteur d'eau du Diver D1 auxquelles ont été apportées des corrections.

La correction des discontinuités abouti à des valeurs de colonne d'eau négatives (-4.7 m) pendant la période de déjaugage du Diver (du 6 au 21 mai). On a donc complété la correction par un offset pour mettre le signal de pression d'eau à zéro lors cette phase de déjaugage. L'effet de cette correction aboutit à un signal de hauteur d'eau résiduel non nul le 24 juin (date de la récupération du capteur) de valeur égale à $+4.7$ m. Ceci est incohérent avec la vidange du lac à cette date et à l'emplacement du capteur, la mesure devant donner une hauteur d'eau nulle. Il est donc probable que le capteur se soit déplacé lors de la phase de mesures ou que les discontinuités soient liées à des artefacts de la cellule de mesure. Il est par exemple possible que les amarrages des capteurs aient été manipulés (traction), ou mis en tension par le manteau neigeux en surface en raison de sa flottabilité lors du remplissage du lac. La phase de vidange du lac entre le 9 juin et le 19 juin semble néanmoins correctement enregistrée : elle est exempte de discontinuité à partir du 9 juin. Pendant cette même durée, le débattement de la lame d'eau du lac, obtenu par les levés GPS (cote maximale de 2566 m vers les 6-9 juin relevé au GPS) et l'altitude du Diver D1 (2557.72 m), est de -8.28 m au

19 juin. Le Diver donne un débattement très cohérent de -8.29 m entre le 7 juin et le 19 juin (courbe verte corrigée sur la Figure 9). Sans correction (courbe rouge), le débattement donné par le Diver est de -7.92 m. Ceci nous permet de valider au moins la période de vidange du lac et d'en faire l'analyse que nous présentons dans le paragraphe suivant. Nous la limitons à la période du 10 juin au 19 juin 2025, période exempte de discontinuité dans le signal.

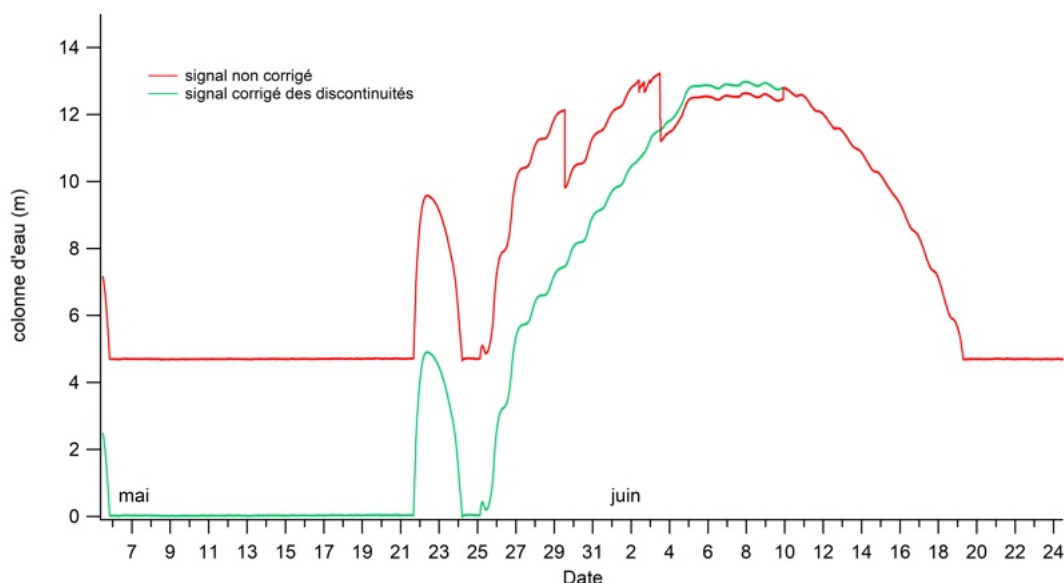


Figure 9 – Correction du signal du Diver D1 des discontinuités indiquées à la Table 3.

La bathymétrie du lac est connue grâce au levé drone du 24 juin 2025 qui donne le modèle numérique de terrain de la cuvette du lac. Cette bathymétrie permet d'extraire la relation entre la cote et le volume d'eau contenu dans le lac sous cette cote, relation dont la courbe est illustrée sur la Figure 10. Il est donc possible à partir de cette relation de reconstruire l'évolution du volume du lac lors de la vidange, comme illustré en Figure 11.

Au total, c'est un volume de $27\,800\text{ m}^3$ qui s'est vidangé d'après la courbe de bathymétrie. La phase de vidange enregistrée par le Diver D1 (avant qu'il ne déjauge) correspond à une vidange de $26\,200\text{ m}^3$. La vitesse moyenne de vidange est de $-113\text{ m}^3/\text{h}$ ($-2700\text{ m}^3/\text{jour}$). Cette vitesse est relativement constante comme le montre la linéarité de la courbe d'évolution du volume de la Figure 11. En particulier, il semble ne

pas y avoir de dépendance à la variation de la charge hydraulique sur la plage de débatement de la cote de surface libre du lac. Celle-ci évolue proportionnellement à la courbe bleue de la cote du lac (Figure 11).

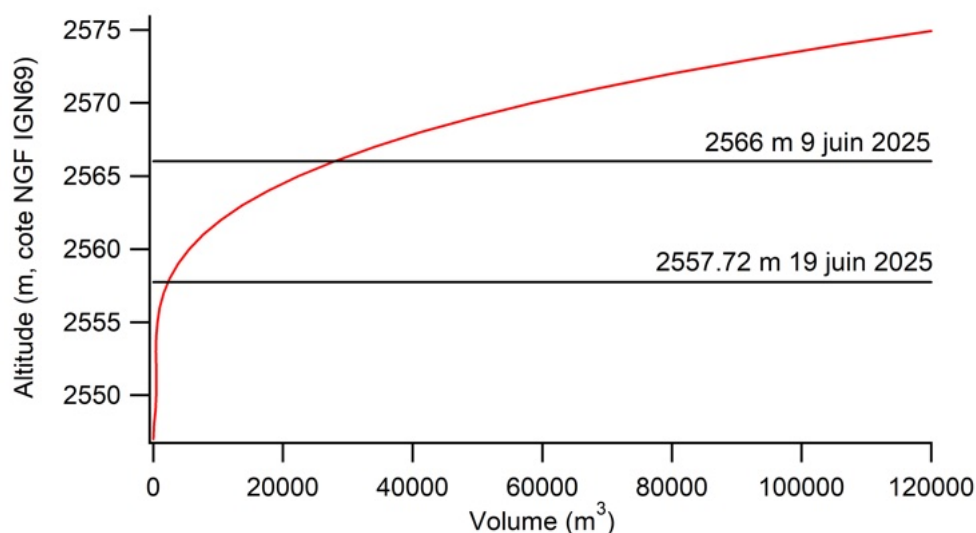


Figure 10 – Bathymétrie du lac issue du levé drone du 24 juin 2025. Les deux altitudes aux 9 et 19 juin indiquent la plage de débatement de la cote de surface libre du lac pendant la vidange fournie par le Diver D1 et son calage en altitude.

On distingue, autour de cette vidange à débit constant de $-113 \text{ m}^3/\text{h}$, de légères fluctuations qui correspondent à des phases de changement de vitesse de vidange, accélération de vidange, voire re-remplissage du lac (augmentation nette du volume). Afin d'identifier la possible influence de facteurs météorologiques sur ces ondulations, nous avons soustrait au volume du lac la tendance linéaire liée à la vidange ($-113 \text{ m}^3/\text{h}$) pour obtenir un volume stationnarisé. Les changements de ce volume stationnarisé peuvent donc être interprétés, au premier ordre, comme non liés à la vidange du lac, mais causés par des changements d'alimentation sous contrôle météorologique. La Figure 12 montre ce signal (volume stationnarisé ou "detrended") comparé au signal de température atmosphérique et au rayonnement global (données de la station météorologique SNO-GLACIOCLIM du glacier Blanc). Nous avons également reporté les précipitations mesurées à Saint-Christophe-en-Oisans (station de Météo-France). L'analyse de la Figure 12 permet de mettre en évidence que les cycles journaliers de température et

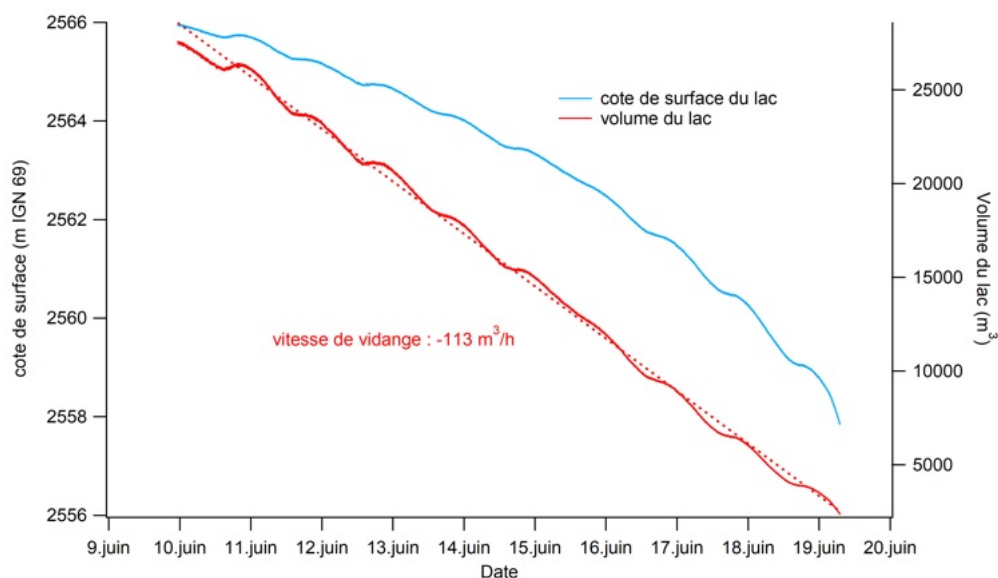


Figure 11 – Évolution de la cote et du volume du lac lors de la vidange entre le 10 et le 19 juin 2025.

de rayonnement modulent le volume du lac avec un décalage de plusieurs heures. Si l'on trace un corrélogramme entre la température de l'air et la vitesse de vidange du lac (Figure 13), on obtient un maximum de corrélation ($r^2=0.22$) pour un temps de déphasage de 11h15 (± 15 min). La même analyse avec le rayonnement global fournit une corrélation similaire ($r^2=0.27$) pour un déphasage de 12h30 (± 15 min). Les niveau et volume du lac ont ainsi tendance à remonter pour atteindre un maximum en milieu de nuit alors que les maxima de température et de rayonnement sont observés respectivement vers 11h45 et 13h00 (UTC). On remarque également que, lors de la journée du 15 juin, les variations nocturnes et diurnes de la température et du rayonnement global sont amoindries par une couverture nuageuse (comme l'indique la baisse du rayonnement global) et des précipitations. Les vitesses de vidange sont également impactées par ce changement des conditions météorologiques avant de reprendre, comme le signal de température, leurs cycles nocturnes et diurnes à partir du 16-17 juin.

Par ailleurs, l'analyse des débits sortants du glacier simulés par le modèle MORDORTS à l'exutoire du glacier de Bonne Pierre (données EDF-DTG fournies par le RTM) indique que les maximums de débits journaliers sont observés vers 16h00/17h00 UTC,

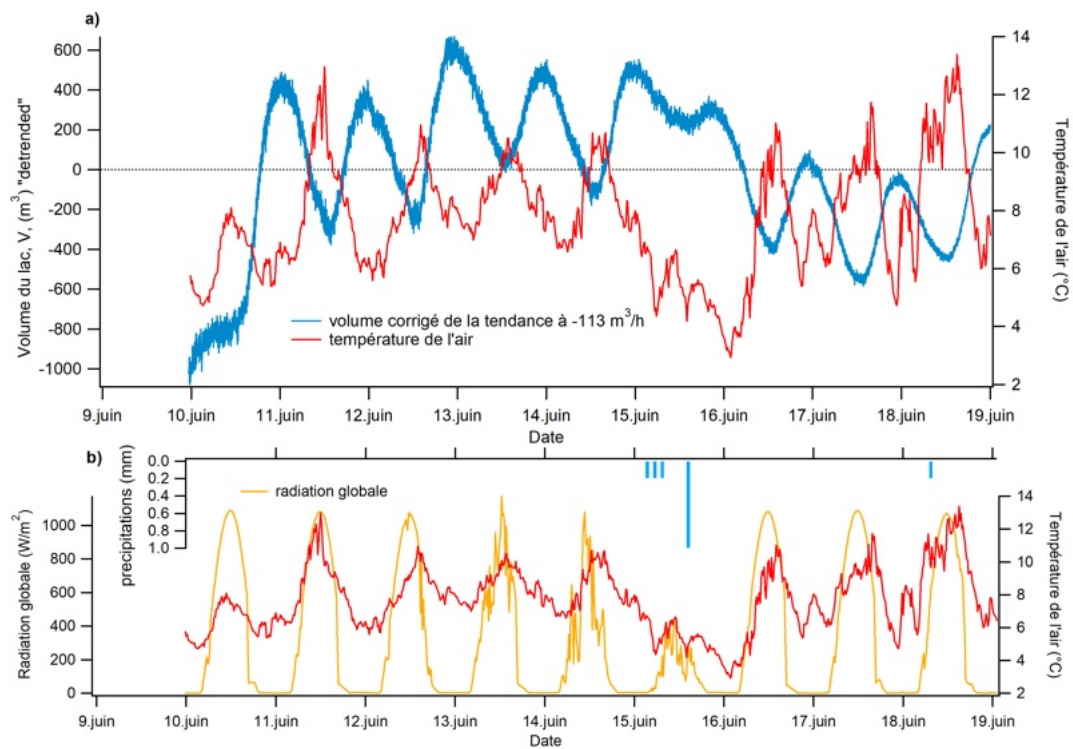


Figure 12 – (a) Évolution du volume du lac corrigé de la tendance ("detrended") et de la température de l'air (station du glacier Blanc). (b) Températures de l'air et rayonnement global (station du glacier Blanc), et précipitations journalières (station de Saint-Christophe-en-Oisans).

soit environ 4 heures après les maximums du forçage météorologique (observés vers 11h45/13h00 UTC). Ces pointes de débits se traduisent donc par des volumes maximaux du lac observés environ 6 heures plus tard (vers 23h00-24h00 UTC) comme le montra la Figure 14a). Les vitesses maximales de remplissage du lac (dérivée positive dV/dt du signal de volume stationnarisé du lac) sont en revanche bien plus en phase avec les débits maximaux simulés par MORDOR-TS, avec des maximums également entre 16h00/17h00 GMT comme le montre la Figure 14 b).

En conclusion, il y a donc une bonne cohérence entre le forçage météorologique à l'origine des modulations observées du volume du lac pendant la vidange mais également avec les débits émissaires simulés du glacier. La vitesse de remplissage maximale du lac est synchronisée au maximum de débit émissaire du glacier et intervient environ 4 heures après le maximum de fonte de surface pilotée par les drivers météo. Indépendamment de ces ondulations de volume du lac pilotées par la météo, le taux de vidange moyen du lac est relativement constant lors des 10 jours de vidange, donc plutôt insensible au forçage météorologique, ainsi qu'à la hauteur d'eau du lac, et donc, il nous semble, plutôt contrôlé par des processus internes au glacier.

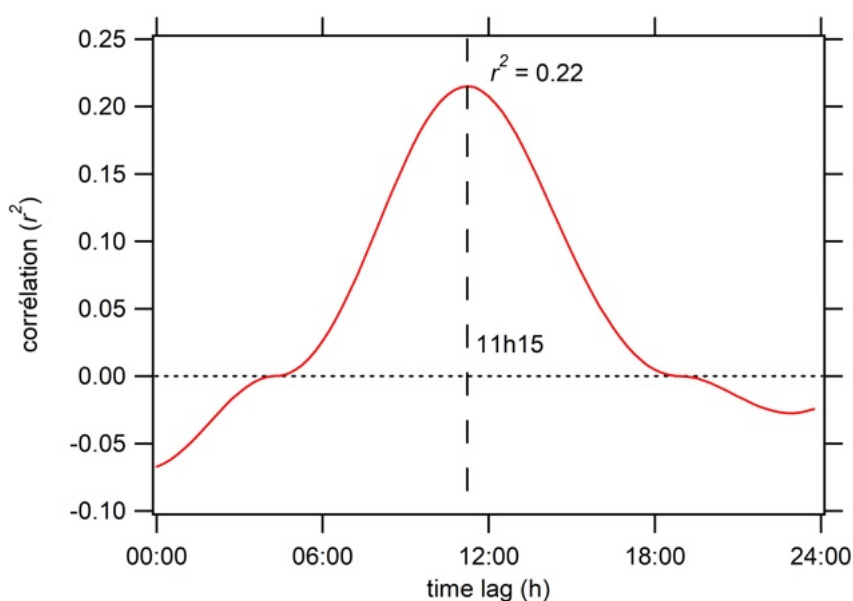


Figure 13 – Corrélogramme entre le volume du lac stationnarisé et la température de l'air mesurée à la station météorologique du glacier Blanc.

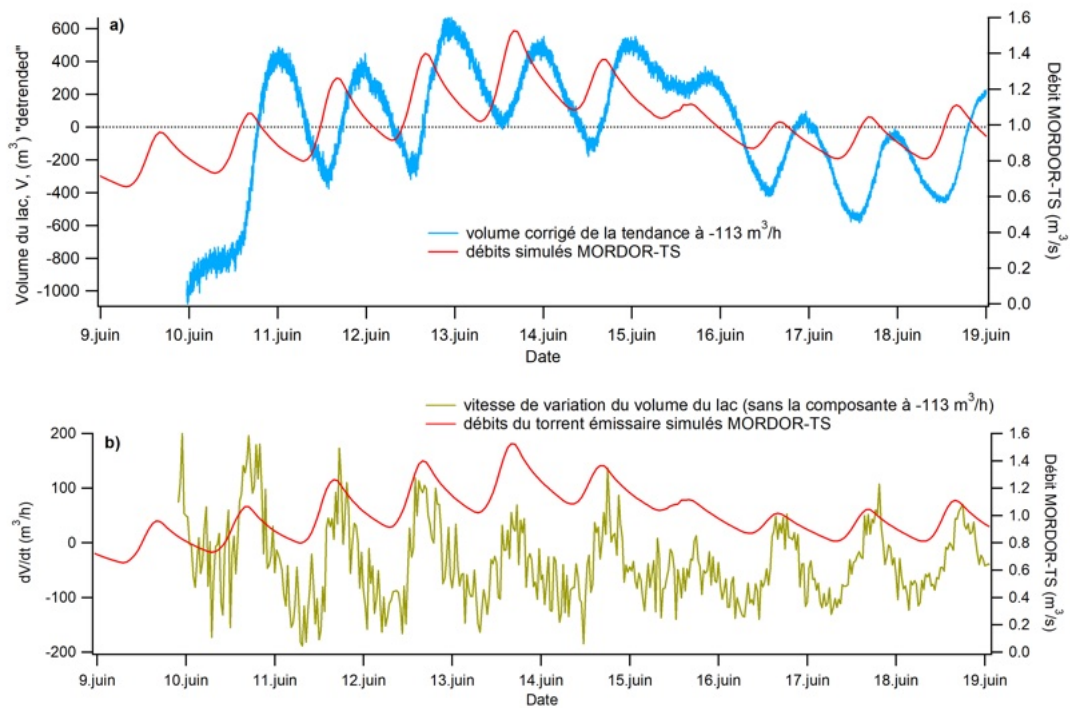


Figure 14 – a) Volume du lac stationnarisé et débits du torrent émissaire du glacier simulés par MORDOR-TS. b) Vitesse de variation du volume du lac centrée autour de la tendance à $-113 \text{ m}^3/\text{h}$ et débits du torrent émissaire du glacier simulés par MORDOR-TS.

2.4 Analyse quantitative du Diver D1 : remplissage, vidange et charge hydraulique

La Figure 11 indique que la vidange survenue entre le 10 et 19 juin s'effectue avec une vitesse dV/dt relativement constante (aux ondulations journalières près). Ce taux de vidange semble donc insensible à la variation de charge hydraulique liée au débattement de la lame d'eau du lac lors de la vidange. Cette charge hydraulique varie d'environ 1.3 bar sur la plage de variation de la colonne d'eau mesurée par le Diver D1. Pour conduire la même analyse sur l'enregistrement complet du Diver D1 couvrant à la fois la phase de remplissage et la phase de vidange, on a reconstruit le signal d'évolution du volume du lac à partir de la bathymétrie du lac et du signal du Diver D1 corrigé des discontinuités (Figure 9, courbe verte). Ce signal de volume, V , est tracé sur la Figure 15a. La charge hydraulique est également calculée à partir du signal, toujours corrigé des discontinuités, de la hauteur d'eau mesurée au-dessus du Diver D1, et est également représentée sur la même figure. La Figure 15b illustre l'effet de la charge hydraulique sur la vitesse de variation du volume du lac.

En première approche, si on néglige les apports d'eau en surface du lac, la vitesse de variation du volume du lac (dV/dt) est assimilable au débit de circulation dans le conduit de connexion sous-glaciaire à la base du lac (débit compté positivement en remplissage). La Figure 15b montre une symétrie par rapport à l'axe des abscisses : pour une charge hydraulique donnée, on observe les mêmes vitesses de remplissage et de vidange (respectivement $dV/dt > 0$ et $dV/dt < 0$). En conséquence, et toujours dans l'hypothèse où l'on néglige les apports d'eau en surface du lac, ceci montre que la colonne d'eau présente dans le lac n'a pas d'effet différentiel sur la valeur des débits dans le conduit de connexion selon leur signe (donc selon le sens de circulation dans le conduit connexion). Or, on devrait s'attendre à ce que l'effet de la colonne d'eau présente dans le lac ait un effet dissymétrique et s'oppose au remplissage par rapport aux phases de vidange, et donc de ce fait limite la distribution des $dV/dt > 0$ à des plus petites valeurs que celle observées lorsque $dV/dt < 0$.

La seule dépendance observée sur la Figure 15b des débits à la charge hydraulique est une augmentation (en valeur absolue comme discuté ci-dessus) à forte charge hydraulique. On observe en effet les plus forts débits (entrants et sortants) à forte

charge hydraulique (lac proche du volume maximal), qui correspondent à la période de fin de remplissage du lac et du début de vidange. Les débits à 2 ou 3 m³/s sont en effet observés pour les charges hydrauliques supérieures à 1.2 bar, typiquement entre le 4 juin et le 11 juin. Mais, encore une fois, et toujours dans l'hypothèse où l'on néglige les apports d'eau en surface du lac, cet effet n'est pas dépendant du sens de circulation de l'eau dans le conduit de connexion.

Ceci suggère que les processus qui contrôlent les taux de remplissage et de vidange du lac n'interviennent pas à l'échelle du lac lui-même. La colonne d'eau présente dans le lac n'a pas d'effet de frein en phase de remplissage (elle devrait s'opposer à la montée du niveau d'eau) ou d'accélération en phase de vidange (elle devrait favoriser la vidange par poussée hydrostatique). Ces processus de contrôle du débit par les pertes de charge hydraulique sont donc plutôt internes au réseau intra, sous-glaciaire et même probablement intra-sédimentaire puisque aucune évolution n'est observée au cours de la saison. Les ondulations journalières de volume du lac, qui semblent bien sous contrôle météorologique, n'interviennent également vraisemblablement que par l'intermédiaire du réseau intra-glaciaire, car elles sont elles-mêmes indépendantes des variations de charge hydraulique à l'échelle du lac. Ceci tend à suggérer que le lac ne serait qu'une résurgence ou une colonne d'eau d'équilibre du réseau hydraulique intra et sous-glaciaire (puits artésien). Il ne semble pas que le lac soit un réservoir qui s'alimente en surface par la fonte de surface du glacier (et du manteau nival) ou par des apports atmosphériques directs, et qui ensuite alimenterait le réseau intra et sous-glaciaire.

C'est donc vraisemblablement le réseau intra et sous-glaciaire qui alimente ce lac. Une conséquence de ce résultat est qu'une opération de vidange du lac pour la sécurisation du site serait donc potentiellement sans effet si les volumes d'eau internes du réseau sont prédominants et constamment renouvelés par la fonte de surface.

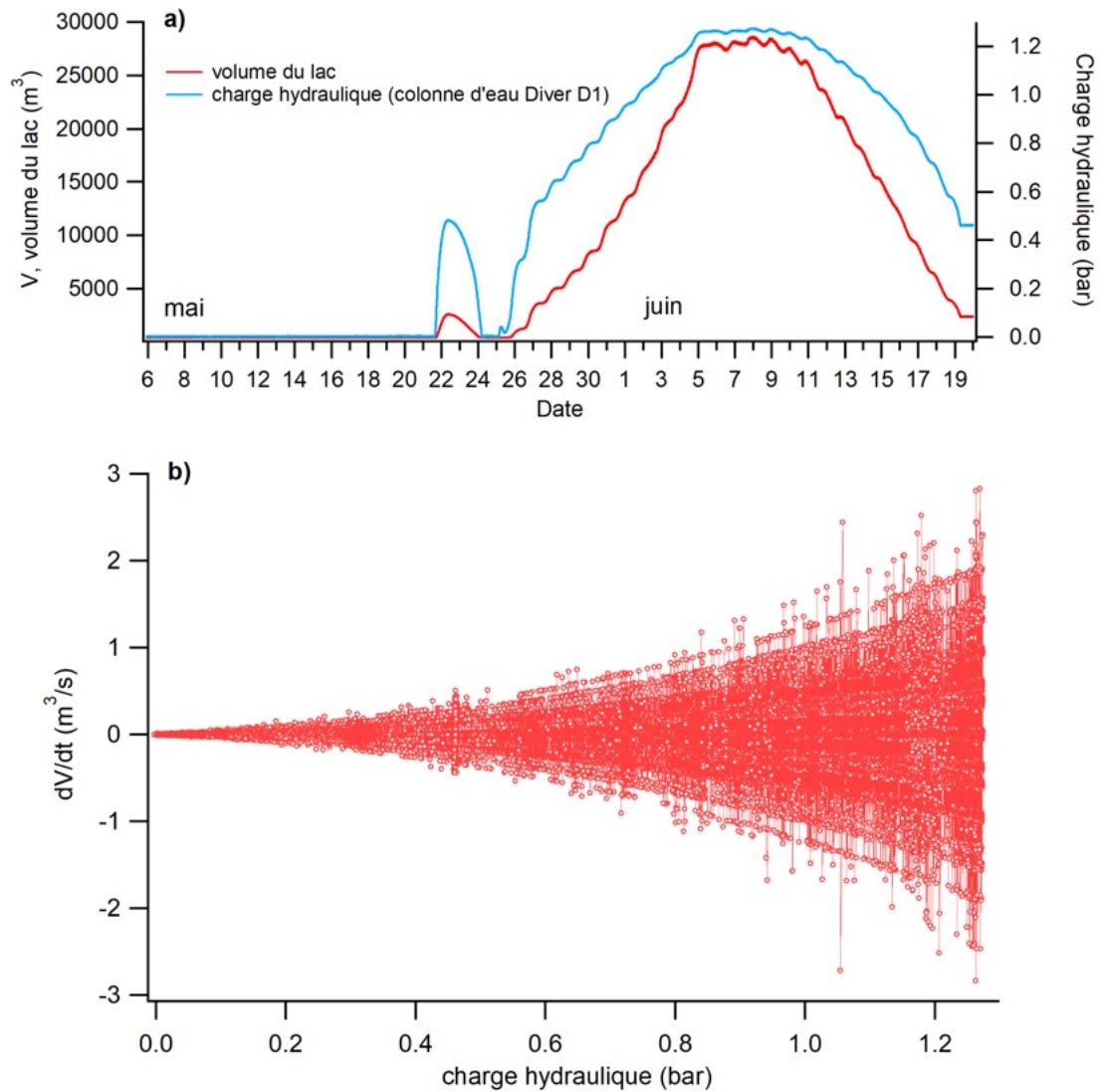


Figure 15 – a) Volume du lac et charge hydraulique correspondant au débattement de la surface libre du lac au-dessus du Diver D1. b) Vitesse de variation du volume du lac en fonction de la charge hydraulique due au débattement de la surface libre du lac.

3 Analyse des essais de traçage

Deux essais de traçage ont été réalisés : le 18 juin 2025 lors de la phase de vidange du lac et les 13-14 octobre 2025 lorsque le lac était totalement vide.

3.1 Traçage du 18 juin 2025

L'essai de traçage réalisé le 18 juin visait à mettre à profit la vidange du lac initiée vers le 9-10 juin. Ces conditions permettent en effet de s'assurer qu'il y a un débit conséquent en direction du réseau sous-glaciaire, capable d'emporter le traceur et de le faire circuler le plus rapidement possible, afin d'augmenter les chances de détection. Des vitesses de circulation élevées sont en effet associées à des temps de résidence courts du traceur dans le réseau et à des concentrations élevées qui favorisent la détection (relativement au problème du seuil de détection, du blanc de mesure et du bruit). Une difficulté dans ces conditions est de définir la bonne quantité de traceur à injecter car le débit de vidange était inconnu lors de l'essai du 18 juin ainsi que le volume d'eau du lac au moment de l'injection. Cependant, ce premier essai de traçage, contrairement au second (voir section suivante), est uniquement qualitatif : il ne cherche qu'à établir si une connexion hydraulique existe entre le lac en phase de vidange et les deux torrents situés au front du glacier. On distingue le torrent émissaire légèrement en rive droite par où c'est fait la vidange de 2024 et le torrent en rive gauche qui était actif avant 2024 et de nouveau cette année. Pour cet essai qualitatif, il n'est donc pas absolument nécessaire de connaître le débit du torrent émissaire du glacier au point de détection, ni d'étalonner le détecteur pour mesurer une concentration du traceur.

Pour l'essai du 18 juin, le volume du lac a pu tout de même être estimé a posteriori à partir de la bathymétrie, soit 4200 m³ à la mi-journée. Le débit de vidange moyen du lac sur la journée du 18 juin est également connu : 30 l/s d'après les mesures au Diver D1. Le traceur, 5 litres de Rhodamine WT à 30 g/l, a été injectée dans le lac à 9h40.

Sur une période de cinq heures après l'injection, le traceur n'est pas détecté de manière significative par les fluorimètres (TQ-F tracers²) dans les deux torrents émissaires.

2. <https://www.sommer.at/en/products/water/tracer-system-tq-f>

Quelques signaux sont détectés environ cinq heures après l'injection par les deux fluorimètres, mais nous suspectons plutôt des problèmes de contamination lors de la visite des appareils. Il est en revanche fort probable que les concentrations en Rhodamine soient inférieures aux seuils de détection. De par le volume du lac et la quantité de traceur injectée, la concentration moyenne en Rhodamine dans l'ensemble du lac est de l'ordre de 300-400 ppb (1 ppb= 10^{-9} g de traceur par g d'eau). Cette concentration n'est certainement pas homogène comme le montre la photographie en couverture de ce rapport (prise peu après l'injection). Cette concentration est relativement faible compte tenu du fait que le débit émissaire du glacier est de l'ordre du m^3/s . Il y a en effet un facteur de 1 à 20 environ entre le débit de vidange du lac et le débit émissaire du torrent où le traceur est recherché. De ce fait, la concentration attendue à l'émissaire n'est probablement que de l'ordre de 15 à 20 ppb. C'est une concentration trop faible pour être détectée compte tenu de l'étalement des pics de détection dû à la dispersion des temps de transfert du traceur.

3.2 Traçage des 13-14 octobre 2025

Comme indiqué pour le traçage précédent, la quantité de traceur à injecter se détermine en fonction du type de traceur (sensibilité du fluorimètre au traceur en question), du débit à la résurgence où s'effectue la détection par le fluorimètre (effet de dilution) et de la longueur du réseau supposé acheminer le traceur (effet sur les temps de résidence et l'étalement du pic de détection). Le traceur utilisé pour ce second traçage est la fluorescéine ($\text{C}_{20}\text{H}_{12}\text{O}_5$ ou 3H-xanthène-3-one) en combinaison avec le fluorimètre FL30 et le datalogger Gigalog de chez Albilis. Cette association permet d'injecter une faible masse de traceur car le fluorimètre offre une grande sensibilité de mesure à ce traceur (très forte sensibilité à quelques ppb de concentration massique). Le débit du torrent émissaire a été mesuré en continu par le bureau d'études ATEAU jusqu'à la semaine précédent notre traçage, dans une gamme de 50 à 100 l/s. La longueur du réseau est inconnue, de ce fait, on l'approxime par la distance au vol entre le point d'injection (conduit de vidange du lac à 2550 m) et le front du glacier (torrent émissaire), soit 700 m environ. Ceci conduit à injecter 30 à 40 g de Fluorescéine (Schudel *et al.*, 2002). Sur cette base, la capacité de détection est normalement assurée,

ce qui permet de conclure positivement sur la connectivité hydraulique en cas de détection. Nous avons également remesuré précisément le débit du torrent émissaire du glacier pour pouvoir quantifier le temps de résidence du traceur (en cas de détection) et déterminer si le réseau hydrologique assure un transfert direct ou ramifié. Une première série de mesures consiste à calibrer le fluorimètre in situ pour obtenir la réponse en mV à la concentration en Fluoresceïne dans l'eau à l'aide de 4 solutions (un blanc et 3 solutions à 50, 100 et 200 ppb). La Figure 16 donne le résultat de cette calibration du fluorimètre. Ensuite les mesures de débit nécessaires à l'interprétation quantitative du traçage ont été réalisées.

Deux mesures de débit du torrent émissaire ont été réalisées à 12h24 et 12h37 le 13 octobre 2025, avant l'injection du traceur à 15h15 au niveau du conduit de vidange du lac. Ces deux mesures, réalisées chacune en une quinzaine de minutes, sont très cohérentes entre elles puisqu'elles donnent 50.9 et 51.2 l/s à quelques minutes d'intervalle (Figure 17).

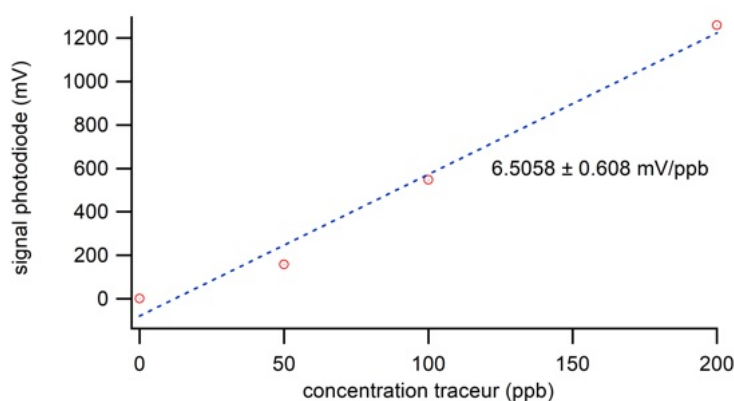


Figure 16 – Courbe de calibration du fluorimètre pour l'essai de traçage des 13-14 octobre 2025.

Pour le traçage, le fluorimètre a été laissé installé au torrent émissaire avec une fréquence d'échantillonnage abaissée à 30 s pour pouvoir allonger la séquence de mesures à une quinzaine d'heures. L'injection a été réalisée le 13 octobre à 15h15 avec 37.28 g de traceur qui ont été dilués dans 25 litres d'eau. Ce mélange a été injecté directement dans le conduit de vidange du lac.

La courbe de détection du traceur est reportée sur la Figure [18](#). Le traceur est détecté dans le torrent émissaire principal avec le maximum d'acuité vers 00h40 le 14 octobre 2025, soit environ 9h30 après l'injection. Il faut noter que la détection se fait à la limite du seuil de détection (égal au blanc de mesure de 7.6 ppb +2 fois le bruit du blanc de mesure de 0.01 ppb) qui est estimée dans les conditions de mesure à 7.62 ppb. Le maximum du signal de 7.78 ppb ne dépasse le blanc que de 0.18ppb et le seuil de détection de 0.16 ppb. Néanmoins, si on considère cette détection comme positive, il y a bien une connectivité entre le lac et le torrent émissaire.

Le temps de transfert est très lent avec une vitesse de parcours du traceur de 1.24 m/min. L'intégration du signal de concentration donne une masse de traceur récupérée de seulement 0.13 g sur les 37.28 g de masse injectée, soit un taux de restitution de 0.35%. Ce taux est extrêmement faible. Ce faible taux de restitution et ce transfert très lent s'expliquent par le trop faible débit de circulation d'eau dans le réseau au moment du traçage. De ce fait, il n'est malheureusement pas possible d'extraire d'autres informations quantitatives de cet essai comme la distribution des temps de résidence du traceur (signal trop proche du bruit de fond et trop faible taux de restitution). On ne peut pas conclure, par exemple, que le faible taux de restitution s'explique par le cheminement du traceur vers d'autres exutoires du glacier. Faute d'un écoulement suffisant, le traceur est plus certainement resté dans le réseau de circulation sous-glaciaire, dans des pièges et réservoirs qui ne libèrent le traceur qu'à très faible concentration (sous le seuil de détection) et sur des temps très longs en raison de la faible circulation d'eau dans le réseau.

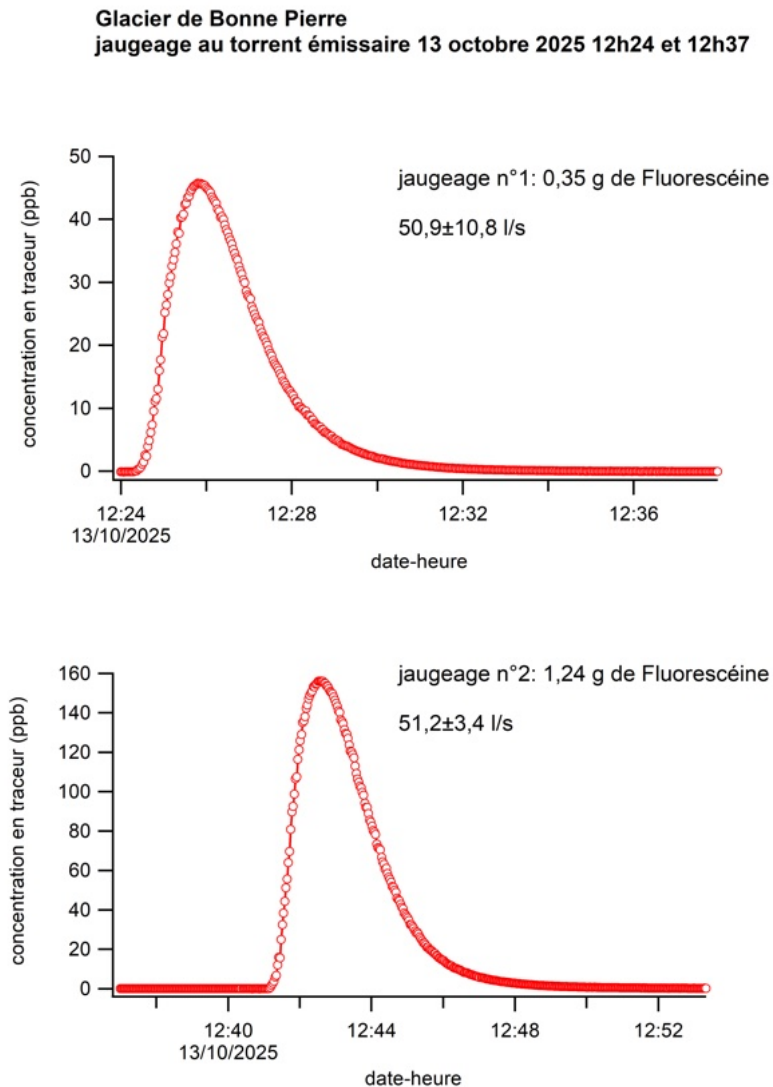


Figure 17 – Courbe de concentration en Fluorescéine lors des deux jaugeages du torrent émissaire du glacier de Bonne Pierre le 13 octobre 2025. Connaissant la masse de traceur injecté (ici, 0.35 et 1.24 g), l'intégration du signal de concentration dans le temps permet de remonter au débit.

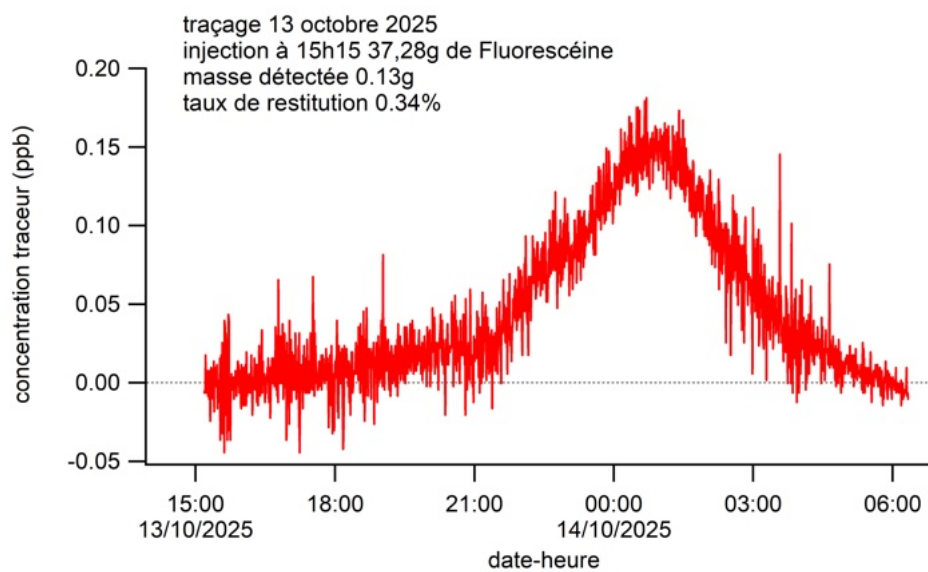


Figure 18 – Courbe de détection du traçage à la Fluorescéine des 13-14 octobre 2025. La concentration tracée ici, corrigée du blanc de mesure (égal à 7.6 ppb), ne dépasse le seuil de détection (7.62 ppb) que de 0.16 ppb.

4 Rétention d'eau à la base du glacier de Bonne Pierre derrière des barrières hydrauliques

La rétro-analyse de la crue des Étançons de juin 2024 confirme la contribution à l'événement du glacier de Bonne Pierre et montre qu'il est probable que le glacier ait relâché un volume d'eau supérieur à celui du seul lac supra-glaciaire (100 000 m³). Le mécanisme qui peut expliquer la rétention d'eau au sein du glacier de Bonne Pierre est la présence de barrières hydrauliques formées par les nombreuses dépressions à la surface du glacier. Ce mécanisme de barrière hydraulique est très peu documenté et peu d'études se sont intéressées à un glacier spécifiquement.

L'objectif de cette partie est de quantifier les volumes d'eau maximaux qui pourraient être stockés derrière des barrières hydrauliques sous le glacier de Bonne Pierre.

Les hypothèses du modèle de barrières hydrauliques sont présentées puis le modèle est appliqué, à titre d'illustration, sur un profil longitudinal au niveau du lac. L'ensemble du glacier de Bonne Pierre est ensuite modélisé. Une étude de sensibilité aux différents paramètres d'entrée du modèle est conduite et les volumes maximaux stockés sous le glacier sont estimés. On discute enfin de la probabilité que l'entièreté de ce volume maximal ait été effectivement présent à la base du glacier juste avant l'événement de juin 2024 et on propose une série d'observations pour améliorer la connaissance de ce mode de rétention d'eau au sein des glaciers.

4.1 Calcul de la rétention d'eau derrière une barrière hydraulique

La circulation de l'eau à la base d'un glacier est déterminée à partir du potentiel hydraulique exprimé en altitude de la colonne d'eau :

$$\psi = z_b + \frac{p_w}{\rho_w g}, \quad (1)$$

où $p_w = p_w(x, y)$ est la pression d'eau à la base du glacier, $\rho_w = 1000 \text{ kg/m}^3$ la masse volumique de l'eau, $g = 9.81 \text{ m/s}^2$ l'accélération de la gravité et $z_b = z_b(x, y)$

l'altitude du socle rocheux. Ainsi exprimé, ce potentiel hydraulique peut être vu comme une surface imaginaire sur laquelle l'eau s'écoule selon la direction de la plus grande pente (l'eau, qui cherche à diminuer son potentiel, a tendance à s'écouler perpendiculairement aux équipotentielles et dans le sens des potentiels décroissants). Ce potentiel hydraulique permet donc de déterminer les trajectoires de l'eau sous-glaciaire, et donc les bassins versants sous-glaciaires. Cela permet aussi d'étudier s'il y a des zones à la base du glacier où l'eau pourrait s'accumuler. Ces zones correspondent à des minimums locaux du potentiel hydraulique ψ et constituent de potentiels *barrières hydrauliques* sous-glaciaires.

A priori, la pression d'eau à la base du glacier n'est pas connue et doit donc être estimée. De façon assez classique en glaciologie, on supposera ici que la pression d'eau en tout point à la base du glacier est proportionnelle à la pression cryostatique de la colonne de glace (Shreve, 1972). Cette hypothèse, d'un glacier proche de la flottaison en tout point, est manifestement fautive, mais permet d'obtenir une première estimation de la circulation de l'eau à la base du glacier. Avec cette hypothèse, on peut estimer la pression d'eau comme :

$$p_w = f \rho_i g (z_s - z_b) = f \rho_i g H, \quad (2)$$

où f est le coefficient de flottaison, $\rho_i = 900 \text{ kg/m}^3$ la masse volumique de la glace, $z_s = z_s(x, y)$ l'altitude de la surface du glacier et $H = H(x, y)$ l'épaisseur du glacier. Lorsque le coefficient de flottaison $f = 1$, la pression d'eau équilibre exactement la pression de la glace et la glace est à la flottaison. On peut imaginer des situations où $f < 1$ lorsque la pression d'eau est plus faible que celle exercée par la glace. Il est aussi possible, ponctuellement, que $f > 1$, c'est-à-dire que la pression d'eau soit plus élevée que le poids de la colonne de glace à cet endroit. La situation $f \geq 1$ sur une surface suffisamment grande peut conduire au décollement de la glace du socle rocheux et à la création progressive d'une poche ou d'une circulation d'eau.

En adoptant une distribution des pressions d'eau donnée par l'équation (2), le potentiel hydraulique se met sous la forme :

$$\psi = z_b + f \frac{\rho_i}{\rho_w} (z_s - z_b). \quad (3)$$

Lorsqu'on se place exactement à la flottaison ($f = 1$), le potentiel se réduit à

$$\psi = \frac{\rho_i}{\rho_w} z_s + \left(1 - \frac{\rho_i}{\rho_w}\right) z_b \approx 0.9z_s + 0.1z_b. \quad (4)$$

L'équation 4 montre que, dans ce cas ($f = 1$), les écoulements sous-glaciaires sont gouvernés pour 90% par la topographie de la surface du glacier et pour seulement 10% par celle du socle rocheux, même si ces écoulements ont lieu directement à l'interface entre la glace et le rocher. Lorsque le glacier change de géométrie, les pentes de surface du glacier évoluent et la direction des écoulements sous-glaciaires peut être modifiée. Pour un bassin complètement déglacé ($H = 0$ soit $z_s = z_b$), l'écoulement de l'eau est entièrement contrôlé par la topographie du socle rocheux (z_b).

Les **barrières hydrauliques** correspondent à des puits de potentiel hydraulique, c'est-à-dire des dépressions topographiques de ψ .

4.2 Illustration sur un profil vertical

Afin d'illustrer les équations présentées ci-dessus, le modèle est appliqué le long d'un profil qui passe par le lac supra-glaciaire. La Figure 20 illustre le fonctionnement d'une barrière hydraulique sur le profil vertical qui passe par le milieu du lac de Bonne Pierre (ligne rouge sur la Figure 19). Sur la Figure 20a, la topographie de surface z_s est représentée par la courbe verte (MNT de juin 2024) et la topographie du socle rocheux z_b par la courbe marron (voir la partie 4.3.1 pour ces données). Le potentiel hydraulique ψ est représenté par la courbe noire de la Figure 20b. On observe que, malgré une pente descendante du socle rocheux, la dépression de la surface du glacier induit une dépression très marquée du potentiel hydraulique. Dans cette dépression, une cavité sous-glaciaire peut se former à condition que l'eau ait le temps de prendre la place de la glace. Le volume maximal de cette cavité est donné par le volume du lac qui pourrait s'accumuler dans la dépression du potentiel hydraulique ψ , entre la courbe horizontale cyan et la courbe noire de la Figure 20b. Ce volume est aussi reporté sur la Figure 20a où l'on comprend que, pour exister, cette cavité doit avoir pris la place de la glace qui repose initialement sur le socle rocheux. Ce phénomène étant lent, on suppose que

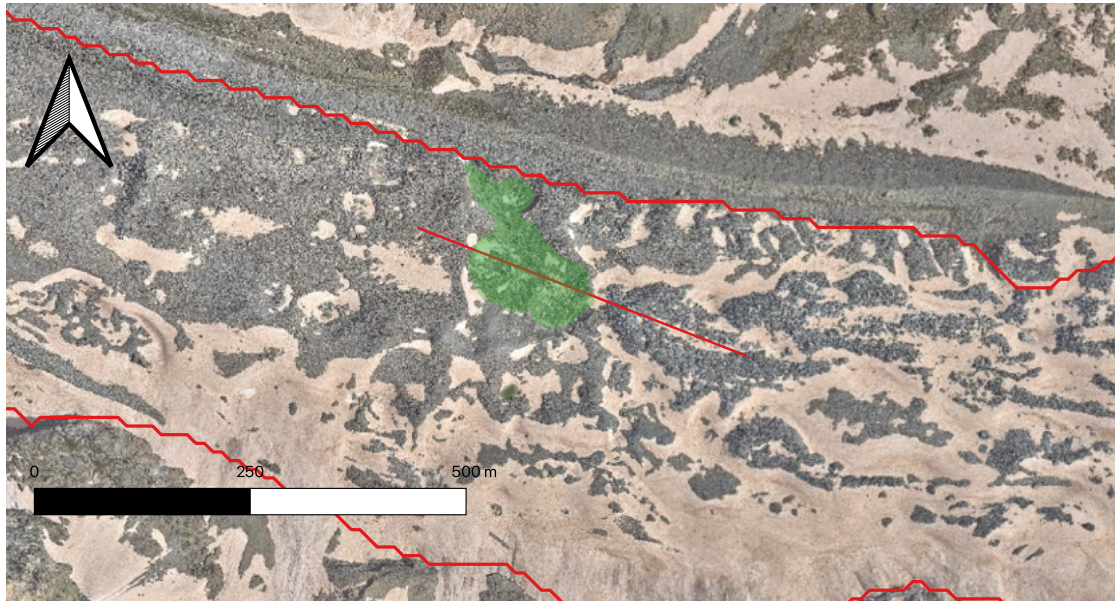


Figure 19 – Localisation du profil vertical utilisé pour illustrer le fonctionnement d'une barrière hydraulique. En vert, la localisation du lac supra-glaciaire. Orthophoto de juin 2024.

cela ne modifie pas nécessairement la topographie de la surface du glacier, qui est en grande partie contrôlée par le bilan de masse de surface, à savoir la distribution des accumulations de neige en automne/hiver et la fonte au printemps/été.

Lorsqu'une surcharge est appliquée à la surface du glacier, celle-ci va modifier la pression exercée par la colonne de glace et donc la pression d'eau pour un même coefficient de flottaison f . Sur le glacier de Bonne Pierre, cette surcharge peut avoir deux origines bien distinctes.

La couverture due aux éboulements rocheux exerce une première surcharge à la surface du glacier. La couche d'éboulement rocheux en un point représente une masse approximativement trois fois plus importantes qu'une couche de glace de même épaisseur. Lors des mesures de topographie de surface, les zones couvertes ne sont pas distinguées des zones en glace et la distribution spatiale de l'épaisseur de cette couche rocheuse n'est pas connue. Il en résulte une incertitude spatiale sur la densité moyenne d'une colonne de glace et rochers, selon l'épaisseur de la couche de rochers en surface. Cette incertitude sur la densité moyenne peut être ramenée à une incertitude sur la topographie

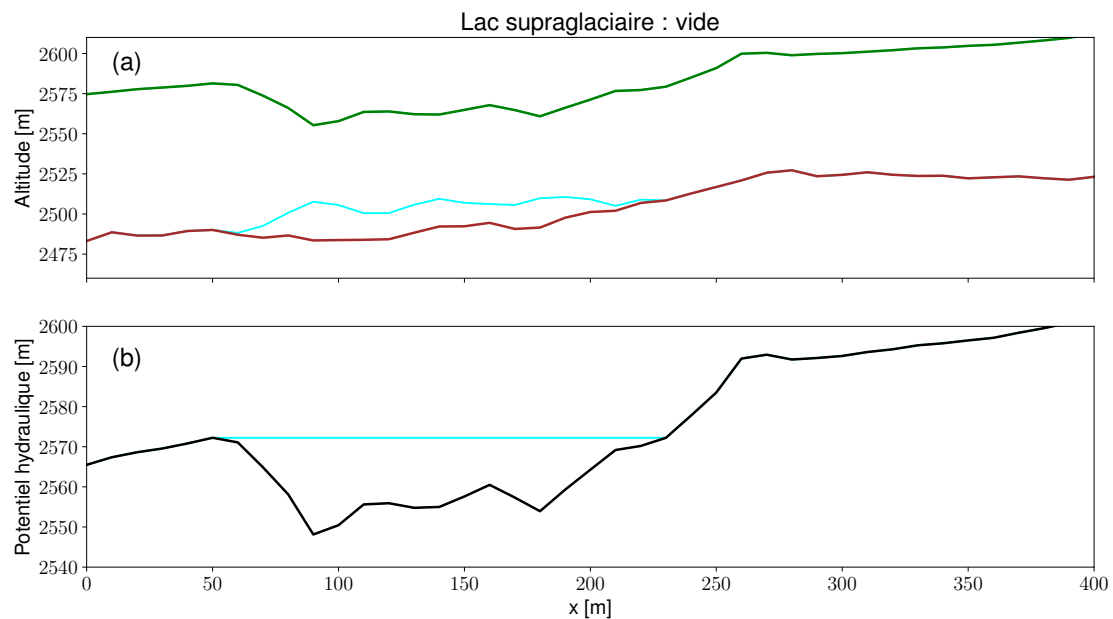


Figure 20 – Évolution le long d'un profil longitudinal qui passe par le milieu du lac de Bonne Pierre de **(a)** la topographie de surface z_s (courbe verte) et du socle rocheux z_b (courbe marron) et **(b)** le potentiel hydraulique ψ pour $f = 1$. En cyan, est représentée la cavité sous-glaciaire qui pourrait se former derrière cette barrière hydraulique **(a)** et le volume du lac où pourrait se stocker cette eau dans la dépression du potentiel hydraulique **(b)**. Sur cette figure, on suppose que le lac supra-glaciaire qui pourrait se former dans la dépression de la surface du glacier est vide.

de surface pour une densité uniforme égale à celle de la glace (voir la partie 4.3.3 pour la sensibilité des résultats à cette incertitude).

La deuxième surcharge provient de l'eau qui peut s'accumuler dans les dépressions de surface du glacier. Là où il y a de l'eau, le potentiel hydraulique (3) est modifié en ajoutant la hauteur de la colonne d'eau du lac à la pression déjà exercée par la glace :

$$\psi = z_b + f \frac{\rho_i}{\rho_w} (z_s - z_b) + f (z_{\text{lac}} - z_s), \quad (5)$$

où z_{lac} est le niveau du lac. La conséquence de cette surcharge est de complètement *gommer* la barrière hydraulique lorsque le lac de surface est plein. Ceci est illustré sur la Figure 21. Comme le montre cette figure, si le lac de surface est plein de façon permanente, il n'y a plus de barrière hydraulique et aucun volume d'eau ne peut se stocker à la base du glacier. Comme nous le discutons dans la partie 4.5, cette conclusion n'est plus valable si le lac de surface est relié à la poche d'eau sous-glaciaire.

Lorsque le lac de surface est partiellement rempli, le volume maximal de la barrière hydraulique est diminué en comparaison d'un lac de surface vide, comme illustré sur la Figure 22. On peut montrer que le volume total d'eau stockable, en additionnant le stockage de surface sous forme de lac et celui à l'interface glace-socle derrière la barrière hydraulique, est constant. Le volume du lac de surface, lorsque celui-ci est plein, est donc égal au volume maximal d'eau qui pourrait se stocker derrière la barrière hydraulique lorsqu'il n'y a pas de lac en surface.

Néanmoins, la différence fondamentale entre ces deux volumes est que le stockage supra-glaciaire est immédiatement disponible (la dépression de surface existe et peut se remplir jusqu'à surverser si suffisamment d'eau y arrive), tandis que le volume de stockage sous-glaciaire derrière la barrière hydraulique n'existe pas tant que l'eau n'a pas poussé la glace pour créer une cavité. Les volumes donnés pour le stockage sous-glaciaire sont donc toujours des volumes maximaux potentiellement atteints après un temps suffisamment long pour que la cavité sous-glaciaire ait eu le temps de se former. Par exemple, la cavité découverte en 2010 sous le glacier de Tête Rousse a mis plus de 30 ans pour atteindre un volume de 65 000 m³ (Gilbert *et al.*, 2012). Même si cette cavité s'est formée derrière une barrière thermique, les processus de grossissement de la cavité par fluage de la glace restent identiques à ceux mis en jeu pour faire grossir une

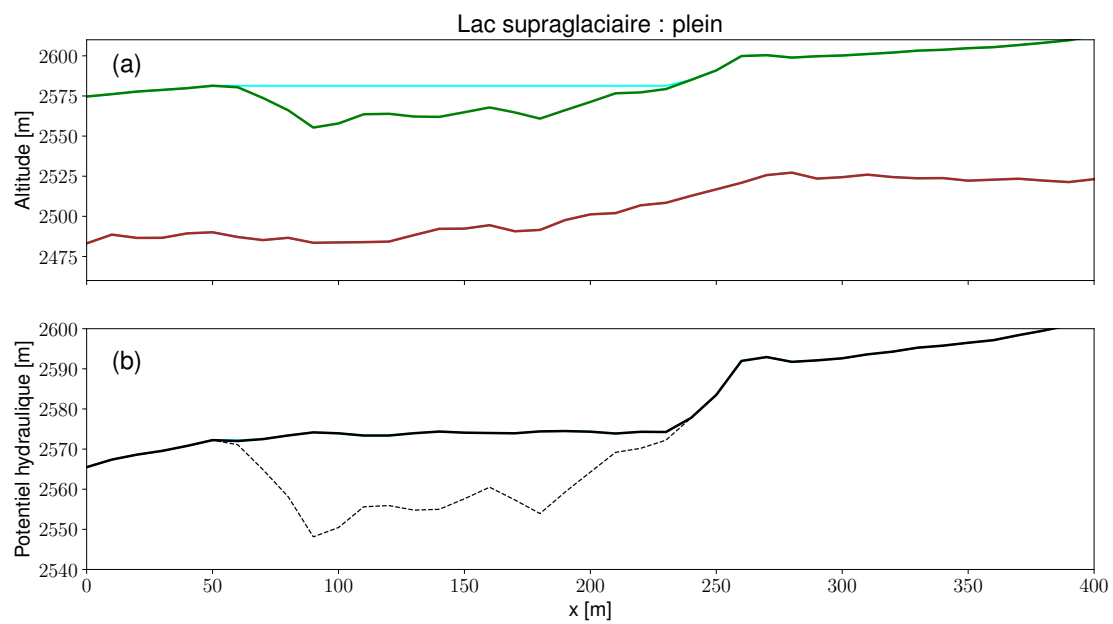


Figure 21 – Identique à la Figure 20 mais pour un lac plein. En pointillé noir, est indiquée la valeur du potentiel hydraulique lorsque le lac supra-glaciaire est vide (courbe noire pleine de la Figure 20b).

cavité derrière une barrière hydraulique. La formation d'une cavité de volume significatif derrière une barrière hydraulique nécessite donc un temps long de plusieurs années à plusieurs décennies.

Enfin, dans ce qui précède, on a supposé que le lac supra-glaciaire était permanent et à niveau constant. Pour le glacier de Bonne Pierre, le lac principal est saisonnier, puisqu'il se remplit au printemps à la fonte de la neige pour se vider ensuite quand le manteau neigeux devient moins important. On peut donc considérer qu'il n'est plein que quelques semaines par an et que la barrière hydraulique maximale est donc présente sur une très grande partie de l'année, laissant le temps à une potentielle cavité sous-glaciaire de se former. Nous discuterons plus loin de cette intermittence de la présence du lac supra-glaciaire et de son implication sur le stockage d'eau sous-glaciaire.

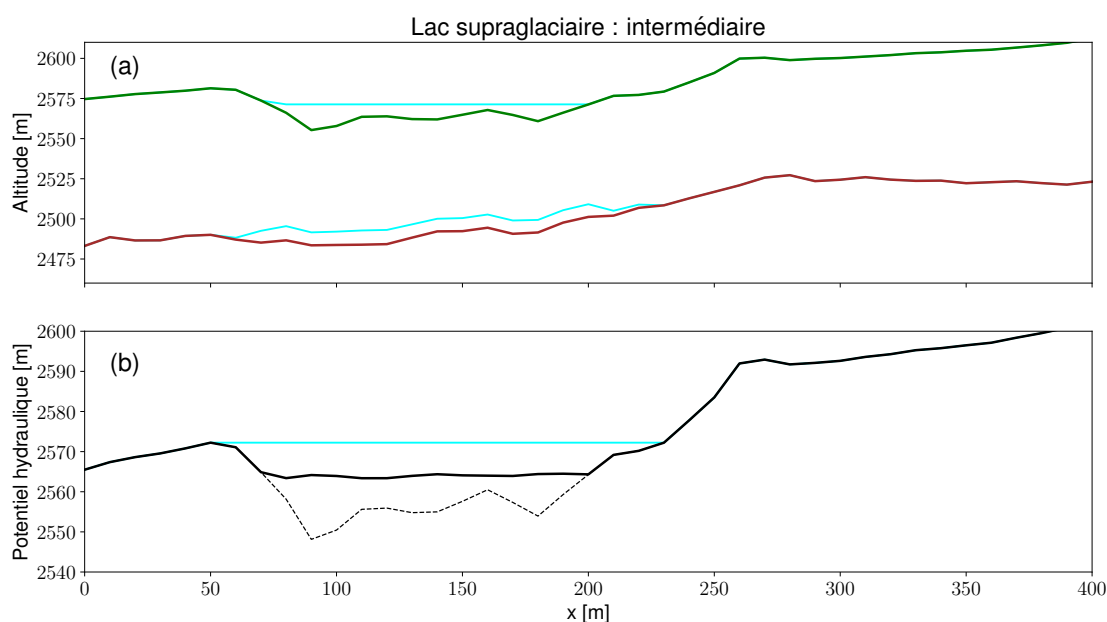


Figure 22 – Identique à la Figure 20 mais pour un lac à moitié plein.

4.3 Application au glacier de Bonne Pierre

Dans cette partie, les équations présentées dans la partie précédente sont utilisées pour déterminer le volume d'eau maximal qui pourrait être stocké à la base du glacier de

Bonne Pierre derrière des barrières hydrauliques. Comme le montre l'équation (3), les seules variables nécessaires pour déterminer le potentiel hydraulique, puis la localisation des barrières hydrauliques, sont la topographie de la surface du glacier (z_s), la topographie du socle rocheux (z_b) et le coefficient de flottaison (f). Les simulations présentées dans cette partie ont été réalisées par Christophe Ogier de l'ETHZ à partir du modèle numérique *WhereTheWaterFlowsSubglacially.jl*³. Les résultats issus de ces simulations ont fait l'objet d'une publication (Ogier et al., 2026) soumise au journal *Natural Hazards and Earth Sciences* (NHSS). Cette partie résume les principaux résultats de ce travail.

4.3.1 Jeux de données

La topographie de la surface du glacier est connue pour les dates du 28 juin 2024 (une semaine après l'événement) et du 28 octobre 2024 (voir la Figure 23a), dates pour lesquelles nous possédons un modèle numérique de terrain (MNT) réalisé par LiDAR aéroporté. Ces MNT ont une résolution horizontale de 1.0 m et une erreur d'altitude maximale par pixel de 0.2 m (juin) et 0.1 m (octobre), avec une erreur moyenne de quelques millimètres dans les deux cas. Le MNT acquis en juin 2024 ne couvre pas la partie supérieure du glacier. Cette partie est plus escarpée et présente moins de dépressions de surface et il est donc moins probable qu'elle soit sujette à la formation de barrières hydrauliques. L'étude des barrières hydrauliques sera donc restreinte à la zone couverte par le MNT de juin 2024. Pour le calcul des barrières hydrauliques, ce MNT est lissé avec une moyenne glissante sur une zone égale à 10% de l'épaisseur. Ce lissage est nécessaire pour éviter de créer de très nombreuses barrières hydrauliques à chaque crevasse, rocher ou moulin. En terme de contraintes, ces irrégularités de relief à toute petite échelle ne sont pas visibles à la base du glacier.

La topographie du socle rocheux est déterminée à partir des mesures radar héliportées réalisées par l'ETHZ le 6 novembre 2024. La mesure radar détermine les épaisseurs du glacier le long des lignes de vol de l'hélicoptère (voir les les Figures 23b et 24). Lorsque la glace contient trop de débris et/ou trop d'eau (glace tempérée), la mesure radar ne permet pas d'atteindre le socle. Sur l'ensemble des lignes radar effectuées par l'ETHZ,

3. <https://github.com/mauro3/WhereTheWaterFlowsSubglacially.jl>

la profondeur n'a pu être déterminée que sur certaines portions (voir les Figures 23c et 24). Comme le montrent ces figures, le socle rocheux n'est pas visible sur une grande partie du glacier, notamment au voisinage du lac. Dans ces zones, l'incertitude sur les épaisseurs de glace augmente avec la distance aux données (Figure 23d).

Nous discutons, dans la partie 5, de la manière dont les nouvelles mesures radar réalisées le 26 février 2026 viennent compléter ces données.

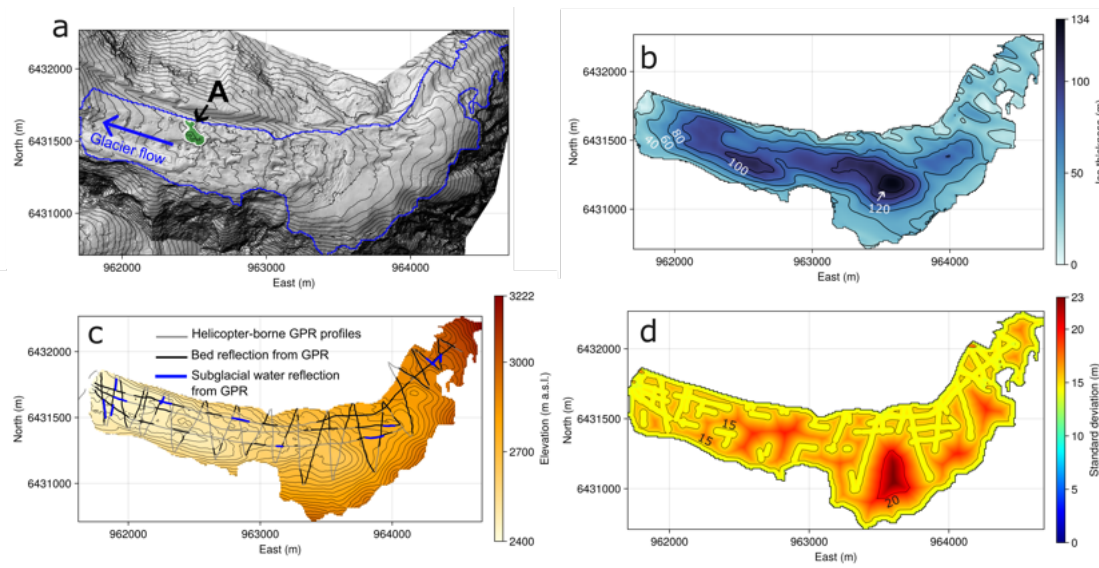


Figure 23 – Topographie de la surface (a), épaisseur de glace (b), altitude du socle rocheux (c) et incertitudes sur l'altitude du socle rocheux (d, \pm un écart type) pour le glacier de Bonne Pierre en octobre 2024. Les lignes noires et bleues du panel (c) indiquent les zones où l'altitude du socle rocheux a été déterminée par les mesures radar ; les lignes bleues les zones où les réflexions radar suggèrent la présence d'eau sous-glaciaire. La lettre A indique l'emplacement du lac supra-glaciaire de Bonne Pierre (zone du lac en vert). Les intervalles entre les courbes de niveau sont de 20 m sur (a), (b) et (c), et de 10 m sur (d). Le contour du glacier est celui de 2022. (figure tirée de Ogier et al., 2026).

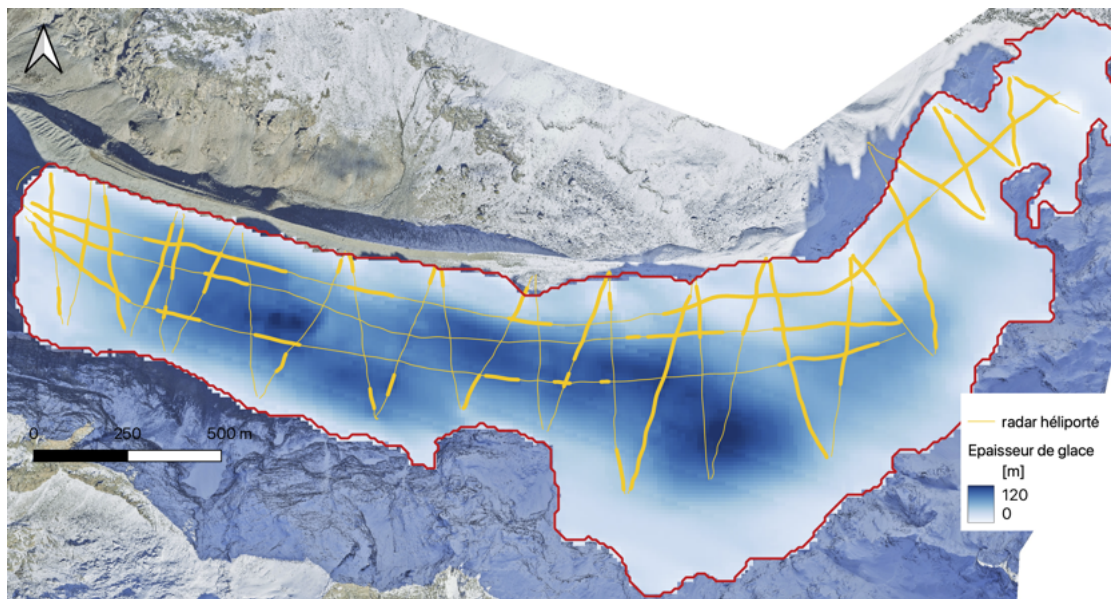


Figure 24 – Carte des épaisseurs de glace du glacier de Bonne Pierre déterminées par mesures radar hélicoptéré réalisées par l'ETHZ le 6 novembre 2024. En traits fins, l'ensemble des lignes de vol et, en traits forts, les zones où le socle rocheux est visible par le radar.

4.3.2 Simulation déterministe

Une première simulation déterministe est réalisée en supposant qu'il n'y a pas d'incertitudes sur les données de topographie (z_s et z_b) et que le glacier est à la flottaison ($f = 1$). Les résultats de cette première simulation sont présentés sur la Figure 25. Avec la topographie du glacier du 28 juin 2024, le volume maximal de l'eau qui pourrait être stocké derrière des barrières hydrauliques sous le glacier de Bonne Pierre est de $160\,000\text{ m}^3$. On note que l'ensemble de ces volumes sont localisés sur la langue du glacier. Seulement quatre de ces potentielles poches d'eau ont un volume supérieur à 1000 m^3 (contour rouge sur la Figure 25), tandis que les 120 autres ont un volume inférieur. Les trois plus grosses sont localisées exactement sous des dépressions marquées de la surface du glacier. La plus grosse est localisée sous le lac supra-glaciaire (marqué par un A sur la Figure 25), et représente à elle seule un volume d'eau potentiel de $148\,000\text{ m}^3$ pour une hauteur maximale de 25 m.

4.3.3 Étude de sensibilité

Dans cette partie, on ajoute des incertitudes sur les données d'entrée du modèle afin de tester la sensibilité des résultats à ces incertitudes. Pour cela, on réalise 1000 simulations pour lesquelles les données d'entrée du modèle z_s , z_b et f sont perturbées de façon aléatoire selon une loi normale centrée réduite proportionnelle à l'écart-type local. L'objectif de ces simulations stochastiques est d'évaluer dans quelle mesure les variations de l'altitude de la surface, de l'altitude du socle rocheux et du coefficient de flottaison influencent la présence de barrières hydrauliques et le volume des poches d'eau qui y sont associées.

La Figure 26 présente la hauteur moyenne des poches d'eau sous-glaciaires et des bassins versants amonts calculée à partir des 1000 réalisations. On remarque une multitude de chemins empruntés par l'eau par rapport à la simulation déterministe, ce qui illustre la sensibilité des résultats aux incertitudes sur les données d'entrée du modèle.

Le volume total moyenné sur l'ensemble des 1000 réalisations est 45% supérieur ($232\,000\text{ m}^3$) par rapport à l'estimation de la simulation déterministe. On observe

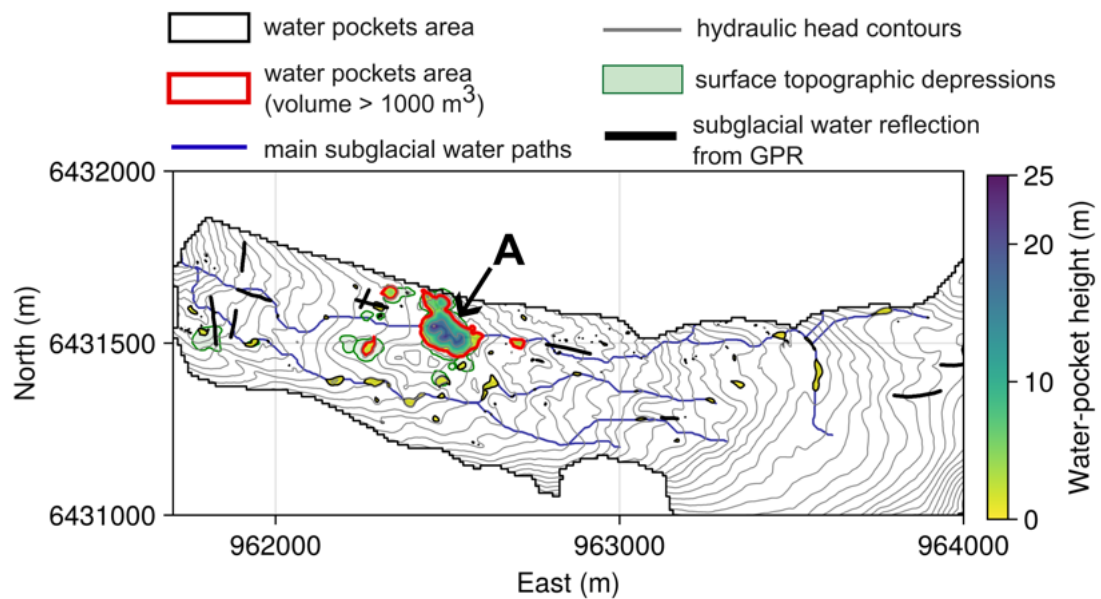


Figure 25 – Distribution des hauteurs des poches d'eau sous-glaciaires et des principaux chemins d'écoulement sous-glaciaires (seule la langue du glacier est représentée ici). Le potentiel hydraulique est représenté par les courbes de niveau grises espacées de 10 m. Les poches d'eau potentielles supérieures à 1000 m^3 sont délimitées en rouge (en violet si elles sont plus petites). Les dépressions les plus importantes à la surface du glacier sont représentées par un ombrage vert. La lettre A indique à la fois l'emplacement de la plus grande poche d'eau ($148\,000 \text{ m}^3$) et celui du lac supra-glaciaire observé en juin 2024. Les lignes noires épaisses indiquent les réflexions du radar suggérant la présence d'eau sous-glaciaire. (figure tirée de [Ogier et al., 2026](#)).

aussi que ce volume occupe une surface plus importante à la base du glacier. Les hauteurs d'eau les plus importantes restent localisées dans la zone du lac supra-glaciaire (zone notée A sur la Figure 26).

L'étude de l'influence des incertitudes sur chaque coefficient indépendamment montre que les incertitudes sur la topographie de surface ont assez peu d'influence sur l'estimation du volume total maximal, de même que celles sur le socle rocheux. Au contraire, les incertitudes sur le coefficient de flottaison ont une très forte influence sur le volume total maximal et sur la dispersion des résultats des différentes réalisations. En faisant varier le coefficient de flottaison entre 0.9 et 1.1, on obtient un volume total de $419\,000 \pm 94\,000 \text{ m}^3$ lorsqu'on suppose une longueur de corrélation de 50 m sur la perturbation du coefficient de flottaison. Le volume total diminue, ainsi que la dispersion, lorsque la longueur de corrélation augmente. On retiendra que c'est le coefficient le moins bien contraint qui conduit aux incertitudes les plus élevées, ce qui invite à considérer très prudemment les résultats issus des modélisations de barrières hydrauliques. Une modélisation plus physique de la distribution des pressions d'eau à la base du glacier permettrait de diminuer ces incertitudes. Malheureusement, même si de tels modèles existent (e.g., Gagliardini et Werder, 2018), leur application à un glacier de montagne reste compliquée et numériquement très coûteuse, ce qui justifie l'approche utilisée dans ce travail.

4.4 Discussion quant à la contribution potentielle d'un volume d'eau significatif à l'évènement de Juin 2024

Ces simulations montrent que les volumes d'eau stockés à la base du glacier derrière des barrières hydrauliques sont potentiellement supérieurs au volume de $100\,000 \text{ m}^3$ du lac supra-glaciaire. On rappelle ici que ces volumes n'existent réellement que si l'eau a eu le temps de pousser la glace pour former une cavité sous-glaciaire. On envisage ici deux scénarios concernant la contribution à l'évènement de juin 2024 du stockage d'eau sous-glaciaire.

Le premier scénario suppose que les cavités sous-glaciaires ont eu le temps (quelques années) de se former et que des volumes d'eau conséquents étaient stockés derrière

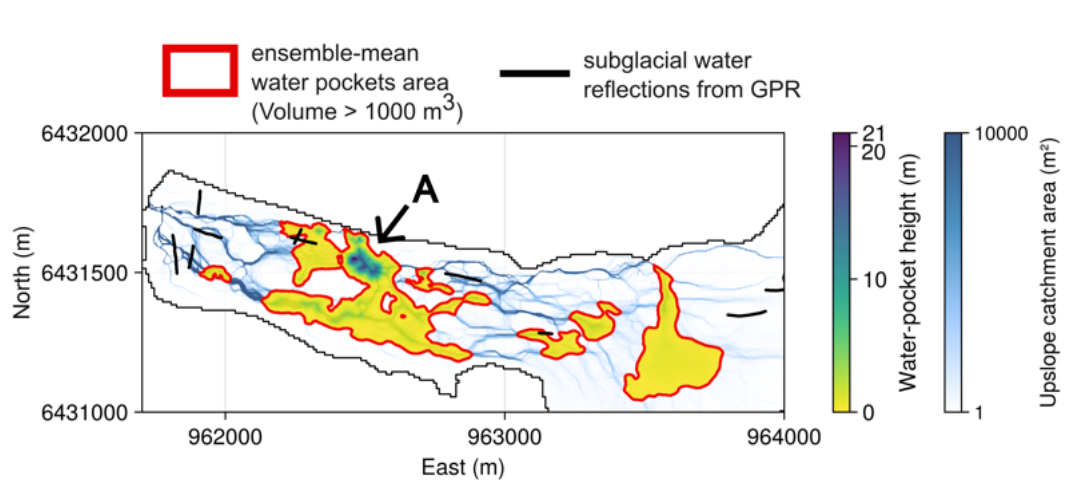


Figure 26 – Hauteur moyenne des poches d'eau et bassins versants en amont, calculée à partir de 1 000 réalisations stochastiques du champ de potentiel hydraulique. Seuls les contours fusionnés des poches d'eau sous-glaciaires d'une taille supérieure à 1000 m^3 sont représentés (en rouge). La lettre A indique l'emplacement du lac supra-glaciaire observé en juin 2024. Les lignes noires indiquent les réflexions GPR interprétées comme de l'eau sous-glaciaire. (figure tirée de [Ogier et al., 2026](#)).

des barrières hydrauliques au moment de l'événement de juin 2024. Les simulations montrent que la zone principale de stockage est localisée à l'aplomb du lac supra-glaciaire, supposé vide dans les modélisations qui précèdent. Ce scénario suppose donc aussi que, malgré le remplissage intermittent de ce lac, la cavité sous-glaciaire a eu le temps de grossir au fil des ans pendant les périodes où le lac était vide et que les phases de remplissage du lac n'ont pas été capables de casser la barrière hydraulique. Cette rupture survient uniquement en juin 2024 lorsque les fortes pluies et la fonte simultanée de la neige produisent une augmentation rapide du niveau du lac qui dépasse une altitude critique au-delà de laquelle la barrière hydraulique est rompue.

Le deuxième scénario pour expliquer une contribution sous-glaciaire à l'événement de juin 2024 est le stockage temporaire (quelques heures) de l'eau de pluie et de fonte dans le réseau sous-glaciaire. À cette époque de l'année, le réseau sous-glaciaire reste peu développé pour un drainage efficace et n'est pas capable d'absorber de grosses quantités d'eau. Suite aux fortes pluies et à la fonte du manteau neigeux, il est possible que ce réseau se soit retrouvé saturé avec des pressions d'eau importantes, pouvant localement soulever le glacier si celles-ci s'appliquent sur des surfaces suffisamment grandes (*i.e.*, de dimensions supérieures aux épaisseurs de glace). Les zones d'accumulation de cette eau sont les zones à l'amont des zones de faibles potentiels hydrauliques. Les volumes d'eau stockés sont difficilement quantifiables mais pourraient être du même ordre de grandeur que ceux stockés derrière les barrières hydrauliques. Dans ce scénario, le stockage d'eau se fait sur des hauteurs plus petites que pour les barrières hydrauliques mais sur des surfaces bien plus grandes qui s'étendent à l'amont des barrières hydrauliques.

Ces deux scénarios sont envisageables et il est même probable que la réalité soit une combinaison de ces deux scénarios. Par contre, il est peu probable que les volumes maximaux des barrières hydrauliques aient été atteints en juin 2024, notamment à l'aplomb du lac supra-glaciaire. En effet, un crevassement, voir des effondrements, auraient du être visibles en surface dans les semaines qui ont suivi la vidange. Ce phénomène a seulement été observé à l'amont du front, où un effondrement a rendu visible une cavité d'environ 10 000 m³. Étant donné la géométrie, il est probable que cette cavité était présente depuis quelques années et que celle-ci se soit formée derrière une barrière hydraulique. Suite à sa vidange lors de l'événement de juin 2024, son toit de glace n'étant plus supporté par l'eau sous pression, celui-ci a fini par s'effondrer

dans l'été.

En conclusion, l'étude des barrières hydrauliques montre que ce mécanisme peut potentiellement stocker des volumes d'eau conséquents, supérieurs à ceux contenus dans le lac supra-glaciaire, sur des temps longs ou courts, avec probablement une combinaison des deux. Néanmoins, il n'est pas possible de quantifier le volume d'eau sous-glaciaire qui a effectivement été relâché au moment de l'événement de juin 2024.

4.5 Discussion sur la connexion entre le lac de surface et le réseau hydrologique sous-glaciaire

Le chemin emprunté par l'eau pour le remplissage du lac supra-glaciaire n'est pas connu. Par contre, très peu d'écoulements de surface ont été observés et il est donc très probable que le remplissage se fasse principalement par des écoulements sous-glaciaires qui remontent par un conduit jusqu'au lac. Ce conduit est certainement le même que celui qui permet la vidange du lac et dont l'embouchure est bien visible lorsque le lac est vide. Si le lac est connecté avec le réseau sous-glaciaire, le lac fonctionne alors comme un puits artésien et son niveau donne une mesure de la pression d'eau du réseau sous-glaciaire à l'aplomb du lac. En négligeant les pertes de charge, la pression de l'eau sous le lac est connue et vaut :

$$p_w = \rho_w g (z_{\text{lac}} - z_b), \quad (6)$$

où l'on rappelle que z_b est l'altitude du socle rocheux. Connaissant aussi l'épaisseur de glace et celle de l'eau dans le lac, la pression de la glace à la base du glacier est donnée par :

$$p_i = \rho_i g (z_s - z_b) + \rho_w g (z_{\text{lac}} - z_s). \quad (7)$$

Il est alors possible de calculer le coefficient de flottaison sous la surface du lac :

$$f_{\text{lac}} = \frac{p_w}{p_i}. \quad (8)$$

La Figure [27](#) illustre cette situation où le lac supra-glaciaire fonctionne comme un puits artésien du réseau sous-glaciaire. Pour que le niveau du lac soit contrôlé par

la nappe d'eau sous-glaciaire, il est nécessaire que cette nappe remonte au minimum jusqu'à l'altitude de la surface du lac (avec l'hypothèse que les pertes de charges sont nulles). Cette zone du socle rocheux, où la pression de l'eau est reliée au niveau du lac, est marquée par les tiretés épais en bleu cyan. On remarque que, dans une zone légèrement plus large que le lac lui-même, le coefficient de flottaison f_{lac} est > 1 . Dans cette situation, l'eau pousse la glace et le volume d'eau stockée peut augmenter tant que la pression d'eau est maintenue. Plus la surface du socle rocheux impactée par un coefficient de flottaison > 1 sera étendue, plus le mécanisme d'ouverture sera efficace. Lorsque le lac subit des variations de niveau, ces mouvements d'ouverture à la base du glacier devraient être observables en surface par des mesures GNSS continues (déplacements de plusieurs dizaines de centimètres). De tels déplacements verticaux en surface ont été observés sur la zone d'ablation du glacier d'Argentière et ont été attribués au soulèvement de la base du glacier par l'eau sous-glaciaire (Vincent *et al.*, 2022).

Cette situation illustre de nouveau que l'hypothèse d'un coefficient de flottaison uniforme et proche de 1 est manifestement fausse. L'étude stochastique de la partie 4.3.3 a permis d'estimer l'influence de cette hypothèse sur la localisation et le volume des barrières hydrauliques. On montre ici que de fortes pressions d'eau sous-glaciaires sur une étendue importante, supérieure à l'épaisseur de glace, pourraient avoir comme conséquence une augmentation assez rapide des volumes d'eau stockés à la base du glacier.

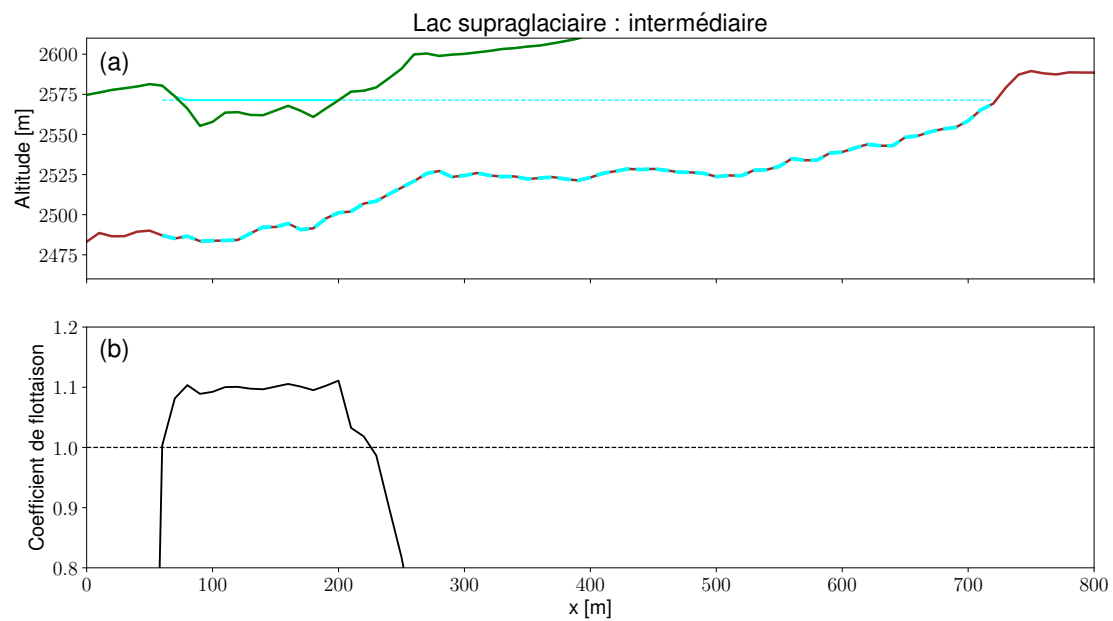


Figure 27 – Illustration de la situation où le lac supra-glaciaire fonctionne comme un puits artésien du réseau sous-glaciaire. Sur le panel (a), est représenté le niveau du lac et la zone du socle rocheux en connexion avec le lac (tiretés épais cyan). L'évolution du coefficient de flottaison correspondant est tracé sur la panel (b).

5 Premiers éléments issus des mesures radar complémentaires

L'objectif de cette campagne de mesures radar était de venir compléter les données acquises par le radar hélicopté en novembre 2024. En effet, comme le montre la Figure 24, malgré une bonne couverture des lignes de vol, le radar hélicopté n'a pas permis d'estimer les épaisseurs de glace dans de nombreuses zones. La campagne de mesures complémentaires s'est déroulée le 26 février 2026 et a mobilisé une équipe de sept personnes de l'IGE. Afin d'optimiser les chances d'obtenir des données de qualité, il a été décidé de réaliser cette campagne au coeur de l'hiver, moment où les quantités d'eau en surface sont minimales.

Pour cette campagne, deux radars ont été utilisés. L'un au sol de fréquence 100 MHz et l'un sous drone avec une fréquence de 75 MHz. Pour rappel, la fréquence utilisée par le radar hélicopté de l'ETHZ était de 50 MHz. Plus la fréquence du radar est faible, plus le radar peut voir profond. À l'inverse, plus la fréquence du radar est élevée et meilleure sera la précision, plus petite sera la taille des objets visibles. Pour les techniques hélicoptée et sous drone, une quantité importante de l'énergie est perdue par les réflexions sur la surface du glacier, au contraire du radar au sol. Afin de diminuer au maximum ces pertes, le radar drone est programmé pour voler à 2 m au-dessus de la surface. Cette contrainte complexifie les mesures lorsque la surface est irrégulière et présente des obstacles de taille métrique, comme sur le glacier de Bonne Pierre.

Le plan de vol initial (voir la Figure 28) était d'explorer trois zones : une zone dans le haut du glacier, identifiée par le radar hélicopté de l'ETHZ comme pouvant contenir une poche d'eau ; une zone à l'amont du front avec des profils transverses pour localiser d'éventuels conduits sous-glaciaires (2024 en rive droite et 2025 en rive gauche) ; et la zone du lac.

Ce plan de vol initial n'a pas pu être respecté en raison de différents problèmes techniques, sur le radar sous drone notamment. Le radar sous drone ayant été endommagé en heurtant un rocher, la campagne radar sous drone a dû être interrompue. Les deux zones aval ont été couvertes en partie et la zone amont n'a pas été explorée, comme le montre la Figure 29 où est récapitulé l'ensemble des données radar acquises sur le

glacier de Bonne Pierre.

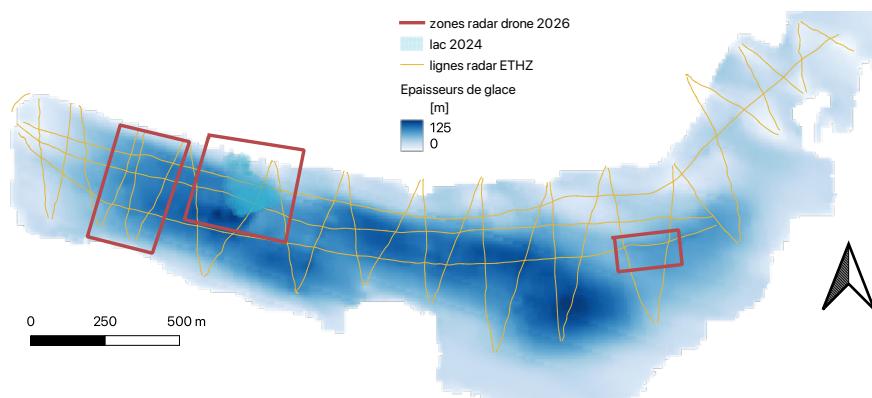


Figure 28 – Localisation des trois zones qu'il était envisagé d'explorer lors de la campagne de mesures radar.

On note que le socle rocheux n'est visible sur aucune des traces du radar au sol (traces vertes sur la Figure 29). La fréquence de 100 MHz est sûrement trop élevée malgré le fait que le radar soit directement au contact de la surface du glacier. D'autres antennes de 50 MHz, non disponibles au moment de cette campagne, pourraient donner de meilleurs résultats. Avec le radar sous drone (75 MHz, traces violettes), le socle rocheux est systématiquement détecté en rive droite mais est perdu vers le centre du glacier (voir les six radargrammes du radar sous drone donnés en Annexe A). Néanmoins, malgré une fréquence plus élevée, le radar drone semble plus à même de détecter le socle rocheux que le radar hélicopté.

Les radargrammes du radar sous drone (voir Annexe A) semblent indiquer que le glacier pourrait être polythermal, en accord avec l'analyse des données radar hélicopté (rapport ETHZ). En effet, les premières dizaines de mètres sont très *propres*, avec très peu de diffraction du signal radar, ce qui peut être caractéristique d'une glace froide. Cette couche n'est pas d'épaisseur constante le long d'un profil, ni d'un profil à l'autre. Sous cette couche, le signal est beaucoup plus perturbé, montrant de nombreuses diffractions du signal radar, ce qui est caractéristique d'une glace *sale* contenant de nombreuses inclusions. Cette couche serait composée de glace au point de fusion (glace tempérée), avec la présence d'eau dans la matrice de glace (aux joints de grain). Une faible teneur

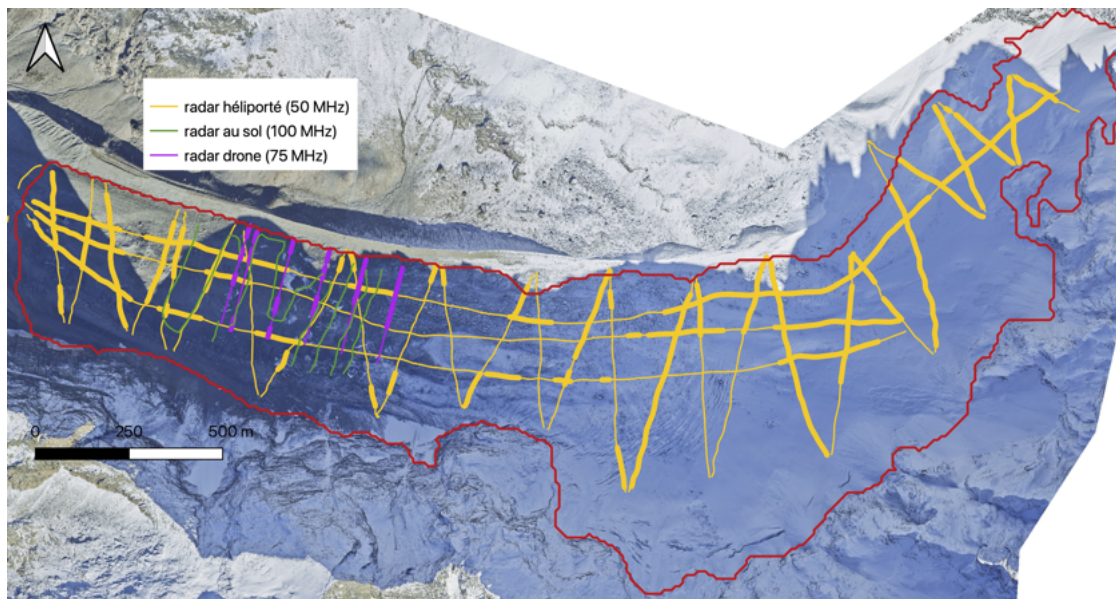


Figure 29 – Synthèse de toutes les mesures radar réalisées à la surface du glacier de Bonne Pierre : (jaune) hélicoptéré (ETHZ, 50 MHz) du 6 novembre 2024; (verte) au sol (100 Mhz) et (violet) sous drone (75 MHz) du 26 février 2026. Les traits forts indiquent les zones où le socle rocheux est visible par le radar.

en eau suffit à provoquer une diffraction importante du signal radar. L'évolution très brutale des diffractions du signal est caractéristique d'une transition entre de la glace froide (sans eau) et de la glace tempérée (teneur en eau > 0) (Wilson *et al.*, 2013; Stevens *et al.*, 2015).

Sur ces radargrammes, lorsque le socle est visible, il est pointé puis migré afin de prendre en compte les réflexions latérales. On obtient ainsi un ensemble de points ($n = 130$) pour lesquels l'altitude du socle peut être déterminée. Très peu de ces points sont localisées exactement sur des données du radar hélicopté et la comparaison de ces nouvelles données est donc réalisée en utilisant le MNT et non pas les données du radar hélicopté brutes.

La Figure 30 compare les données d'altitude du socle rocheux obtenues par radar sous drone avec le MNT construit sur les mesures du radar hélicopté. On rappelle que ce MNT est construit par une méthode d'interpolation (Langhammer *et al.*, 2019) qui combine des contraintes glaciologiques et les données radar hélicopté, marquées par les lignes épaisses sur la Figure 30. Ce MNT a une résolution de 10 m et peut donc contenir plusieurs points du radar sous drone sur une même cellule. Sur la Figure 30, on remarque un relativement bon accord entre ces deux jeux de données (concordance des couleurs des cercles avec le fond).

On calcule la différence entre l'altitude du socle obtenue par radar drone et l'altitude du socle issue du MNT du radar hélicopté. La valeur moyenne de cette différence est de -7.3 m, avec des valeurs comprises entre -41.2 et 28.2 m et un écart type de 17.3 m, indiquant que les altitudes du radar sous drone ont tendance à être plus basses que celles données par le MNT du radar hélicopté (voir la Figure 31).

Les données du radar sous drone seront utilisées pour construire un nouvel MNT du socle rocheux qui agglomérera les données des campagnes hélicopté et sous drone.

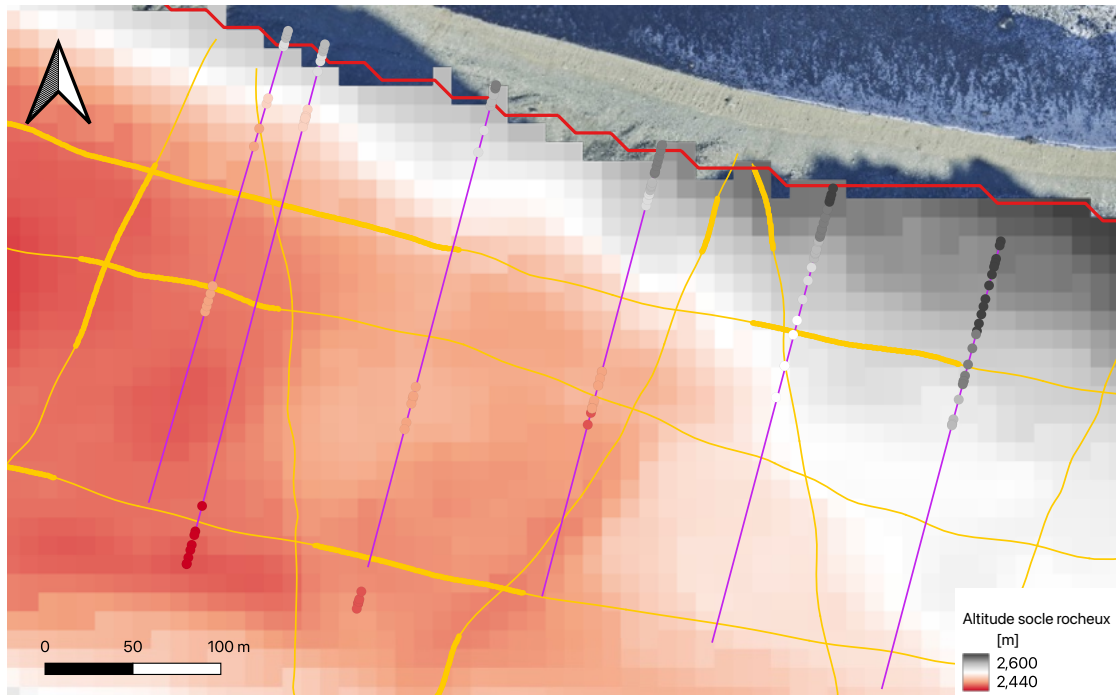


Figure 30 – *Comparaison des données d'altitude du socle obtenues par le radar sous drone (points de couleur) avec le MNT du socle construit sur les mesures du radar hélicoptéré. En jaune, les traits forts indiquent les zones où le socle rocheux est visible par le radar hélicoptéré. Les traits fins indiquent l'ensemble des traces radar hélicoptéré (jaune) et sous drone (violet).*

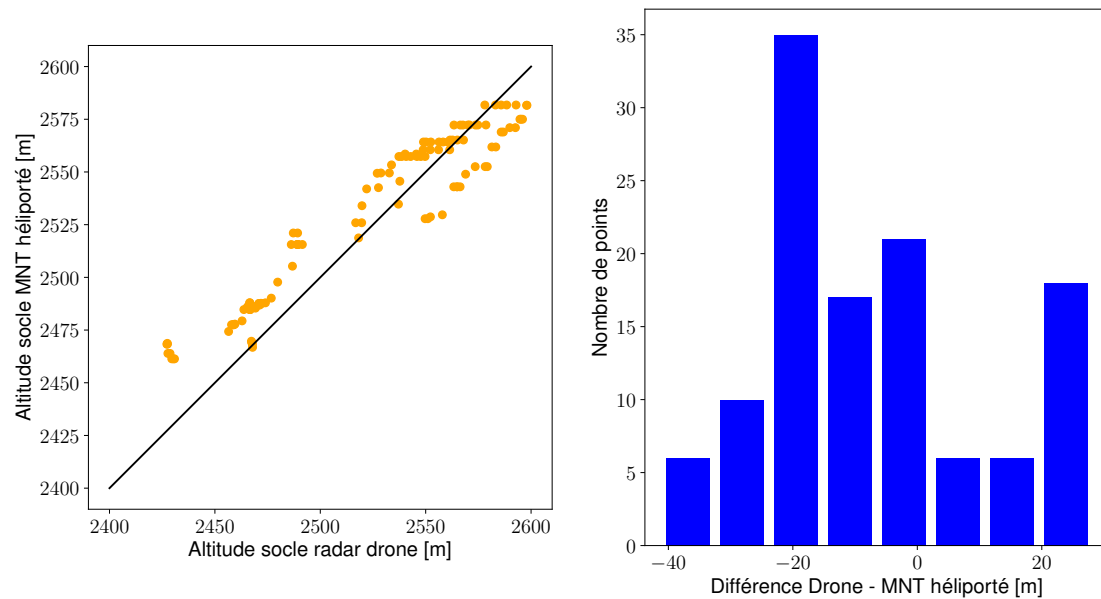


Figure 31 – (gauche) Comparaison des altitudes du socle obtenues avec le radar sous drone et à partir du MNT du radar hélicopté et (droite) histogramme des différences d'altitude entre les données radar sous drone et le MNT du radar hélicopté. Sur le panel de gauche, les alignements horizontaux de points correspondent à des clusters de points du radar sous drone qui sont localisées dans une même cellule du MNT hélicopté et donc comparés à une même valeur d'altitude.

6 Conclusions et travaux futurs

Les travaux conduits cette année avaient pour objectif d'essayer de mieux comprendre le fonctionnement hydrologique du glacier de Bonne Pierre. Du fait de son couvert rocheux, sa topographie de surface est chaotique, la rendant propice à la rétention d'eau dans les dépressions de surface (lac supra-glaciaire) mais aussi à sa base, derrière des barrières hydrauliques formées par des dépressions du potentiel hydraulique.

Il est notable que la vidange du lac supra-glaciaire se soit produite en 2025 de façon similaire à celles des années précédant l'événement de juin 2024. Le conduit en rive droite par lequel s'était produite la vidange brutale du lac en juin 2024 s'est donc rebouché et n'était plus effectif au début de la saison de fonte 2025. Celui-ci s'est certainement en partie effondré pendant l'hiver 2024/2025 et la porosité restante s'est probablement refermée par le regel des premières eaux de fonte. L'analyse des fluctuations du niveau du lac a donc permis de caractériser le fonctionnement du conduit de vidange *historique* qui s'est réactivé naturellement cette année. Au vu des débits relatifs des deux torrents émissaires du glacier, ce conduit semble cheminer en rive gauche du glacier.

L'analyse des fluctuations du niveau du lac, à partir des données des Divers, montre que la vitesse de vidange du lac est quasiment constante et quasiment indépendante du niveau du lac lui-même. La vidange se fait donc au travers d'un réseau dont la capacité hydraulique contrôlant le débit se situe à une altitude bien plus basse que celle du lac. Qui plus est, cette partie du réseau qui contrôle le débit est très certainement localisée sous le glacier, dans les rochers et sédiments qui composent le substratum rocheux du glacier. La section hydraulique équivalente de ce réseau n'est donc pas, ou peu, modifiée par la circulation de l'eau au cours de la saison de fonte, au contraire d'un conduit qui serait entièrement au contact de la glace.

La modélisation du potentiel hydraulique sous-glaciaire montre que, du fait de la topographie chaotique du glacier, de nombreuses zones sont propices à la rétention d'eau sous-glaciaire. Selon l'importance des flux d'eau qui pénètrent le réseau sous-glaciaire, deux types de stockage peuvent se former :

- Lorsque ces flux restent limités, des poches d'eau peuvent se créer au niveau des dépressions du potentiel hydraulique, derrière les barrières hydrauliques. Ces

poches d'eau ont une étendue limitée mais peuvent au fil des ans atteindre des hauteurs conséquentes, et donc des volumes importants. Des crevasses circulaires et des effondrements devraient apparaître à la surface du glacier après la vidange de telles poches d'eau.

- Lorsque les flux sont plus importants, pendant la période de fonte du manteau neigeux et/ou lors d'un épisode de pluie, les nombreuses barrières hydrauliques limitent les débits d'eau vers l'aval et conduisent à une mise en pression rapide et étendue du réseau sous-glaciaire. Ce processus permet de stocker de grandes quantités d'eau par soulèvement du glacier sur quelques dizaines de centimètres sur de grandes surfaces en amont des barrières hydrauliques. Lorsque ce volume d'eau se vidange, le glacier se redépose sur son socle sans qu'apparaissent nécessairement en surface des signes visibles de ces mouvements. La variation des flux entrants au cours de la saison, ou même de façon journalière, va se traduire par une modification de la hauteur de décollement du glacier.

Ces deux types de stockage peuvent contenir des volumes d'eau similaires, mais dans des réservoirs aux caractéristiques très différentes. La Table 4 résume ces différentes caractéristiques. Notons enfin que ces deux types de stockage peuvent coexister à la base du glacier. Suite à l'événement de juin 2024, aucune crevasse circulaire n'a été observée au voisinage du lac supra-glaciaire. Il est donc probable que la poche d'eau sous le lac ait eu une taille limitée. Un stockage temporaire sur quelques heures d'un volume important par soulèvement d'une grande partie du glacier est par contre tout à fait envisageable.

Le mode de remplissage du lac, par ruissellements de surface ou par des remontées du réseau sous-glaciaire, ne peut être établi avec certitude. Néanmoins, aucun écoulement conséquent à la surface du glacier n'ayant été observé ni entendu, il est très probable que le remplissage se fasse par des écoulements sous-glaciaires qui remontent par un conduit jusqu'au lac. Il est donc probable que le niveau du lac soit directement relié à la pression de l'eau sous-glaciaire à son voisinage, le lac fonctionnant alors comme un puits artésien du réseau sous-glaciaire. Lorsque le niveau du lac est élevé, l'étendue de la zone impactée par un coefficient de flottaison > 1 augmente et, si la pression d'eau sous-glaciaire peut être maintenue, la base du glacier se décolle progressivement du socle rocheux et le volume d'eau stockée augmente.

	Poche d'eau derrière des barrières hydrauliques	Stockage par soulèvement du glacier
Étendue	Limitée	Grande
Hauteur	Grande	Petite
Débits entrants	Faibles	Importants
Pression d'eau	Constante	Variable
Coef. flottaison	$f \approx 1$	$f > 1$
Durée formation	Lente (années)	Rapide (heures, jours)
Durée de vie	Longue	Courte
Signature vidange	Crevasses circulaires	Peu visible

Table 4 – Principales caractéristiques des modes de stockage de l'eau sous le glacier de Bonne Pierre : dans des poches d'eau derrière les barrières hydrauliques ou par soulèvement du glacier sur de larges étendues.

Les premières analyses des radargrammes semblent confirmer que les couches supérieures du glacier sont moins sale ou contiennent moins d'eau que les couches plus profondes. Le glacier de Bonne Pierre pourrait être polythermal, avec une couche de glace froide en surface et de la glace tempérée en profondeur. En diffractant le signal radar, cette couche de glace tempérée, *cache* le socle rocheux sur de nombreuses zones. Pour espérer *voir* ce socle rocheux, il faudrait tester des fréquences de radar plus basses.

Au vu de ces conclusions, nous recommandons pour l'année 2026 de :

1. Poursuivre la mesure du niveau du lac supra-glaciaire avec les Divers. À ce titre, trois nouveaux Divers ont été mis en place au fond de la cuvette principale lors de notre visite du 26 février 2026. Au contraire de l'an passé, ces Divers ont été positionnés à proximité les uns des autres afin de pouvoir corriger les mouvements intempestifs qui pourraient survenir au cours de la saison de fonte.
2. Réaliser un nouvel essai de traçage depuis le lac supra-glaciaire juste au moment où celui-ci sera presque vide et en laissant les fluorimètres sur le torrent émissaire sur plusieurs jours.
3. Déployer deux antennes GNSS à l'amont et à l'aval du lac supra-glaciaire afin de

détecter les mouvements de la surface du glacier, et notamment les mouvements verticaux. Ceci permettrait de confirmer le rôle du soulèvement de la base du glacier comme mécanisme capable de stocker des volumes d'eau importants très rapidement.

4. La réalisation de deux forages profonds destructifs à l'eau chaude afin de déployer des piézomètres à la base du glacier et de réaliser une mesure de la température sur toute la colonne de glace. Le premier de ces forages sera réalisé dans la partie amont de la cuvette du lac principal et le deuxième à l'aval du lac. Les deux forages seront équipés d'une chaîne de thermistances et d'un piézomètre. Avant la pose des instruments, les forages seront inspectés avec une caméra afin de détecter une éventuelle cavité sous le glacier.
5. De nouvelles mesures radar au sol ou sous drone, à plus basse fréquence, afin de mesurer l'altitude du socle rocheux sur les zones où celle-ci reste inconnue.

7 Annexe A : radargrammes du radar sous drone

Les six profils sont numérotés de 1 à 6 de l'amont vers l'aval. La rive droite se trouve à droite du radargramme.

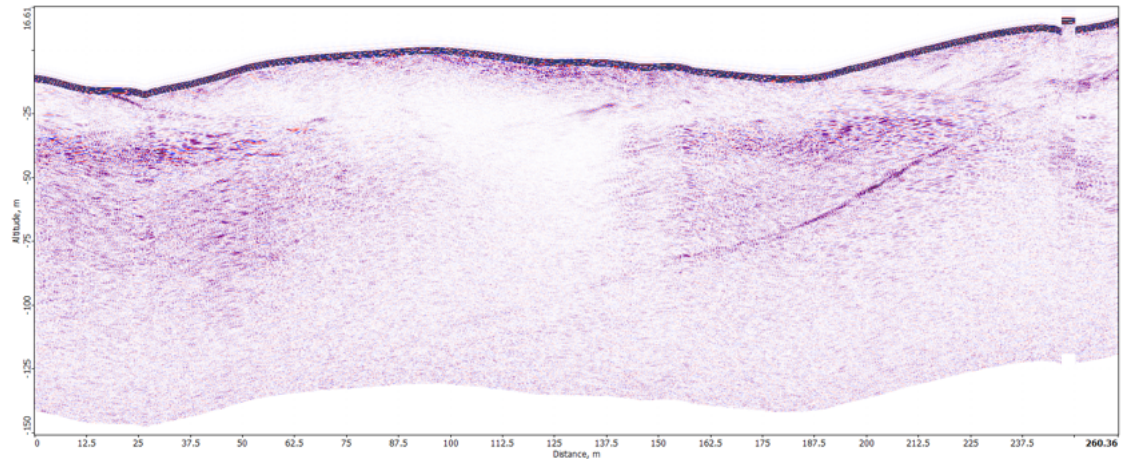


Figure 32 – Radargramme du profil 1 réalisé par le radar sous drone.

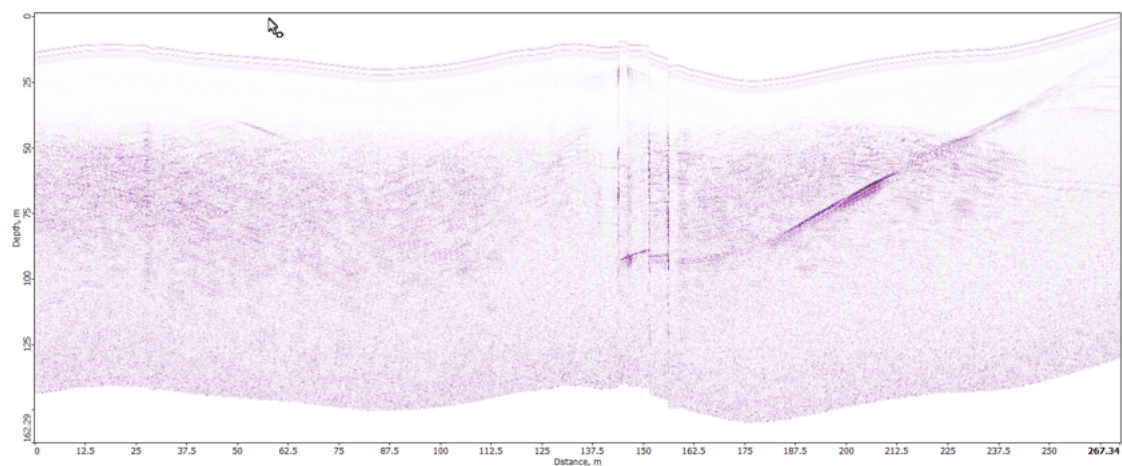


Figure 33 – Radargramme du profil 2 réalisé par le radar sous drone.

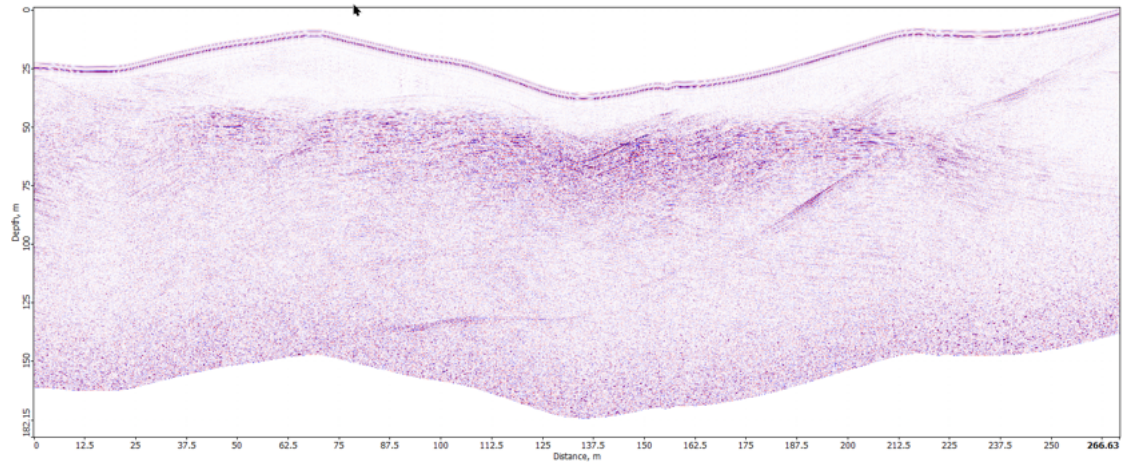


Figure 34 – Radargramme du profil 3 réalisé par le radar sous drone.

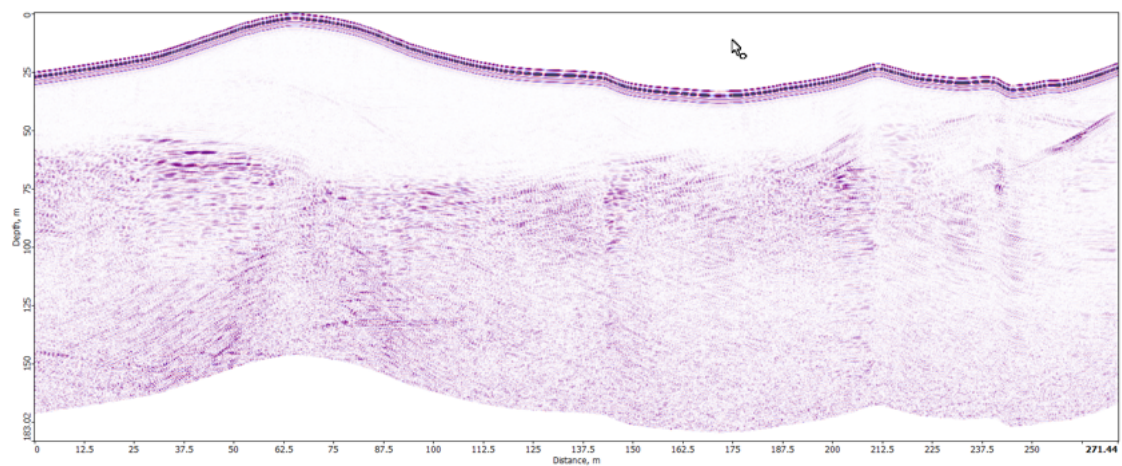


Figure 35 – Radargramme du profil 4 réalisé par le radar sous drone.

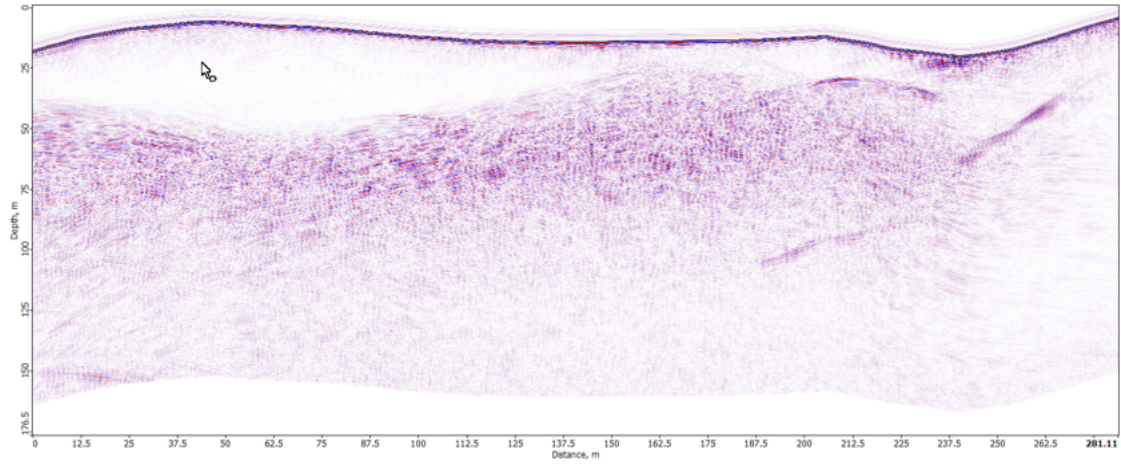


Figure 36 – Radargramme du profil 5 réalisé par le radar sous drone.

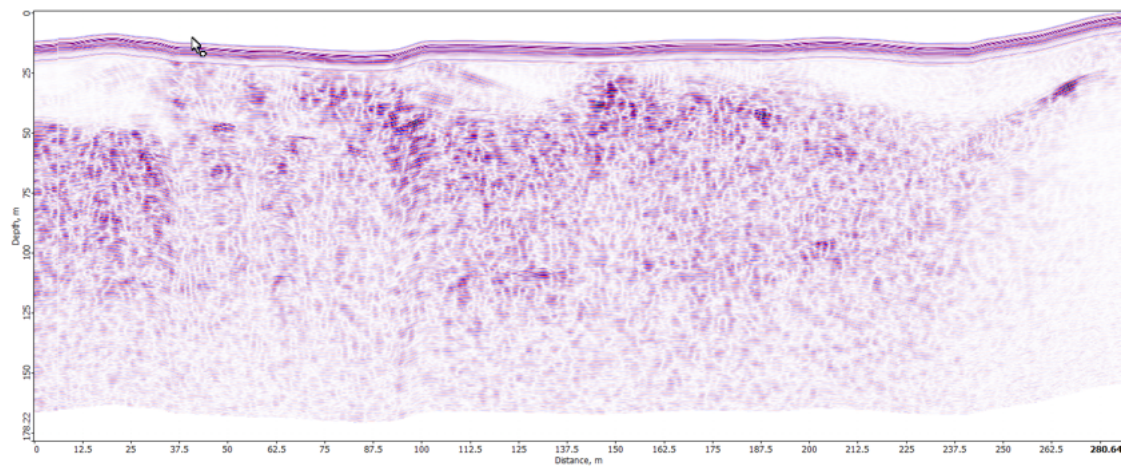


Figure 37 – Radargramme du profil 6 réalisé par le radar sous drone.

Références

- Gagliardini, O. and Werder, M. A. (2018). Influence of increasing surface melt over decadal timescales on land-terminating greenland-type outlet glaciers. *Journal of Glaciology*, **64**(247), 700–710.
- Gilbert, A., Vincent, C., Wagnon, P., Thibert, E., and Rabatel, A. (2012). The influence of snow cover thickness on the thermal regime of tête rousse glacier (mont blanc range, 3200 m asl) : Consequences for outburst flood hazards and glacier response to climate change. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface (2003–2012)*, **117**(F4).
- Langhammer, L., Grab, M., Bauder, A., and Maurer, H. (2019). Glacier thickness estimations of alpine glaciers using data and modeling constraints. *The Cryosphere*, **13**(8), 2189–2202.
- Ogier, C., Werder, M. A., Gagliardini, O., Santin, I., Moser, R., Hugonnet, R., Blanc, A., and Farinotti, D. (2026). Potential glacier contributions to the 2024 la bérarde flood. *EGUsphere*, **2026**, 1–26.
- Schudel, B., fédéral des eaux et de la géologie, S. O., des transports Suisse. Département fédéral de l'environnement, d. l. e. d. l. c., and suisse d'hydrogéologie, S. (2002). *Utilisation des traceurs artificiels en hydrogéologie : guide pratique*. Office fédéral des eaux et de la géologie.
- Shreve, R. L. (1972). Movement of water in glaciers. *Journal of Glaciology*, **11**(62), 205–214.
- Stevens, L. A., Behn, M. D., McGuire, J. J., Das, S. B., Joughin, I., Herring, T., Shean, D. E., and King, M. A. (2015). Greenland supraglacial lake drainages triggered by hydrologically induced basal slip. *Nature*, **522**(7554), 73–76.
- Vincent, C., Gilbert, A., Walpersdorf, A., Gimbert, F., Gagliardini, O., Jourdain, B., Roldan Blasco, J. P., Laarman, O., Piard, L., Six, D., *et al.* (2022). Evidence of seasonal uplift in the argentière glacier (mont blanc area, france). *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, **127**(7), e2021JF006454.

Wilson, N. J., Flowers, G. E., and Mingo, L. (2013). Comparison of thermal structure and evolution between neighboring subarctic glaciers. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, **118**(3), 1443–1459.

Rapport d'Activité 2025

Suivi du glacier de Bonne Pierre, commune de St Christophe en Oisans

**Auteurs : Eric LAROSE, Diego CUSIQUANQUI, Jakub KOKOWSKI, Noélie BONTEMPS,
Stagiaire : Sarah GOURGAUD
Soutien technique : Baptiste CAMUS, Arthur PERRIN**

1. Action de suivi sismologique

(Eric LAROSE, Jakub KOKOWSKI, Noélie BONTEMPS, Sarah GOURGAUD)

1.1 Mise en place des capteurs

3 capteurs sismologiques, avec leur numériseur ont été achetés sur le projet. Ils ont été conditionnés (packaging, panneau solaire, régulateur et batterie) et positionnés sur le terrain le 23 avril 2025. Position des capteurs :

- En amont du lac : BER21 ($44,93184^{\text{N}}$ $6,32917^{\text{E}}$, alt. 2600m) ;
- En aval du lac : BER22 (44.9338^{N} , 6.3263^{E} , alt. 2580m) ;
- En aval de l'exutoire : BER11 ($44,93615^{\text{N}}$ $6,3181^{\text{E}}$, alt : 2427m), identique au capteur positionné durant l'été 2024.



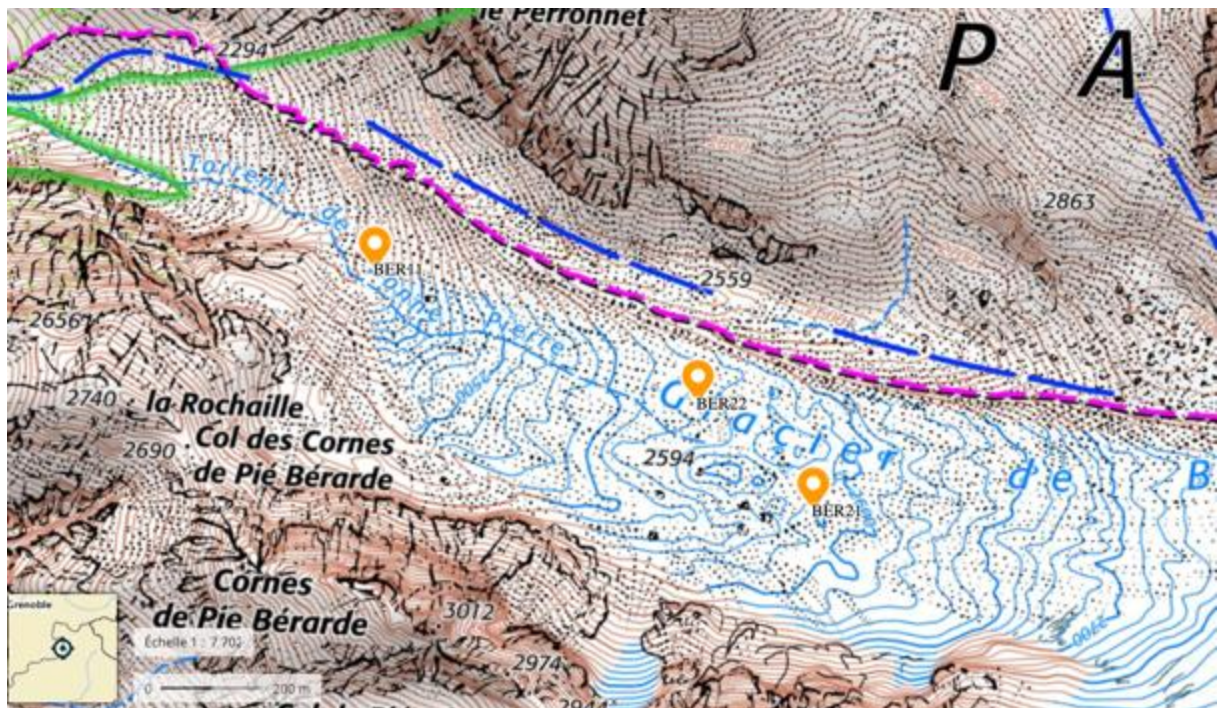


Figure 1: photographie et carte topographique du secteur aval du glacier de Bonne Pierre, et les 3 stations sismologiques implantées provisoirement entre la fin du printemps et le début de l'automne 2025.

Les capteurs ont été opérationnels de la mi-avril à la mi-septembre (voir la fin-septembre pour BER22)

1.2 Analyse du débit du torrent émissaire

Jakub Kokowski (post-doc PAPROG) a travaillé sur l'analyse du bruit généré par le torrent émissaire de Bonne Pierre et enregistré par le capteur BER11. Le signal sismique est filtré entre 3Hz et 10Hz, puis découpé en fenêtre de 10 minutes (pas de temps correspondant aux autres observations hydrométéorologiques). La valeur médiane du premier percentile de la distribution des amplitudes est ensuite sélectionnée, puis mise au carré pour donner une énergie.

La relation entre l'énergie sismique et le débit du torrent n'est pas exactement linéaire, une phase de calibration est nécessaire. Elle est réalisée sur les données de débit les plus fiables (du 1^{er} aout au 14 septembre) sur la base des débits déduits des hauteurs d'eau (modèle déduits de la hauteur d'eau, et modèle ATEAU, fig. 2).

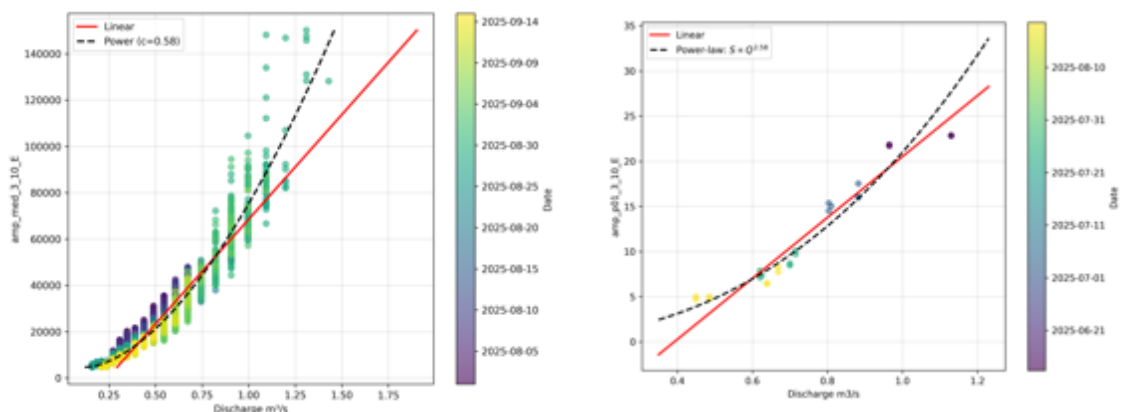


Figure 2: calibration de l'énergie sismique en fonction du débit (déduite de la hauteur d'eau à gauche, et du modèle ATEAU à droite). La meilleure loi de puissance est représentée en pointillé.

A partir de la loi de calibration, il est alors possible d'estimer le débit du torrent sur la base de l'énergie sismique, sur l'ensemble de la période estivale 2025.

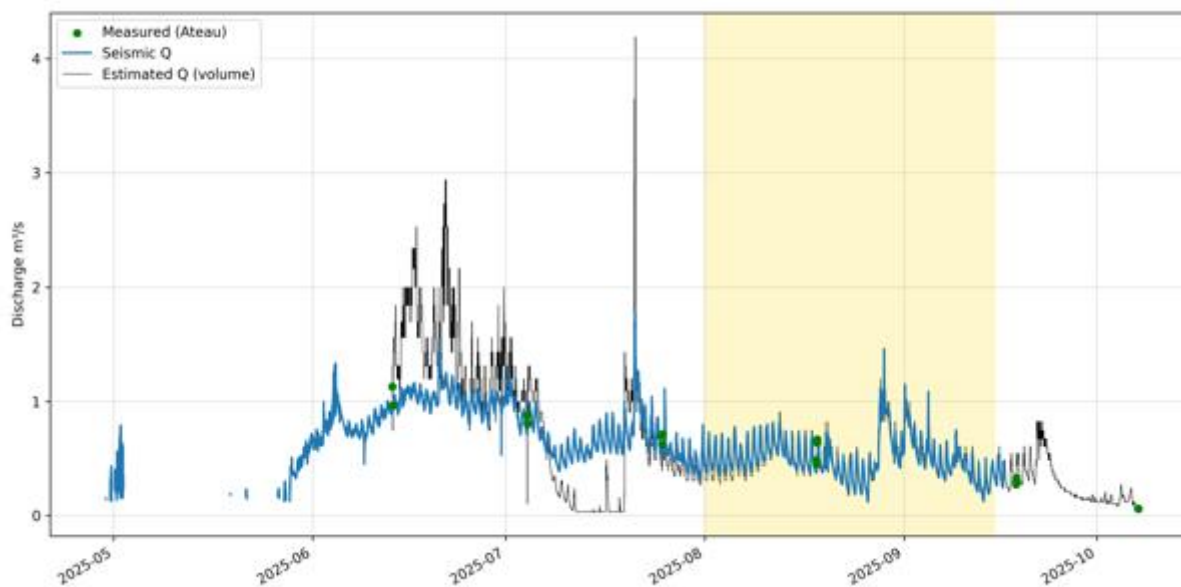
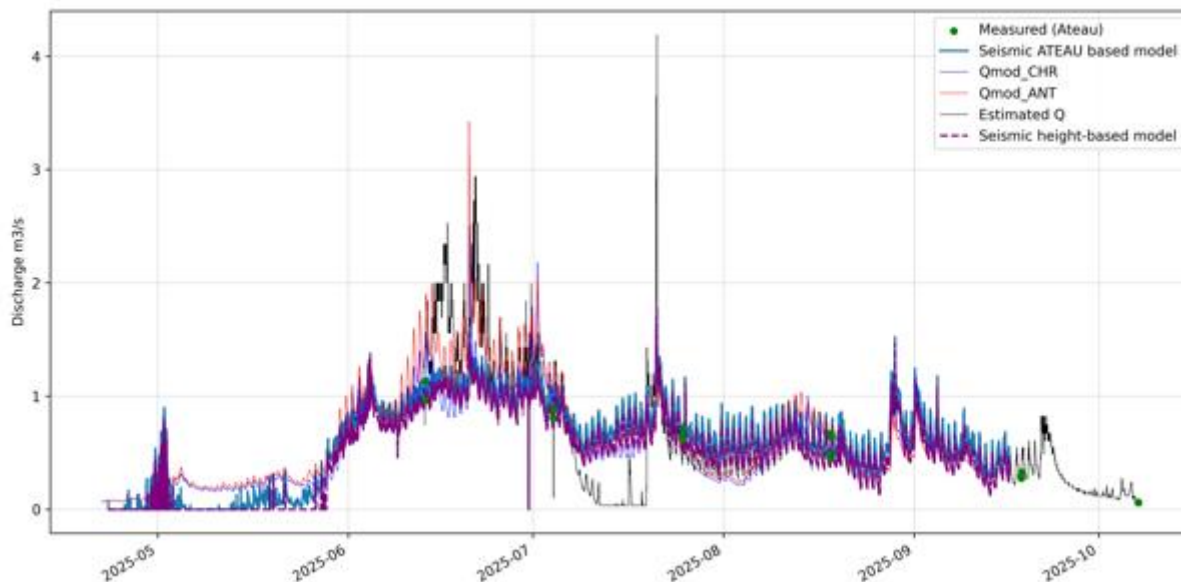


Figure 3: estimation de débit à partir de la hauteur d'eau (noir) et estimation de débit déduite de l'énergie sismique (bleu). La période de calibration est représentée en jaune. Les données sismologiques semblent plus fiables que les données de hauteur d'eau sur la période juin-juillet.

La sismologie permet de reconstruire la temporalité du débit de façon très fiable. Concernant la reconstruction des amplitudes, une certaine prudence est nécessaire, notamment sur les amplitudes les plus grandes ou les plus petites, car les amplitudes testées durant la période de référence de calibration (aout) sont restreintes à une gamme intermédiaire.



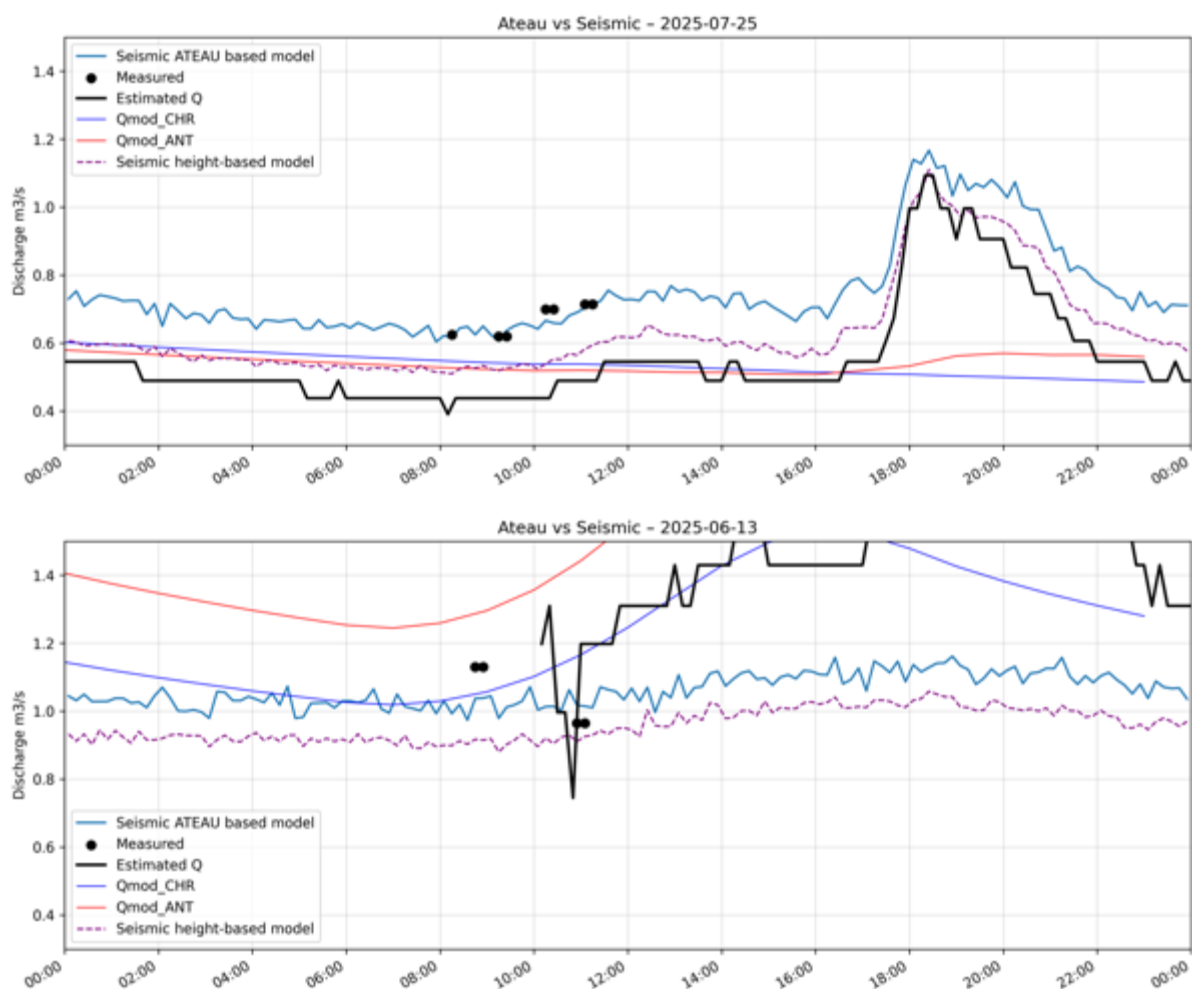


Figure 4: reconstruction du débit via différentes approches. En haut, sur l'ensemble de la saison. Au milieu et en bas : zoom sur des périodes d'intérêt.

1.3 Analyse du bruit de fond sur le glacier et détection de cavité et d'écoulement

L'analyse du rapport spectral vertical/horizontal (V/H) permet de mettre en évidence des cavités internes ou des décollements de la glace du sol sous-jacent (Guillemot et al, 2024). Les zones mises en évidence peuvent contenir de l'eau liquide. En particulier, quand le rapport est supérieur à 1 (généralement significatif au-delà de 1,2), la présence d'une discontinuité mécanique est nécessaire pour expliquer ce rapport V/H.

Le capteur BER21, en amont du lac, a malheureusement basculé pendant l'été, rendant ininterprétables les rapports d'énergie entre les différentes composantes. En revanche, les données du capteur BER22 sont bien exploitables et interprétables. Une analyse H/V classique (fig. 5 à gauche) permet d'identifier deux résonances, associées aux deux structures attendues. D'abord autour de 2 Hz, un signal est bien visible et associé aux sédiments sous-glaciaires et morainiques ; ce mode est aussi visible sur le capteur BER11, sur la moraine et en dehors du glacier, à la même fréquence. Une seconde résonance est détectée autour de 7 Hz, avec une polarisation Est-Ouest dans l'axe du glacier. Elle correspond au mode principal de vibration du glacier pour une épaisseur de glace de 70-90 m, ce qui est cohérent avec les observations radar.

Concernant le rapport spectral V/H, qui permet de détecter une anomalie dans ou sous la glace : une fréquence est mise en évidence autour de 5 Hz (fig. 5 à droite), compatible avec une surface de

discontinuité mécanique de plusieurs dizaines de mètres (voir 100 m). L'épaisseur du décollement est mal contrainte par cette méthode, en revanche l'extension horizontale l'est mieux. L'isotropie de cette résonance est bien compatible avec un mode de cavité ou de décollement. A noter que si la valeur de fréquence de résonance de H/V est contrôlée par l'épaisseur de la glace, la fréquence V/H est, elle, plutôt contrôlée par la dimension horizontale. Ici, en l'occurrence, la fréquence V/H étant plus petite que le pic H/V, on s'attend à une extension spatiale horizontale supérieure à l'épaisseur de la glace. L'étendue de cette anomalie reste à préciser par des modèles numériques (cf ci-dessous), l'amplitude verticale (hauteur) ne pouvant pas être raisonnablement contrainte par la méthode indiquée.

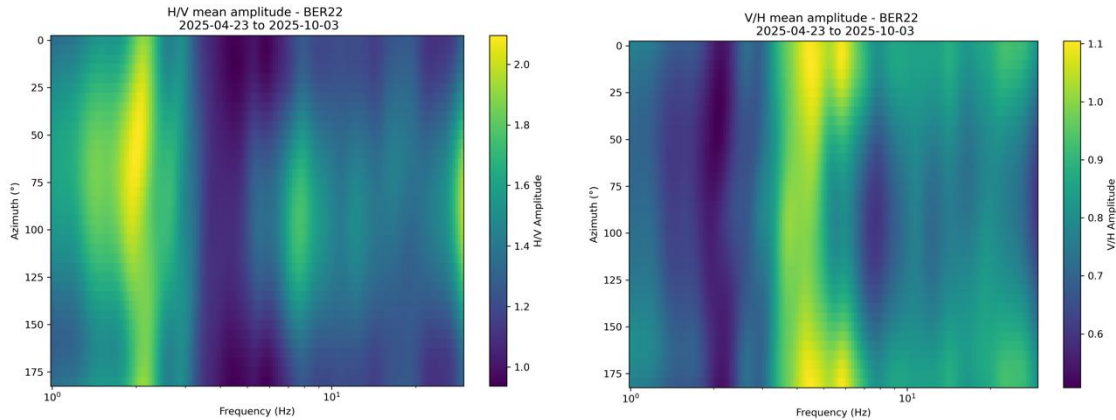


Figure 5: Rapport spectral H/V (à gauche) et V/H (à droite) pour le capteur BER22, entre le lac et l'exutoire du glacier. H/V : une résonance autour de 2 Hz est visible, vraisemblablement associée aux sédiments sous-glaciaires et morainiques. Une deuxième résonance vers 7 Hz est associée à l'épaisseur de glace, polarisée Est-ouest dans l'axe du glacier. V/H : Une résonance semble visible autour de 5 Hz, assez marquée en mai et juin, qui pourrait correspondre à la période de charge du lac (et du système de drainage et de cavités sous-glaciaires). Cette résonance est isotrope, ce qui est cohérent avec une cavité sous-glaciaire.

Afin de confirmer l'origine de ces modes et les géométries associées, Laurent Baillet a fait tourner un code de mécanique (éléments finis COMSOL) avec deux géométries de glaciers de 60m d'épaisseur : une cavité de 10m de haut, 100m de long et 60m de large, et une seconde identique mais avec une hauteur de 1m seulement. Dans les deux cas, nous retrouvons un mode V/H vers 5 Hz et un mode H/V vers 7 Hz. Cela permet de contraindre l'étendue horizontale de la cavité (ou du décollement) sous BER22, sans contraindre néanmoins la hauteur du réservoir potentiel.

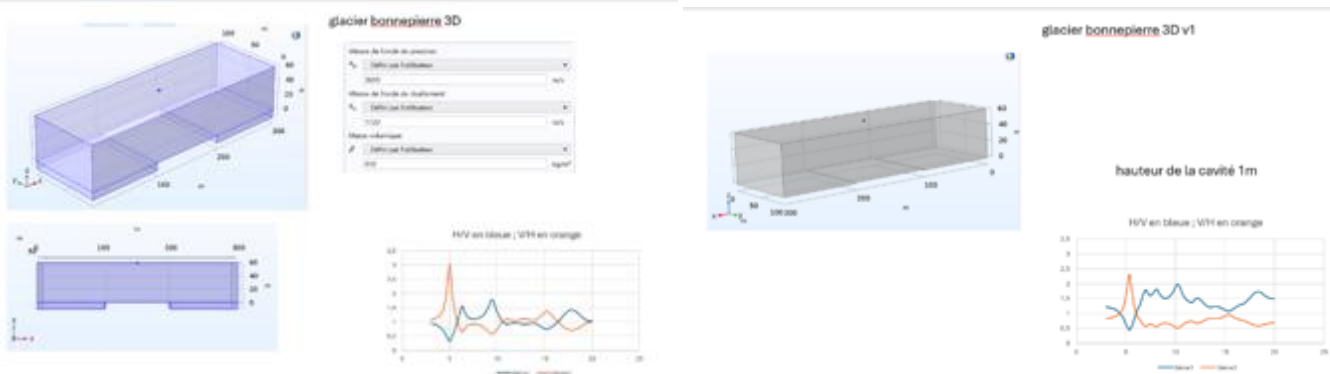


Figure 6: simulation mécanique modale (par éléments finis) d'un glacier de 60m d'épaisseur, avec une cavité au dessous de 100m de long et 60m de large. A gauche : cavité de 10m de haut. A droite : cavité de 1m de haut. Les fréquences des modes propres sont comparables (V/H vers 5 Hz et H/V vers 7 Hz). Seule l'amplitude est un peu modifiée, mais l'amplitude absolue dépend aussi d'autres paramètres (pression de l'eau par exemple) et sa valeur absolue doit être analysée avec prudence.

La temporalité du rapport spectral V/H est aussi intéressante à analyser. Sur la vidange du glacier de Tête Rousse en aout 2025 par exemple, la fréquence de la cavité centrale est stable sur l'année, par contre l'amplitude de ce rapport évolue avec le temps. Le rapport V/H augmente de façon synchrone avec la mise en charge hydrologique, et diminue au moment de la vidange. Sur BER22 (fig. 7), nous observons une augmentation puis un plateau du rapport V/H (autour de 1,4) début mai 2025, suivi d'une diminution fin juin/début juillet étalée sur 3 semaines, jusqu'à une valeur proche de 1 (qui suggère la disparition de l'anomalie mécanique). On peut donc imaginer un décollement puis affaissement d'une zone sous-glaciaire, associé à la charge du lac puis à son drainage. L'étendue de cette anomalie reste à préciser, l'amplitude verticale (hauteur) ne pouvant pas être raisonnablement contrainte par la méthode indiquée.

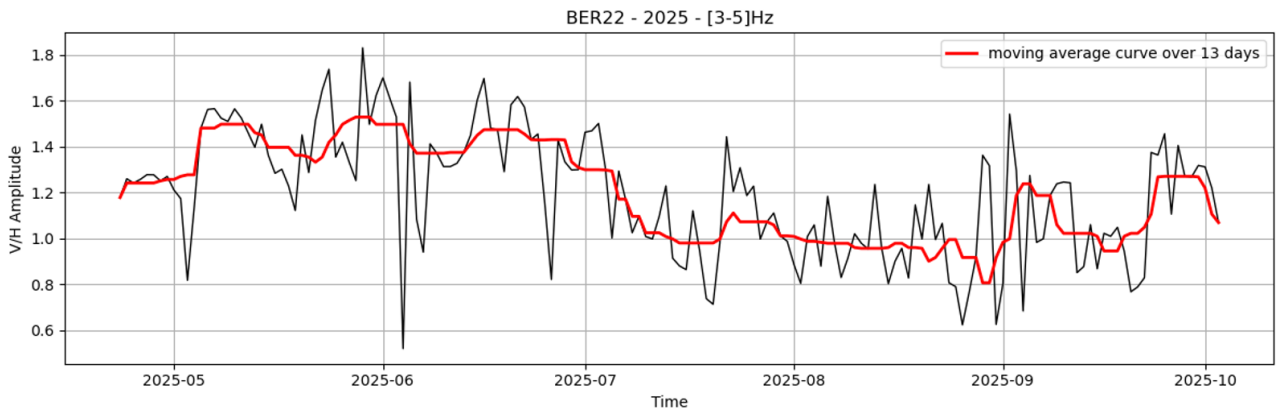


Figure 7: amplitude du pic V/H au cours de la saison. Les valeurs >1 marquent la résonance d'une cavité ou d'un décollement basal du glacier.

De plus, il est possible de tracer l'énergie du bruit sismique à la station BER22 dans la bande de fréquence 3-9Hz, qui est particulièrement sensible à un écoulement sous-glaciaire. Sur la figure 8, on observe en rouge cette énergie, dont le maximum observé en juin/début juillet est synchrone avec le pic d'amplitude de résonance V/H. Cela conforte l'idée d'écoulements sous-glaciaires plus importants dans la période de juin/début juillet 2025.

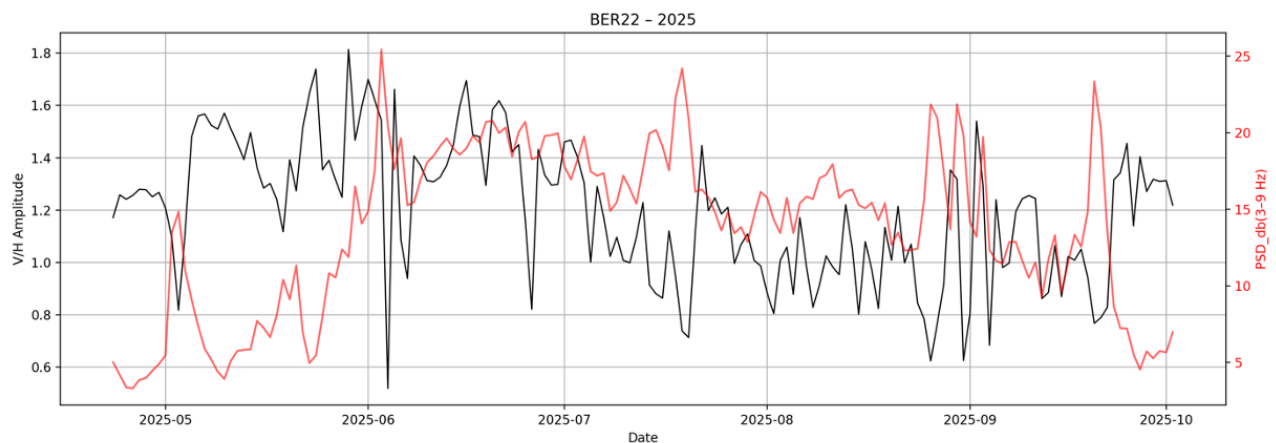


Figure 8 : Amplitude du pic V/H au cours de la saison (en noir) et énergie du bruit sismique (en rouge) à la station BER22.

La figure 9 regroupe plusieurs résultats dont l'amplitude du pic V/H et l'énergie du bruit sismique aux capteurs BER11 et BER22 déjà discutés précédemment, mais aussi les précipitations et les débits modélisés avec le modèle Antilope, ainsi que la hauteur d'eau dans le lac au Diver D1. Tout d'abord, l'énergie du bruit sismique au capteur BER11 est plus élevée qu'au capteur BER22, ce qui est cohérent avec le fait que BER11 se situe près du torrent à l'exutoire du glacier. De plus, les variations temporelles de l'énergie sismique aux deux capteurs sont cohérentes avec le modèle de débit, ce

qui pourrait permettre d'utiliser l'énergie sismique enregistrée comme un proxy du débit. Deuxièmement, la courbe de hauteur d'eau, obtenue grâce à un piézomètre installé dans la dépression aval du lac, montre que le lac a commencé à se remplir aux alentours du 25 mai et que la vidange du lac s'est effectuée entre le 6 et le 11 juin. Par ailleurs, la mesure des vibrations du glacier par le géophone BER22 situé à une centaine de mètres en aval du lac montre un rapport entre les vibrations verticales et horizontales supérieur à 1.2 sur une période allant de début mai à début juillet, ce qui indique un remplissage d'un volume sous la glace qui démarre avant le remplissage du lac, et se vidange après. On remarque aussi que l'amplitude du pic V/H augmente (nouveau remplissage) à la suite des principaux épisodes de pluie comme par exemple après l'épisode de forte pluie du 20 juillet ou celui du 28 août.

Il ressort de ces analyses que le glacier possède au moins une zone de stockage temporaire, dont le volume n'est pas bien contraint, en plus du lac de surface.

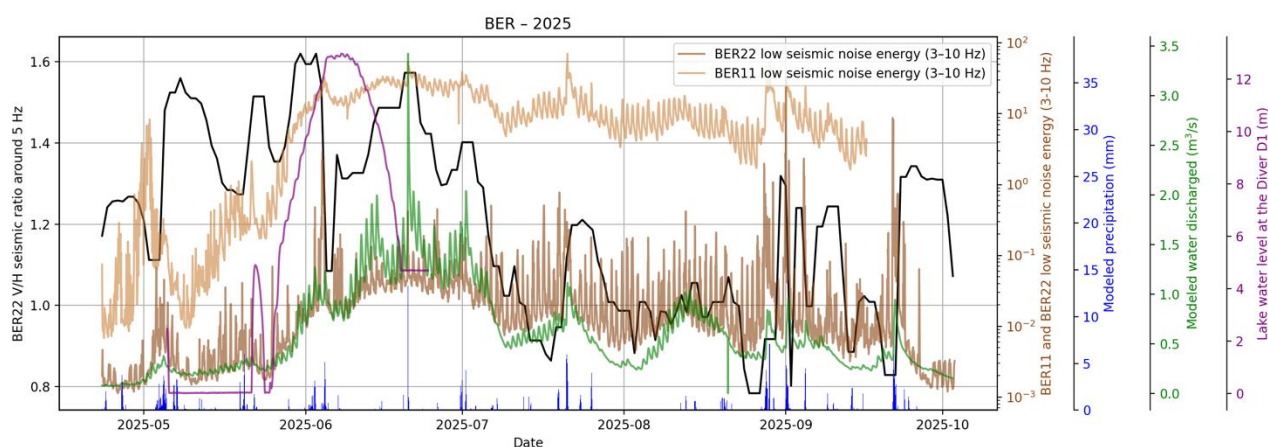


Figure 9 : Amplitude du pic V/H au cours de la saison (en noir). Les valeurs >1 marquent la résonance d'une cavité ou d'un décollement basal du glacier. Les précipitations Antilope sont représentées en bleu et les débits modélisés en vert. La hauteur d'eau dans le lac au Diver D1 est représenté en violet. L'énergie sismique du géophone au front du glacier (BER11) et du géophone sur le glacier (BER22) sont aussi indiquées (proxy du débit).

2. Analyse d'images satellitaires à très haute résolution

(Diego Cusicanqui)

Introduction

Suite à la crue torrentielle exceptionnelle des 20–21 juin 2024 sur le torrent des Étançons, ayant fortement affecté la commune de Saint-Christophe-en-Oisans et le hameau de La Béarde, l'État a missionné le service RTM (ONF) pour conduire une rétro-analyse de l'événement et préciser les facteurs explicatifs ainsi que les implications pour la gestion du risque. Cette rétro-analyse met en avant une combinaison de facteurs (forte disponibilité sédimentaire, conditions hydro-météorologiques propices et contribution glaciaire), dont la vidange rapide d'un lac supraglaciaire temporaire localisé sur le glacier de Bonne Pierre, avec un volume estimé de l'ordre de 100 000 m³.

Dans ce contexte, et bien qu'aucun dispositif d'alerte opérationnelle n'ait été déployé en 2025 (hameau inhabitable, seuils d'alerte difficiles à définir, actions aval non stabilisées), une mise en observation est nécessaire pour améliorer la compréhension du fonctionnement du lac supraglaciaire et des conditions de rétention/vidange au sein d'un glacier recouvert de débris. Le présent rapport d'expertise décrit l'action confiée au suivi satellitaire pour l'année 2025: acquisition, traitements et

indicateurs dérivés pour documenter (i) l'évolution du lac, (ii) l'état de surface et la dynamique du glacier.

Objectifs de l'action

- **Cartographier et quantifier l'évolution spatio-temporelle du lac supraglaciaire sur le glacier de Bonne Pierre** (apparition, extension, fluctuations intra-saisonniers, date(s) de vidange, vitesse de disparition).
- **Produire des modèles numériques de surface (MNS) et des orthoimages très haute résolution** afin de mesurer les changements d'altitude de surface (Δh) et d'identifier les zones d'affaissement/creusement associées à des circulations hydrologiques intra-glaciaires.
- **Estimer la vitesse de surface** (déplacements horizontaux) et son évolution (ralentissement/accélération, hétérogénéités spatiales), en particulier dans les secteurs proches des dépressions et du lac.

Méthodologie

Production de MNS et orthomosaïques

Les **images stéréoscopiques Pléiades** correspondent à **deux (stéréo) ou trois (tri-stéréo) images optiques très haute résolution** acquises sur un même site sous **des angles de visée différents**, généralement en **“along-track” (même orbite)** et à quelques dizaines de secondes d'intervalle. Cette géométrie multi-vues permet la **reconstruction 3D** par photogrammétrie afin de produire un **modèle numérique de surface (MNS/DEM)** et des **orthoimages**. Les images Pléiades sont fournies par Airbus Defence and Space au niveau de traitement “primary” (produit image + modèle capteur).

La production automatique de MNS avec Ames Stereo Pipeline (ASP) une suite open-source conçue pour la photogrammétrie stéréoscopique satellite (Beyer et al., 2021). La méthodologie consiste à transformer une stéréopaire (images + modèles caméra/ RPC) en nuage de points 3D dense par corrélation stéréoscopique. Parmi les algorithmes de corrélation stéréoscopique le plus performantes, d'un cote l'algorithme SGM (Semi-Global Matching) permet d'obtenir une meilleur détail et moins de “trous” dans les régions ou la corrélation est faible, mais peut générer du bruit dans les zones sans texture. De l'autre, **BM (Block-Matching)**, une alternative plus conservatrice permet un traitement plus rapide, avec la présence d'artefacts dans les MNS. Ce nuage de point est ensuite rasterisé en MNS/DEM sur une grille régulière à plusieurs résolutions spatiales (i.e. 2m, 4m, 10, 30) afin de générer un MNS à haute résolution (4 m) avec les trous comblés (Berthier et al., 2024).

Comme lors du processus de photogrammétrie des points au sol (GCP) n'ont pas été utilisées, la géolocalisation absolue (horizontale et verticale) des MNS et des orthoimages peuvent présenter des décalages. Pour corriger ce biais, une étape supplémentaire appelée coregistration (Nuth & Kääb, 2011) est nécessaire. Cette étape consiste à calculer un vecteur de translation 3D (ΔE , ΔN , ΔZ) en utilisant un MNS ou MNT de référence. Pour ce travail, nous avons utilisé le MNT à très haute résolution LiDAR HD, rééchantillonné à 4m de résolution. Ce vecteur est estimé uniquement sur terrain stable, en masquant les surfaces glaciaires et les pentes les plus raides ($>40^\circ$). Une fois les valeurs calculées, cette translation est appliquée. Le **Tableau 1** détaille les acquisitions commandées auprès de AIRBUS/CNES (service DINAMIS) dans le cadre de ce travail.

Production de cartes de déplacements

La corrélation d'images (aussi appelée feature tracking) estime le déplacement horizontal de motifs de surface (crevasses, blocs, contrastes radiométriques) entre deux acquisitions optiques (Heid & Kääb, 2012). La procédure standard comprend : (1) une orthorectification et un co-enregistrement précis des deux images pour minimiser les biais géométriques, puis (2) le calcul, sur une grille régulière, du décalage ($\Delta x, \Delta y$) qui maximise une mesure de similarité entre une fenêtre de référence (date 1) et une zone de recherche (date 2), le plus souvent via corrélation croisée normalisée (NCC). Les déplacements sont ensuite affinés au sous-pixel (interpolation du pic de corrélation), puis filtrés

selon des critères de qualité (rapport signal/bruit, cohérence, seuil de corrélation, élimination des valeurs aberrantes, masques ombres/neige/eau). Les offsets en pixels sont convertis en mètres à l'aide de la géoréférence, puis divisés par l'intervalle de temps Δt pour produire des vitesses (m/an). L'incertitude est classiquement évaluée à partir des offsets mesurés sur terrain stable (distribution des résidus), et dépend de la résolution, du contraste et du choix des tailles de fenêtres et de la recherche.

Tableau 1. Liste d'images Pléiades acquis.

Date de l'image	DSM (4m de résolution spatiale)	Orthomosaique (PAN/Multi-Spectrale)	Commentaire
2024/Août/30	Yes	Yes / Yes	
2025/Mars/20	Yes	Yes / Yes	
2025/Juin/12	Yes	Yes / Yes	
2025/Juin/19	Yes	Yes / Yes	
2025/Juin/25	Yes	Yes / Yes	
2025/Juillet/15	Yes	Yes / Yes	
2025/Octobre/14	Yes	Yes / Yes	En dehors de la zone d'intérêt
2025/Novembre/09	Yes	Yes / Yes	

Résultats

Changements d'épaisseur de l'ensemble du glacier pour la période 2023-2025

Entre le 30/08/2023 et le 15/07/2025, les cartes de changements d'altitude montrent une réponse toujours très hétérogène du glacier de Bonne Pierre. Une zone centrale conserve un signal d'épaississement localisé, spatialement cohérent avec le secteur recouvert par les dépôts de l'éboulement de 2016, tandis que la langue terminale et les marges présentent un amincissement marqué, particulièrement en aval immédiat de la zone des dépressions/lacs supraglaciaires (Fig. 1). Le bilan de masse estimé pour le période 2023-2025 correspond à -0.95 ± 0.5 m d'eau par an. Ce contraste est compatible avec (i) un effet protecteur d'une couverture détritique épaisse réduisant l'ablation locale et/ou (ii) des changements du flux de glace contrôlant l'émergence, interprétations classiquement discutées lorsqu'on analyse des Δh issus de DEM stéréoscopiques Pléiades co-registrés (Vincent et al., 2022).

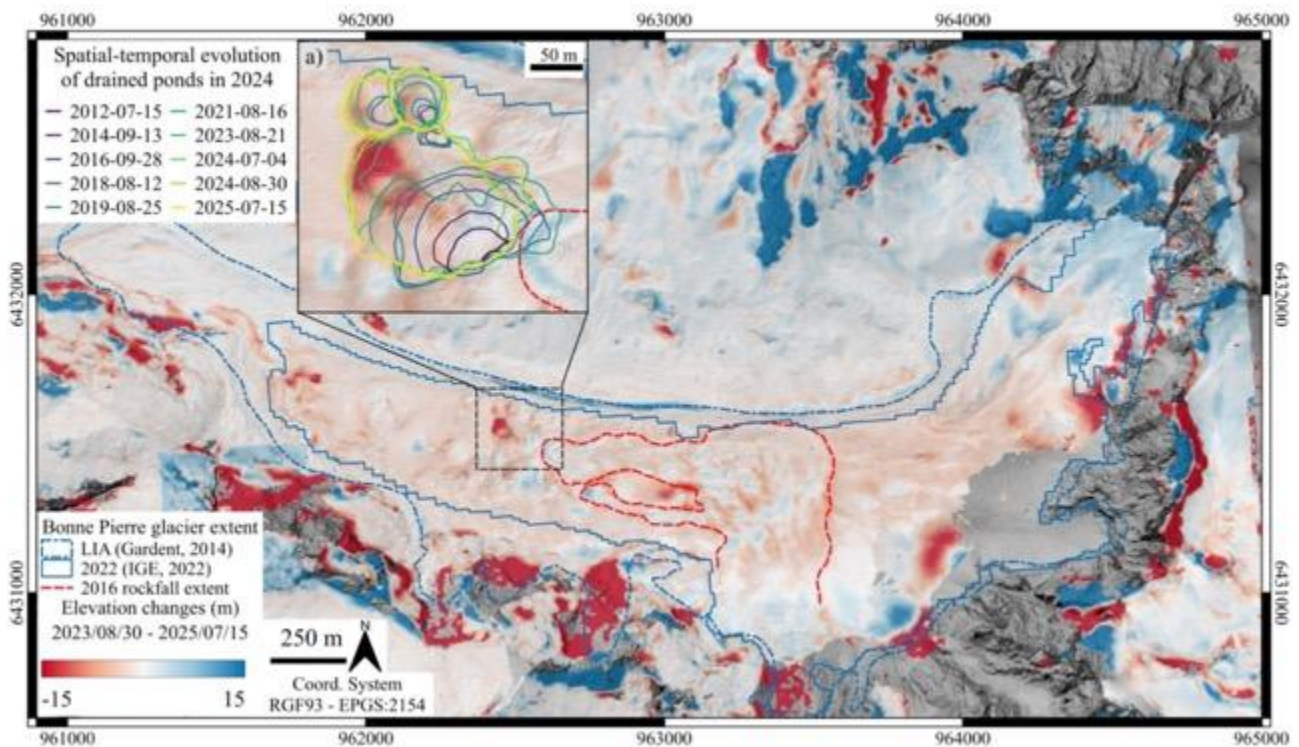


Figure 1. Carte des changements d'altitudes entre 2023 et 2025 pour l'ensemble du glacier de Bonne Pierre.

Variations spatiales et temporelles des vitesses de surface du glacier depuis 2003

Les vitesses de surface dérivées par corrélation d'images confirment une dynamique globalement stable du glacier de Bonne Pierre, d'environ 3-4 m/ans sur la zone à l'aval du lac et une vitesse de 13-15 m/an dans la zone de l'éboulement (Fig. 2). Pour la période 2024-2025, une légère accélération d'environ 15 % a pu être observé dans la zone aval du lac (Fig. 4). Deux secteurs restent nettement distincts : (i) la zone du lac, à faibles vitesses (ordre de quelques m/an) cohérentes avec la faible pente et la glace stagnante (Cusicanqui et al., 2023), et (ii) la partie amont, plus rapide et spatialement contrastée, notamment à proximité/à l'amont de la zone impactée par les dépôts de 2016. L'accord entre traitements indépendants renforce la robustesse de cette lecture, conforme aux performances attendues des méthodes de "feature tracking" optique utilisées pour cartographier les vitesses glaciaires. Malgré l'accélération sur la période 2024-2025, le tendance de ralentissement est maintenue sur l'ensemble de la période 2003-2025.

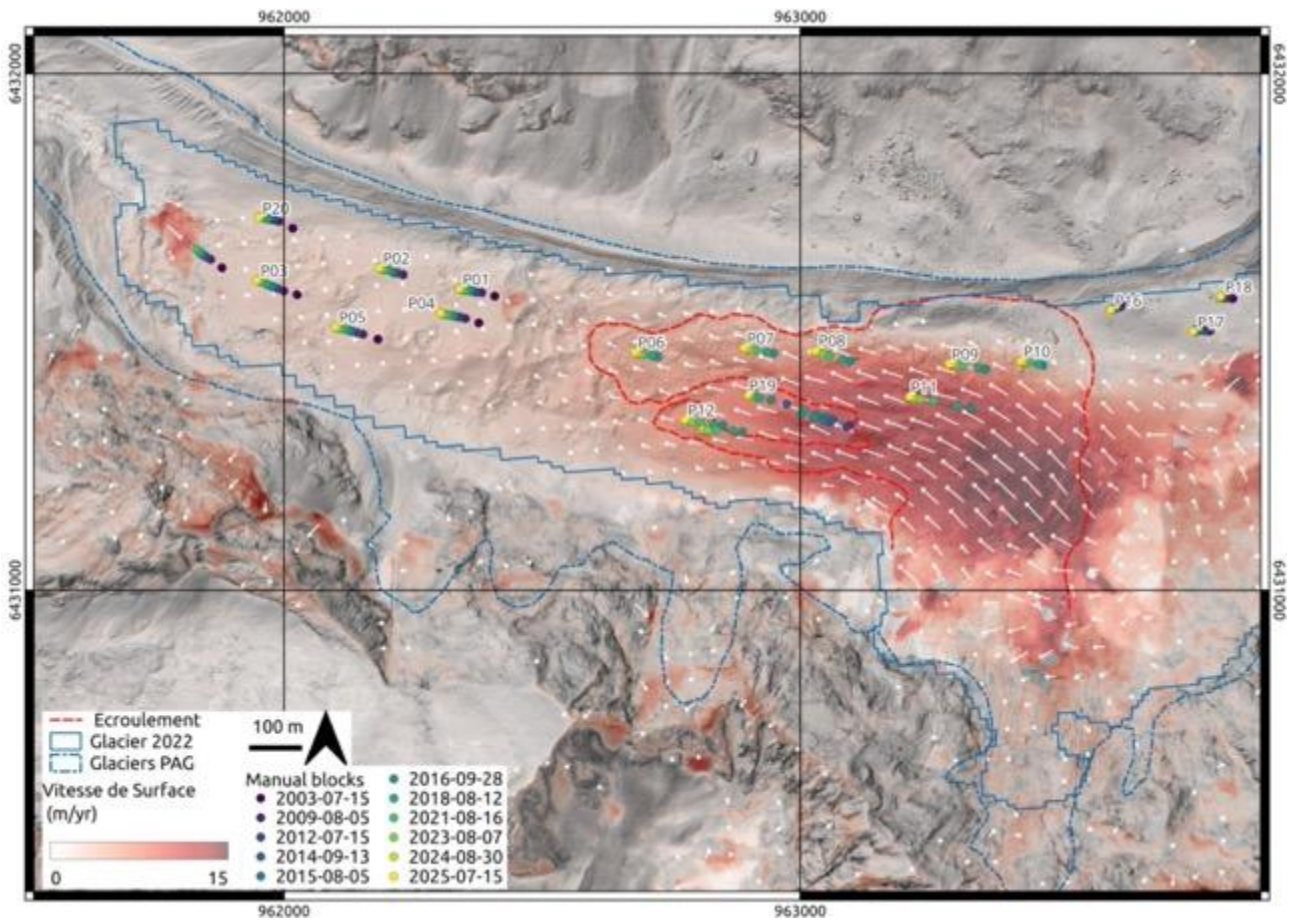


Figure 2. Carte de vitesse d'écoulement du glacier de Bonne Pierre moyennée sur la période 2003-2025 établie à partir des images ariennes et satellitaires à haute résolution (1 m).

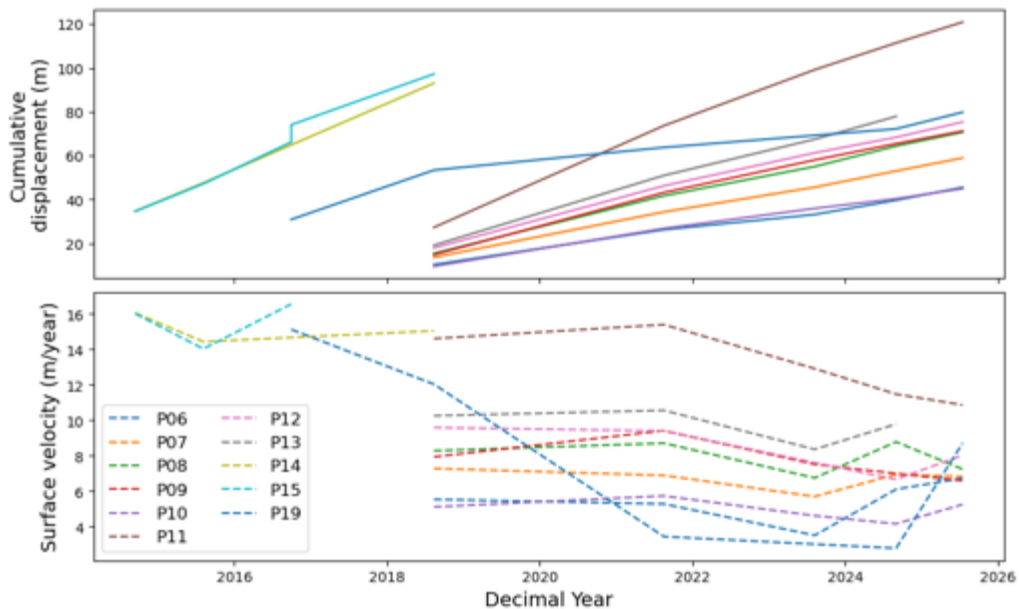


Figure 3. Déplacement et vitesse de surface des blocs individuelles sur la zone de l'écroulement. La localisation des blocs sont montres dans la Figure 2.

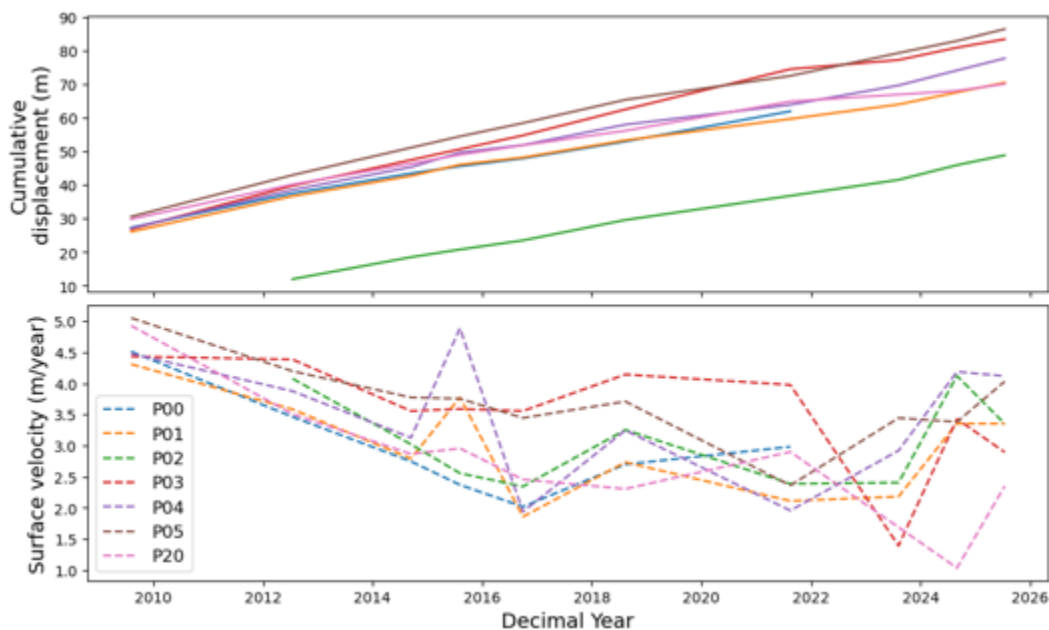


Figure 4. Déplacement et vitesse de surface des blocs individuelles sur la zone à l’aval du lac. La localisation des blocs sont montres dans la Figure 2.

Conclusion

L’analyse Pléiades à très haute résolution acquise en 2024–2025 permet de **documenter quantitativement l’évolution récente** du glacier de Bonne Pierre et d’apporter des éléments objectifs sur le contexte glaciaire associé à la formation/vidange de dépressions et de lacs supraglaciaires. Les **changements d’altitude (Δh)** entre le 30/08/2023 et le 15/07/2025 confirment une **réponse spatiale très hétérogène**, avec un **épaississement localisé** dans le secteur recouvert par les dépôts de l’éboulement de 2016 et un **amincissement marqué** sur la langue terminale et les marges, en particulier à l’aval immédiat des dépressions/lacs. Le **bilan de masse géodésique** estimé sur 2023–2025 est de $-0,95 \pm 0,5 \text{ m w.e. an}^{-1}$, cohérent avec les périodes précédentes (Blanc et al., 2024).

Les vitesses de surface obtenues par **corrélation d’images** montrent une **dynamique globalement stable**, structurée en deux domaines persistants : (i) une zone aval/lac à faibles vitesses (quelques m/an) compatible avec une **glace stagnante**, et (ii) une zone amont plus rapide et fortement contrastée, notamment au voisinage de la zone de dépôts. Sur 2024–2025, une **légère accélération (~15 %) en aval du lac** est observée, tout en restant compatible avec une **tendance générale au ralentissement** à l’échelle 2003–2025. Ces résultats doivent être comparées avec des données terrain.

Les principales limites restent liées (i) à la **disponibilité d’images sans nuages** au moment des phases clés, (ii) aux **zones peu texturées** (neige fraîche/eau) qui dégradent la stéréorestitution et la corrélation. La poursuite d’acquisitions ciblées Pléiades, adossée à une chaîne de production reproductible (ASP) apparaît donc prioritaire à une échelle annuelle, pour consolider des séries comparables interannuelles et suivre l’évolution des dépressions/lacs.

Références

- Berthier, E., Lebreton, J., Fontannaz, D., Hosford, S., Belart, J. M.-C., Brun, F., Andreassen, L. M., Menounos, B., & Blondel, C. (2024). The Pléiades Glacier Observatory: High-resolution digital elevation models and ortho-imagery to monitor glacier change. *The Cryosphere*, 18(12), 5551–5571. <https://doi.org/10.5194/tc-18-5551-2024>
- Beyer, R. A., Oleg, A., & McMichael, S. (2021). *Ames Stereo Pipeline Documentation Release 3.0.0*. https://github.com/NeoGeographyToolkit/StereoPipeline/releases/download/3.0.0/asp_book.pdf
- Blanc, A., Missset, C., Mainieri, R., & Llamas, B. (2024). *Rétro-analyse de la crue du torrent des Etançons du 21 juin 2024* (V. 1; RTM de l'Isère et Département Risques Naturels – Pôle RTM, p. 69). Restauration des Terrain en Montagne. <https://www.onf.fr/vivre-la-foret/+246e::rapport-de-retro-analyse-de-levenement-de-la-berarde.html>
- Cusicanqui, D., Bodin, X., Duvillard, P.-A., Schoeneich, P., Revil, A., Assier, A., Berthet, J., Peyron, M., Roudnitska, S., & Rabatel, A. (2023). Glacier, permafrost and thermokarst interactions in Alpine terrain. Insights from seven decades of reconstructed dynamics of the Chauvet glacial and periglacial system (Southern French Alps). *Earth Surface Processes and Landforms*, 48(13), 2595–2612. <https://doi.org/10.1002/esp.5650>
- Heid, T., & Kääb, A. (2012). Evaluation of existing image matching methods for deriving glacier surface displacements globally from optical satellite imagery. *Remote Sensing of Environment*, 118, 339–355. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.11.024>
- Nuth, C., & Kääb, A. (2011). Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change. *The Cryosphere*, 5(1), 271–290. <https://doi.org/10.5194/tc-5-271-2011>
- Vincent, C., Gilbert, A., Walpersdorf, A., Gimbert, F., Gagliardini, O., Jourdain, B., Roldan Blasco, J. P., Laarman, O., Piard, L., Six, D., Moreau, L., Cusicanqui, D., & Thibert, E. (2022). Evidence of Seasonal Uplift in the Argentière Glacier (Mont Blanc Area, France). *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 127(7), e2021JF006454. <https://doi.org/10.1029/2021JF006454>

SUIVI DES DEBITS EN SORTIE DU GLACIER DE BONNE PIERRE

ONF - RTM

Commune de Saint-Christophe-en-Oisans

Rapport de campagne



a.t.eau
coopérative depuis 2006

MÉTROLOGIE
ÉLECTROMÉCANIQUE
CARTOGRAPHIE SIG
INSPECTION VIDEO
CHANTIERS SPÉCIAUX

SOMMAIRE

1	Contexte et objectifs de l'étude.....	1
2	Rappels méthodologiques	2
2.1	Méthodologie générale.....	2
2.2	Mesure de la hauteur d'eau.....	3
2.3	Mesure des débits par dilution	4
2.4	Notions d'incertitudes.....	5
3	Résultats des campagnes	7
3.1	Journée 1 – Pose et jaugeages	7
3.2	Journée 2 – Relève 1 et jaugeages	8
3.3	Journée 3 - Relève 2 et jaugeages	9
3.4	Journée 4 – Relève 3 et jaugeages	10
3.5	Journée 5 – Relève 4 et jaugeages	11
3.6	Journée 6 – Dépose des appareils et jaugeages.....	12
3.7	Pluviomètre.....	13
4	Interprétation des résultats et calculs des loi hydrauliques	14
4.1	Données de jaugeages	14
4.2	Analyse préalable à l'élaboration de la courbe de tarage.....	15
4.3	Formule de conversion hauteur/débit	20
4.4	Application de la formule de conversion hauteur/débit aux données de hauteur mesurées..	21
4.5	Analyse critique – points particuliers.....	23
5	Suite à donner	26



a.t.eau
coopérative depuis 2006

MÉTROLOGIE
ÉLECTROMÉCANIQUE
CARTOGRAPHIE SIG
INSPECTION VIDEO
CHANTIERS SPÉCIAUX

Société Coopérative
Ouvrière de
Production
à responsabilité
limitée
à capital variable

7, rue Alphonse
TERRAY
38000 GRENOBLE
Tél : 04 76 22 81 11
Fax : 04 76 22 90 15
ateau@ateau.fr

1 CONTEXTE ET OBJECTIFS DE L'ETUDE

Le présent rapport se place dans le cadre de l'instrumentation du glacier de Bonne-Pierre situé sur la commune de la Bérarde et réalisé par le RTM, service de Restauration des Territoire de Montagne de l'ONF.

La mesure du débit du torrent de Bonne Pierre, couplé à d'autres campagnes de mesures réalisées par le RTM et par l'IGE a pour objectif de mieux appréhender les mécanismes à l'origine de la crue torrentielle qui a eu lieu le 21 juin 2024. Une meilleure compréhension des phénomènes permettra de mieux anticiper les évènements futurs au niveau du glacier mais servira également de support préventif pour les glaciers de l'ensemble du territoire.

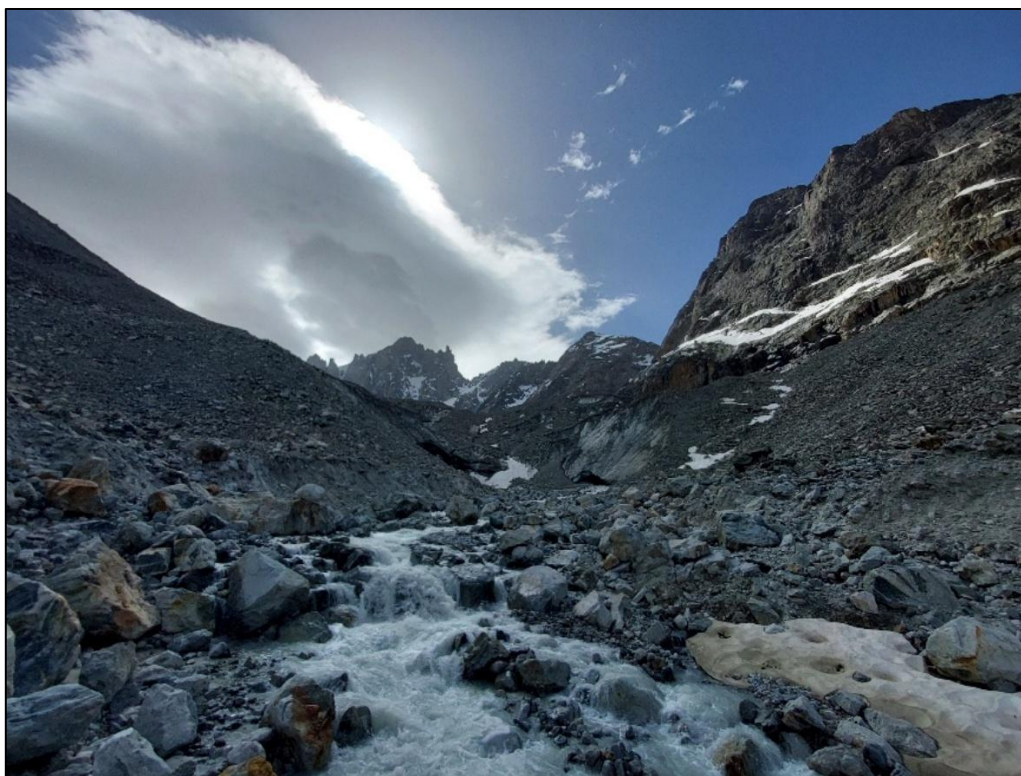


Figure 1 : Torrent de Bonne Pierre en sortie du glacier – 13/06/2025



2 RAPPELS METHODOLOGIQUES

2.1 Méthodologie générale

Le torrent ne représente pas de conditions propices à une mesure continue de débit. En effet, une mesure de débit nécessite une configuration stable et géométriquement connue. La méthode employée consiste donc en la mise en place d'une mesure de la hauteur d'eau en un point stratégique de la rivière. La mesure de hauteur est associée à des mesures ponctuelles de débit. Les mesures ponctuelles de débits sont réalisées dans des conditions différentes et étalées sur 6 journées différentes, permettant de visualiser différents régimes d'écoulement et une plage de débit la plus large possible.

De cette procédure résulte une loi Hauteur/Débit qui, une fois appliquée à la mesure de hauteur permet, à incertitudes près d'en déduire une courbe de débit.

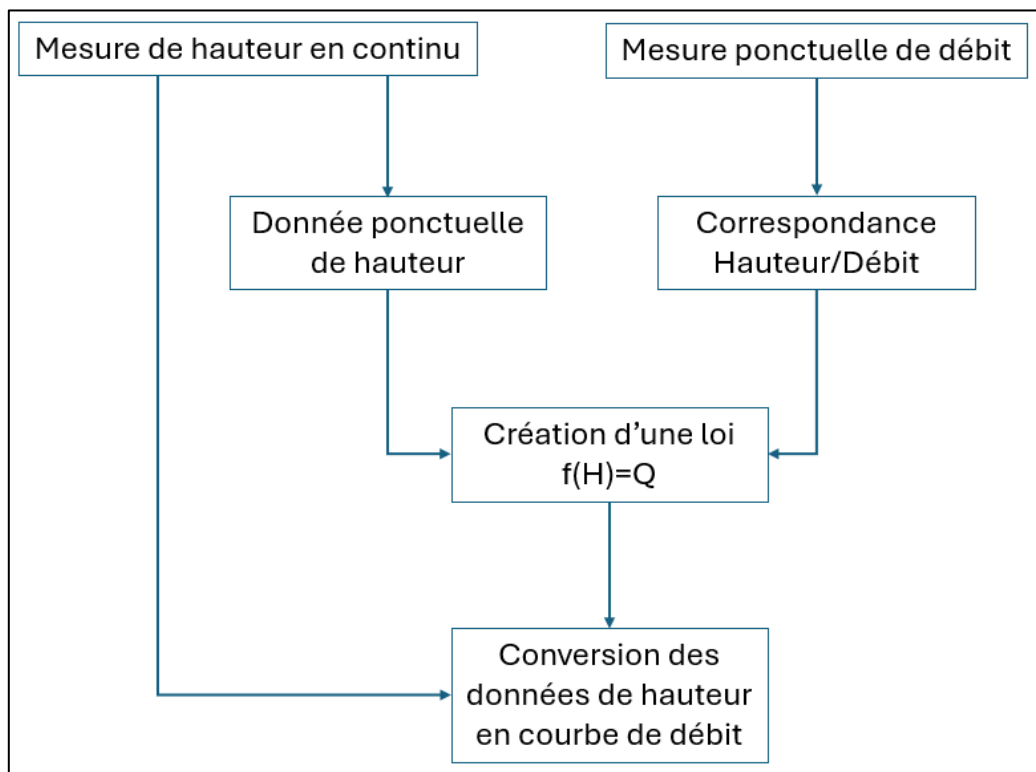


Figure 2 : Schéma de la procédure de mesure de débit par création de loi $f(H)=Q$



2.2 Mesure de la hauteur d'eau

La mesure de la hauteur d'eau est réalisée via la mise en place d'une sonde piézométrique 0-350 mbar, permettant de mesurer une hauteur d'eau pouvant aller jusqu'à environ 3,5m. Cette sonde piézométrique est couplée à un enregistreur de type Octopus-LX.

La sonde de mesure a été placée dans une vasque semblant globalement stable, à une centaine de mètres en aval du glacier. La sonde a été placée en bordure de l'écoulement, plus stable.

La localisation du point de mesure est également contrainte par la fixation des appareils et les risque de déplacement de blocs de pierre. Il a été choisi de réduire ce risque en combinant une optimisation des conditions de mesure à la sécurisation des appareils, sur un unique bloc, le plus stable possible.

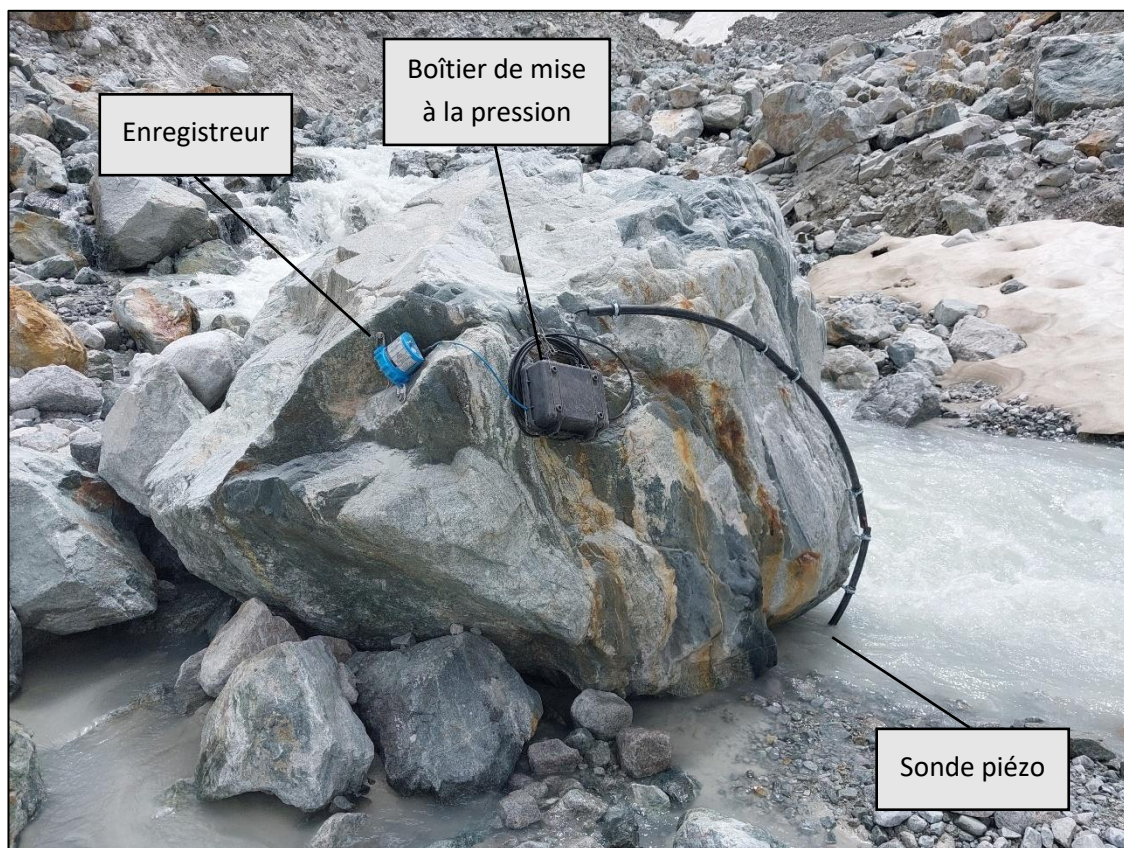


Figure 3 : Présentation de la chaîne de mesure



2.3 Mesure des débits par dilution

Les jaugeages réalisés dans le cadre de cette étude ont été réalisés via la méthode du suivi d'un traceur, le NaCl, c'est-à-dire du sel. La méthode consiste en l'injection d'une quantité connue de sel en amont. Un salinomètre est placé à une centaine de mètres en aval afin d'assurer une homogénéisation de la concentration en sel dans le flux. Une attention particulière est apportée à l'écoulement entre le point d'injection et le point de mesure en aval. En effet, il est nécessaire d'éviter les zones de stagnation (vasques) pouvant perturber la propagation du traceur. Il est également nécessaire de s'assurer qu'aucun apport conséquent ou perte n'ait lieu entre le point d'injection et le point de contrôle.

Le salinomètre mesure la conductivité ainsi que la température. Une relation directe permet de traduire la conductivité en concentration en sel. L'analyse du passage du nuage traceur, ainsi que la connaissance de la concentration initiale du cours d'eau permet d'interpréter la courbe en débit.



Figure 4 : Injection du traceur et salinomètres installés sur le torrent de Bonne Pierre

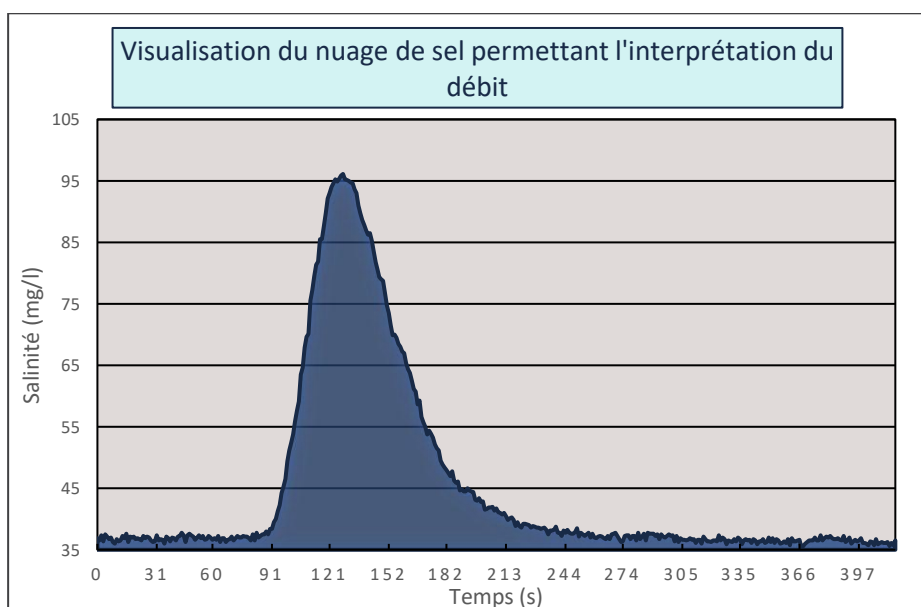


Figure 5 : Exemple de courbe de mesure de la concentration en sel lors d'un jaugeage réalisé dans le cadre de l'étude



2.4 Notions d'incertitudes

Différents aspects sont facteurs d'incertitudes, qui cumulées, peuvent engendrer des variations dans les résultats obtenus. Il est donc nécessaire de considérer les résultats présentés comme une estimation des débits et non comme une mesure précise. Les sources d'incertitudes sont précisées ci-dessous :

- La sonde piézométrique installée présente, comme tout appareil de mesure, une incertitude de mesure mais qui se révèle négligeable face aux conditions de mesure particulièrement instables. En effet, de par la nature du torrent, l'écoulement présente des vaguelettes et des turbulences de temporalité inférieure à la capacité temporelle de la sonde de mesure. Malgré une donnée moyennée sur chaque pas de temps, une incertitude est à considérer au niveau des données brutes de hauteur d'eau.
On constate que les incertitudes sont plus marquées sur les débits importants qui présentent plus d'énergie et donc plus de dissipation de cette énergie qui se traduit en « remous ».
- La mesure ponctuelle de débit présente une certaine incertitude de par sa nature (suivi d'un traceur) mais également en raison de l'environnement. En effet, le suivi d'un traceur nécessite une distance d'homogénéisation. La rivière est soumise aux aléas d'écoulement sur cette distance parmi lesquelles :
 - L'infiltration non négligeable dans le cas d'une moraine glaciaire ;
 - Des arrivées latérales supplémentaires liées à de la fonte locale ;
 - Des variations de la conductivité initiale en raison du type d'écoulement et de la nature du lit de la rivière. En effet, on observe des variations de conductivités associées aux caractéristiques d'un torrent de montagne, présentant une concentration initiale faible et des turbulences engendrant des transports de matière non constant. Les variations observées sont non négligeables en termes de proportion, notamment en raison d'une concentration initiale faible. Cependant ces variations restent faibles devant l'influence du nuage de traceur qu'est le sel. La concentration initiale est établie à partir d'une moyenne.





Figure 6 : Présence de fines ainsi que de pierres de tailles variables au niveau des rives, facilement transportable lors des pics de débit

- Le lit de la rivière au niveau de la mesure de hauteur représente l'incertitude la plus importante. En effet, de par la nature du lit, ce dernier est amené à évoluer. En effet, on observe à chaque intervention de légères modifications du lit de la rivière (bancs de sédiments, déplacements de blocs de pierre de taille variables, et plus largement modifications de la géométrie de la vasque faisant l'objet de la mesure de hauteur. En résumé, les points (H ;Q) résultant des jaugeages dépendent également de la temporalité. Sachant que les jaugeages ont été réalisés sur différentes journées permettant d'observer différentes plages de débit, l'influence de la temporalité est non négligeable dans la réalisation de la loi hauteur/débit.
Des précisions sur les évolutions observées sont détaillées dans les parties dédiées aux différentes relèves terrain. Ces observations sont également illustrées.



3 RESULTATS DES CAMPAGNES

3.1 Journée 1 – Pose et jaugeages

Sur la journée de pose, deux jaugeages ont été réalisés. A noter que par soucis de fiabilité, chaque mesure a été doublée par le biais de l'utilisation de deux salinomètres distincts.

On note que lorsque les débits sont conséquents, un léger écoulement contourne le bloc rocheux sur lequel se situe la chaîne de mesure. Ce contournement est négligeable pour plusieurs raisons :

- Le débit engagé est largement négligeable face aux débits du torrent principal, en témoigne les amas de sédiments engendrant une dispersion de l'écoulement ;
- L'écoulement bien que présentant une dispersion sous forme de delta a pour exutoire principal la vasque dans laquelle se situe la sonde.

Les données de jaugeages réalisées lors de la journée de pose sont synthétisées ci-dessous :

13/06/2025		
Heure	Salinomètre 1	Salinomètre 2
10 :50	1,08 m ³ /s	1,18 m ³ /s
13 :00	0,95 m ³ /s	0,98 m ³ /s



Figure 7 : Photo de la chaîne de mesure lors de l'installation



Figure 8 : Etat du torrent en amont du point de mesure (gauche) et en sortie de la vasque (droite)



3.2 Journée 2 – Relève 1 et jaugeages

Lors de la première relève, on constate un niveau d'eau moins important, On note également le déplacement de rochers de taille moyenne, témoignant de la mobilité du lit. On observe des évolutions des plages de dépôt sur les berges, témoignant de régimes hydrauliques variables.

Les données de jaugeages réalisées lors de la journée de relève sont synthétisées ci-dessous :

04/07/2025		
Heure	Salinomètre 1	Salinomètre 2
10 :45	0,834 m ³ /s	0,786 m ³ /s
11 :40	0,824 m ³ /s	0,783 m ³ /s
12 :40	0,870 m ³ /s	0,895 m ³ /s
13 :15	0,905 m ³ /s	0,860 m ³ /s



Figure 9 : Photo de la chaîne de mesure lors de la relève n°1

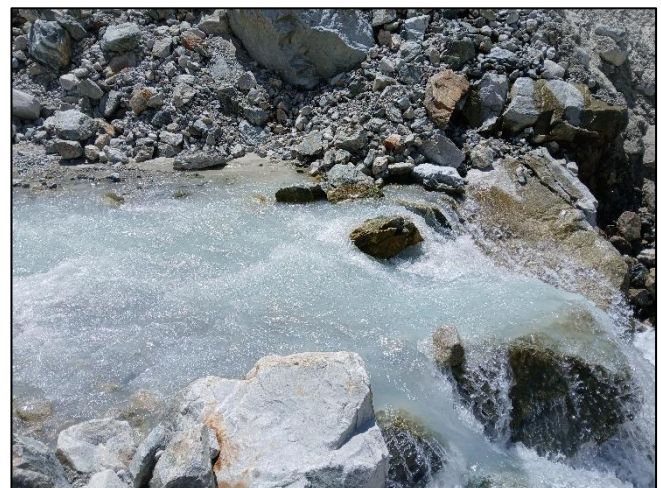


Figure 10 : Etat du torrent en amont du point de mesure (gauche) et en sortie de la vasque (droite)



3.3 Journée 3 - Relève 2 et jaugeages

On constate lors de la deuxième relève la présence d'un banc de sable au niveau de la sonde. On note de probables baisses très nettes de débit actuellement non observées physiquement. Ces baisses de débit augmentent le risque de dépôts de sédiment. Un nettoyage au niveau de la sonde a été réalisé afin de réduire le risque de dépôt au niveau de la sonde qui a terme pourrait contraindre les mesures.

Les données de jaugeages réalisées lors de la journée de relève sont synthétisées ci-dessous :

25/07/2025		
Heure	Salinomètre 1	Salinomètre 2
10 :15	0,630 m ³ /s	0,620 m ³ /s
11 :20	0,630 m ³ /s	0,610 m ³ /s
12 :20	0,700 m ³ /s	0,700 m ³ /s
13 :10	- m ³ /s	0,715 m ³ /s



Figure 11 : Photo de la chaîne de mesure lors de la relève n°2



Figure 12 : Etat du torrent en amont du point de mesure (gauche) et en sortie de la vasque (droite)



3.4 Journée 4 – Relève 3 et jaugeages

Lors de la troisième relève, on observe des débits plus faibles que lors des précédentes relèves mais avec une réaction importante à l'ensoleillement. On constate une hausse de l'ordre de 200 L/s (0,2 m³/s) en quelques heures seulement. Cette augmentation a également été constatée visuellement. Les conditions météorologiques correspondent à une période de canicule.

Les données des jaugeages réalisés lors de la journée de relève sont synthétisées ci-dessous :

18/08/2025		
Heure	Salinomètre 1	Salinomètre 2
11 :00	0,495 m ³ /s	0,475 m ³ /s
12 :00	0,476 m ³ /s	0,423 m ³ /s
13 :00	0,644 m ³ /s	0,634 m ³ /s
13 :50	0,649 m ³ /s	0,688 m ³ /s



Figure 13 : Photo de la chaîne de mesure lors de la relève n°3



Figure 14 : Etat du torrent en amont du point de mesure (gauche) et en sortie de la vasque (droite)



3.5 Journée 5 – Relève 4 et jaugeages

On constate lors de la quatrième relève une baisse des débits au niveau du torrent. Les plages de dépôts en bordure du lit sont sèches témoignant d'amplitudes de débit plus faibles.

La mesure habituellement doublée n'a pu être réalisée qu'avec un seul salinomètre en raison d'un problème de connectique sur le salinomètre n°1.

Les données des jaugeages réalisés lors de la journée de relève sont synthétisées ci-dessous :

18/09/2025		
Heure	Salinomètre 1	Salinomètre 2
10 :55	HS	0,297 m ³ /s
11 :45	HS	0,275 m ³ /s
12 :30	HS	0,282 m ³ /s
13 :15	HS	0,331 m ³ /s



Figure 15 : Photo de la chaîne de mesure lors de la relève n°4



Figure 16 : Etat du torrent en amont du point de mesure (gauche) et en sortie de la vasque (droite)



3.6 Journée 6 – Dépose des appareils et jaugeages

On observe lors de la dépose des appareils, des débits faibles non observés jusqu'alors durant nos relèves. On constate que l'étendue du lit de la rivière décline peu à peu. On note qu'aux débits observés la zone dans laquelle se situe la sonde est en limite d'équilibre avec le cours d'eau. Il est donc légitime de considérer la hauteur mesurée par la sonde comme la limite basse de la courbe de tarage.

On note également que les rives du torrent sont gelées. La glace de surface ne perturbe pas la mesure de la hauteur dans les conditions observées. En effet, la glace ne se situant qu'en surface n'empêche pas la mise à l'équilibre de la pression.

Les données des jaugeages réalisés lors de la journée de dépose sont synthétisées ci-dessous :

07/10/2025		
Heure	Salinomètre 1	Salinomètre 2
11 :10	0,067 m ³ /s	0,060 m ³ /s
12 :30	0,061 m ³ /s	0,058 m ³ /s



Figure 17 : Photo de la chaîne de mesure lors de la dépose



Figure 18 : Vue de l'écoulement au niveau de la chaîne de mesure depuis l'amont (gauche) et de l'exutoire de la vasque (droite)



3.7 Pluviomètre

Un pluviomètre a été installé à proximité de la chaîne de mesure lors de la 4ème journée (18/08/2025).



Figure 19 : Etat du torrent en amont du point de mesure

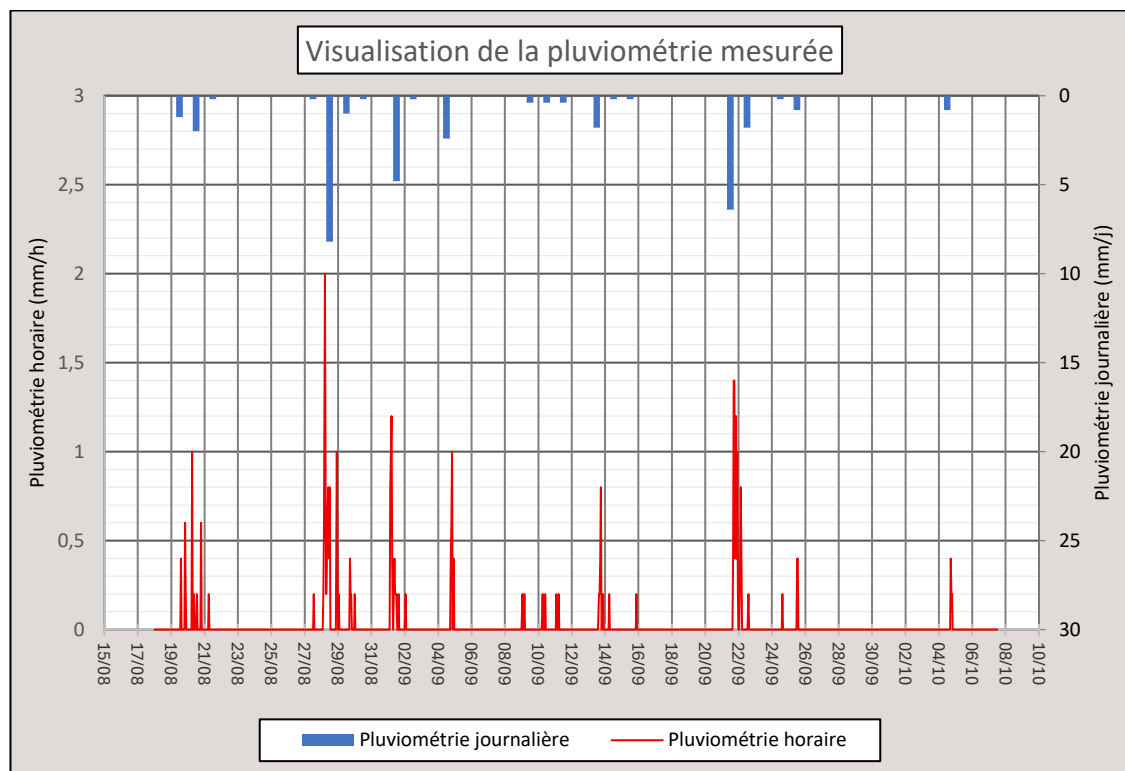


Figure 20 : Visualisation des données de pluviométrie mesurées

Les données issues de la pluviométrie sont disponibles en annexe de ce rapport.



4 INTERPRETATION DES RESULTATS ET CALCULS DES LOI HYDRAULIQUES

4.1 Données de jaugeages

Les données des jaugeages sont synthétisées dans le graphique ci-dessous. Ces jaugeages ont été réalisés sur une plage de hauteur s'étendant de 27,8 à 50,5 cm.

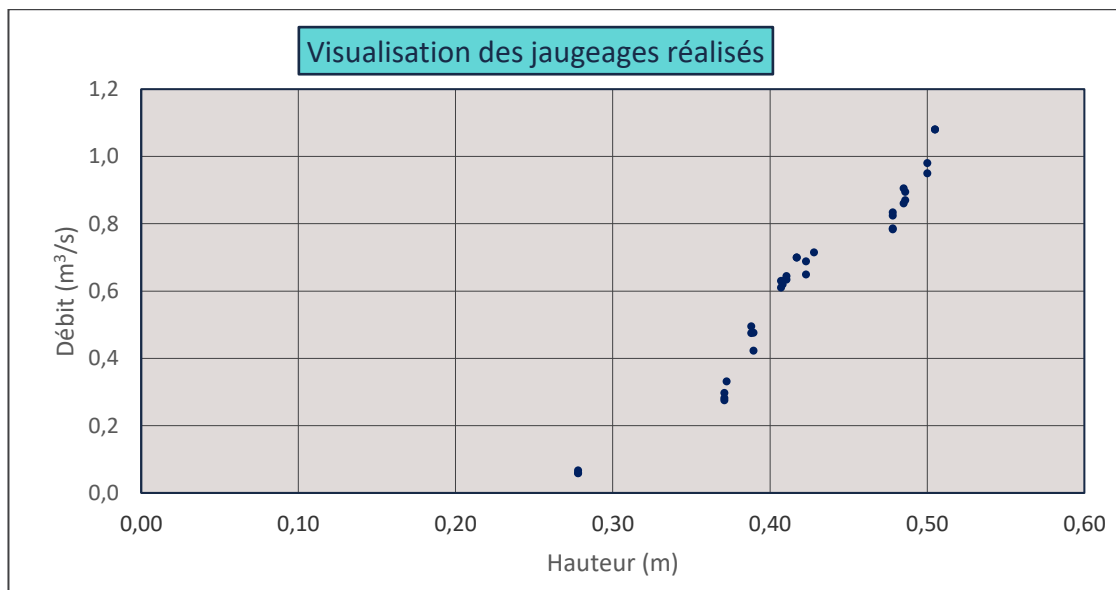


Figure 21 : Visualisation des jaugeages réalisés

A noter que compte tenu de la présence d'une vasque, les hauteurs les plus basses sont rarement observées et correspondent à des débits très faibles.

Les données de jaugeages permettent d'établir une loi hauteur/débit afin de convertir les données de mesure de hauteur en continu en données de débit.



4.2 Analyse préalable à l'élaboration de la courbe de tarage

La courbe de tarage a été élaborée à l'aide du logiciel Baratinage.

Note sur l'approche théorique des formules d'écoulement

Les écoulements observés dans le cadre du torrent de Bonne Pierre ne remplissent pas les conditions nécessaires à l'application de formules théoriques. En effet, les écoulements ne sont ni uniformes, ni rectilignes. D'autre part, la loi de seuil ne peut s'appliquer malgré le choix d'installer la mesure dans une vasque. En effet, la configuration est choisie d'avantage afin de présenter un plan d'eau le plus stable possible que dans l'objectif d'appliquer une loi théorique.

La courbe de tarage n'a donc pas pour objectif de correspondre à une application de formules théoriques mais bien d'associer au cours d'eau la formule la plus proche possible des jaugeages réalisés.



Figure 22 : Visualisation du comportement du cours d'eau ne correspondant pas aux conditions théoriques (visualisation du lit lors de débit très faibles – haut & comportement du torrent lors de la première relève – bas)



Justification de la présence de différents régimes hydrauliques

L'écoulement au niveau de la vasque présente plusieurs régimes d'écoulement. En effet, en fonction du débit observé, les différents obstacles qui composent le lit influencent plus ou moins les écoulements à l'amont, et notamment au niveau de la sonde.

La photo ci-dessous permet de visualiser les différentes zones qui seront schématisées dans la présentation des différents cas :

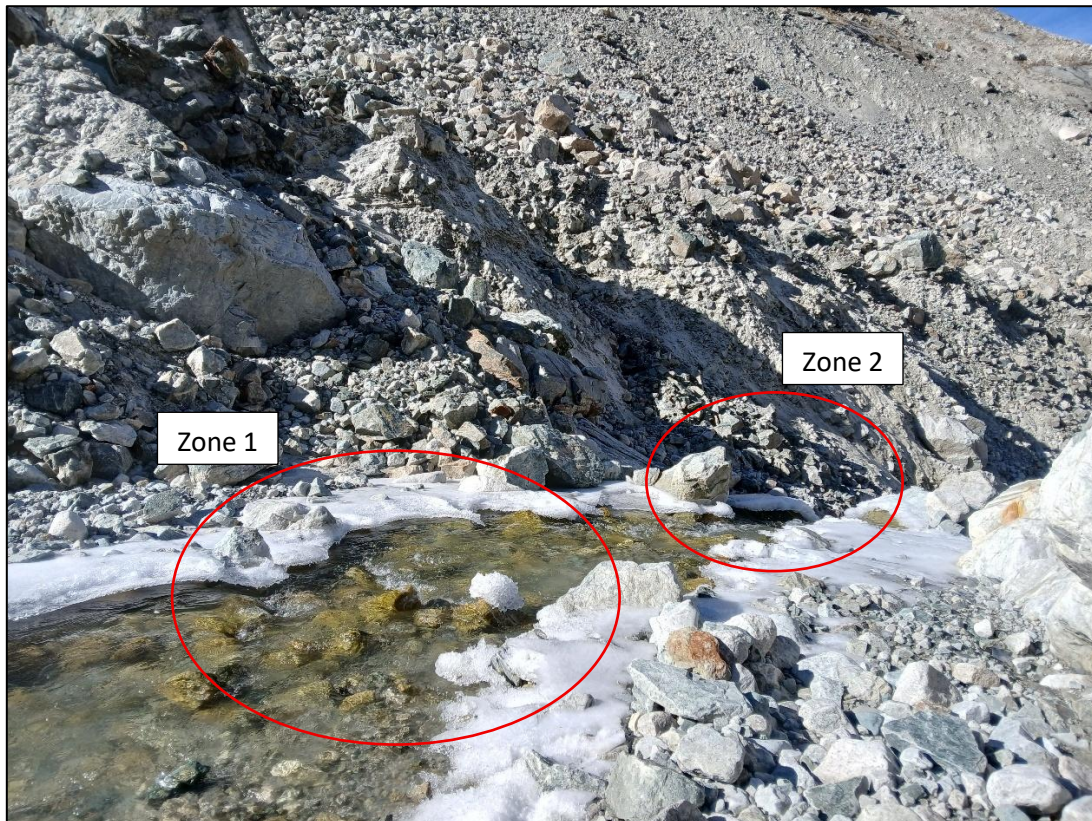


Figure 23 : Visualisation des différentes zones principales d'influence sur l'amont

Les cas présentés sont très schématiques et simplifiés. Ils ont pour seul objectif d'expliquer l'origine des ruptures de pentes au niveau de la loi de tarage. L'approche est volontairement peu exhaustive pour faciliter l'interprétation de la courbe de tarage, et laisser une certaine liberté dans l'interprétation des résultats.

Cas 1 : Débits faibles :

Dans le cas des débits faibles, les ruptures de pentes, notamment associées à la présence de pierres, sont suffisantes pour réduire l'influence de l'aval sur le niveau d'eau au niveau de la sonde. Les réductions de section au niveau des amas de pierres n'ont pas d'influence sur le niveau d'eau amont.

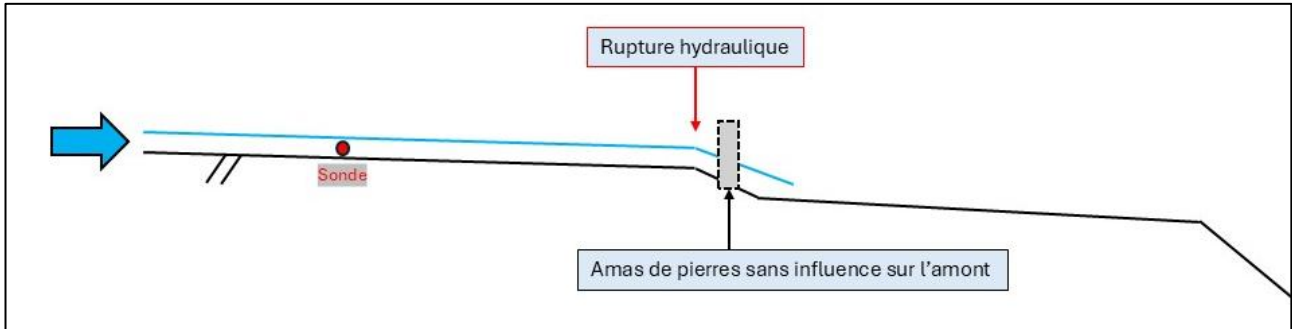


Figure 24 : Visualisation du cas n°1

Cas 2 : Débits moyens :

Dans le cas de débits moyennement faibles, les réductions de section au niveau des amas de pierres présentent une influence sur le niveau d'eau amont. Le fonctionnement de la vasque s'apparente davantage à un fonctionnement type seuil de surverse.

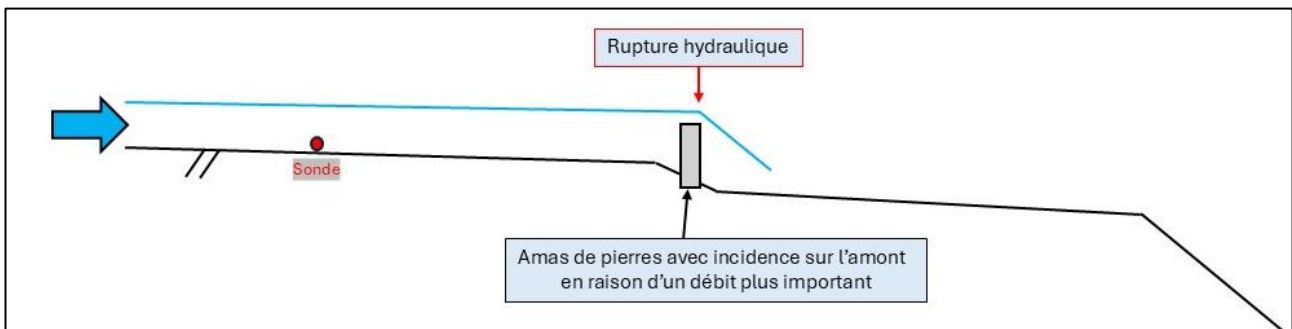




Figure 25 : Visualisation du cas n°2

Cas 3 : Débits importants

Dans le cas de débits importants, les amas de pierres susmentionnés sont noyés, n'influençant plus l'amont. La régulation du niveau d'eau est réalisée par une rupture de pente plus importante, au niveau d'un second amas de rocher plus importants. La rupture de pente est l'influence principale sur le niveau d'eau en amont.

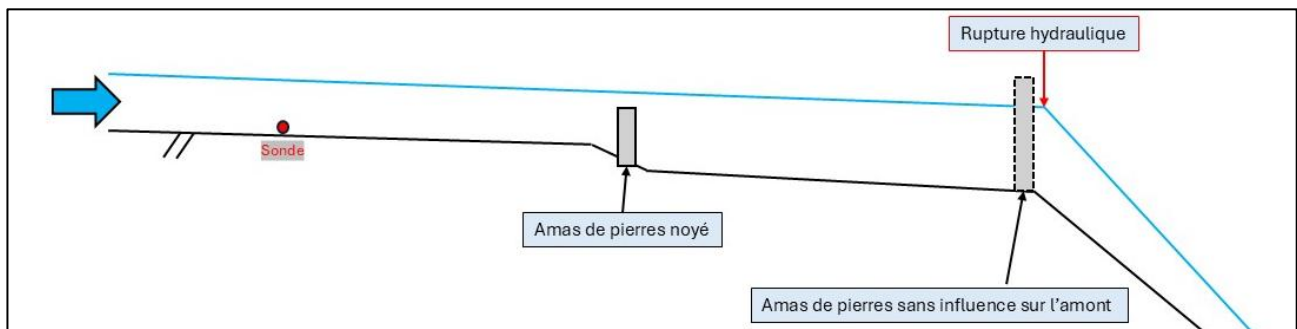


Figure 26 : Visualisation du cas n°3



Cas 4 : Débits très importants :

Les rochers situés au niveau de la rupture de pente sont submergés. Le fonctionnement de la vasque s'apparente davantage à un fonctionnement de seuil. L'amas de rochers influence le niveau d'eau au niveau de la vasque et donc de la sonde.

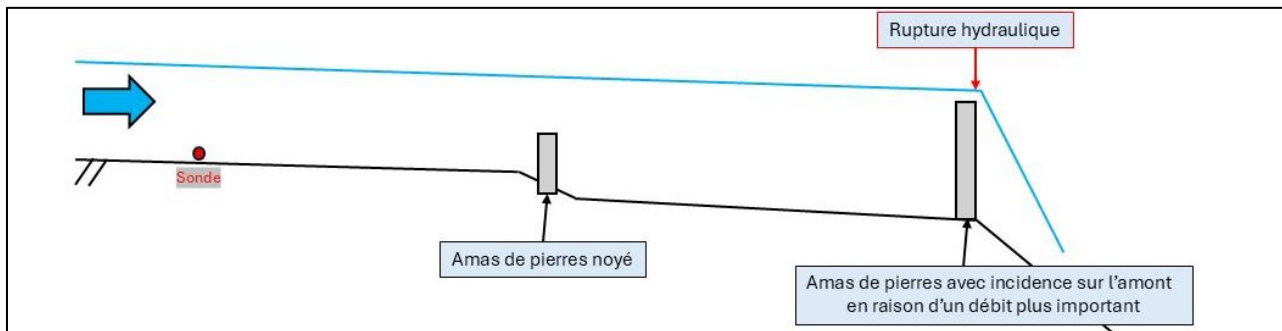


Figure 27 : Visualisation du cas n°4



4.3 Formule de conversion hauteur/débit

Les incertitudes sont considérées dans le cadre de la réalisation de la loi hauteur/débit. Ainsi, trois lois distinctes sont proposées :

- La valeur maximale calculée ;
- La valeur minimale calculée ;
- La valeur calculée par la loi hauteur débit.

Les trois courbes superposées aux données de jaugeages sont présentées dans le graphe ci-dessous. A noter qu'au-delà de 51 cm d'eau dans le lit de la rivière, les conditions d'écoulement n'ont pas pu être observées. La loi appliquée est une extension de la loi déduite des jaugeages. Cependant, les résultats énoncés pour des hauteurs supérieures à 51cm sont à considérer avec précautions. Il en va de même pour des débits inférieurs à 60 L/s, débit minimum observé correspondant à une hauteur d'eau de 28 cm.

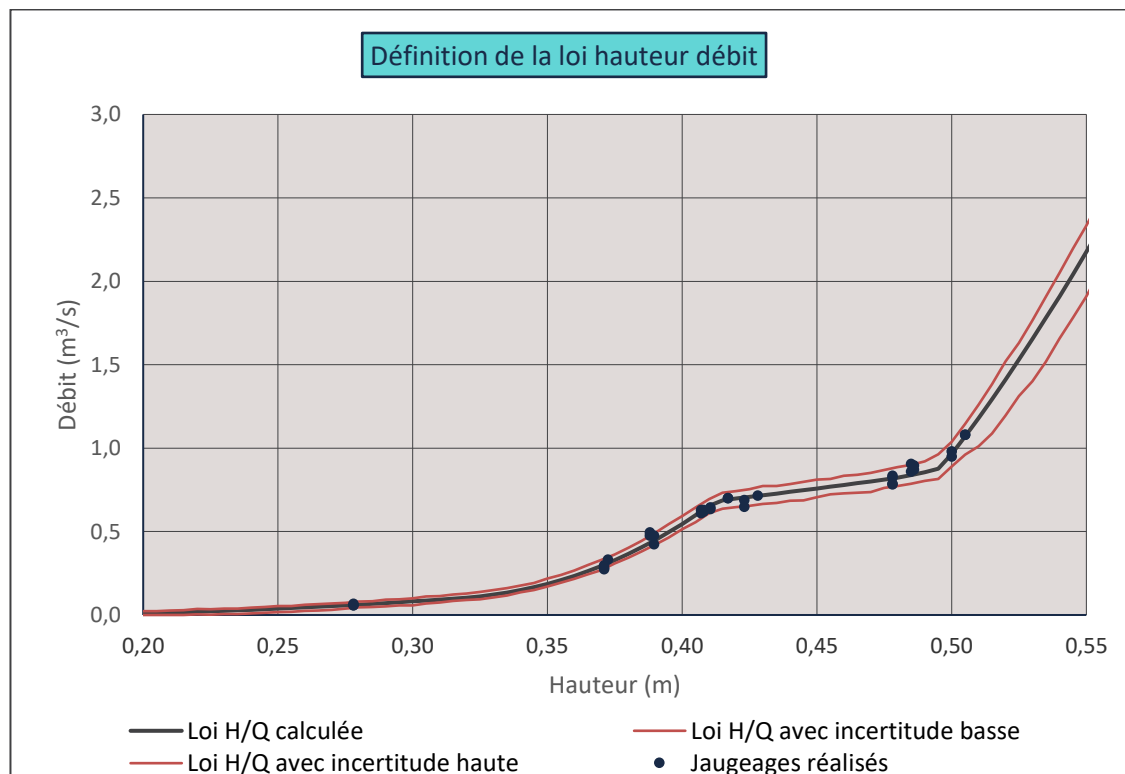


Figure 28 : Visualisation de la courbe hauteur/débit

Les formules sont présentées en page suivante.



Formule du débit calculé :

La formule proposée est applicable pour les hauteurs suivantes, pour le reste des gammes de hauteur, les formules sont des extrapolations non vérifiées :

$$h_{\min} = 0.25 \text{ m} > h > h_{\max} = 0.51 \text{ m}$$

- **$h < 0.13 \text{ m}$** – Débit non calculable
- **$0.13 < h < 0.32$:**
$$Q = 3,8966 \cdot (h - 0,133738)^{2,15458}$$
- **$0.32 < h < 0.41 \text{ m}$:**
$$Q = 74.012 \cdot (h - 0,31801)^{2,15438}$$
- **$0.41 < h < 0.475 \text{ m}$:**
$$Q = 1.40995 \cdot (h - 0.284218)^{2,00708}$$
- **$0.475 < h < 0.495 \text{ m}$:**
$$Q = 68.7934 \cdot (h - 0.476469)^{2,00922}$$
- **$h > 0.495$:**
$$Q = 52,9269 \cdot (h - 0,430433)^{1,5024}$$

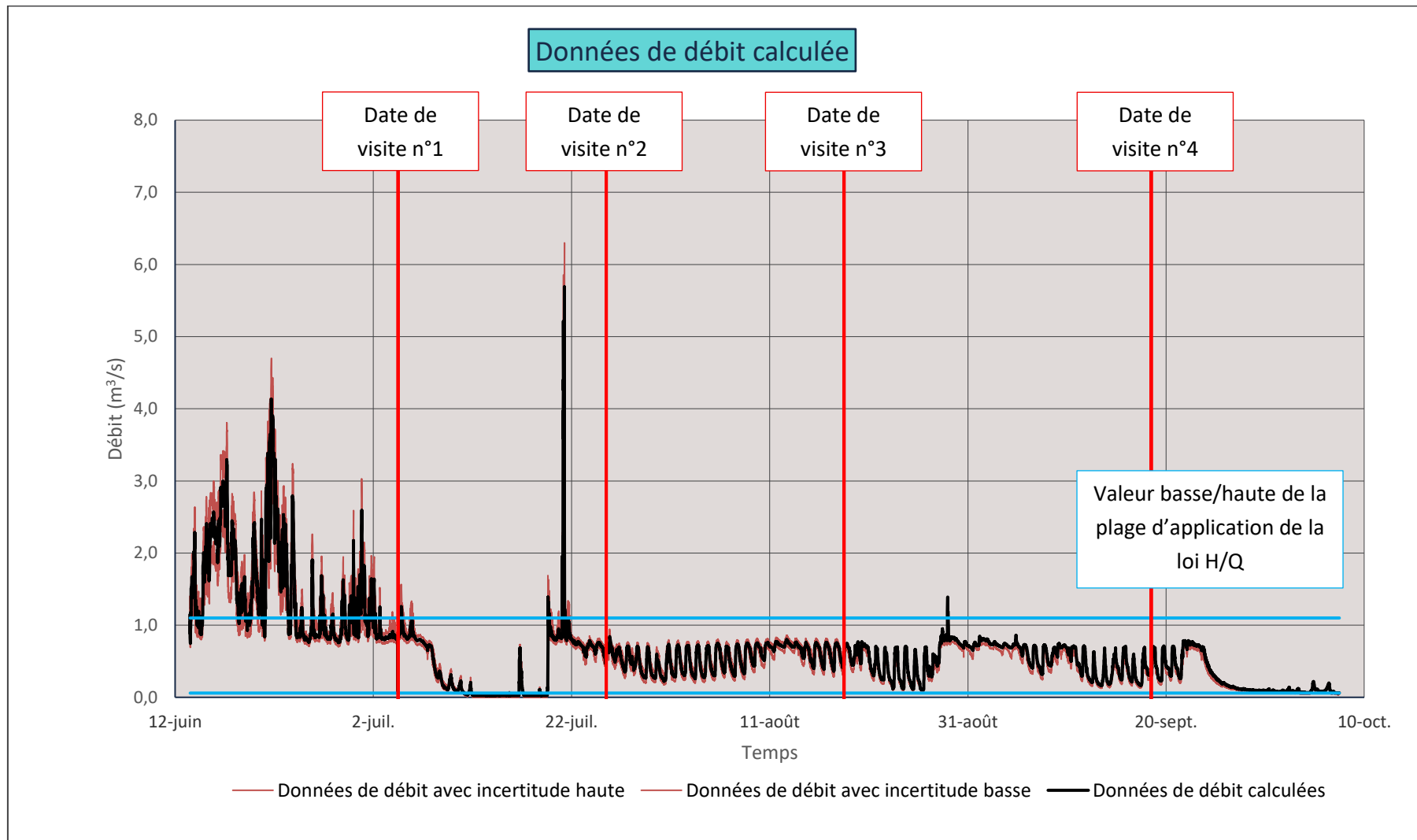
4.4 Application de la formule de conversion hauteur/débit aux données de hauteur mesurées

Avec les données de hauteurs converties, il est possible de visualiser la courbe de débit. Cette courbe est présentée en page suivante. Elle est soumise aux incertitudes et ne peut concrètement s'appliquer que sur la plage de données indiquée. En dehors de cette plage, la donnée fournie est une extrapolation de la loi calculée.

Par ailleurs, les dates de visite sont également indiquées à guise d'information.

Les données brutes de cette courbe sont annexées au présent rapport.





4.5 Analyse critique – points particuliers

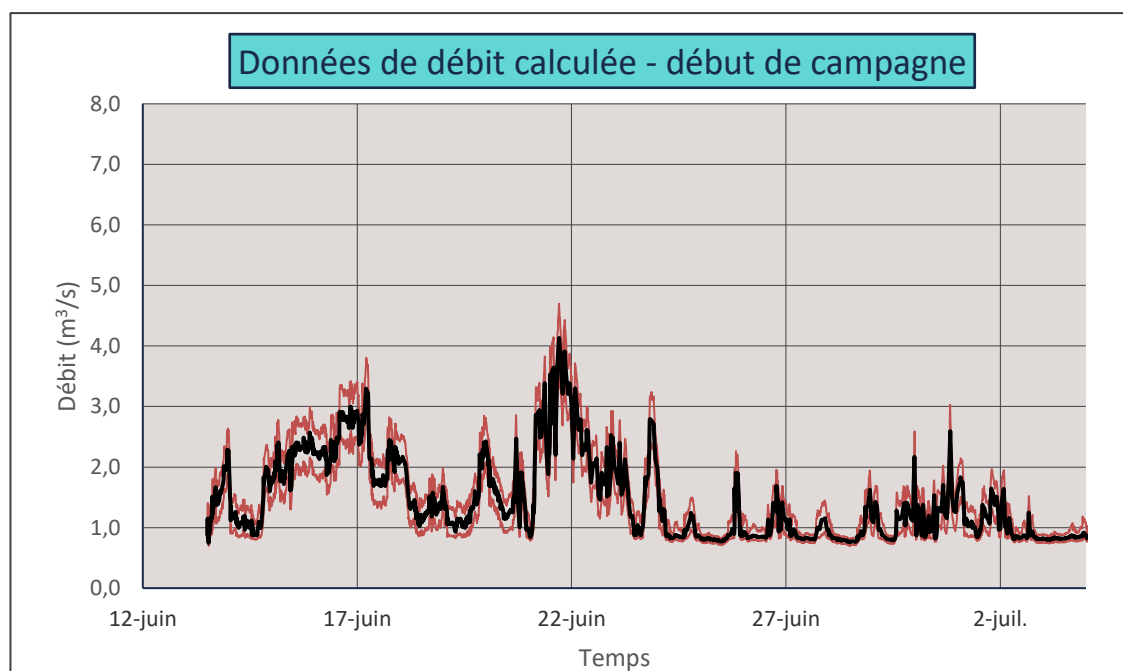
Début de campagne

Contexte : La période concernée correspond aux premières données collectées, et représente la partie la plus attendue en raison de la volonté de caractériser la vidange du lac. La pose fait à la suite de la fonte du manteau neigeux à l'aval du glacier, permettant l'accès au torrent. Les conditions sur le premier mois de mesure sont celle d'une canicule.

Conditions de mesure : On constate que les variations de hauteurs sont difficilement exploitables lorsque les débits sont importants ($> 1 \text{ m}^3/\text{s}$). En effet, dans ces conditions, les obstacles à l'écoulement situés dans le lit de la rivière engendrent des variations d'énergie importantes. En effet, des accélérations, ressauts et dissipations d'énergie cinétique peuvent expliquer l'instabilité de la mesure. Le lit de la rivière demeure étroit et présente une géométrie peu académique. La mesure de hauteur dans ces conditions est plus variable et moins fiable.

Evolution du cours d'eau : A noter que ces conditions d'écoulement peuvent par ailleurs s'accompagner de changement du lit avec un transport sédimentaire plus important pouvant altérer le lit de la rivière. Bien qu'aucune modification structurelle du lit n'ait été observée, on peut légitimement envisager des évolutions du lit durant ces épisodes.

Influence de la fonte : On observe que les eaux de fonte engendrent de légères fluctuations dans le cadre de la mesure de hauteur d'eau par sonde piézométrique. Ces perturbations restent en marge de celles induites par les conditions d'écoulement.



Période de faibles débit observés en juillet

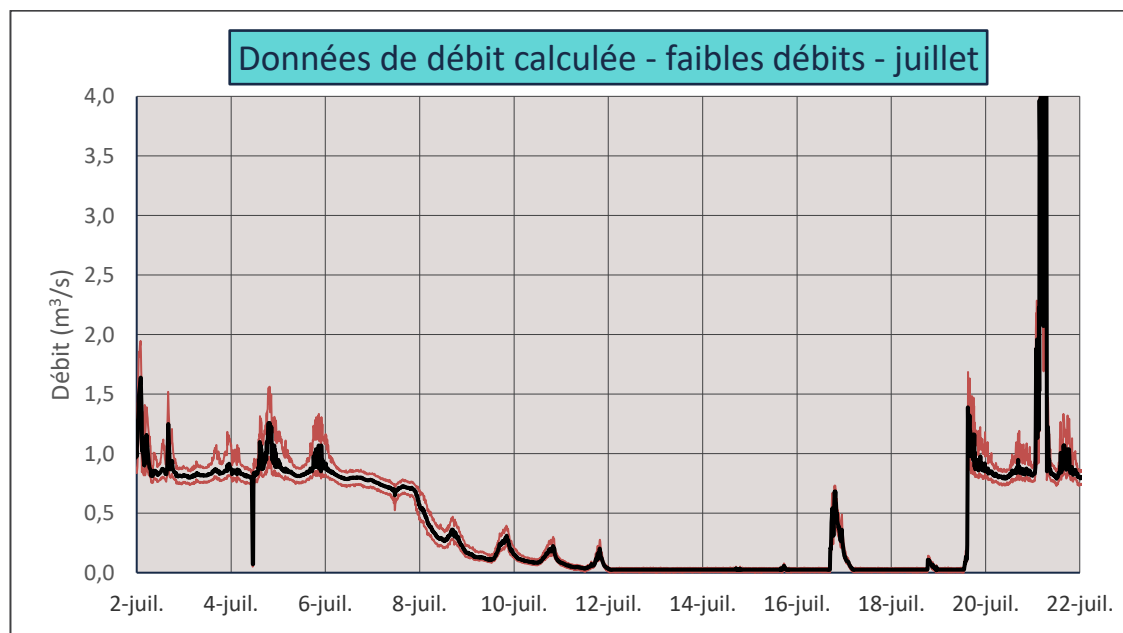
Contexte : La période concernée correspond à une baisse des températures avec quelques précipitations éparées. Le manteau neigeux a presque totalement disparu à la suite des températures du mois de juin.

Conditions de mesure : On observe une baisse continue des débits d'eau. Plusieurs observations peuvent être formulées :

- Les berges du torrent présentent des dépôts de fines. Les débits engagés ne permettent pas d'auto-curage du lit de la rivière. Un colmatage de la sonde est possible. Il semblerait cependant que la sonde soit restée en équilibre avec la charge dans le cours d'eau ;
- La sonde a été temporairement hors d'eau. Cette situation ne correspond pas à une absence totale d'eau dans la rivière mais est essentiellement liée à la position de la sonde quelques centimètres au-dessus du fil d'eau. Cette situation témoigne cependant de débits très faibles.

La situation peut laisser penser à un défaut de la chaîne de mesure. Si cette éventualité ne peut être écartée, des suivis réalisés sur des cours d'eau similaires à la même période tendent à montrer une tendance de débits très faibles.

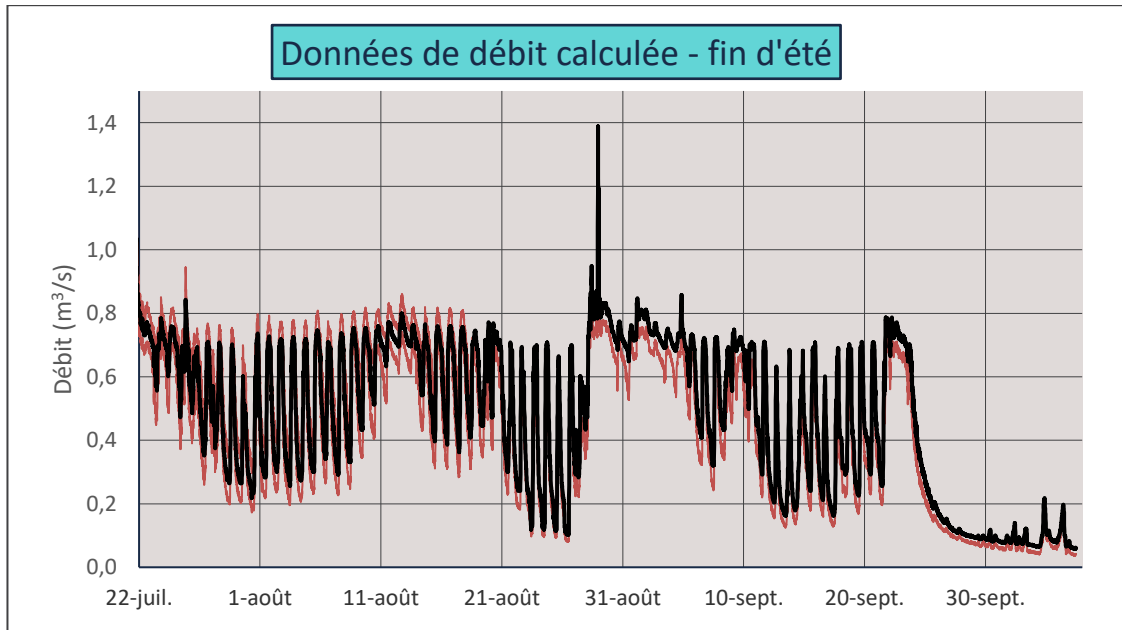
Evolution du cours d'eau : Les dépôts de fines observés participent à une évolution du lit de la rivière. Cependant, ce phénomène est essentiellement visible sur les berges. Ces dépôts peuvent engendrer des conséquences sur la mesure de la hauteur d'eau (ensablement de la sonde) mais les modifications du lit restent en marge.



Période de faibles débits observés en juillet

Contexte : le lit de la rivière semble stabilisé. Les débits sont en grande partie liés à la fonte du glacier. On observe ponctuellement une influence importante de la pluviométrie.

A noter également en fin de période de mesure, une baisse importante des températures avec la formation d'une légère couche de glace sur les berges. Les débits présentent une baisse importante à cette période.



5 SUITE A DONNER

Notre expérience accumulée sur cette étude nous permet un certain nombre d'observations :

- La période charnière correspond au début de la campagne, lorsque le lit devient accessible. Cependant, on sait par expérience qu'une mesure se fiabilise au fur et à mesure des visites de terrain. L'accès au cours d'eau étant difficile avant la période voulue, la chaîne de mesure est installée en même temps que la découverte du site, réduisant l'assurance d'une pose optimale.
- L'installation de la chaîne de mesure dépend de la stabilité des blocs, réduisant les possibilités d'installation. Le site appareillé semble cependant relativement fiable, malgré des mesures fluctuantes en début de campagne. Les possibilités de sites non loin de l'exutoire du glacier sont réduites.
- Une autre vasque a été identifiée comme équipable à une centaine de mètres en aval mais est plus difficile d'accès, notamment lorsque les débits sont importants. Par ailleurs, des ruissellements latéraux intermédiaires sont observés, bien qu'à la marge.
- Compte tenu du comportement aléatoire de la rivière lors des hauts débits, les conditions de mesure seront difficiles sur l'ensemble du profil en long observé du torrent.

Si les conditions de mesure ne sont pas optimales, les différents jaugeages sont cohérents et suivent une certaine tendance qui peut être appliquée au suivi de la hauteur d'eau. La méthode employée correspond à l'application d'une formule empirique et non à une mesure continue de débit. La marge d'erreur est donc non négligeable mais permet d'extraire des tendances associées à des ordres de grandeur relativement précis.

Notre équipe reste à votre disposition pour toute information complémentaire.

Dressé à Grenoble,

Le 27/10/25

Ludovic THOMANN

Chargé d'études métrologie



Note sur l'analyse hydrologique menée en 2025 sur le torrent de Bonne Pierre

Restauration des Terrains en Montagne (RTM)

La présente note a pour objectif de présenter de manière succincte les travaux menés sur l'hydrologie du torrent de Bonne Pierre en 2025. Il s'agit de préciser l'utilisation qui a été faite des mesures du bureau d'étude ATEAU et de présenter les modélisations hydrologiques d'EDF. **L'analyse de ces données est présentée dans le rapport principal.**

1. Débits observés

Le bureau d'étude ATEAU a mesuré la hauteur d'eau dans le torrent de Bonne Pierre de manière continue entre le 13 juin et le 7 octobre, et a effectué 20 jaugeages au sel à 6 dates différentes (voir rapport associé).

La première courbe de tarage (relation hauteur-débit) calibrée par ATEAU était une régression par morceau. Cette courbe aboutissait à une estimation des débits probablement surévalués pour les hauteurs supérieures à 0.5 m pour lesquelles aucune observation de débit n'est disponible (pente très forte, Figure 1).

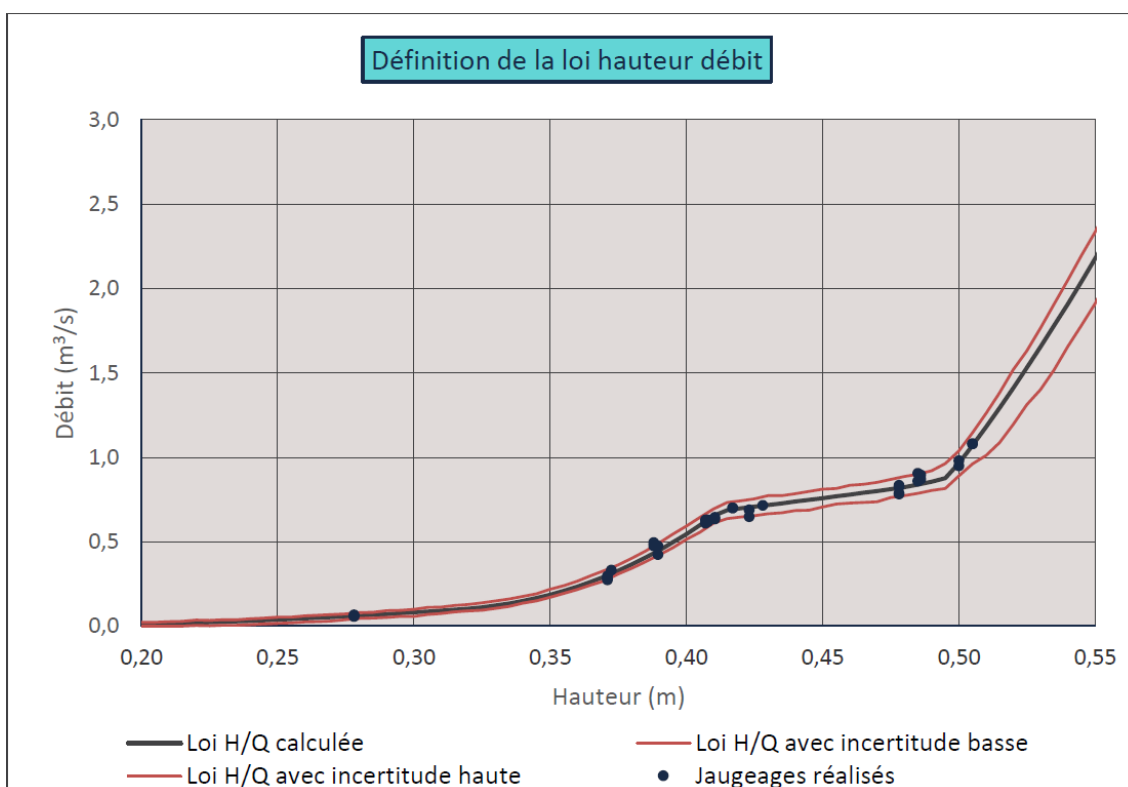


Figure 1: Relation hauteur-débit issue du rapport ATEAU.

En accord avec le bureau d'étude, il a été décidé de caler une seconde courbe de tarage basée sur une loi puissance. Cette loi permet de calibrer une seule et même relation pour toute la gamme de hauteur d'eau, et aboutit à des estimations de débit plus faibles pour les hauteurs supérieures à 0.5 m (Figure 2).

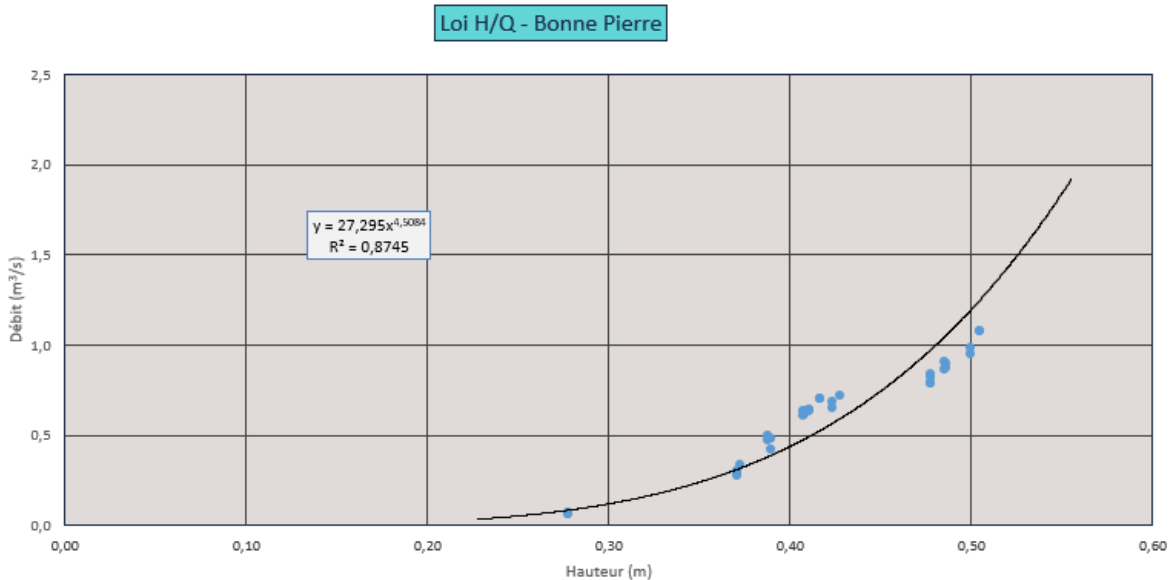


Figure 2: Relation hauteur-débit selon la loi puissance.

Au final, c'est cette seconde loi hauteur-débit qui a été utilisée pour les analyses qui ont suivi. La nouvelle série de débits observés n'est pas modifiée vis-à-vis de la temporalité (même chronique de hauteur d'eau), mais est modifiée vis-à-vis de l'intensité (Figure 3). C'est aussi cette chronique de débit qui a été utilisée par ISTERRE pour calibrer la relation entre le bruit sismique et le débit du torrent de Bonne Pierre (voir rapport associé).

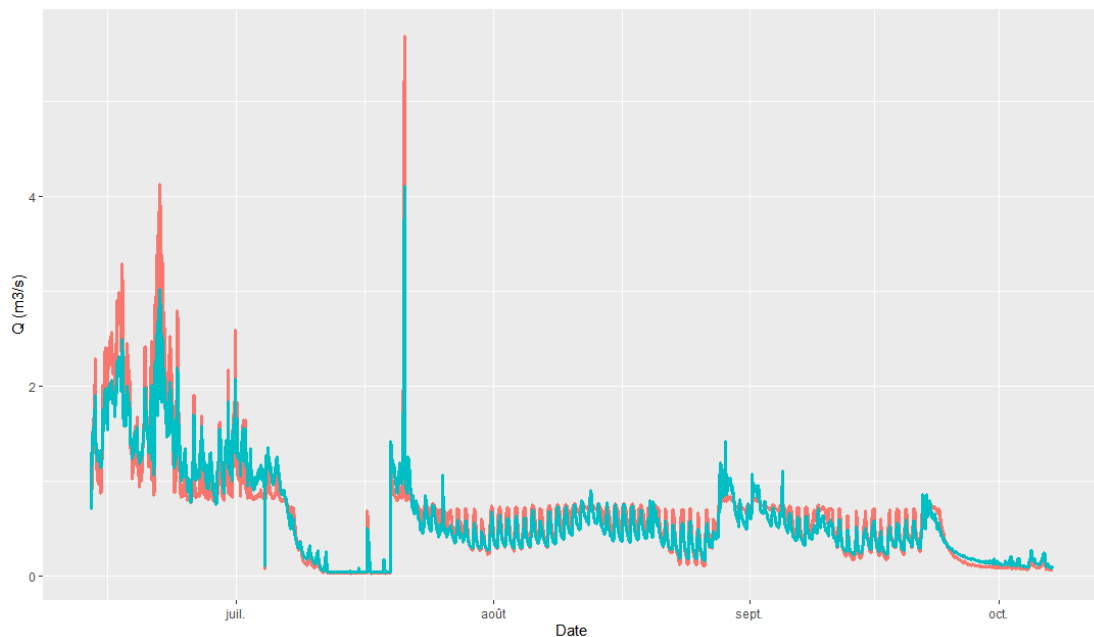


Figure 3: Chronique de débit sur toute la saison 2025 estimée à partir de la première relation hauteur-débit (orange) et à partir de la loi puissance (bleu).

2. Débits modélisés

Le modèle hydrologique MORDOR-SD d'EDF a été utilisé pour simuler le débit du torrent de Bonne Pierre au front du glacier. L'objectif de cette modélisation est d'effectuer une comparaison avec les observations (capteur de hauteur d'eau, géophone) afin de voir si les débits relevés sont cohérents avec ce qui aurait pu être attendu des forçages météorologiques.

Le modèle utilisé est issu des travaux d'EDF menés lors de la rétro-analyse de 2024. Il s'agit du modèle hydrologique du Vénéon aux Etages (104 km²) calibré grâce aux observations de débit sur le Vénéon, puis translaté au bassin versant glaciaire de Bonne Pierre (4.7 km²). Il ne s'agit donc pas d'un modèle hydrologique directement calibré sur le bassin versant du glacier, étant donné qu'aucune chronique de

débit observé n'est disponible sur plusieurs années pour permettre une calibration. Cette translation du modèle implique par définition une précision moindre qu'un modèle « local ».



Figure 4: Bassin versant du glacier de Bonne Pierre (4.7 km^2) sur fond orthophoto express 2024 (IGN).

Le modèle hydrologique simule les débits au pas de temps horaire. Il prend comme données d'entrée :

- Les températures au pas de temps horaire. La température pilote notamment la phase des précipitations (pluie, neige), la fonte nivale et glaciaire, l'évapotranspiration ;
- Les précipitations au pas de temps horaire. Les précipitations pilotent le remplissage des différents stocks du bassin versant dont le stock nivale, ainsi que le ruissellement.

Nous présentons les données utilisées comme forçage du modèle hydrologique ainsi que les résultats des simulations.

2.1. Forçages météorologiques

Les données météorologiques doivent être disponibles depuis le début de l'automne 2024 pour permettre une bonne constitution du manteau neigeux dans le modèle hydrologique et ainsi correctement simuler la fonte nivale en 2025.

Pour les températures, les observations à la station nivose des Ecrins ont été considérées. Cette donnée est très pertinente puisqu'elle constitue une mesure au pas de temps horaire à l'intérieur du bassin versant, qui plus est à proximité de l'altitude médiane du bassin versant (station à 2970 m d'altitude).

En revanche, il n'existe pas d'observation de précipitations au pas de temps horaire sur le bassin versant du glacier de Bonne Pierre sur toute la période nécessaire. Une observation des précipitations horaires est disponible sur le bassin versant du 18 août au 7 octobre (installation pluviomètre mobile ATEAU), mais ne couvre pas toute la saison estivale ni l'hiver précédant. Cette donnée d'observation locale a donc été utilisée pour évaluer d'autres chroniques de précipitations horaires disponibles sur le temps long.



Figure 5: Pluviomètre installé par ATEAU le 18 août.

2.1.1. Précipitations Antilope

La lame d'eau horaire Antilope est basée sur la lame d'eau radar corrigée par les pluviomètres au sol. Cette donnée a été fournie par Météo France dans le cadre de ce travail. Les valeurs de précipitations horaires extraites sur les points de grille situés à l'intérieur du bassin versant du glacier de Bonne Pierre ont été moyennées (Figure 6).

Une comparaison a été effectuée entre la précipitation Antilope sur le bassin versant et la précipitation mesurée par le pluviomètre ATEAU entre le 18 août et le 7 octobre au pas de temps horaire (Figure 7). Les deux jeux de données sont très cohérents, avec un coefficient de corrélation de 0.85. Cela donne une bonne confiance dans la capacité du produit Antilope à fournir une lame d'eau de précipitations pertinente à l'échelle du bassin versant du glacier de Bonne Pierre.

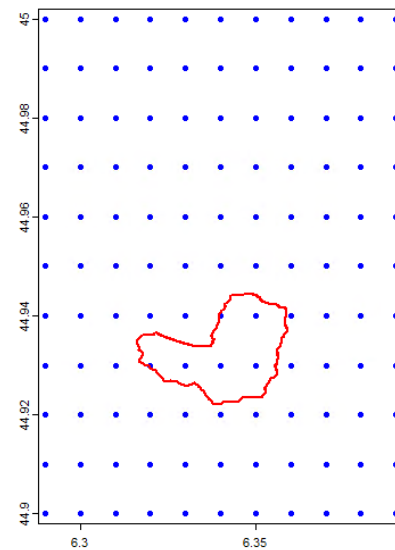


Figure 6: Points de grille Antilope et bassin versant du glacier de Bonne Pierre. Source des données : Météo France.

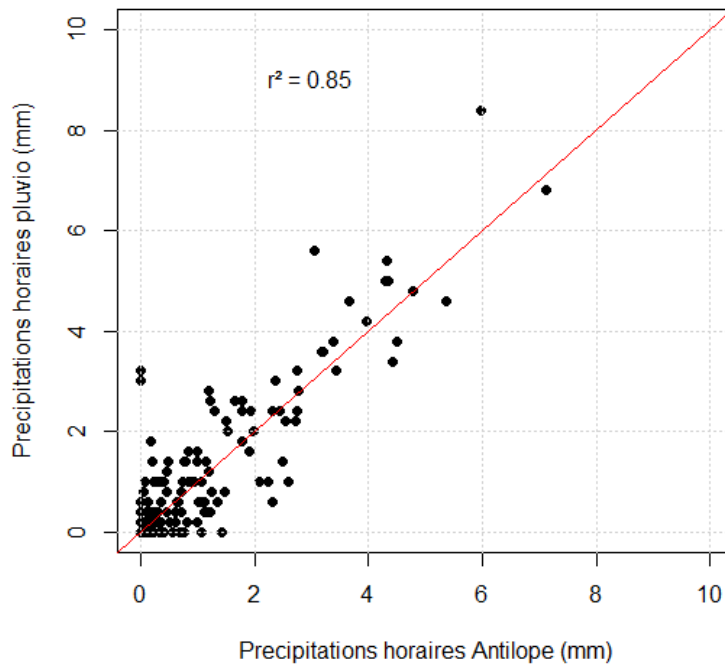


Figure 7: Comparaison des précipitations horaires Antilope et du pluviomètre ATEAU entre le 18 août et le 7 octobre.

La Figure 8 compare les deux chroniques de précipitations sur cette même période. Elle montre un bon accord entre les deux jeux de données, et une légère sous-estimation d'Antilope sur certains épisodes. Le cumul total sur la période est de 170 mm pour Antilope contre 195 mm pour le pluviomètre, soit un biais de -13%.

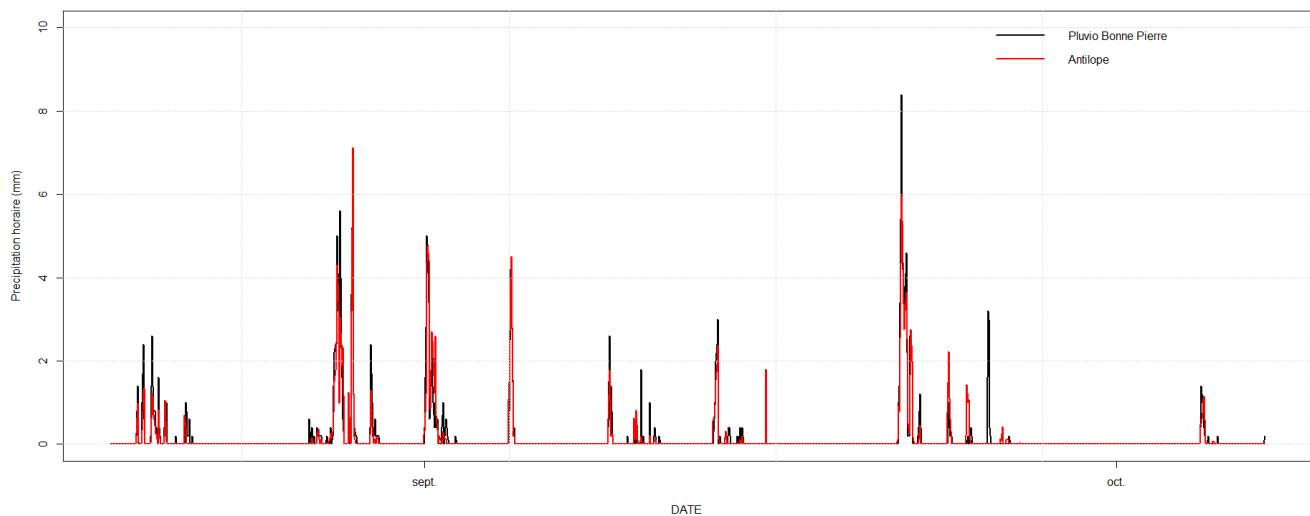


Figure 8: Chronique de précipitations horaires Antilope et du pluviomètre ATEAU.

2.1.2. Précipitations à Saint-Christophe-en-Oisans

La même comparaison a été effectuée pour les précipitations horaires mesurées au pluviomètre de Saint-Christophe-en-Oisans (Figure 9, Figure 10). Le pluviomètre de Saint-Christophe-en-Oisans se situe à 11 km à l'ouest du bassin versant. La cohérence entre les deux jeux de données est aussi très bonne ($R^2=0.79$), même si elle est légèrement moins bonne que pour la lame d'eau Antilope.

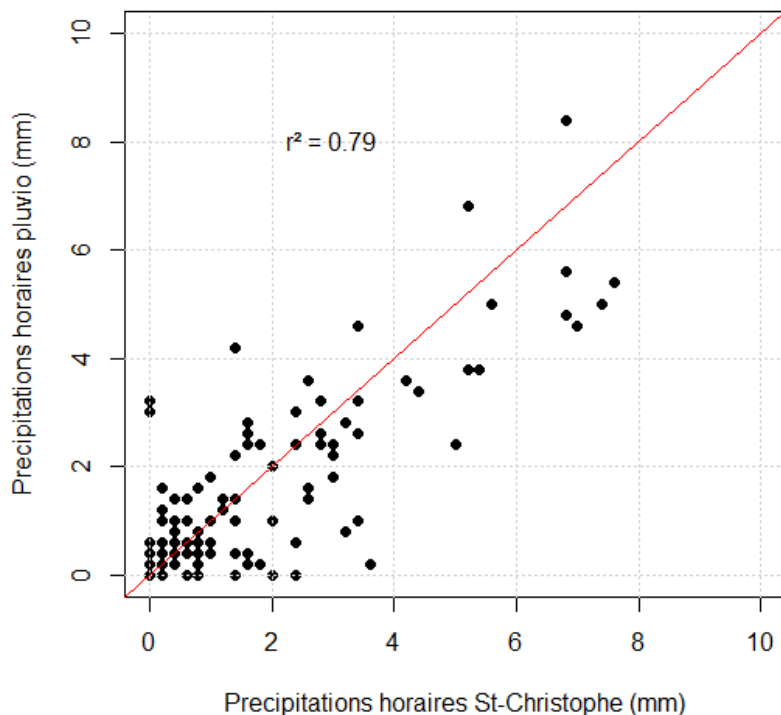


Figure 9: Comparaison des précipitations horaires de Saint-Christophe-en-Oisans et du pluviomètre ATEAU entre le 18 août et le 7 octobre.

L'analyse des chroniques temporelles montre aussi le bon accord entre les deux jeux de données, avec cette fois-ci des cumuls parfois légèrement supérieurs mesurés à Saint-Christophe par rapport au pluviomètre installé à côté du glacier de Bonne Pierre. Sur toute la période, le cumul au pluviomètre de Saint-Christophe est de 210 mm, soit un cumul 8% plus élevé que le pluviomètre de Bonne Pierre.

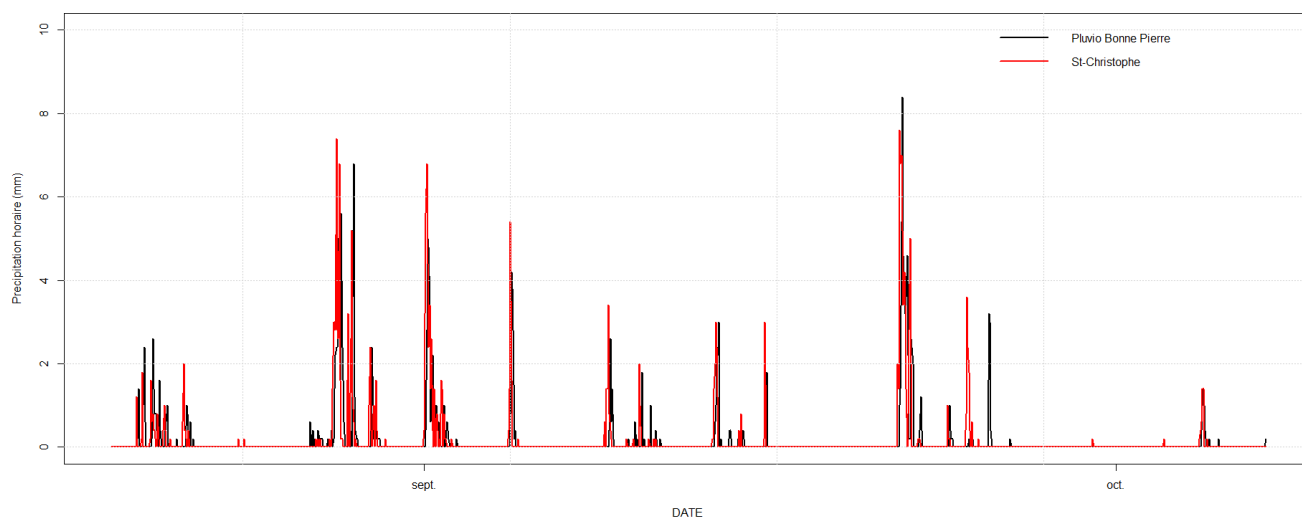


Figure 10: Chronique de précipitations horaires de Saint-Christophe-en-Oisans et du pluviomètre ATEAU.

2.2. Résultats des simulations

Les comparaisons des différentes données de précipitation ont montré globalement un bon accord avec les précipitations locales mesurées à proximité du glacier de Bonne Pierre. Deux simulations ont donc été effectuées entre le 1^{er} septembre 2024 et le 31 octobre 2025 :

- Une simulation avec les températures à la station nivose des Ecrins et les précipitations Antilope sur le bassin versant du glacier de Bonne Pierre ;
- Une simulation avec les températures à la station nivose des Ecrins et les précipitations mesurées à Saint-Christophe-en-Oisans.

La Figure 11 illustre les chroniques de débit modélisés pour la saison estivale 2025.

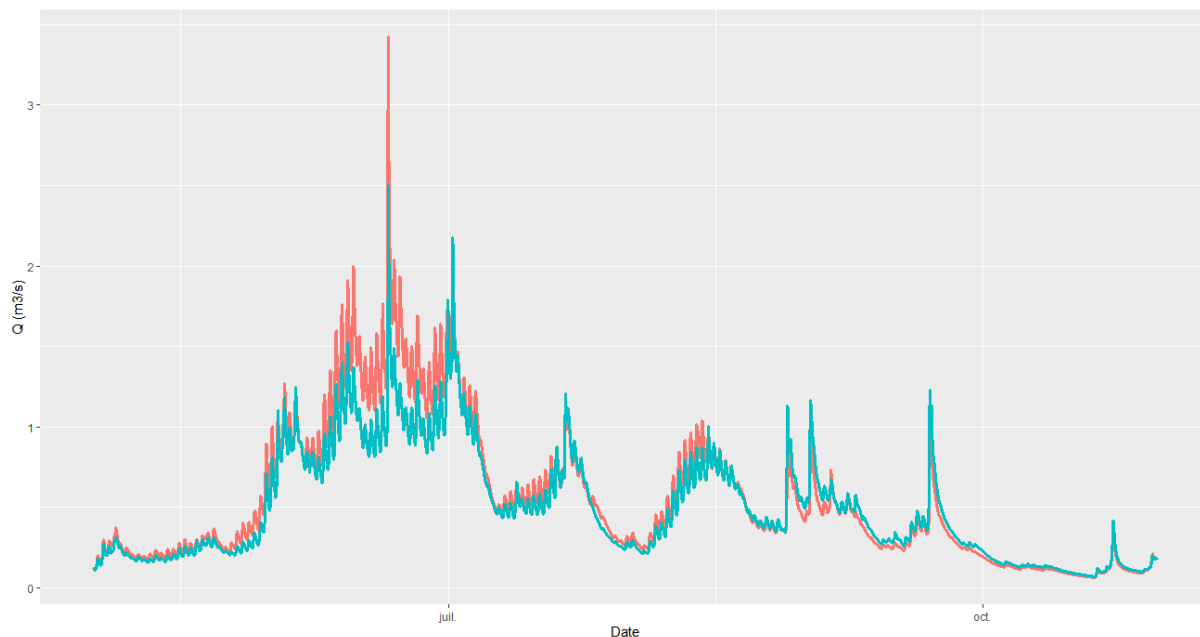


Figure 11: Débits modélisés par le modèle Mordor au front du glacier de Bonne Pierre selon les précipitations Antilope (orange) et de Saint-Christophe-en-Oisans (bleu). Source des données : EDF.

Les deux simulations sont très cohérentes sur l'essentiel de la saison, mais montrent des différences de débit notamment dans la seconde moitié du mois de juin. Le modèle issu des précipitations Antilope estime des débits de l'ordre de $1.5 \text{ m}^3/\text{s}$, quand le modèle issu des précipitations à Saint-Christophe estime des débits de l'ordre de $1 \text{ m}^3/\text{s}$. Ces différences sont principalement liées à la différence de stock nival constitué pendant l'hiver selon les données de précipitations considérées, avec un stock plus important dans le modèle Antilope que dans le modèle Saint-Christophe (Figure 12).

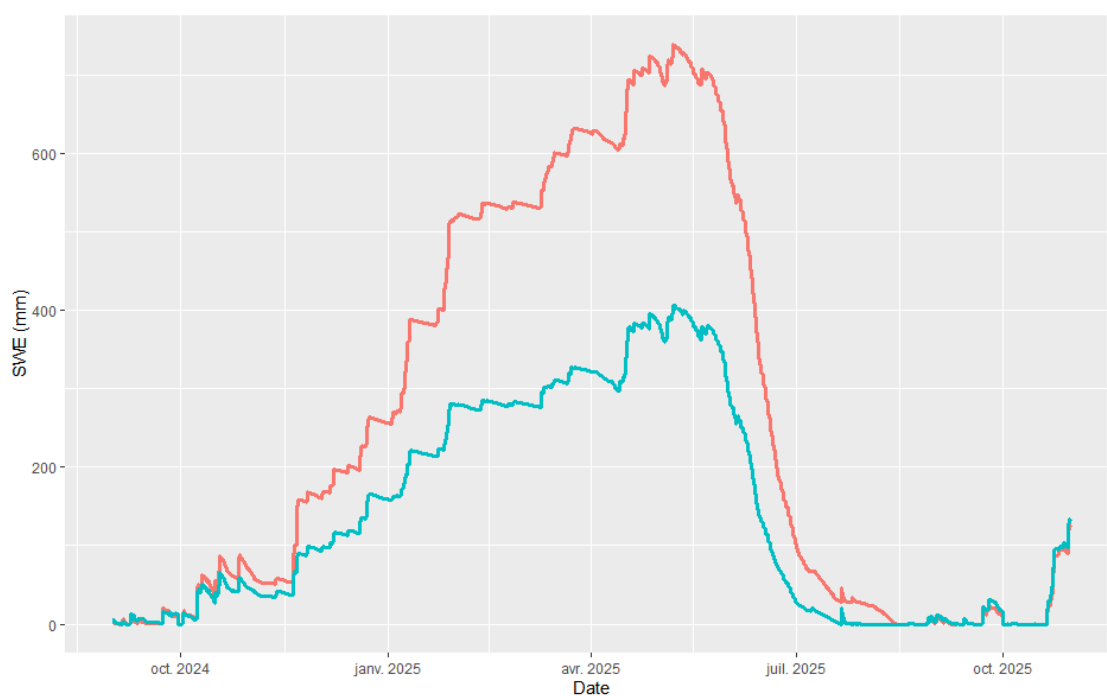


Figure 12: Equivalent en eau du manteau neigeux sur le bassin versant du glacier de Bonne Pierre selon le forçage Antilope (orange) et Saint-Christophe (bleu). Source des données : EDF.

Ces valeurs d'équivalent en eau du manteau neigeux du bassin versant sur la saison 2024-2025 ont été comparées à celles du modèle S2M de Météo France.

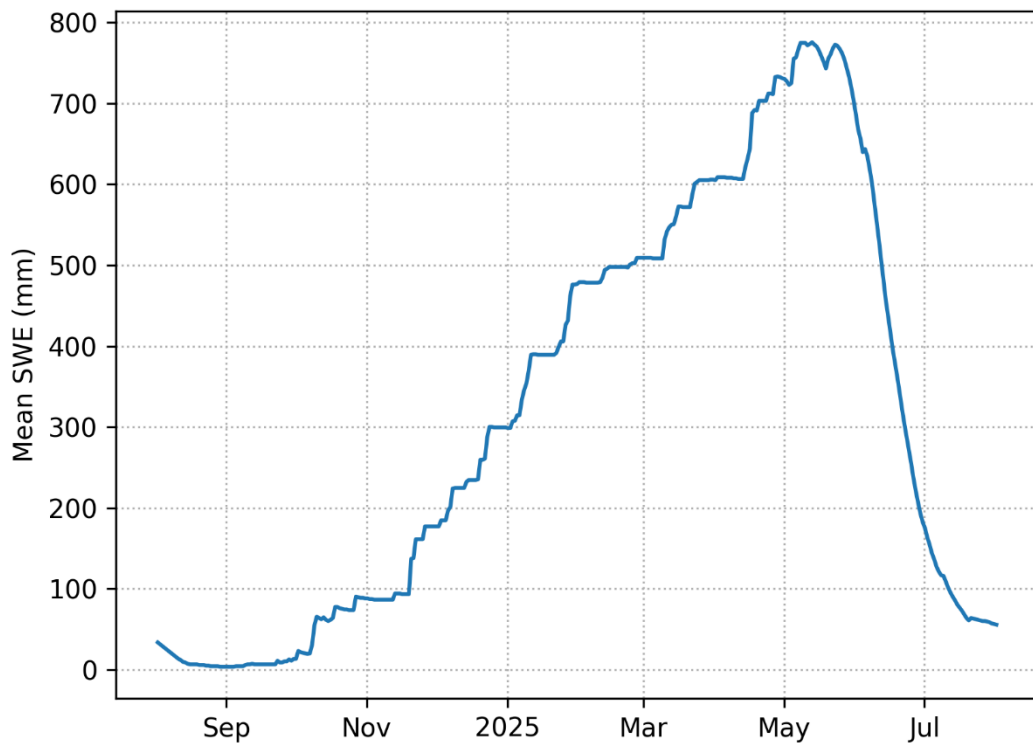


Figure 13: Equivalent en eau du manteau neigeux sur le bassin versant du glacier de Bonne Pierre selon le modèle S2M. Source : Météo France.

Le modèle S2M simule un stock nival plus proche du modèle Mordor forcé par Antilope que du modèle Mordor forcé par Saint-Christophe-en-Oisans. Il est néanmoins difficile d'utiliser ce produit comme une validation, étant donné qu'il constitue aussi une donnée de modélisation. La comparaison aux mesures de la station nivose est possible, mais cette dernière fournit une hauteur de neige et non pas une valeur d'équivalent en eau du manteau neigeux (densité de la neige nécessaire au calcul). L'interprétation des valeurs de débit simulées dans la deuxième moitié du mois de juin doit donc être effectuée avec précaution.

3. Résumé

Ces travaux menés sur l'hydrologie du torrent de Bonne Pierre au front du glacier ont permis d'obtenir des ordres de grandeur de débits observés et simulés. Chacune de ces séries possède des biais (de mesure, de modélisation), mais ce travail permet une première comparaison des débits du torrent aux débits attendus au regard de la pluie et de la fonte. La comparaison des différentes chroniques est effectuée dans le rapport principal.

Au-delà des interprétations physiques - qu'il est difficile d'avancer au regard des incertitudes des différentes chroniques -, ce travail permet une comparaison des avantages/limites des différentes méthodes pour un torrent de haute-montagne (difficultés liées au capteur de hauteur d'eau, au manque de jaugeages à fort débit, à la disponibilité de données de précipitations locales, à la modélisation du stock nival, etc).



Agence RTM Alpes du Nord
Service RTM de l'Isère
9 quai Créqui
38000 GRENOBLE



Acquisitions LiDAR : Glacier de Bonne Pierre



Note de technique d'accompagnement de données

Date de soumission : 21/10/2025

Date de modification v2 : 28/10/2025

Styx4D

Batiment Le Fennec

19 rue du Lac Saint-André

73370 Le Bourget-du-Lac

benoit.urruty@styx4d.com

www.styx4d.com

I. CONTEXTE ET LOCALISATION

Le RTM38 a mandaté Styx4D pour la réalisation d'une acquisition LiDAR en milieu complexe sur le glacier de Bonne Pierre. Cette acquisition rentre dans le cadre du suivi engagé depuis les événements ayant enseveli le hameau de La Bérarde.

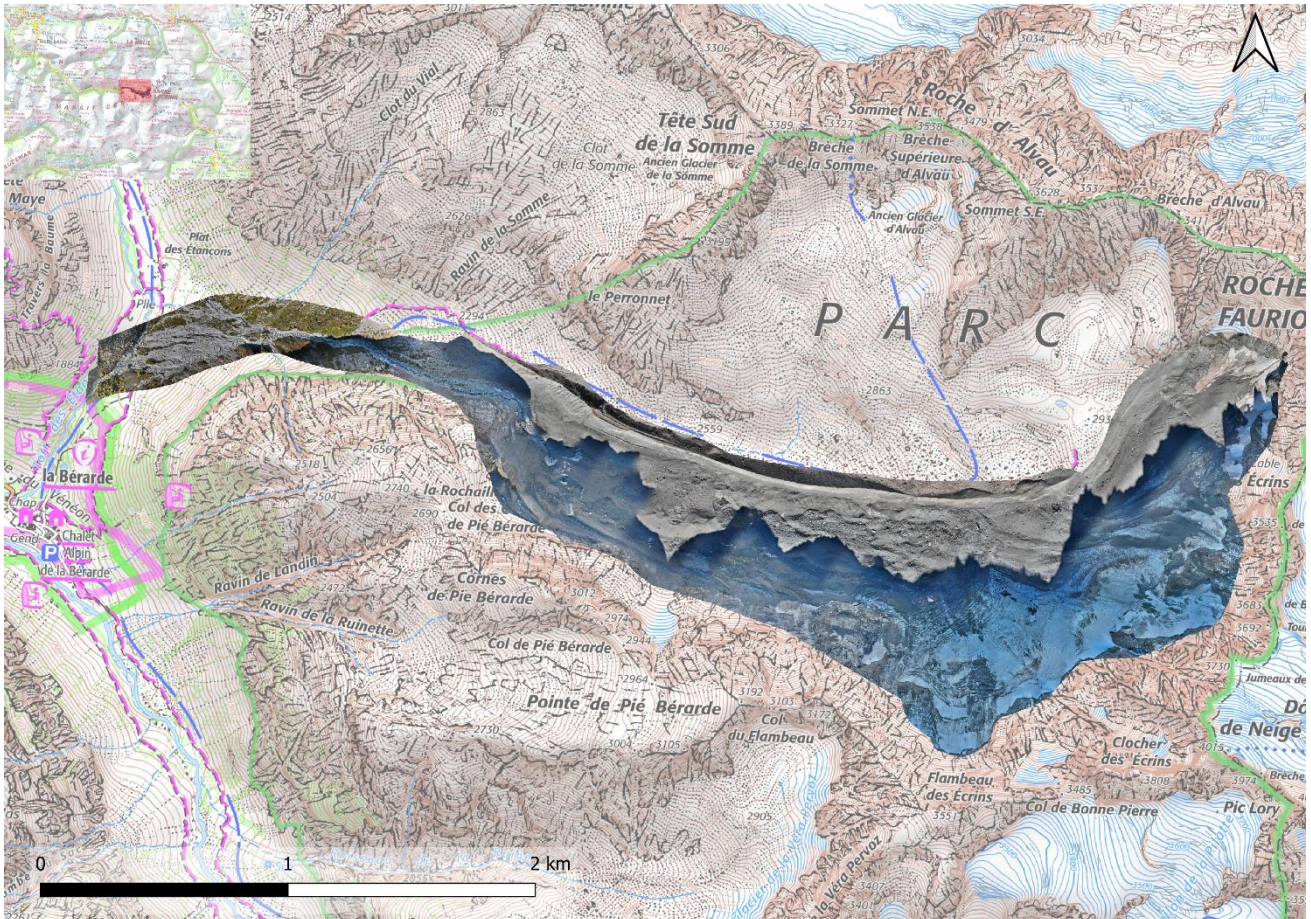


Figure 1: Carte de l'emprise de l'acquisitions LiDAR

II. ACQUISITION DES DONNEES SUR LE TERRAIN

II.1. Conditions de vols

Nous avons réalisé les acquisitions LiDAR + orthophotographie le jeudi 9 septembre 2025, avec des conditions météorologiques plutôt ensoleillées et sans vent.

Au total, l'acquisition a nécessité 6 vols drones pour couvrir l'intégralité de la zone. Les conditions de luminosité ayant varié au cours de la période d'acquisition des données (ombres portées notamment), des variations sont visibles sur l'orthophotographie. Ces changements n'affectent pas les données LiDAR.

II.2. Paramètres de vol

Le vol a été réalisé en suivi du relief, ce qui permet de garantir une hauteur de vol constante par rapport au sol, et donc une meilleure homogénéité de la résolution des données, tout en améliorant la sécurité du vol.

L'orthophotographie a été générée grâce aux images acquises par le capteur LiDAR DJI L2.

Acquisition	Base GNSS	Drone	Capteur	Hauteur de vol (m)	Densité moyenne de points « SOL » (pts/m ²)	Résolution des orthophotographie (cm/px)
LiDAR	EMLID Reach RS2	DJI Matrice 350	DJI L2	120	200	–
Orthophoto	EMLID Reach RS2	DJI Matrice 350	DJI L2	120	–	3

Tableau 1 : Conditions et paramètres des acquisitions LiDAR et orthophotographie.

II.2.1 Géoréférencement

Les données LiDAR ont été acquises en PPK (*Post Processing Kinematic*) avec une base pivot installé pour le relevé. La position de cette base a été déterminée en PPK grâce aux informations du réseau RGP de l'IGN.

III. TRAITEMENT DES DONNEES

III.1. LiDAR

III.1.1 Post traitement

La génération du nuage de points LiDAR à partir des données brutes a été réalisée avec le logiciel *DJI Terra*.

Le nuage de point est fourni dans les systèmes géodésiques Lambert 93 – IGN 69.

III.1.2 Génération du MNS Raster

Le MNS (raster) a été généré à partir du nuage de points sous le logiciel *CloudCompare*. Il a été généré à la résolution spatiale de 25 cm/px.

Le MNS est fourni dans les systèmes géodésiques Lambert 93 – IGN 69.

III.1.3 Coregistration des données LiDAR

Un calage des données a été réalisé avec les données d'octobre 2024 afin de faciliter la comparaison de données.

Le calage des données a été réalisé avec un outil d'alignement de raster développé en interne chez Styx4D. Le décalage appliqué aux données pour les alignées a été de :

X (m)	Y (m)	Z (m)
0.00	-0.07	0.15

III.2. Orthophotographie

L'orthophotographie a été générée sous le logiciel *Metashape* à partir des photos acquises simultanément aux données LiDAR. Elle a été exportée à une résolution de 4 cm/px.

Elle est fournie dans les systèmes de coordonnées Lambert 93.

IV. LIVRABLES

	Format du livrable	Système planimétrique	Système altimétrique	Résolution
Nuage de points non classé	LAZ	Lambert 93	IGN 69	
MNS	TIF	Lambert 93	IGN 69	25 cm/px
Orthophoto	TIF	Lambert 93	–	4 cm/px