UNIVERSITÉ DE FRIBOURG
UNIVERSITÄT FREIBURG

Département des Géosciences, Institut de Géographie

Genèse et comblement du Lac Noir (Préalpes fribourgeoises): taux de sédimentation et évolution future.



Travail de recherche personnel réalisé sous la direction du Dr. Luc Braillard

Fribourg, le 5 août 2016

Quentin Vonlanthen

Rte de la Veveyse 14

1700 Fribourg

Image d'illustration de la page de garde :
Le Lac Noir avec le bateau ayant servi pour les mesures bathymétriques.
Photo : Quentin Vonlanthen

Sauf mention contraire, toutes les illustrations sont de l'auteur.

Résumé

Ce travail a pour but de reconstituer le contexte de formation et l'histoire passée du Lac Noir, puis d'en déterminer l'évolution future et le temps nécessaire à son comblement total.

La genèse du lac est d'abord conditionnée par le contexte géologique particulier de la région et la succession des différentes glaciations durant le Quaternaire. Après la mise en place d'un environnement paraglaciaire au cours du Tardiglaciaire, la période de l'Holocène voit différentes phases de réactivation de grands glissements de terrain. Celui du Schlossisboden, combiné à des mouvements de terrain en rive droite de la Singine, est à l'origine du barrage qui a donné naissance au Lac Noir vers 6100 cal BP. Cette datation correspond à celle des plus anciens sédiments lacustres investigués grâce à un forage réalisé par Dapples et al. (2002). L'étude des dépôts lacustre permet de reconstituer l'histoire du remplissage du lac et d'en déduire des taux d'accumulation sédimentaire. Ceux-ci sont mis en lien avec l'étude de Lister (1989) qui se focalise sur les couches superficielles des dépôts.

Une carte bathymétrique couvrant la moitié du lac a également été réalisée dans le cadre du présent travail. Les méthodes d'acquisition et de traitement des données y sont présentées, tout comme la tentative de comparaison avec une carte réalisée par Lister (1989) qui devait permettre de déterminer l'accumulation sédimentaire entre 1989 et 2015. Les causes de l'échec de cette méthode et des propositions d'amélioration sont abordées dans la discussion. La comparaison de cartes topographiques anciennes (Atlas Siegfried) permet de reconstituer la faible évolution des rives du lac depuis 140 ans tandis que la progradation du delta du Seeweidbach est analysée à partir de photos aériennes remontant jusqu'en 1940. Ce travail propose finalement un scénario probable de l'évolution future du lac sur la base de calculs prenant en compte la progradation du delta du Seeweidbach et le volume global de sédiments accumulé annuellement dans le Lac Noir. D'après ces projections, il faudra entre 2'500 et 3'000 ans pour un remplissage sédimentaire total, synonyme de disparition du Lac Noir.

Mots clés : Lac Noir, Cartographie bathymétrique, Sédimentation, Delta, Progradation

Remerciements

Je tiens à remercier le Dr. Luc Braillard pour sa disponibilité, ses conseils et sa supervision lors de l'élaboration de ce travail. Frédéric Bossy sans qui la journée de terrain n'aurait pu avoir lieu et qui m'a permis de prendre en main le logiciel *Surfer*. Le Professeur Claude Collet pour ses conseils pour la réalisation de la carte bathymétrique. Ma maman, Christine Vonlanthen et Fiona Jaquet pour la relecture de ce travail.

Table des matières

1 - Introduction 6

1.1 Intérêt de la recherche 6

1.2 Problématique et questions de recherche 6

1.3 Structure du travail 7

1.4 Etat de la recherche 7

1.5 Localisation et description du site d'étude 8

2 - La genèse du Lac Noir 10

2.1 Contexte géologique et tectonique 10

2.1.1 Les roches calcaires des Préalpes médianes plastiques 10

2.1.2 Le flysch de la nappe du Gurnigel 11

2.1.3 Mélange infrapréalpin 12

2.1.4 Accidents et déformations tectoniques 13

2.2 La région du Lac Noir au cours des glaciations quaternaires 14

2.3 Processus géomorphologiques durant le Tardiglaciaire et l'Holocène 15

2.3.1 Cadre chronologique 15

2.3.2 Les processus géomorphologiques paraglaciaires 15

2.3.3 La réactivation du glissement du Schlossisboden et la formation du Lac Noir 17

3 - Remplissage et taux de sédimentation du Lac Noir 20

3.1 Histoire sédimentaire du Lac Noir 20

3.1.1 Environnements sédimentaires prélacustres 21

3.1.2 Datation de la formation du lac 22

3.1.3 Remplissage sédimentaire du Lac Noir 22

3.2 Taux de sédimentation au cours des six derniers millénaires 24

3.2.1 Taux d'accumulation sédimentaire durant les 4 derniers siècles 24

3.2.2 Taux d'accumulation sédimentaire depuis la formation du lac 24

4 - Cartographie bathymétrique du Lac Noir 26

4.1 Carte réalisée en 2015 26

4.1.1 Acquisition des données 26

4.1.2 Traitement et analyse des données 28

4.1.3 Cartographie bathymétrique avec le logiciel Surfer 31

4.1.4 Processus de contrôles et de corrections des données 33

4.2 Carte réalisée par Lister en 1989 38

4.2.1 Méthode de numérisation et d'échantillonage 38

4.2.2 Méthode d'interpolation 38

4.2.3 Processus d'amélioration de la carte 39
4.3 Carte des différences entre 1989 et 2015 40
4.3.1 Méthode 40
4.3.2 Description des résultats 40
4.3.3 Interprétation des résultats 40
5 - Evolution des rives du lac et progradation du delta du Seeweidbach 42
5.1 Evolution des rives du lac depuis 1879 sur la base d'une étude de cartes topographiques anciennes. 42
5.2 Progradation du delta du Seeweidbach 44
5.2.1 Hydrographie du Seeweidbach 45
5.2.2 Aménagements anthropiques dans la zone alluviale du Seeweidbach 47
5.2.3 Evolution du delta du Seeweidbach de 1940 à 2013 49
6 - Evolution future du Lac Noir 51
6.1 Comblement global : estimation du volume sédimentaire annuel 51
6.2 Delta du Seeweidbach : estimation de l'apport sédimentaire annuel 53
6.3 Représentation schématique de l'évolution probable du Lac Noir 56
7 - Discussion 57
7.1 Utilisation de la cartographie bathymétrique pour déterminer un taux de sédimentation sous-lacustre 57
7.2 Evolution future du Lac Noir 58
7.2.1 Comblement global du lac 58
7.2.2 Développement futur du delta du Seeweidbach 58
8 - Conclusion 60
9 - Bibliographie 61
Annexes 64

1 - Introduction

1.1 Intérêt de la recherche

Le Lac Noir est un haut-lieu du tourisme fribourgeois. La présence de ce plan d'eau dans un environnement préalpin joue un rôle majeur dans l'attractivité et la prospérité de la station singinoise. Ceci explique largement les inquiétudes nées à la fin des années 80 et liées à un possible comblement du lac dans un futur plus ou moins éloigné. Les crues du Seeweidbach, en 2014, ont charrié une quantité importante de sédiments à l'embouchure du torrent et, par la même occasion, remis au goût du jour des questionnements sur l'avenir du lac de montagne. A cette occasion, le quotidien *La Liberté* parlait d'un lac « *en sursis* » (Zoellig, 2014) et n'hésitait pas à avancer l'hypothèse de sa disparition. Face à ces discours alarmants, ce travail tentera d'apporter une réponse scientifique à la problématique de la sédimentation du Lac Noir ainsi que d'en déterminer l'évolution future.

1.2 Problématique et questions de recherche

La recherche effectuée dans le cadre de ce travail peut se résumer en deux axes principaux. Premièrement, il s'agit de répondre à la question suivante :

- **Comment expliquer la présence du Lac Noir en amont de la vallée de la Singine ?**

En effet, l'existence d'un lac naturel de cette taille est unique dans les Préalpes fribourgeoises et reste relativement rare à l'échelle du massif préalpin. C'est pourquoi il est pertinent de s'intéresser à son origine et au contexte de sa formation.

La deuxième interrogation concerne l'évolution future de ce lac et notamment la question du temps nécessaire à son comblement. La deuxième question de recherche peut-être formulée de la manière suivante :

- **Comment la morphologie du Lac Noir va-elle évoluer à l'avenir et combien de temps sera nécessaire à son comblement total ?**

Cette question est notamment susceptible d'intéresser la commune de Planfayon ainsi que les responsables touristiques de la région pour qui le Lac Noir possède une valeur paysagère indéniable.

1.3 Structure du travail

Pour répondre à ces deux questions, le travail est subdivisé en cinq chapitres principaux faisant suite à cette partie introductive.

Le chapitre 2 permet d'apporter des éléments de réponse à la première question de recherche en tentant d'expliquer la présence de ce lac dans la partie amont de la vallée de la Singine. Le sous-chapitre 2.1 est consacré au contexte géologique et tectonique qui détermine directement le relief qui entoure le Lac Noir. Les sous-chapitres suivants essaient de reconstituer les environnements et les processus géomorphologiques qui ont eu lieu durant le Quaternaire.

Les chapitres 3, 4, 5 et 6 contribuent à répondre à la seconde question de recherche. Le chapitre 3 se focalise sur le remplissage sédimentaire du Lac Noir dans le but d'en déduire des taux de sédimentation. Le chapitre 4 présente les étapes nécessaires à l'élaboration de la carte bathymétrique réalisée en 2015 dans le cadre de ce travail, ainsi qu'à sa comparaison avec une carte bathymétrique réalisée par Lister en 1989. Le chapitre 5 traite de l'évolution des berges du lac depuis 140 ans puis se focalise sur la progradation du delta lacustre formé à l'embouchure du torrent du Seeweidbach. Après la description de ces changements passés, le chapitre 6 tente de déterminer l'évolution future du Lac Noir, à court et long terme.

La pertinence des méthodes utilisées pour répondre aux questions de recherche et les résultats obtenus seront discutés au chapitre 6. Des pistes d'amélioration seront proposées notamment en ce qui concerne l'acquisition de données nécessaires à la réalisation d'une carte bathymétrique.

1.4 Etat de la recherche

Le Lac Noir et sa région ont fait l'objet de nombreux travaux scientifiques depuis le début du vingtième siècle. Le présent travail s'appuie principalement sur trois d'entre eux.

Premièrement, un rapport sur la sédimentation dans le Lac Noir réalisé par Lister (1989) à la demande de la commune de Planfayon. Ce travail se base sur des mesures géophysiques par sismique de réflexion effectuées le long de transects couvrant l'ensemble du lac. Les profils obtenus sont mis en lien avec 18 forages peu profonds réalisés dans les sédiments lacustres. En annexe de son travail, Lister propose une carte bathymétrique (Annexe IV) qui sera comparée à la carte réalisée en 2015.

Deuxièmement, le travail de Dapples (2002) qui traite des instabilités de terrain dans les Préalpes fribourgeoises au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène. Ce travail présente

notamment l'origine probable du Lac Noir ainsi qu'une carotte sédimentaire d'une douzaine de mètres réalisée lors d'un forage en 1999 (Dapples et al., 2002). Ce forage permet de dater la formation du Lac Noir et de reconstituer l'histoire de son remplissage sédimentaire.

Troisièmement, la carte géologique 143 Boltigen de l'Atlas géologique de la Suisse au 1/25'000, accompagnée de sa notice explicative, réalisée par Braillard (2015). Ces documents synthétisent l'essentiel des travaux concernant la géologie et la géomorphologie de la région du Lac Noir.

1.5 Localisation et description du site d'étude

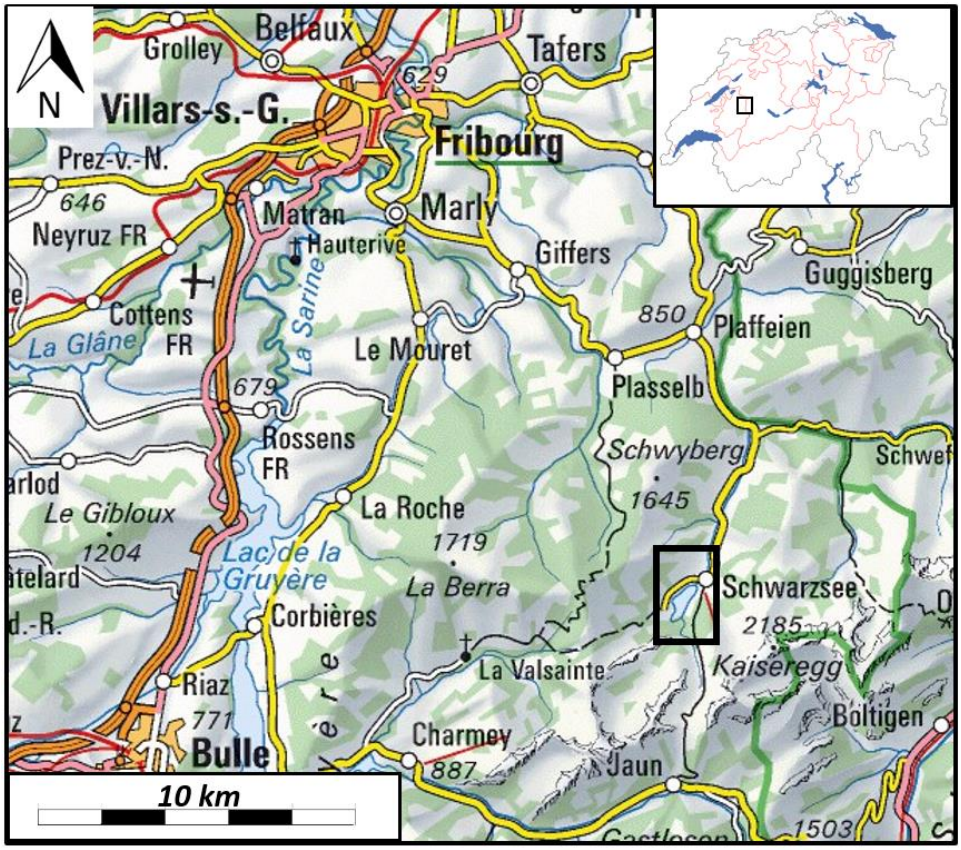


Fig. 1: Localisation géographique du Lac Noir.

Le Lac Noir, traduction francophone du toponyme allemand *Schwarzsee*, est un lac de montagne situé à 1046 mètres d'altitude dans les Préalpes fribourgeoises (Fig. 1). Ce plan d'eau naturel, d'une longueur maximale de 1380 m et d'une largeur maximale de 580 m, a une superficie de 0.46 km^2, répartie sur les communes gruyériennes de Jaun et de Val-de-Charmey ainsi que sur la commune singinoise de Planfayon. Le Lac Noir se trouve en amont de la vallée du Seeschlund et alimente la Singine chaude (*Warme Sense*). Ce cours d'eau parcourt environ 6 km avant de rejoindre la Singine froide (*Kalte Sense*) qui draine les eaux en provenance du Gantrisch et du

Hengstschlund. Ces deux affluents donnent naissance à un important affluent de la Sarine: la Singine (*Sense*) qui donne son nom à l'ensemble du district.

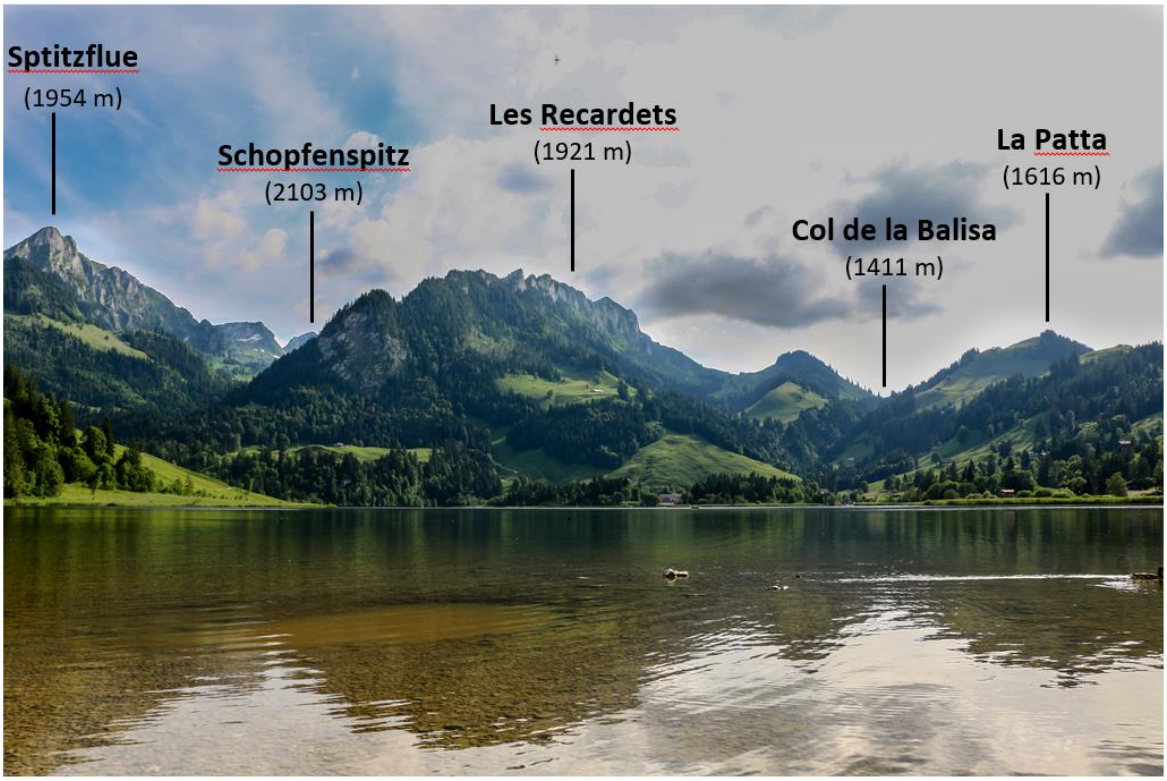


Fig. 2: Vue du Lac Noir et des sommets environnants depuis la Gypsera en direction du SSO.

Le Lac Noir occupe le fond d'une dépression bouclée par le Kaiseregg (2185m) au sud-est et les pentes douces du Schwyberg (1628m) au nord-est. Au sud-ouest, le col de la Balisa (1411m) permet le passage vers la Valsainte et Charmey par la vallée du Javro tandis que l'Euschelspass (1567m), au sud, constitue une voie de communication en direction du village du Jaun. La vallée glacio-karstique du Breccaschlund se situe entre ces deux cols et débouche sur la partie méridionale du Lac Noir (Fig. 3). Depuis le lac, l'observateur voit la face externe de la barre rocheuse des Recardets qui culmine à la Pointe de Bremingard (1921m) ainsi que la ligne de crêtes allant de la Spitzflue (1954m) jusqu'à la face nord du Schopfenspitz (2104m) également appelé Gros Brun (Fig. 2).

2 - La genèse du Lac Noir

2.1 Contexte géologique et tectonique

Le Lac Noir se situe en bordure nord des Préalpes qu'il faut ici considérer en tant qu'ensemble tectonique s'étendant de la vallée de l'Arve à celle de l'Aar et scindé en deux arcs montagneux par le Rhône. Les Préalpes sont constituées de différentes nappes de charriage passées au-dessus de l'ensemble de l'édifice alpin pour atteindre leur position actuelle, en bordure du bassin molassique (Mosar, 1991). Le paysage encadrant le Lac Noir repose sur deux de ces unités tectoniques qui s'agencent selon un axe SO-NE : les Préalpes médianes plastiques, au sud, sur lesquelles vient se superposer la Nappe du Gurnigel, au nord de la zone d'étude (Braillard, 2015). Entre ces deux nappes vient s'intercaler une bande de Mélange infrapréalpin (Fig. 3). Les caractéristiques de ces unités ainsi que leur influence sur la géomorphologie fait l'objet des sous-chapitre suivants.

2.1.1 Les roches calcaires des Préalpes médianes plastiques

La partie méridionale de la zone d'étude, du col de la Balisa à celui des Euschels en passant par le Breccaschlund, appartient aux Préalpes médianes plastiques (Fig. 3). D'un point de vue stratigraphique, les roches affleurant dans la zone d'étude sont composées d'une succession de formations calcaires de faciès différents formées dans le domaine du subbriançonnais entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur (Braillard, 2015). Au niveau morphologique, les roches calcaires sont résistantes aux agents d'érosion et constituent des reliefs marqués comme en témoignent les parois rocheuses abruptes des Recardets et l'altitude élevée des sommets comme le Kaiseregg (2185 m) ou Le Schopfenspitz (2104 m). Les calcaires purs comme les calcaires plaquetés (Formation des Sciernes d'Albeuve) ou massifs (Formation du Moléson), sont propices aux phénomènes de karstification. Les morphologies de surface (dolines, ouvalas, lapiés) tout comme le réseau karstique souterrain y sont particulièrement développés, notamment dans le vallon glacio-karstique du Breccaschlund, ce qui lui vaut d'être classé en tant que géotope d'importance nationale par l'Académie suisse des sciences naturelles (Felber, 1999). La perméabilité du substrat calcaire explique également la rareté des écoulements de surface.

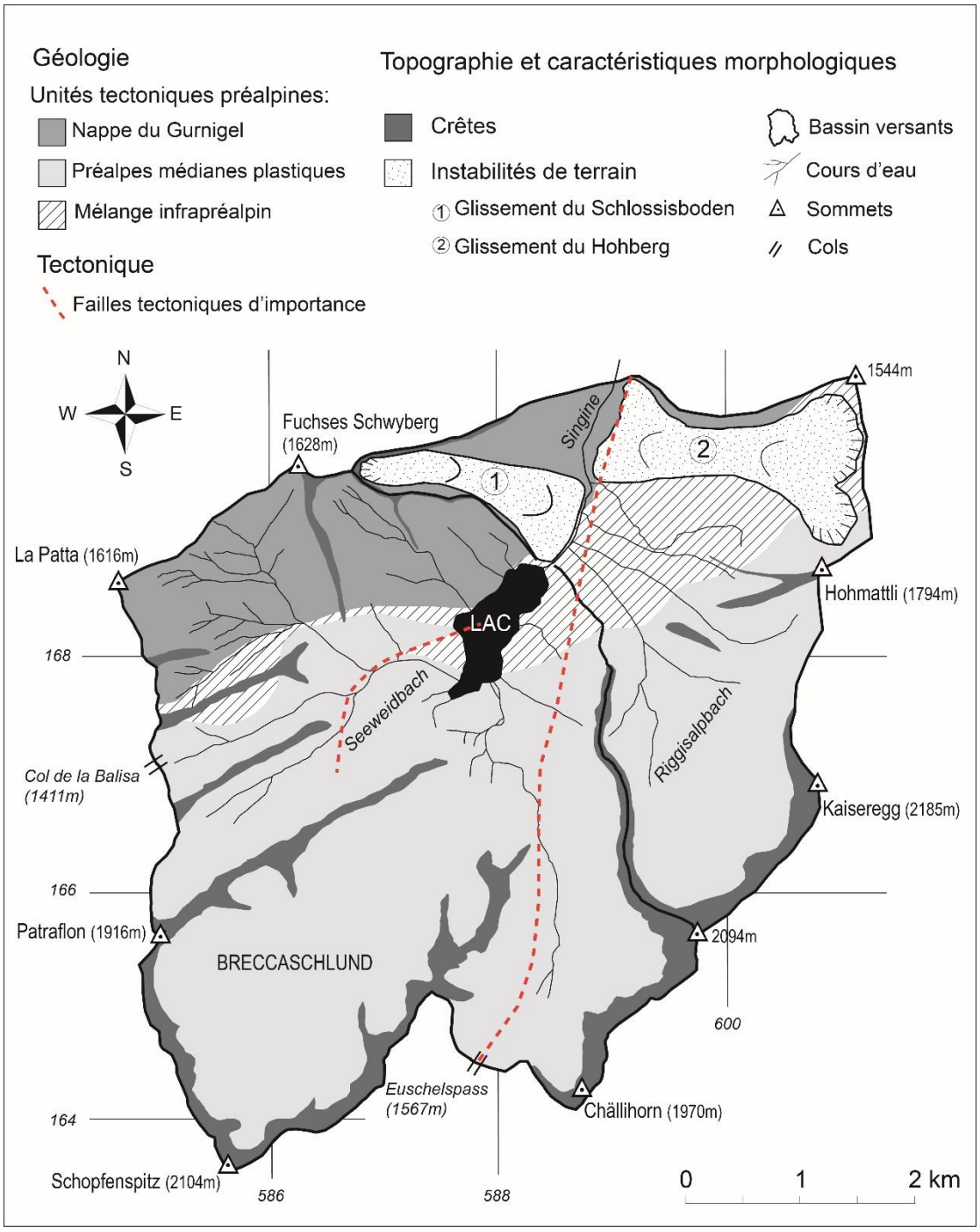


Fig. 3 : Contexte géologique, géomorphologique et hydrologique de la région du Lac Noir. Vonlanthen (2016) sur la base de Dapples (2002).

2.1.2 Le flysch de la nappe du Gurnigel

La zone nord du bassin versant du Lac Noir repose sur un substrat de flysch caractéristique de la nappe du Gurnigel. Cette nappe, dépassant localement les 1000 m d'épaisseur (Van Stuijvenberg, 1979), est principalement constituée de roches à dominante siliciclastique telles que des grès, des marnes ou des argilites. Il est également possible d'y trouver des calcaires et des conglomérats (Dapples, 2002; Braillard, 2015). Les caractéristiques lithologiques du flysch

en font une roche plutôt tendre et imperméable. Le relief en rive ouest et en aval du lac est, avec ses sommets arrondis ne dépassant guère les 1600 m et ses versants aux pentes douces, beaucoup moins marqué que dans la zone sud. De par l'imperméabilité de la roche, le réseau hydrographique y est sensiblement plus développé avec une forte densité de drainage comme en témoigne le réseau dendritique qui alimente le Seeweidbach. La lithologie du flysch, son imperméabilité et parfois l'orientation des couches stratigraphiques sont particulièrement favorables aux glissements de terrain. Braillard (2015) souligne cependant le caractère indirect du phénomène. Il est en effet plutôt rare que les horizons de cisaillement des glissements se trouvent au niveau de la roche en place. Mais la faible résistance du flysch à l'érosion est particulièrement favorable à l'accumulation de dépôts meubles comme des produits d'altération, des colluvions ou du matériel morainique. C'est cette couverture quaternaire qui est généralement à l'origine des instabilités de terrain, phénomène amplifié par la faible perméabilité du flysch sous-jacent.

2.1.3 Mélange infrapréalpin

Entre les unités des Préalpes médianes et de la nappe du Gurnigel vient s'intercaler une bande de Mélange infrapréalpin qu'il faut considérer comme une écaille ou une fenêtre tectonique (Braillard, 2015). Il s'agit d'un wildflisch composés d'une matrice argileuse incluant des blocs exogènes (calcaires, marnes, grés, dolomies, cornieule et gypse). Le gypse, utilisé pour la fabrication du plâtre, était exploité dans une carrière aujourd'hui abandonnée (De Girard, 1896). Le toponyme de « la Gypsera » est hérité de cette ancienne activité économique locale. Extrêmement sensible à la dissolution karstique, la zone de gypse est parsemée de nombreuses dolines bien marquées formant un relief tout à fait caractéristique. La grande majorité de la surface du Lac Noir se situe sur le Mélange infrapréalpin. Il s'agit d'un substrat rocheux faiblement résistants à l'érosion ce qui a certainement contribué à la formation d'un bassin surcreusé au cours du Quaternaire. Cependant, comme nous le verrons au chapitre 2.3.3, le surcreusement à lui seul n'explique pas la formation du Lac Noir, du moins sous sa forme actuelle. Il faut encore mentionner que les versants en rive droite de la Singine, à l'aval du lac, sont également constitués du Mélange infrapréalpin ce qui les exposent aux mêmes instabilités de terrain que dans le flysch du Gurnigel, en rive gauche (Fig. 3).

2.1.4 Accidents et déformations tectoniques

D'un point de vue tectonique, le bassin versant du Lac Noir se situe donc dans une zone de contact entre les Préalpes médianes plastiques et la nappe du Gurnigel, séparée par la fenêtre tectonique du Mélange infrapréalpin. La région est fortement fracturée notamment dans les Préalpes médianes plastiques, vallée du Breccaschlund en tête. Dans le cadre de ce travail, deux failles sont à mettre en évidence car elles déterminent sensiblement le relief des environs du Lac Noir. Premièrement, l'« *accident décrochevauchant* » (Braillard, 2015 : 95) allant d'Unter Recardets jusqu'au lac au niveau de Schwarzsee Bad. Dans cette zone, le Mélange infrapréalpin vient se superposer aux Préalpes médianes plastiques. Cette faille explique donc la présence du Mélange infrapréalpin directement sous le lac (Fig. 3). Deuxièmement, la zone décrochante des Euschels, d'orientation subméridienne, qui constitue un accident tectonique majeur de cette région des Préalpes. Cette « dislocation transversale Bellegarde – Lac Noir », comme l'a nommé Plancherel (1976), détermine le passage de l'Euschelspass et se poursuit, au nord, le long de la vallée de la Singine dont elle a certainement contribué à la formation.

2.2 La région du Lac Noir au cours des glaciations quaternaires

La période géologique du Quaternaire (2.58 Ma à aujourd'hui) est caractérisée par la succession de glaciations séparées par des phases interglaciaires plus chaudes. Penck et Brückner (1909) ont contribué à ancrer dans les esprits un modèle à 4 glaciations (Günz, Mindel, Riss et Würm). Ce modèle est aujourd'hui dépassé et l'on considère qu'au moins une quinzaine de glaciations ont eu lieu au cours du Quaternaire (Schlüchter & Kelly, 2000). L'action érosive des multiples avancées glaciaires a joué un rôle prépondérant dans la morphologie du paysage de la région du Lac Noir. Les glaciers locaux des Recardets, du Breccaschlund et des Euschels confluaient au niveau du Lac Noir (Braillard, 2015) pour donner naissance au glacier de la Singine (Fig. 4). Cette confluence, localisée sur un substrat de Mélange infrapréalpin tendre, a contribué à la formation d'un bassin surcreusé au niveau du lac (Gisiger, 1996) ainsi qu'à l'agrandissement de la vallée du Seeschlund en aval. De nombreuses études (Nussbaum, 1906 ; Horwitz, 1914 ; Tercier, 1928 ; Spicher, 1966 ; Gisiger, 1996) se sont interrogées sur une possible transfluence du glacier du Rhône par le col de la Balisa (1411 m), événement qui ne semble pas avoir eu lieu, du moins pas au cours de la glaciation würmienne.

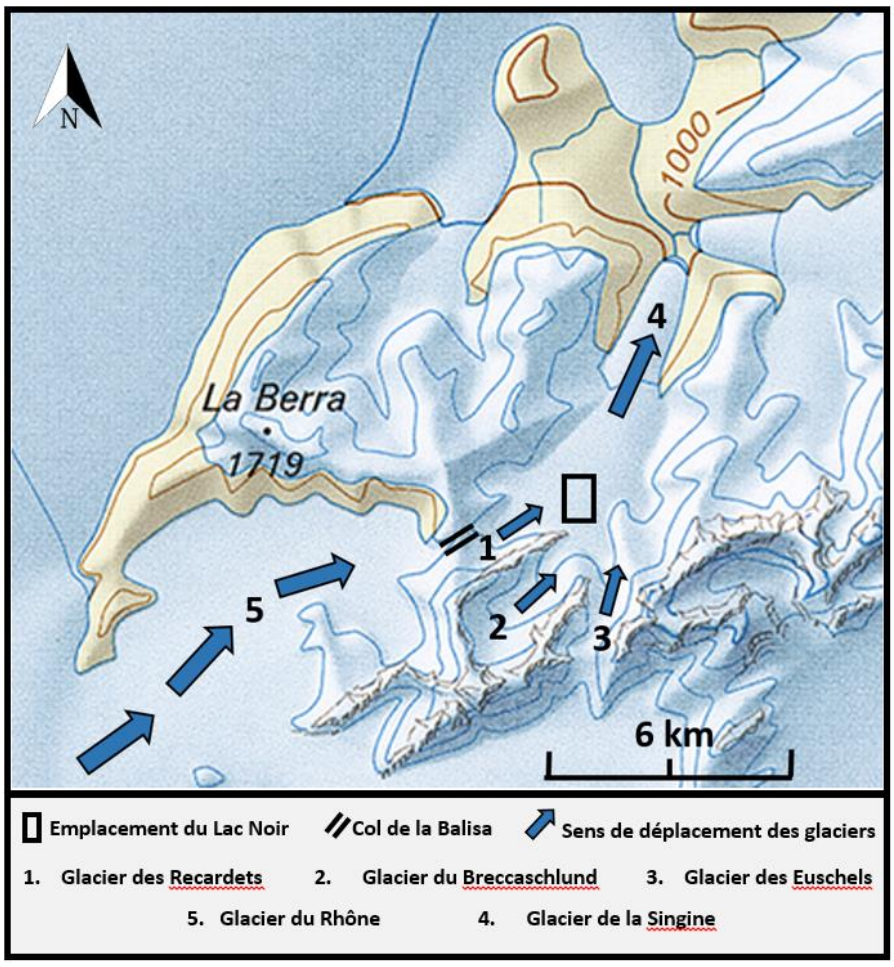


Fig. 4: La région du Lac Noir durant le dernier maximum glaciaire.
Fond de carte : carte du maximum glaciaire würmien (Bini et al., 2009)

2.3 Processus géomorphologiques durant le Tardiglaciaire et l'Holocène

2.3.1 Cadre chronologique

Le Tardiglaciaire (16-10 ka 14C BP) constitue la dernière phase de la glaciation würmienne. Il est caractérisé par un réchauffement climatique général qui marque le retrait progressif des glaciers après le dernier maximum glaciaire (Cupillard & Richard, 1998). L'Holocène, également appelé Postglaciaire, correspond à l'interglaciaire actuel, caractérisé par un climat stable et chaud malgré des phases plus froides comme le petit âge glaciaire entre 1300 et 1860 environ (Wanner et al., 2008). La limite entre Tardiglaciaire et Holocène est fixée à 10'000 ans ^{14}C BP (Cupillard et Richard, 1998).

2.3.2 Les processus géomorphologiques paraglaciaires

Le terme « paraglaciaire » est apparu dans les années 60 (Godard, 1965) avant d'être défini par Church et Ryder (1972) qui proposent deux acceptions pour refléter le caractère spatio-temporel du concept. Le paraglaciaire peut ainsi désigner une période de transition qui suit un retrait glaciaire et qui est marquée par une morphogenèse accélérée ou encore les processus géomorphologiques agissant dans une ancienne zone glaciaire dont l'équilibre est déstabilisé par le retrait de la glace (Mercier, 2008). Ces conditions sont réunies durant la période du Tardiglaciaire et au début de l'Holocène dans la région du Lac Noir.

La forte activité géomorphologique et sédimentaire s'explique d'abord par la grande disponibilité en matériel d'origine glaciaire. Ceux-ci constituent les sédiments sources de la cascade sédimentaire et ils sont remobilisés par différents agents de transport. Les espaces récemment déglacés se retrouvent également en état d'instabilité à cause de la fonte du pergélisol, de la décompression glaciaire ainsi que de l'absence de sol et de végétation fixatrice. A cela s'ajoute un apport d'eau très important lié à la fonte de la glace et de la neige. Les taux d'érosion sont donc particulièrement importants et le remplissage sédimentaire extrêmement rapide dans les zones d'accumulation (Ballanthyne, 2002). Dans l'environnement immédiat du Lac Noir actuel, deux formes géomorphologiques principales témoignent de cette phase paraglaciaire : les cônes de déjection alluviaux, principalement celui du Seeweidbach ainsi que les glissements de terrain comme celui du Schlossisboden, du Hohberg (Fig. 3) ou encore celui de la Pürrena.

2.3.2.1 Cônes de déjection alluviaux

L'ensemble des torrents se jetant dans le lac ou dans la Singine, en aval, ont constitué des cônes de déjection. Ils sont composés de dépôts de graviers, de sables et de limons dans lesquels sont parfois incorporés des blocs (CSD, 1985 ; Braillard, 2015). La taille de ces cônes torrentiels est souvent disproportionnée par rapport au cours d'eau actuel. Cela témoigne d'une accumulation sédimentaire plus importante au cours du Tardiglaciaire suivie par une diminution du débit des torrents et une stabilisation des dépôts par la végétation au cours de l'Holocène (Braillard, 2015). Le plus grand cône alluvial à proximité du lac est celui du Seeweidbach qui s'étend sur une superficie de presque 20 hectares (Fig. 5). Les modifications anthropiques effectuées sur le cours d'eau pour permettre la construction de la caserne militaire, puis du camping, seront abordées au chapitre 5, tout comme le delta lacustre qui s'est formé depuis. Plusieurs forages ont été effectués dans la zone alluviale du Seeweidbach notamment dans le cadre d'une étude mandatée par la commune de Planfayon pour un éventuel captage des eaux souterraines (CSD, 1985). Au point de coordonnées 587'130/167'940, environ 550 m en amont du lac, le substrat rocheux a été atteint à une profondeur de 31 m. Au niveau de la caserne (coord. 587'550/168050), la roche n'a pas été atteinte après 44 m forés dans les sédiments meubles. Cela donne une idée de l'importance du surcreusement glaciaire dans le Mélange infrapréalpin et de l'épaisseur des dépôts sédimentaires qui ont rempli cette dépression.



Fig. 5 : Vue aérienne du cône alluvial du Seeweidbach.
Le camping de Seeweid-Schwarzsee s'est développé en rive droite du torrent et la caserne militaire a été construite en rive gauche. Au premier plan se trouve le delta récent qui fait l'objet d'une étude spécifique dans le chapitre 5. Vue aérienne réalisée à l'aide d'un drone (DJI Phantom 3 Advanced) le 10.5.2016. Jonathan Küng et Quentin Vonlanthen.

2.3.2.2 Déstabilisation des versants et glissements de terrain

Dans la région du Lac Noir, la quasi-totalité des versants sur substrat de flysch ou de Mélange infrapréalpin sont concernés par des phénomènes d'instabilité de terrain : masses glissées, masses tassées ou dans une forme mixte, les masses tassées disloquées (Braillard 2015). Sans mesures des déplacements de terrain dans ces zones, il est très difficile de savoir si les glissements sont actuellement actifs ou stabilisés (Braillard, 2015). De plus, des glissements considérés comme inactifs ou « dormants » peuvent à tout moment être réactivés en cas de situations météorologiques défavorables comme l'a démontré, en 1994, la catastrophe du Falli-Hölli, sur le versant occidental du Schwyberg (Caron et al., 1996).

Dapples (2002) décrit quatre périodes d'intense activité des mouvements de terrain dans la région du Lac Noir et à l'échelle des Préalpes fribourgeoises: 11'000-10'250, 6'250-4'800, 3'600-2'100 et 1700-300 cal BP. Ces intervalles correspondent globalement aux données récoltées sur l'ensemble du territoire suisse. La première période est directement liée à la mise en place d'un environnement paraglaciaire mais les instabilités de terrain ont également subi des réactivations au cours de l'Holocène moyen et supérieur. Dans l'environnement immédiat du lac, Dapples (2002) a notamment décrit les dynamiques du glissement de la Pürrena pour ces périodes. Situé au nord-ouest du Lac Noir, cette masse tassée disloquée possède un plan de glissement qui se prolonge potentiellement sous le lac (Raetzo-Brülhart, 1997). Il n'est donc pas impossible que les rives situées au nord-ouest du lac puissent évoluer suite à la réactivation du glissement. Le travail de Dapples (2002) s'est également focalisé sur le glissement du Schlossisboden qui a vraisemblablement contribué à la formation du Lac Noir. Il fait l'objet du chapitre suivant.

2.3.3 La réactivation du glissement du Schlossisboden et la formation du Lac Noir

Un forage réalisé dans la partie nord-est du Lac Noir (voir chapitre 3.1.2) a permis de dater la formation du lac aux alentours de 6100 cal BP (Dapples et al., 2002). Ceci exclut toute origine glaciaire du plan d'eau et invalide l'hypothèse, avancée par Gisiger (1967), d'un barrage morainique en aval du bassin creusé dans le Mélange infrapréalpin. Bien que l'existence d'un paléolac dans cette zone durant le Tardiglaciaire soit envisageable, l'origine du lac actuel est à chercher dans un blocage important et rapide de la vallée de la Singine lié à des glissements de terrain de grande ampleur. En effet, des dépôts provenant d'événements d'intensité moyenne et trop étalés dans le temps seraient progressivement évacués par les eaux de la Singine, sans qu'un plan d'eau ne puisse subsister en amont.

Au nord du lac et en rive gauche de la rivière, la morphologie convexe du pied du versant du Schlossisboden témoigne d'une accumulation gravitaire volumineuse et étendue (Dapples, 2002). Il s'agit du front d'un glissement qui forme un dépôt s'étendant de l'exutoire du lac à la

zone marécageuse de Rohr, situé à plus de 900m en aval. Cette morphologie est particulièrement visible sur l'image ombrée du modèle numérique de terrain (Fig. 6).

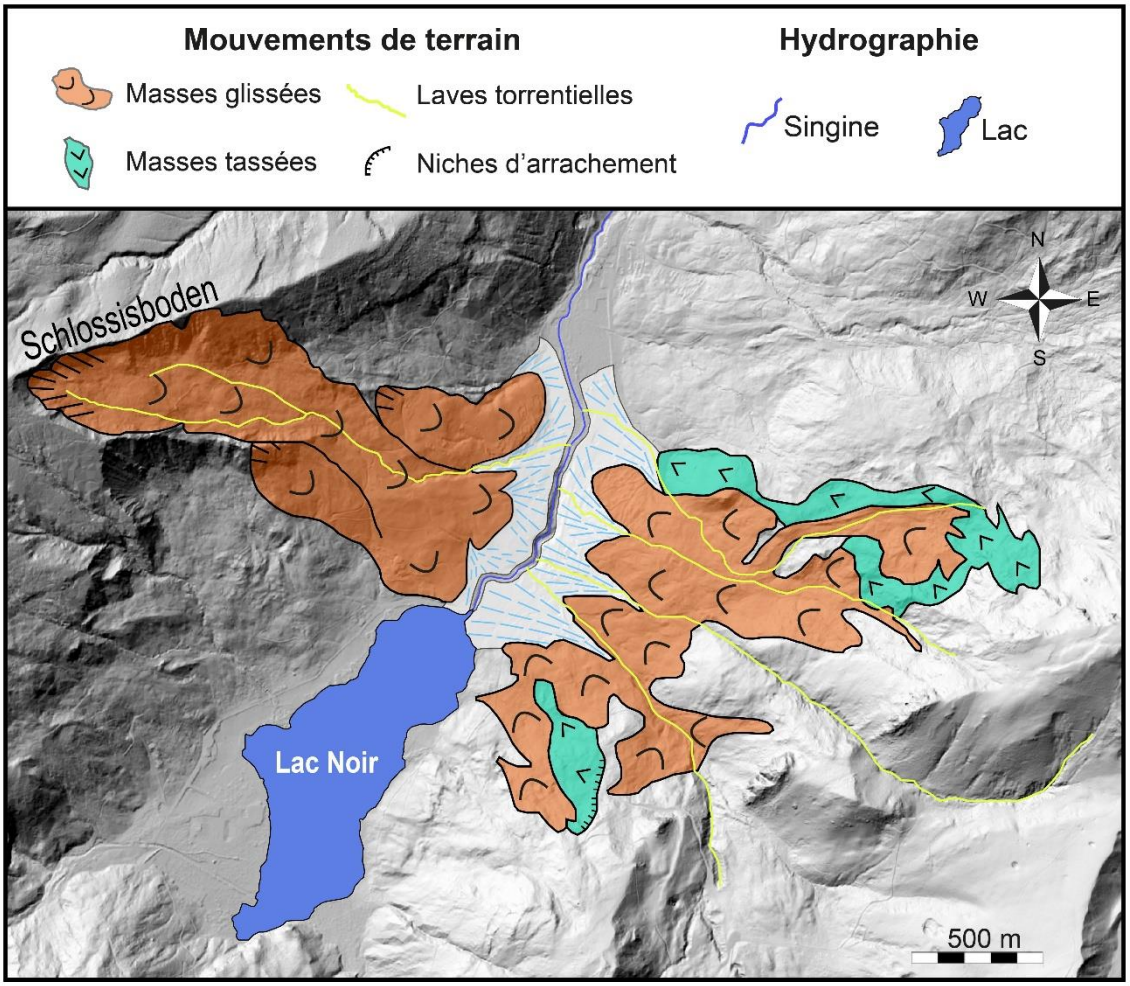


Fig. 6 : Les différents mouvements de terrain (masses glissées, masses tassées et laves torrentielles) probablement à l'origine de la formation du Lac Noir.

Les études du glissement du Schlossiboden réalisées par Raetzo-Brülhart (1997) et Dapples (2002) ont montré une forte instabilité de la zone au cours de l'Holocène avec des phénomènes, combinés ou non, de coulées de boue, de laves torrentielles, de glissements de terrain et de chutes de blocs. Une grande branche et un morceau de tronc ont été retrouvés dans le talus bordant la route qui monte de la Gypsera à la Gassera, l'un 500 m en aval du chalet et l'autre 250 m en amont. La datation au ^{14}C donne des âges calibrés de 6270-5980 cal BP et 6250-5960 cal BP, intervalles qui correspondent à la datation proposée pour les plus anciens sédiments lacustres du forage. Ces morceaux de bois ont donc certainement été arrachés et enfouis lors d'un glissement, ou d'une série d'événements rapprochés, ayant affecté l'ensemble de la zone basse du versant. Ces mouvements de terrain semblent avoir été suffisamment importants pour fermer la vallée de la Singine et semblent être la principale cause de la formation du Lac Noir (Dapples, 2002).

Des conditions climatiques extrêmes et une situation environnementale défavorable sont certainement à l'origine des instabilités de terrain dans la région vers 6100 cal BP. Le glissement du Schlossisboden est en effet contemporain d'un regain d'activité des glissements du Hohberg et du Falli Hölli. Il est donc fort possible que le glissement du Schlossisboden a été combiné avec des apports sédimentaires en provenance de la rive droite de la Singine, dont les versants reposent sur un substrat de Mélange infrapréalpin. D'après Büchi (1927), les torrents sillonnant les flancs du Kaiseregg ont pu drainer d'importantes laves torrentielles et constituer d'épais dépôts sédimentaires en aval. Les masses glissées et tassées faisant face au Schlossisboden, en rive droite (Fig. 6), n'ont pas fait l'objet d'études spécifiques mais une réactivation vers 6100 cal BP est envisageable et aurait également pu participer à la fermeture de la vallée de la Singine. Les zones basses des différents glissements ont depuis été réorganisées en cône de déjection par les cours d'eau latéraux (Fig. 6). Les morphologies originelles de pied de versant ont donc été altérées ou détruites, surtout en rive droite où le nombre de torrents est important. Il est donc difficile de reconstituer avec précision la chronologie des événements et l'influence des différents mouvements de terrain dans la fermeture de la vallée de la Singine et la formation du Lac Noir.

3 - Remplissage et taux de sédimentation du Lac Noir

3.1 Histoire sédimentaire du Lac Noir

Dans le cadre de son travail sur les instabilités de terrain dans les Préalpes fribourgeoises au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène, Dapples (2002) a réalisé une étude approfondie des sédiments accumulés dans le Lac Noir (Fig. 7).

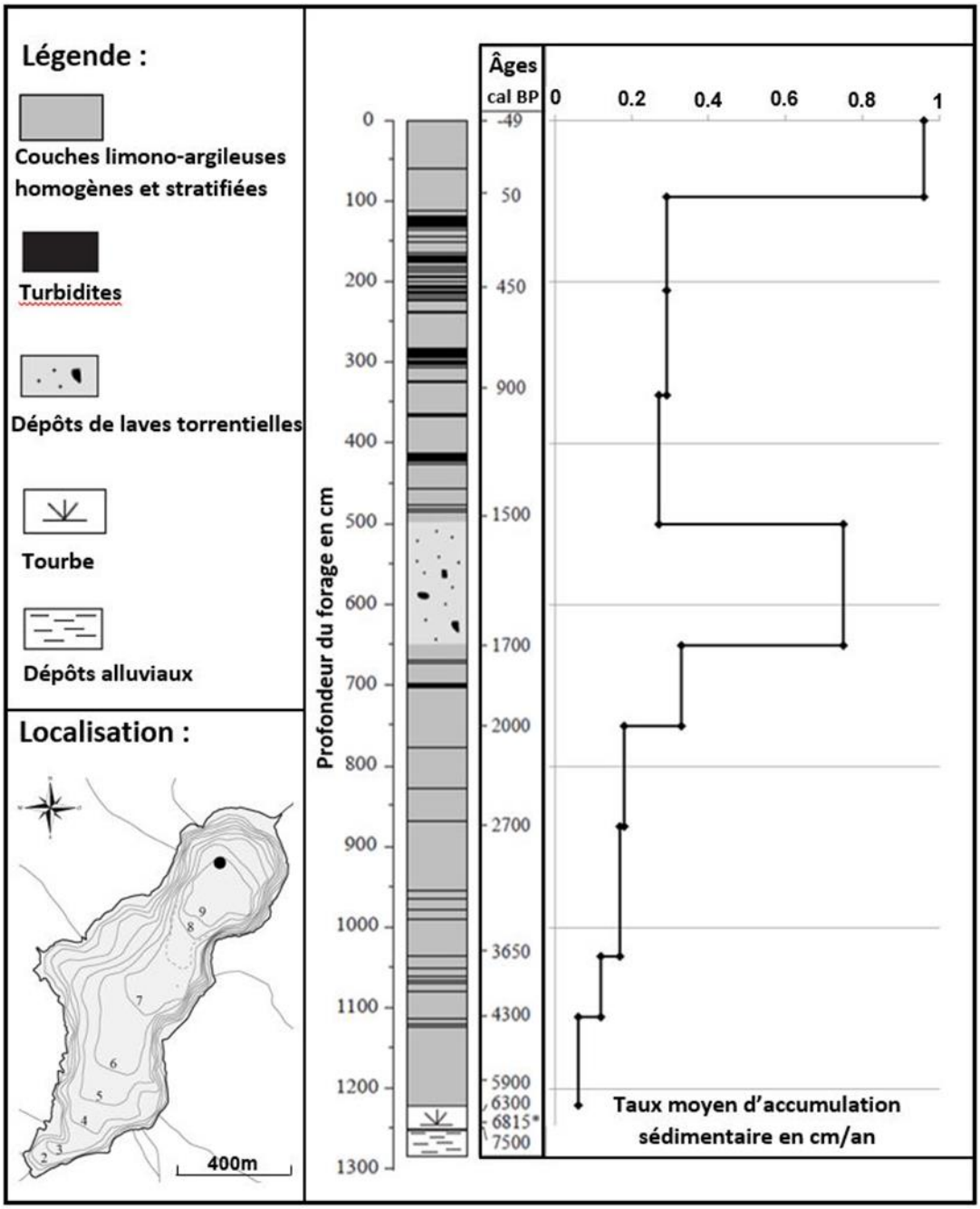


Fig. 7 : Profil représentant les différents types de dépôts sédimentaires présents dans les 1285 cm de carottes sédimentaires forées au point de coord. 588'185/168'660 (point noir). Le graphique de droite représente le taux moyen d'accumulation sédimentaire (en cm/an) entre deux niveaux datés par analyse pollinique ou radiocarbone. Modifié d'après Dapples (2002).

Cette étude avait pour but de reconstituer les conditions paléoclimatiques et les évolutions du couvert végétal de la région, facteurs qui influencent largement la stabilité des versants. Un forage profond a donc été effectué au nord du lac (coord. 588'185/168'660), là où le niveau d'eau est le plus important (9.2 m) et l'influence directe des torrents quasi-inexistante. En s'éloignant des rives, les enregistrements sédimentaires sont en effet plus réguliers car moins altérés par les événements turbiditiques, liés à des épisodes de fortes crues qui tendent à détruire la structure horizontale des dépôts. Le carottage a permis l'extraction de 1285 cm de sédiments sur lesquels ont été effectués des analyses minéralogiques, palynologiques ainsi qu'une datation radiocarbone. Dans le cadre de notre travail, ce forage permet de reconstituer les environnements sédimentaires ayant directement précédé la formation du lac, d'en dater la formation et de reconstituer l'histoire de son remplissage sédimentaire.

3.1.1 Environnements sédimentaires prélacustres

3.1.1.1 Dépôts alluvionnaires

La base du forage est formée par une couche de dépôts alluvionnaires principalement sableux dans lesquels ont été retrouvés des macrorestes végétaux et des débris de bois de faible taille (Dapples, 2002). Ce dépôt sédimentaire témoigne d'un environnement fluviatile où la Singine s'écoulait librement à l'emplacement du lac actuel. La foreuse n'a pas pu creuser plus de 35 cm dans ces alluvions ce qui ne permet pas de reconstituer la morphologie du fond de la vallée entre la phase de déglaciation et le période où ces sédiments se sont déposés.

3.1.1.2 Niveau tourbeux

Entre 1250 et 1220 cm, les alluvions sont recouvertes par une couche de tourbe composée d'une matrice argileuse et de composantes organiques. Ce niveau tourbeux témoigne d'un environnement caractérisé par une forte activité organique en milieu anaérobique, un bras mort formant un terrain marécageux avec une faible épaisseur d'eau par exemple. Les débris végétaux ont permis une datation au radiocarbone à partir d'un échantillon prélevé entre 1244 et 1240 cm. Après calibration, cette partie de la strate tourbeuse a pu être datée entre 6900-6730 cal BP soit un âge moyen de 6815 ± 85 cal BP. Cette datation est corroborée par les études palynologiques qui ont attribué un âge de 6300 cal BP à un échantillon prélevé à 1230 cm. Ces études livrent des informations sur les anciennes associations forestières locales et certaines espèces peuvent être utilisées comme marqueurs chronostratigraphiques. Ces derniers ont permis la datation de 13 échantillons qui constituent des repères chronologiques le long du forage (Dapples, 2002).

3.1.2 Datation de la formation du lac

D'un point de vue stratigraphique, la naissance du lac est caractérisée par la transition entre le niveau tourbeux et les premiers dépôts lacustres. La limite entre les deux strates se situe à 1220 cm soit 10 cm au-dessus du niveau tourbeux daté à 6300 cal BP et 30 cm au-dessous d'une autre datation palynologique de 5900 cal BP, dans les sédiments lacustres. Les taux d'accumulation et de compaction étant très différents entre ces deux niveaux stratigraphiques, il n'est pas possible de dater précisément la formation du lac uniquement à partir de ces différentes épaisseurs. Dapples (2002) propose cependant un âge compris entre 6200 et 6000 cal BP arguant que les dépôts sédimentaires entre les niveaux datés et la limite qui nous intéresse excluent la formation du lac directement après 6300 et juste avant 5900. Cette estimation correspond parfaitement aux deux datations radiocarbones effectuées sur les bois retrouvés à l'intérieur du glissement du Schlossisboden. Tous les éléments sont donc réunis pour dater la formation du lac aux alentours de 6100 ± 100 cal BP.

3.1.3 Remplissage sédimentaire du Lac Noir

Les 1220 cm de sédiments situés au-dessus du niveau tourbeux ont enregistré des informations sur l'environnement direct du lac durant les six derniers millénaires. Les différentes couches sédimentaires témoignent des conditions d'érosion dans le bassin versant du lac tandis que leur composition minéralogique donnent de précieuses informations sur la provenance des sédiments. Les torrents de la rive occidentale du lac drainent des versants constitués d'un substrat de flysch. L'érosion de ces flancs contribue à l'apport de sédiments majoritairement siliciclastiques avec une prédominance minéralogique du quartz (Dapples, 2002). A contrario, La région du Breccaschlund et du Kaiseregg font partie des Préalpes médianes avec un substratum calcaire. Les apports sédimentaires en provenance du sud et de l'est du lac seront donc principalement chargés de calcite et de dolomite. Les analyses palynologiques permettent quant à elles d'établir des rapports entre la concentration de pollens de graminées et arboricoles pour reconstituer la couverture végétale autour du Lac noir.

3.1.3.1 Dépôts limono-argileux homogènes et stratifiés

Ces dépôts sédimentaires sont typiques des environnements aquatiques calmes et résultent de l'accumulation de particules fines en suspension dans le lac après leur érosion et transport par les cours d'eau. Le contraste saisonnier de température et de densité de l'eau provoque le brassage des eaux du lac et garantit une répartition homogène de ces dépôts (Dapples, 2002). Les sédiments limoneux-argileux forment ainsi des dépôts structurés en strates régulières au fond du lac. Il s'agit d'un processus d'accumulation sédimentaire assez lent mais constant dans le temps ce qui explique la prédominance de ce type de dépôt dans le remplissage du fond du lac.

3.1.3.2 Dépôts turbiditiques

Cette sédimentation régulière et homogène est perturbée par de nombreuses couches de dépôts turbiditiques allant de quelques millimètres à 15 cm. Ces dépôts sont liés à des épisodes de crues de forte intensité. Celles-ci alimentent les deltas lacustres en matériel grossier tout en mettant en suspension des sédiments de tailles plus importantes que dans des conditions normales. Ces derniers se déposent plus rapidement que les particules fines, ce qui explique la granulométrie caractéristique des strates turbiditiques qui sont composées d'une base sableuse faisant progressivement place à une composition plus argileuse (Lister, 1989).

Dapples (2002) a mis en évidence l'augmentation des événements turbiditiques dans la partie supérieure du forage. Durant les derniers 2000 ans, 36 strates ont été enregistrées contre 16 dans les sédiments plus anciens qui représentent environ 4300 ans. Cette augmentation des événements peut être expliquée avec les études palynologiques qui montrent un important changement de la couverture végétale autour du lac. Cette modification est fortement liée aux activités anthropiques qui semblent avoir débuté vers 3650 cal BP déjà, date des premiers signes de déforestation. Les tertres localisés en rive gauche de la Singine, 500m en aval du lac, tendent à prouver une implantation humaine sédentaire à proximité du lac au cours du premier Âge du Fer. Il pourrait en effet s'agir de *tumuli* de la période Hallstattienne, entre 800 et 400 cal BC, respectivement entre 2750 et 2350 cal BP (Braillard, 2015).

Par la suite, l'impact des activités anthropique s'intensifie à plusieurs reprises notamment à la fin de l'époque romaine (vers 1500 cal BP), durant l'optimum climatique médiéval (vers 900 cal BP) et à la fin du moyen Âge (vers 450 cal BP). En témoigne la nette diminution des pollens arboricoles au profit des pollens de graminées et de plantes de culture dans les niveaux sédimentaires correspondant à ces époques. L'homme joue donc un rôle majeur sur la stabilité des versants et leur taux d'érosion en diminuant les surfaces boisées qui agissent comme filtre entre le terrain et les phénomènes atmosphériques. La quasi disparition des épisodes turbiditiques depuis plus d'un siècle peut s'expliquer par un abandon progressif des pâturages au profit des surfaces forestières. La comparaison entre des images aériennes prises en 1940 et 2013 confirme une certaine reforestation des versants entourant le Lac Noir. L'effet de ce reboisement s'additionne à l'endiguement et aux mesures constructives entreprises sur les différents cours d'eau alimentant le lac. Ces aménagements anthropiques ont globalement limité la capacité érosive des torrents et diminué les apports sédimentaires vers le plan d'eau, à l'exception notable du Seeweidbach qui fera l'objet d'une attention particulière au chapitre 5.

3.1.3.3 Dépôt de lave torrentielle

Cette alternance entre sédiments stratifiés et turbidites est uniquement interrompue, entre 649 et 498 cm, par un dépôt grossier d'environ 1.5 m. Il s'agit de graviers mesurant jusqu'à quelques centimètres de diamètre et incorporés dans une matrice silto-sableuse. La lithologie correspond au grès du flysch du Gurnigel. Cet important dépôt proviendrait donc de laves torrentielles déclenchées sur les flancs du Fuchses Schwyberg entre 1700 et 1500 cal BP environ. Cette période voit également la réactivation du glissement du Schlossisboden ce qui témoigne de conditions climatiques particulièrement propices aux crues de grande ampleur et aux instabilités de terrain (Dapples, 2002).

3.2 Taux de sédimentation au cours des six derniers millénaires

3.2.1 Taux d'accumulation sédimentaire durant les 4 derniers siècles

L'étude de Lister (1989) s'est focalisée sur les couches superficielles du fond du Lac Noir. 18 forages allant de 42 à 133 cm d'épaisseur répartis sur toute la surface du lac ont été réalisés. Les carottes récoltées avaient pour but de mieux interpréter les profils réalisés grâce à un appareil de sismique de réflexion de 3.5 KHz monté sur un bateau. Lister a ainsi pu distinguer différentes couches en surface et définir une certaine homogénéité de la sédimentation dans toutes les zones du lac ne se trouvant pas à proximité de l'exutoire d'un torrent. Un morceau de bois a été retrouvé dans une carotte de sédiments prélevée dans la zone la plus profonde du lac. Enfoui sous 105 cm de sédiments, le bois a été daté au radiocarbone et livré un âge de 350 ± 55 cal BP. Lister en déduit un taux de sédimentation moyen entre **0.26 et 0.35 cm** par année au cours des trois à quatre derniers siècles. Cependant, l'analyse des couches sédimentaires superficielles semble indiquer des taux de sédimentation non uniformes durant cet intervalle. Selon lister, la strate entre 15 et 35 cm de profondeur se serait déposée en un temps relativement court comme en témoigne la destruction des structures sédimentaires sous-jacentes. Le taux moyen devrait donc être réduit à des valeurs situées entre **0.2 et 0.28 cm/an**.

3.2.2 Taux d'accumulation sédimentaire depuis la formation du lac

Le forage réalisé par Dapples et al. (2002) permet de remonter bien plus loin dans le temps et d'étudier les taux d'accumulation sédimentaire depuis la formation du lac jusqu'au début des années 2000. En 6150 ans environ – l'année 0 BP correspondant à 1950 après J.-C. – une couche de 1220 cm de sédiments s'est déposée au-dessus du niveau tourbeux. Cela correspond à un taux moyen d'environ **0.2 cm/année** soit 20 cm par siècle. Cependant, ce taux n'est pas constant au cours du temps comme le montre le graphique de la Fig. 7. Ce dernier représente le taux

moyen d'accumulation sédimentaire entre deux niveaux datés par analyse pollinique. Ces fluctuations s'expliquent de deux façons qui sont présentées dans les sous-chapitres suivants.

3.2.2.1 Variation du taux de sédimentation

Premièrement, comme mis en évidence au chapitre 3.1.3, le taux de sédimentation varie en fonction des conditions climatiques et de la couverture végétale des versants qui entourent le lac. Des phénomènes turbiditiques sont susceptibles d'apporter une grande quantité de sédiments en peu de temps tandis que les couches limono-argileuses résultent d'une accumulation constante mais plus lente. Ainsi, une section avec de nombreux événements turbiditiques, comme le niveau entre 95 et 340 cm, a un taux d'accumulation moyen proche de 0.29 cm/an alors qu'il n'est que de 0.17 cm/an environ entre 750 et 1035 cm de profondeur où les strates de turbidites sont beaucoup plus rares. Il faut également faire mention des 150 cm de dépôts de laves torrentielles qui contribuent à augmenter le taux moyen global d'accumulation sédimentaire. Malgré son importante épaisseur, cette couche s'est constituée en seulement 200 ans soit un taux de sédimentation plus de trois fois supérieur à la moyenne globale avec 0.75 cm/an.

3.2.2.2 Phénomène de compaction

Un deuxième élément à prendre en compte est le phénomène de compaction des sédiments. L'étude de Lister (1989) a mis en évidence la présence de bulles de gaz, principalement du sulfure d'hydrogène (H_2S) et du méthane (CH_4), dans les sédiments. Ces gaz ont rendu impossible la prospection sismique en deçà de 2 m de profondeur. Leur libération dans l'eau est à l'origine de dépressions à la surface des sédiments lacustres aussi bien au nord qu'au sud du lac (Lister, 1989). En hiver, des bulles de gaz s'accumulent sous la banquise et il n'est pas rare qu'elles soient à l'origine de trous dans la glace. La présence de gaz dans les sédiments témoigne de la porosité des dépôts et donc d'une certaine compressibilité. De plus, les sédiments sont gorgés d'eau, notamment en surface où celle-ci représente environ 70% du volume contre 50% environ à 106 cm de profondeur (Lister, 1989). La pression exercée par les différentes couches tend donc à expulser l'eau et les gaz présents dans les sédiments. Cela permet d'expliquer pourquoi l'enregistrement sédimentaire d'une année a une épaisseur de 0.96 cm dans la couche superficielle (entre 0 et 95 cm) alors qu'il n'est que de 0.06 cm pour les sédiments lacustres les plus anciens (entre 1110 et 1220 cm).

4 - Cartographie bathymétrique du Lac Noir

4.1 Carte réalisée en 2015

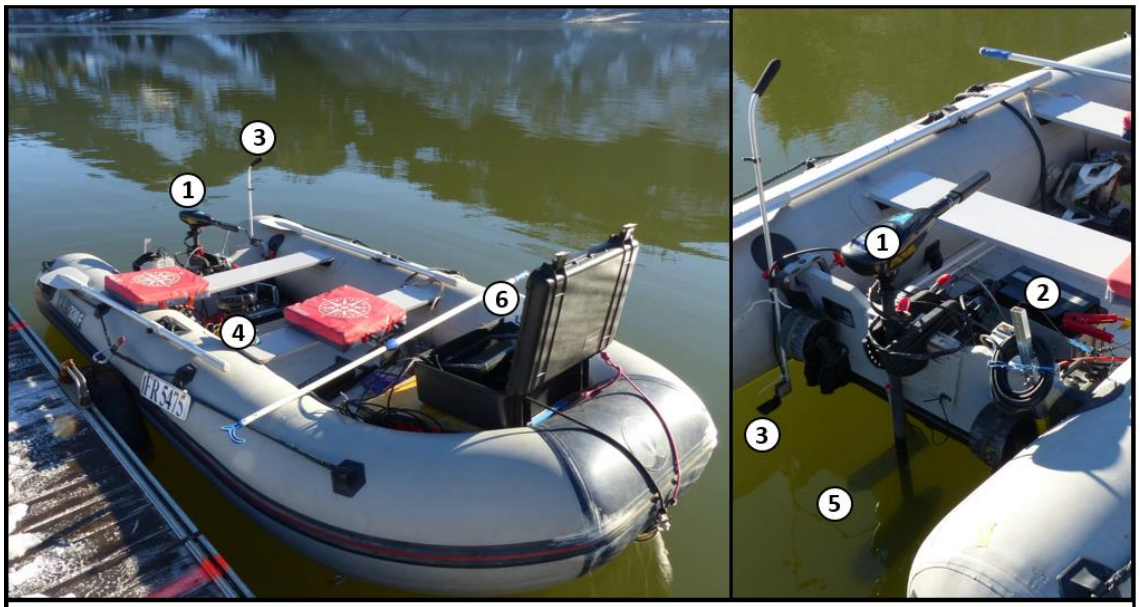
4.1.1 Acquisition des données

4.1.1.1 Journée de terrain et conditions de mesures

La journée de mesures a eu lieu le 2 décembre 2015. Malgré un automne extrêmement doux, le lac était gelé sur près de deux-tiers de sa surface. Seule la partie ouest était libre de glace ce qui peut s'expliquer par un ensoleillement journalier plus long ainsi que par le brassage des eaux à l'embouchure des torrents, plus nombreux et importants en rive gauche qu'en rive droite. Au cours de la journée, l'amincissement de la glace a permis d'accéder au centre du lac, celle-ci se brisant sous le poids du bateau et les coups de rames. L'épaisseur résiduelle de la glace n'a cependant pas permis de naviguer plus à l'est. Les mesures de profondeur couvrent donc uniquement la moitié occidentale du lac. L'absence totale de vagues et de vent ont assuré une bonne stabilité dans la prise de mesures en eau libre. Les secousses générées par la fracturation de la glace à l'avant du bateau sont cependant susceptibles d'augmenter la marge d'erreur de quelques centimètres dans les zones englacées.

4.1.1.2 Instrumentation

Les mesures ont été prises depuis un bateau pneumatique équipé d'un moteur électrique (Fig. 8). Deux sonars, chacun relié à un GPS, ont été utilisés. Premièrement, un Garmin Intelliducer enregistrant chaque seconde une coordonnées XY et une valeur Z correspondant à la



1. Moteur électrique	**3. Sonar Garmin**	**5. Sonar Lowrance**
2. Batterie d'alimentation	**4. GPS Garmin**	**6. GPS et Moniteur Lowrance**

Fig. 8 : Canot pneumatique et instruments de mesures utilisés pour sonder le fond du Lac Noir.

profondeur. Le deuxième appareil est un Lowrance HDS-12 spécifiquement conçu pour la pêche. Son usage de base est le repérage de bancs de poissons mais il permet également de déterminer avec précision la profondeur du lac tout en sondant les premières couches de sédiments. Seules la profondeur et les coordonnées ont pu être enregistrées avec un intervalle de 2 secondes entre chaque mesure. Le principe du sonar est assez simple et consiste en l'envoi d'un signal en direction du sol, à la mesure de son temps de retour puis à la conversion de cette valeur en distance. En connaissant la vitesse de propagation d'une onde en milieu aquatique, le sonar calcule automatiquement une profondeur.

4.1.1.3 Méthodologie d'échantillonnage

Le chemin parcouru par le bateau au cours de la journée de mesures est visible en annexe I. Aucun tracé n'a été élaboré *a priori* mais la zone a généralement été quadrillée par de longs transects parallèles aux rives, complétés par des allers-retours plus ou moins perpendiculaires à la côte. La présence de glace et la difficulté de manœuvrer le bateau dans des zones étroites n'ont pas permis la mise en œuvre d'une procédure d'échantillonnage structurée dans certaines régions du lac. Cela est particulièrement visible aux alentours du delta du Seeweidbach où le but était prioritairement la couverture dense de l'ensemble de la surface déglacée. A contrario, les zones les plus éloignées des rives n'ont pas pu être sondées de manière précise à cause de l'épaisseur de la glace. Celle-ci rendait la navigation et les changements de direction difficiles tout en réduisant sensiblement l'autonomie des batteries.

4.1.1.4 Mesure altimétrique du niveau du lac

Le niveau du lac a été mesuré à partir du point fixe planimétrique de catégorie 2 (PFP2) situé aux coordonnées CH1903 588'456.55 / 168'831.35, à proximité de l'exutoire du lac. La mesure altimétrique a été effectuée grâce à une lunette de chantier et une mire graduée placée successivement sur le point fixe (alt. 1046.68 m) puis à fleur d'eau, sur la plage bordant le restaurant de la Gypsera. La différence entre ces deux points était de 71 cm ce qui permet de déterminer le niveau du lac à une altitude de 1'045.97 m soit assez proche des 1'046 m indiqués sur la carte topographique. Dans un souci de simplification, les courbes de niveau de la carte bathymétrique représentent la profondeur d'eau et non l'altitude du fond du lac.

4.1.2 Traitement et analyse des données

4.1.2.1 Choix du jeu de données

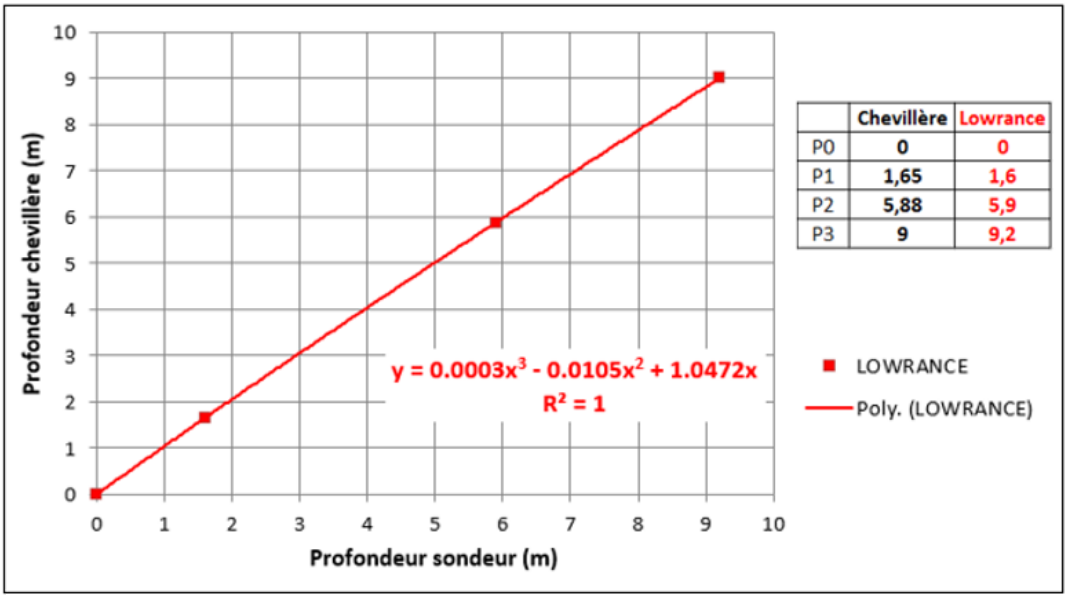
Deux sonars ont été utilisés lors de la journée de mesures. Il s'agissait surtout de pallier un éventuel problème technique sur l'un des instruments. L'utilisation combinée des deux jeux de données n'est pas pertinente et les données du Lowrance HDS-12 ont finalement été choisies pour plusieurs raisons. La résolution de l'appareillage d'abord, le sonar Lowrance affichant des profondeurs au centimètre près alors que le sonar Garmin arrondit ses valeurs au décimètre. De plus, pour des raisons inconnues, la sonde Garmin n'a pas enregistré une série de points essentiels pour reconstruire la morphologie sous-lacustre à proximité des rives, au niveau de la caserne. Le Garmin a enregistré presque deux fois plus de points que le Lowrance, soit 18'780 au lieu de 10'527. Mais cette différence n'apporte pas une précision supplémentaire et tend à compliquer le contrôle des points et les corrections à apporter à la carte. Avec le sondeur Lowrance et une vitesse de croisière moyenne d'environ 5 km/h, un point était mesuré tous les 2.8 mètres le long des tracés, ce qui est largement suffisant.

4.1.2.2 Corrections des données brutes

La sonde a été placée sous l'hélice du moteur pour limiter les interférences et non à fleur d'eau. Les valeurs mesurées par le sondeur ne sont donc pas celles de profondeur mais elles correspondent à la distance entre le fond du lac et le sonar. A cela s'ajoute un besoin de calibration inhérent à tout appareil de mesures. La précision de celles-ci est testée au chapitre suivant mais il s'agit ici de corriger l'exactitude de l'appareil, c'est-à-dire l'écart entre les vraies valeurs et les valeurs mesurées. Les couches superficielles du fond sont composées de sédiments fins gorgés d'eau et non d'un sol ferme (Lister, 1989). Il est donc difficile de savoir à quel moment le signal est réfléchi et à quoi correspond la distance enregistrée par l'appareil.

Après immobilisation du bateau, arrimé à un ponton ou stoppé dans une zone englacée pour plus de stabilité, trois mesures ont été réalisées grâce à un plomb attaché à une chevillère. Le poids a d'abord été immergé au niveau de la sonde sans être retenu. En touchant le sol, il s'est enfoncé de quelques centimètres dans les sédiments avant d'être légèrement remonté et redéposé délicatement sur le fond du lac.

La valeur de profondeur lue sur la chevillère est ensuite mise en lien avec celle affichée par le sonar (Fig. 9). Ce rapport est représenté dans le tableau et le graphique ci-dessous. Il est possible de relier les trois points de calibration par une courbe de régression polynomiale de degré 3 qui s'y ajuste parfaitement ($R^2 = 1$). Les points de calibration ayant été mesurés dans une zone peu profonde (1.65 m), intermédiaire (5.88 m) et à proximité de la région la plus profonde du lac (9 m), la relation établie permet de corriger l'ensemble des données acquises. L'équation de cette courbe a donc été utilisée pour corriger les données brutes récoltées par le sonar Lowrance en données corrigées, lesquelles ont été utilisées pour l'élaboration de la carte.



	Chevillère	Lowrance
P0	0	0
P1	1,65	1,6
P2	5,88	5,9
P3	9	9,2

Fig. 9 : Graphique avec en x, la profondeur brute enregistrée par le sondeur Lowrance, et en y la profondeur réelle mesurée grâce à une chevillère. L'équation de la courbe de régression de degré 3, qui s'ajuste aux trois points de mesure, permet la correction de l'ensemble des données brutes en données de profondeur corrigée.

4.1.2.3 Evaluation de la précision des mesures

Pour tester la précision des mesures du sonar Lowrance, les profondeurs Z de 92 paires de points de mêmes coordonnées XY ont été comparées. Il s'agit généralement de points situés au croisement de deux tracés. L'écart médian entre les valeurs de profondeur Z pour ces points de mêmes coordonnées est de 14.5 cm. Cet écart relativement important peut provenir du sonar lui-même ou d'une erreur de localisation due au GPS.

4.1.2.3.1 Précision du GPS et précision par rapport au sonar

La marge d'erreur de géolocalisation du GPS utilisé est de +/- 2 mètres auxquels il faut ajouter une distance d'environ 1.5 mètres entre le GPS et le sonar (Fig. 10). L'écart maximal entre les coordonnées enregistrées lors de la mesure de profondeur et la coordonnée exact de la sonde est donc de 3.5 mètres environ. Cela signifie que deux mesures de mêmes coordonnées XY peuvent en réalité être séparées de 7 m dans le pire des cas et si les deux passages sont suffisamment espacés dans le temps. La disposition du GPS par rapport au sonar sur le bateau

est susceptible de poser problème même lorsque l'erreur de localisation reste stable. En effet, en fonction de l'orientation du bateau, le GPS peut enregistrer une position identique alors que le sonar n'est pas localisé au même endroit. Cela induit de grandes variations de valeurs de profondeur Z pour des coordonnées XY apparemment identiques lors de mesures à proximité des côtes, surtout si la pente sous-lacustre est importante. Cela explique que les mesures effectuées lors de passages parallèles à la rive soient plus fiables que celles enregistrées lors d'allers-retours perpendiculaires à la côte. Ce problème est notamment pris en considération dans l'étape de contrôle des données (voir chapitre 4.1.4).

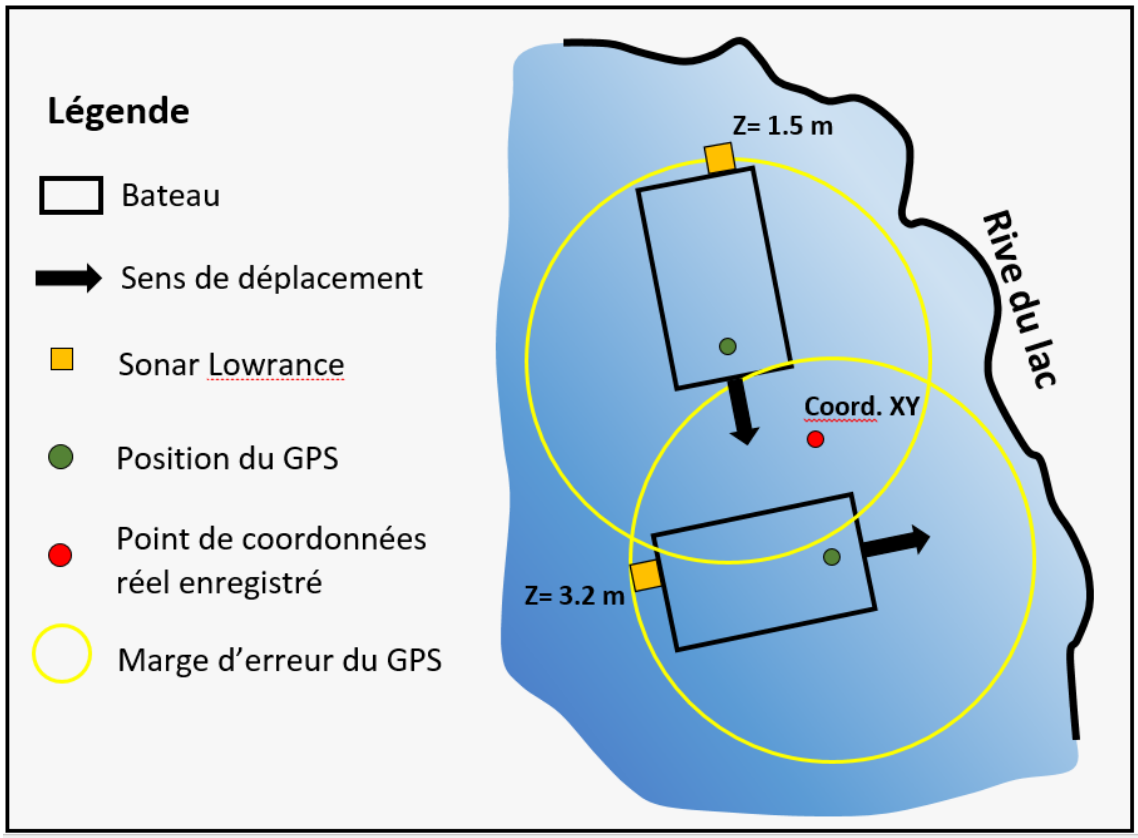


Fig. 10 : Schéma représentant une situation où le GPS enregistre des coordonnées XY identiques (point rouge) lors de deux passages différents alors que la sonde n'est pas localisée au même endroit lors de ces deux prises de mesures. Cela est dû à l'écart entre la position du GPS et celle de la sonde d'une part, mais également à cause de la marge d'erreur de localisation inhérente au GPS utilisé.

4.1.2.3.2 Précision du sondeur Lowrance

Pour vérifier la précision du sondeur lui-même, le bateau a été arrimé à un ponton au nord du lac. Deux points de coordonnées identiques (588'283/168'781) ont été enregistrés dans un intervalle de temps de 4 secondes. La différence de profondeur Z était de 3 cm ce qui peut être considérée comme la marge d'erreur du sonar. Celle-ci est plutôt faible mais le tangage du bateau, principalement lié à la navigation en zone englacée, est susceptible d'augmenter cette imprécision de quelques centimètres. Dans tous les cas, l'imprécision de positionnement (précision et position du GPS) est largement plus problématique que celle du sondeur pour l'élaboration de la carte.

4.1.3 Cartographie bathymétrique avec le logiciel Surfer

Le traitement des données a été réalisé avec le logiciel Surfer qui permet de réaliser des cartes sur la base de données XYZ d'un phénomène spatialement continu. A partir de points échantillonnés de coordonnées XY et d'attributs de valeurs Z, le logiciel crée d'abord une grille régulière (*Grid*) et détermine une valeur pour chaque intersection du quadrillage. Il s'agit d'une étape de régionalisation par interpolation spatiale qui consiste à inférer les propriétés d'un phénomène sur l'ensemble d'un espace considéré (Caloz & Collet, 2011). Lors de cette étape, il est possible d'agir sur deux éléments principaux : la méthode d'interpolation utilisée pour créer la grille et la taille (*spacing*) des mailles qui la compose.

4.1.3.1 Choix de la méthode d'interpolation et du spacing

Après de nombreux essais de combinaisons de ces deux facteurs, la méthode de triangulation avec interpolation linéaire a été choisie pour la création d'une grille d'un *spacing* de 5 m. Cette méthode est utilisée dans des logiciels spécialisés dans la cartographie bathymétrique comme *Reefmaster* et se base sur la triangulation de Delaunay (Caloz & Collet, 2011). Des algorithmes créent des triangles adjacents et irréguliers (TIN : *Triangulated Irregular Network*) entre les différents points échantillonnés. Chacun de ces triangles constitue une surface plane dans l'espace et l'équation de ces plans permet de déterminer la valeur des points situés aux croisements qui constituent la grille (Fig. 11). Cette méthode suppose une influence linéaire de la distance c'est-à-dire une forte continuité spatiale, condition qui ne pose pas problème dans le cas d'une morphologie sous-lacustre. Elle a l'avantage de rester fidèle aux valeurs qui ont été mesurées et d'agir à un niveau local (Golden Software Inc., 1999).

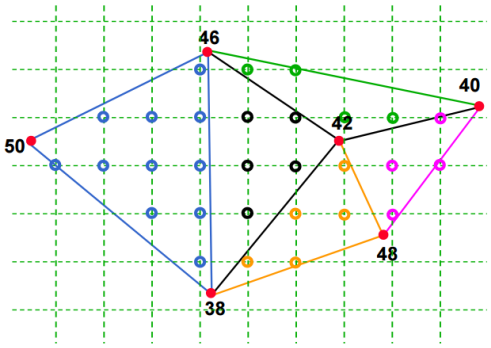


Fig. 11 : Méthode d'interpolation TIN. Un réseau de triangles est formé à partir de points échantillonnés (en rouge) permettant de déterminer les valeurs des croisements de la grille. (Braillard, 2014. Cours de cartographie et géomatique, UNIFR)

La méthode pose plus de problèmes lorsque les points sont très espacés et peut créer des artefacts dans les zones faiblement échantillonnées.

L'espacement (*spacing*) de 5 mètres permet de rester fidèle aux valeurs mesurées sans opérer un lissage trop important. Cela a pour corollaire négatif la création de courbes de niveau peu régulières et constituées de lignes brisées. Cette représentation est cependant indispensable pour repérer les zones avec de potentiels problèmes de mesures et, au besoin, de les corriger. Un espacement plus important induit également une simplification significative du pourtour de la zone interpolée et une perte d'information dans les régions limitrophes.

4.1.3.2 Type de représentation cartographique

Une fois la grille créée, l'étape suivante consiste au traitement cartographique c'est-à-dire à la représentation spatiale de l'information numérique. Le logiciel *Surfer* propose plusieurs modèles de représentation en 2D ou 3D. Le choix s'est porté sur une carte de contours (*Contour Map*) représentant les courbes de niveaux bathymétriques avec une équidistance de 1 m superposées à un fond bleu changeant de ton tous les 50 centimètres. Les régions les plus profondes sont représentées en bleu foncé avec un maximum atteint à 10.4 m au point de coordonnées 588'227/168'614 ce qui est légèrement supérieur à la profondeur maximale déterminée par Lister (1989). Les zones avec une faible profondeur d'eau sont quant à elles blanches à bleues claires. Le produit final (Annexe II) a ensuite été superposé à une carte topographique au 1/10'000 (Annexe III) ce qui permet de situer les zones où se jettent les torrents.

4.1.3.3 Délimitation de la carte bathymétrique et incorporation du delta du Seeweidbach

La zone d'interpolation a été délimitée par un masque (*blank*) constitué par les rives du lac au nord et à l'ouest. A l'est et au sud, le masque est déterminé par les points les plus externes enregistrés lors de la campagne de mesure. Le pourtour du lac est basé sur une carte au 1/10'000 de 1978. Pour rendre compte de l'expansion du delta du Seeweidbach au moment de la prise de mesures, une image aérienne de 2013 a été géoréférencée sur le logiciel *ArcGis*. Des points ont ensuite été échantillonnés sur la bordure du delta et la valeur z=0 leur a été attribuée. Il en va de même pour tous les points se trouvant sur la rive occidentale du lac. Il n'y a donc aucune zone d'extrapolation sur toute la surface de la carte.

4.1.4 Processus de contrôles et de corrections des données

4.1.4.1 Principes

L'élaboration et l'amélioration de la carte est un processus itératif qui consiste d'abord à repérer les zones qui semblent incohérentes sur la première version de la carte bathymétrique. Les extraits de carte ci-dessous représentent la partie nord du lac avec trois zones comportant d'importantes anomalies ainsi que le résultat obtenu après l'étape de correction des données.

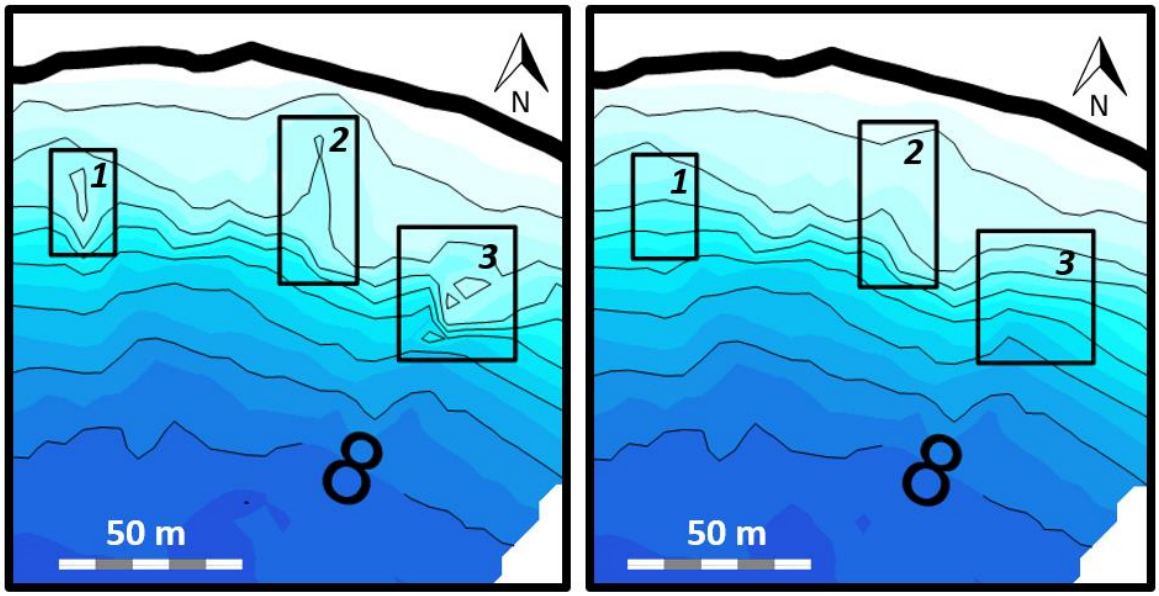


Fig. 12 : A gauche, extrait de la première version de la carte bathymétrique avec trois zones d'anomalies. A droite, version corrigée après suppression de points problématiques.

Avant d'entamer cette démarche de correction, le but est de déterminer si ces irrégularités correspondent à la réalité du terrain où s'il s'agit d'un problème de mesure. Pour ce faire, l'ensemble des points échantillonnés est superposé à la *Contour Map* en tant que *Post Map.* En se focalisant sur certains secteurs, il est alors possible de visualiser les valeurs de profondeurs qui ont conduit à la représentation cartographique sous-jacente. La cohérence de ces valeurs a été analysée de plusieurs manières. Ces méthodes sont présentées dans les sous-chapitres suivants. Ce processus de correction des anomalies a finalement conduit à la suppression de 399 points y compris les 92 paires de points de coordonnées identiques.

4.1.4.2 Contrôle des croisements

Une méthode de contrôle de la cohérence des données consiste à observer le croisement le plus proche avec un autre tracé. La Fig. 13 montre deux zones de croisement où un tracé parallèle à la rive (flèches grises) est coupé par des transects perpendiculaires (flèches vertes et jaunes). Cette région se situe dans la partie inférieure du carré n° 1 de la Fig. 12 et les points qui s'y trouvent conditionnent directement l'anomalie encadrée. Dans la Fig. 13, le croisement situé à

droite montre des valeurs cohérentes malgré un certain décalage dû à l'imprécision GPS. En effet, le point de valeur 4.63 m devrait logiquement se situé au sud du tracé horizontal.

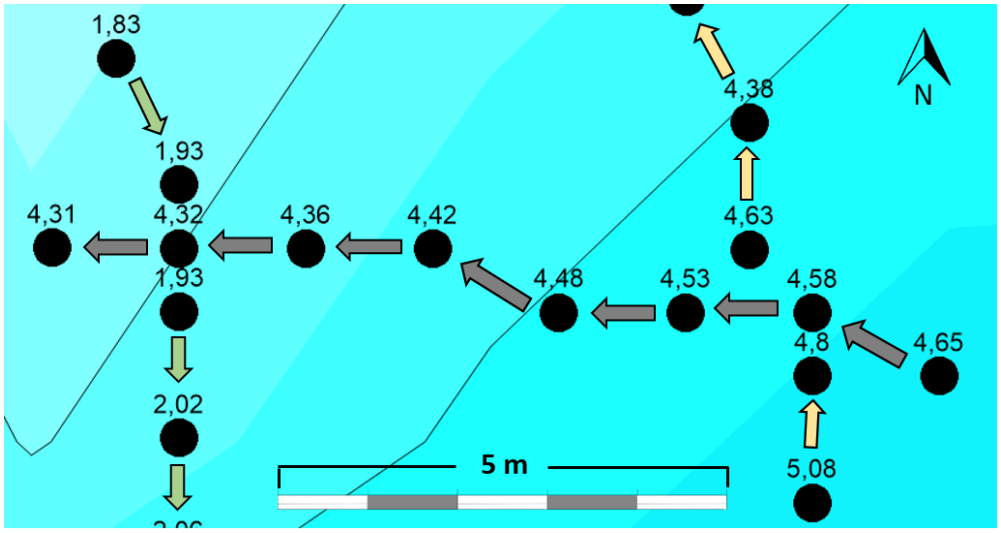


Fig. 13 : Focalisation sur deux croisements situés dans la partie inférieure du carré n°1 de la figure 8. Celui de gauche témoigne d'une dérive de la sonde nécessitant une suppression de points. Le croisement de droite prouve une cohérence entre les valeurs de profondeur (en m) enregistrées lors de deux passages différents. Les flèches indiquent le sens de déplacement du bateau.

Le croisement de gauche contient par contre des points espacés d'un mètre à peine mais avec des écarts de presque 2.4 m de profondeur. Ces variations entre les deux tracés résultent d'un problème de la sonde et non pas uniquement d'une erreur de localisation du GPS. Cette dérive momentanée du sonar est parfois observée après un choc résultant d'une manœuvre manquée à proximité des rives ou, dans de très rares cas, dans la zone englacée. Les valeurs de profondeur sont généralement faussées sur 10 à 20 points avant d'être à nouveau cohérentes. Les valeurs mesurées le long du tracé de la Fig. 13 et représenté par les flèches vertes sont sous-évaluées et doivent être supprimées. La sélection des points à éliminer requiert l'analyse des croisements suivants pour déterminer si l'erreur de mesure est toujours présente, s'est atténuée ou a totalement disparu. Dans le cas présent, les données sont à nouveaux cohérentes au niveau du croisement situé une quinzaine de mètres au sud.

4.1.4.3 Utilisation des données du sondeur Garmin

Pour des régions faiblement échantillonnées, où les croisements entre différents tracés sont rares, il est possible de comparer des valeurs de profondeur suspectes avec les données enregistrées par le sondeur Garmin. Cette méthode a par exemple été utilisée pour résoudre l'anomalie n°2 mise en évidence dans la Fig. 12. La Fig. 14 montre les données enregistrées par le sonar Garmin comparées à celles du sonar Lowrance, ces dernières étant à l'origine de l'anomalie représentée en arrière-plan. Le point situé en bas à gauche indique une valeur identique de 2.28 m mais les valeurs de profondeur enregistrées par le Garmin diminuent plus rapidement que celles du Lowrance en remontant vers le nord. Au regard de la morphologie

sous-lacustre dans cette région du lac, les données du Garmin sont plus plausibles. Les mesures ont été prises après des manœuvres dans la zone englacée et il est possible que la sonde Lowrance ait été heurtée par une plaque de glace. Cela a pu biaiser les mesures durant un certain intervalle de temps. Les données du Lowrance ont donc été supprimées sur ce secteur jusqu'au niveau des berges où elles sont à nouveau cohérentes et proches de celles enregistrées par la sonde Garmin. Le point de coordonnées 588'294/168'784, d'une profondeur de 1.65 m et mesuré par le sonar Garmin, a ensuite été ajouté à la base de données du Lowrance pour bien refléter la rupture de pente enregistrée dans cette zone. Il s'agit du seul cas où ce procédé a été utilisé. En principe, le recours aux données du Garmin sert uniquement au contrôle des données du Lowrance et, au besoin, à leur suppression.

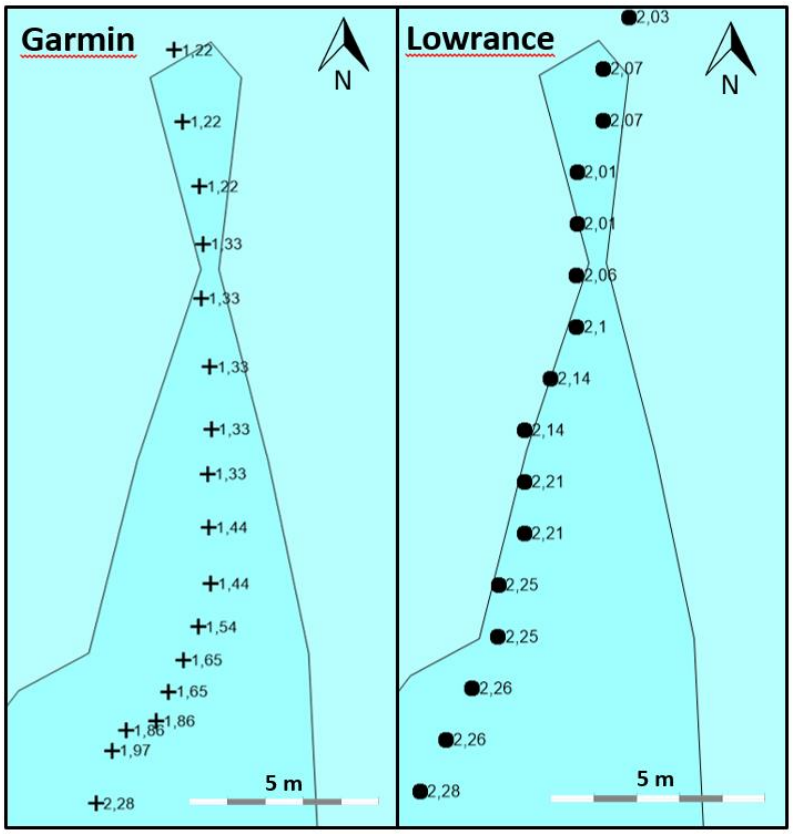


Fig. 14 : En arrière-plan, anomalie induite par les valeurs de profondeur incohérentes du Lowrance (en m). Ces valeurs ont été contrôlées et corrigées grâce aux données de la sonde Garmin, à gauche.

4.1.4.4 Soulèvement du sonar et corrections des mesures

A la fin de la journée de mesure, la sonde du sonar Lowrance n'était plus perpendiculaire à la surface de l'eau mais légèrement penchée. Ce problème n'a pas été repéré plus tôt et doit résulter d'un choc durant la prise de mesures. Il faut donc remonter à la source du problème et trouver le lieu à partir duquel les mesures ont été faussées. La zone représentée sur la Fig. 15 a été sondée durant les dernières minutes de la journée de mesures. Le contour des courbes de niveaux témoigne d'une surestimation des valeurs de profondeur dans la région entourée.

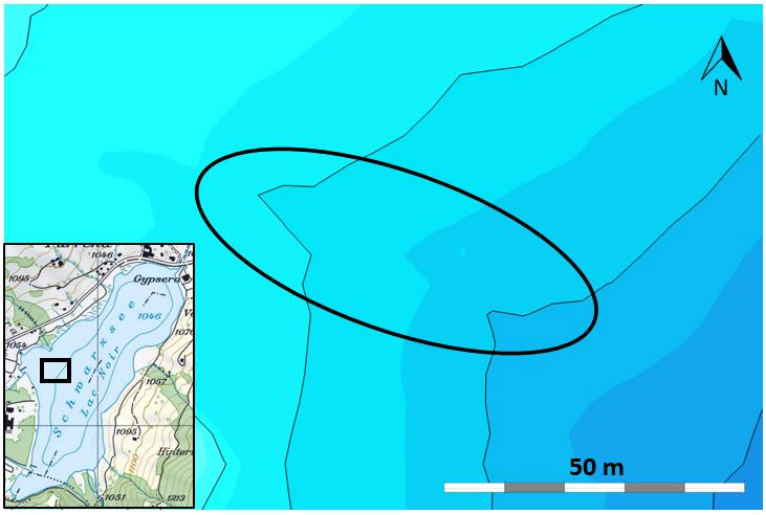


Fig. 15: Anomalie liée à une surévaluation des valeurs de profondeur.

En remontant le tracé, l'origine de la dérive de l'appareil a pu être trouvée environ 70 m au sud-est de la région entourée ci-dessus. Il s'agit d'une zone englacée où le bateau a recoupé une trace faite précédemment dans la glace. Un morceau de glace flottante a certainement heurté et modifié l'inclinaison de la barre métallique supportant la sonde. Le bateau se dirigeait alors du centre du lac vers les rives et le sonar a enregistré la séquence présentée dans le graphique ci-dessous (Fig. 16).

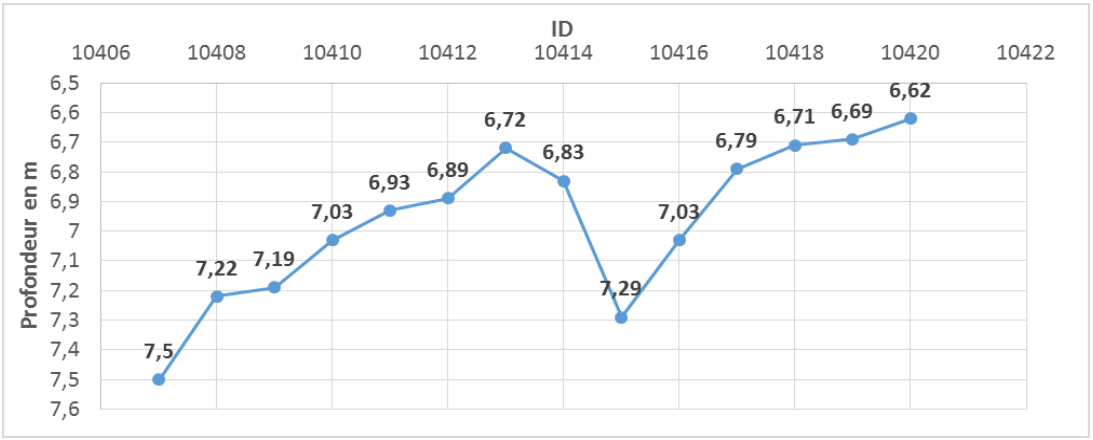


Fig. 16 : Séquence de points avec dérive de mesures à partir du point d'ID 10'415. Les points qui suivent sont surévalués d'une trentaine de cm ce qui témoignent d'un soulèvement du sonar.

L'importante variation enregistrée entre les points 10'413 et 10'415 correspond certainement au changement d'orientation de la sonde dû au choc ce qui induit inévitablement une augmentation de la valeur de profondeur mesurée. Les valeurs enregistrées à partir de ce point sont surévaluées d'environ 30 cm si l'on observe les différents croisements suivants. Cet écart est confirmé par comparaison avec les données du sonar Garmin et explique l'anomalie de la Fig. 15. Tous les points d'un identifiant supérieur à 10'415 ont donc été corrigés avec une soustraction de 30 cm. Cela a permis de réduire l'irrégularité comme en témoigne la carte finale de l'annexe III.

4.1.4.5 Erreur ponctuelle de mesure

Lors de l'acquisition de données, il arrive que le sonar enregistre une ou plusieurs valeurs de profondeur sensiblement différentes du reste de la séquence (Fig. 17). Ces données peuvent refléter une déviation momentanée de l'instrument de mesures mais également rendre compte d'une irrégularité de la morphologie sous-lacustre. Lister (1989) a mis en évidence la présence de dépressions, certainement causées par la libération du gaz contenu dans les sédiments, sur le fond du lac. L'augmentation ponctuelle des valeurs de profondeur le long d'un tracé peut être liée au passage du bateau au-dessus de ces dépressions. A l'inverse, une soudaine diminution de la profondeur peut indiquer la présence d'un objet sur le fond du lac voire même celle d'un banc de poissons. Dans tous les cas, il est parfois nécessaire de supprimer ces données. En effet, elles rendent compte d'une situation très locale et le repérage de dépressions est uniquement tributaire du lieu où est passé le canot pneumatique. De plus, ces valeurs dérogent au principe de dépendance spatiale et tendent à créer des artefacts lors de la création de la grille par triangulation.

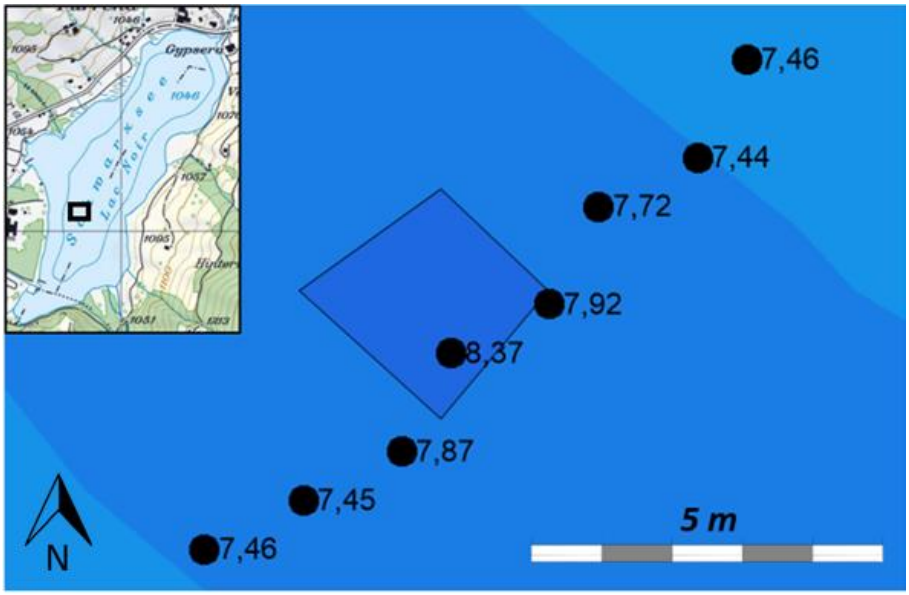


Fig. 17 : Séquence de points avec une valeur de profondeur sensiblement plus importante (8.37 m). Cette mesure peut refléter la présence d'une dépression sous-lacustre.

4.1.4.6 Calcul des résidus

La fonction *calculating residuals* du logiciel *Surfer* permet d'obtenir une mesure quantitative de la correspondance entre les données échantillonnées et les valeurs interpolées. La moyenne de l'ensemble des résidus est de 11.87 cm pour une valeur médiane de 5.1 cm. Cet écart peut être considéré comme la marge d'erreur liée au processus d'interpolation.

4.2 Carte réalisée par Lister en 1989

4.2.1 Méthode de numérisation et d'échantillonage

La carte bathymétrique élaborée en 1989 par Lister (voir annexe IV) a été vectorisée et réutilisée dans le travail de Dapples (2002). Celle-ci s'en est servi pour réaliser une carte numérique au 1/10'000 grâce au logiciel *Adobe Illustrator*. Ce fichier nous a généreusement été transmis par son auteure. Le document analogique original de Lister et la version numérisée par Dapples ont été comparés et aucune dissemblance n'a été décelée, ce qui prouve la précision du travail de numérisation. Le document de Dapples (2002) peut donc être utilisé comme référence sans revenir à la carte originelle de Lister.

Le logiciel *Illustrator* ne permet pas d'attribuer de référence spatial aux objets vectoriels. La carte est donc géoréférencée sur le logiciel d'information géographique *ArcGis* pour être utilisée comme fond de carte en format image. Chaque courbe bathymétrique est ensuite importée sur *Arcgis* en tant que *shapefile* et parfaitement superposée à la carte bathymétrique sous-jacente. Les courbes bathymétriques sont transformées en vecteur de points grâce à un outil de gestion des données proposé par le logiciel. La densité de points n'étant pas toujours suffisante, notamment dans les zones où les courbes bathymétriques sont très proches, une série de points supplémentaires est échantillonée le long de la courbe de niveau. La table attributaire du *shapefile*, qui comprend notamment les coordonnées XY du système de référence CH1903, est ensuite exportée dans un fichier excel où la valeur Z de profondeur correspondant à la courbe est finalement ajoutée. L'opération est répétée pour toutes les courbes de niveaux bathymétriques ainsi que pour le pourtour du lac auquel une valeur Z de 0 m est attribuée. Ce pourtour est le même que celui utilisé dans la version 2015 de la carte mais il se prolonge cette fois sur l'ensemble des rives du lac. Le shapefile linéaire de ce pourtour est également utilisé comme masque (*blank*) dans le logiciel *Surfer* ce qui permet de cantoner les interpolations à l'intérieur des limites de la carte. Pour représenter le delta du Seeweidbach, une image aérienne de 1987 a été géoréférencée sur Arcgis pour permettre l'échantillonage de points de valeur Z=0 le long de la limite entre le lac et le delta. L'étape d'échantillonage a finalement permis la constitution d'une base de données originelles de 10'472 points.

4.2.2 Méthode d'interpolation

Compte tenu de la disposition des points échantillonés le long des courbes bathymétriques, l'interpolation par triangulation n'est pas la méthode la plus adaptée. La représentation cartographique la plus concluante a été obtenue par krigeage. Il s'agit d'une méthode d'interpolation linéaire qui se base sur un variogramme expérimental et assure le minimum de variance (Matheron, 1963). Cet interpolateur estime la valeur des variables régionalisées, c'est-

à-dire des intersections de la grille, par pondération des points échantillonés. Plus un tel point est rapproché d'une intersection, plus il aura de poids et de l'influence dans l'évaluation de celle-ci. Là où la triangulation ne se basait que sur trois points de référence, le krigeage prend en compte la valeur et la distribution de l'ensemble des points échantillonés pour déterminer la valeur d'une intersection. Un *spacing* de 5 m a à nouveau été utilisé pour rendre possible la superposition des grilles de la carte de Lister avec celle réalisée en 2015.

4.2.3 Processus d'amélioration de la carte

L'éloignement de certaines courbes bathymétriques produit des anomalies en « œil de bœuf » (Fig. 18) liées à une distance trop importante entre les points échantillonés. Pour corriger ces incohérences, une trentaine de points a été ajouté manuellement à la base de données. Ceux-ci sont localisés dans des zones faiblement échantillonées, le plus souvent à équidistance entre deux courbes bathymétriques. Leur valeur Z de profondeur correspond à la moyenne des deux courbes les plus proches. Si tel n'est pas le cas, la valeur Z attribuée au point est pondérée en fonction de la distance respective aux deux courbes les plus proches.

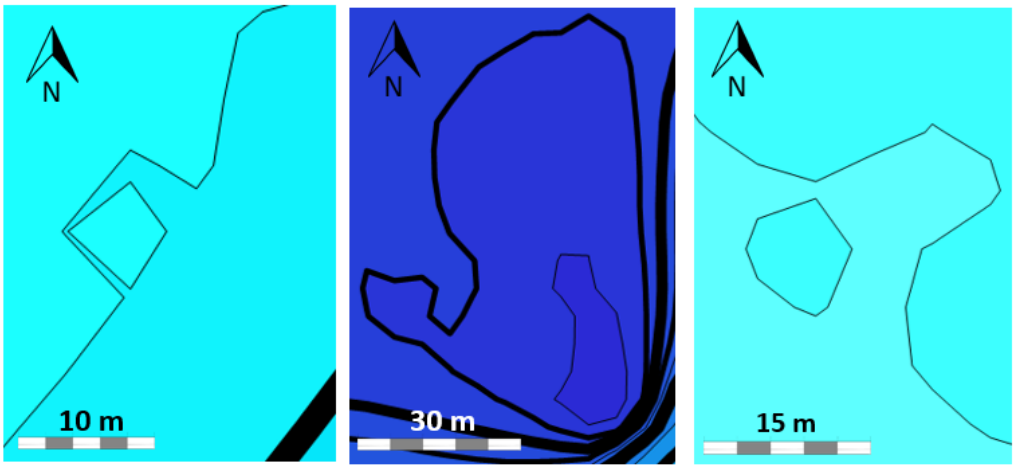


Fig. 18 : Exemples d'anomalies en « œil de bœuf » corrigées par ajout de points.

Dans la zone aérienne du delta du Seeweidbach, les valeurs des intersections de la grille ont directement été corrigées avec des valeurs légérement négatives pour que cette surface apparaisse en blanc sur la carte. Notons qu'un certain nombre de points échantillonés sur la courbe de niveau 1 m se trouvaient sur la zone du delta et ont été supprimés. Cette superposition montre que le delta du Seeweidbach a régressé entre 1987 et 1989 ou, plus probablement, que Lister (1989) ne l'a pas pris en considération pour tracer ses courbes de niveau bathymétriques. La carte obtenue après cette étape d'amélioration est présentée en annexe V.

4.3 Carte des différences entre 1989 et 2015

4.3.1 Méthode

Le masque utilisé pour la grille de 2015 a été appliqué à celle de la carte réalisée en 1989. Les deux grilles sont donc composées du même nombre de mailles et leur taille est sensiblement identique ce qui rend possible leur superposition. La fonction *Math* de *Surfer* permet d'importer deux grilles et d'effectuer des opérations mathématiques entre les intersections localisées aux mêmes coordonnées. Les résultats sont ensuite exportés dans une nouvelle grille. Pour chaque intersection, les valeurs de la grille Lister ont été soustraites à celles de la version 2015. En effet, les valeurs de profondeur devraient être plus faibles en 2015 qu'en 1989 à cause de l'accumulation sédimentaire au cours des 26 années séparant les deux campagnes de mesures. La grille obtenue a ensuite été utilisée pour réaliser une carte de différences entre la carte de Lister (1989) et celle réalisée dans le cadre de ce travail. Cette carte est visible en annexe VII et l'annexe VI permet de visualiser la carte de 1989 et de 2015 côte à côte.

4.3.2 Description des résultats

La carte de différences utilise un code couleur permettant d'identifier rapidement les zones concernées par une élévation du niveau du fond du lac (respectivement une diminution de la profondeur) entre 1989 et 2015. Celles-ci apparaissent dans des tons colorés allant du jaune clair au bordeau tandis que les régions où la profondeur a augmentée (synonyme d'un abaissement du niveau du fond du lac) entre 1989 et 2015 sont représentées dans des tons de gris. En se référant à la carte de différences, la plus grande partie du fond du lac semble avoir subi un abaissement majoritairement compris entre 0 et 1.5 m. Cette augmentation apparente de la profondeur atteint même des valeurs extrêmes de 4.5 m à l'extrémité nord-est de la carte ainsi qu'au nord du delta du Seeweidbach. Les régions où une diminution de la profondeur du lac a été enregistrée se situent dans quelques zones côtières (avec des écarts dépassant localement les 2 m) ainsi que dans la cuvette nord-est du lac, où la profondeur est la plus élevée (avec des écarts atteignant 0.5 m).

4.3.3 Interprétation des résultats

La carte de différences avait pour but de quantifier l'accumulation sédimentaire entre 1989 et 2015. Il s'agissait également de déterminer si le remplissage sédimentaire se fait de manière homogène ou non sur le fond du lac. Malheureusement, la carte de Lister (1989) n'est pas exploitable et ne permet pas de répondre à ces questions. En effet, la grande majorité de la surface est cartographiée comme si le fond du lac s'était abaissé entre 1989 et 2015 ce qui n'est pas vraisemblable. De plus, d'après l'analyse sédimentologique présentée au chapitre 3.2, le taux de sédimentation moyen est de 0.2 cm/an et va jusqu'à 0.96 cm/an pour les couches

superficielles. Il faut donc s'attendre à une augmentation du niveau du fond du lac de 5.2 à 25 cm environ durant les 26 ans qui séparent l'étude de Lister et le présent travail. Hors, l'amplitude des valeurs de différences est de l'ordre de 6.5 m et la carte ne permet pas de visualiser de fines variations de profondeur.

Le travail de Lister (1989) n'avait pas pour but l'élaboration d'une carte bathymétrique. L'auteur de l'étude ne mentionne pas sa façon de procéder pour dessiner les courbes de niveau de sa carte. Il est fort probable qu'il s'est basé sur la profondeur d'eau mesurée sur les lieux des 18 forages, ainsi que sur les profils de sismique de réflexion, pour dessiner à la main ces courbes bathymétriques. Mais rien n'est dit sur la précision de géolocalisation de ces forages et transects. Les valeurs de profondeurs semblent avoir été globalement sous-estimées par Lister (1989). En moyenne, celles-ci sont inférieures de 73 cm à celles enregistrées lors de la campagne de mesures 2015.

5 - Evolution des rives du lac et progradation du delta du Seeweidbach

5.1 Evolution des rives du lac depuis 1879 sur la base d'une étude de cartes topographiques anciennes.

Lister (1989) a déjà brièvement décrit l'évolution des rives du lac sur la base d'anciennes cartes nationales. Mais il est intéressant de s'intéresser d'un peu plus près aux modifications du rivage durant les 150 dernières années. La comparaison se base sur les cartes anciennes mises à disposition par Swisstopo (map.geo.admin.ch).

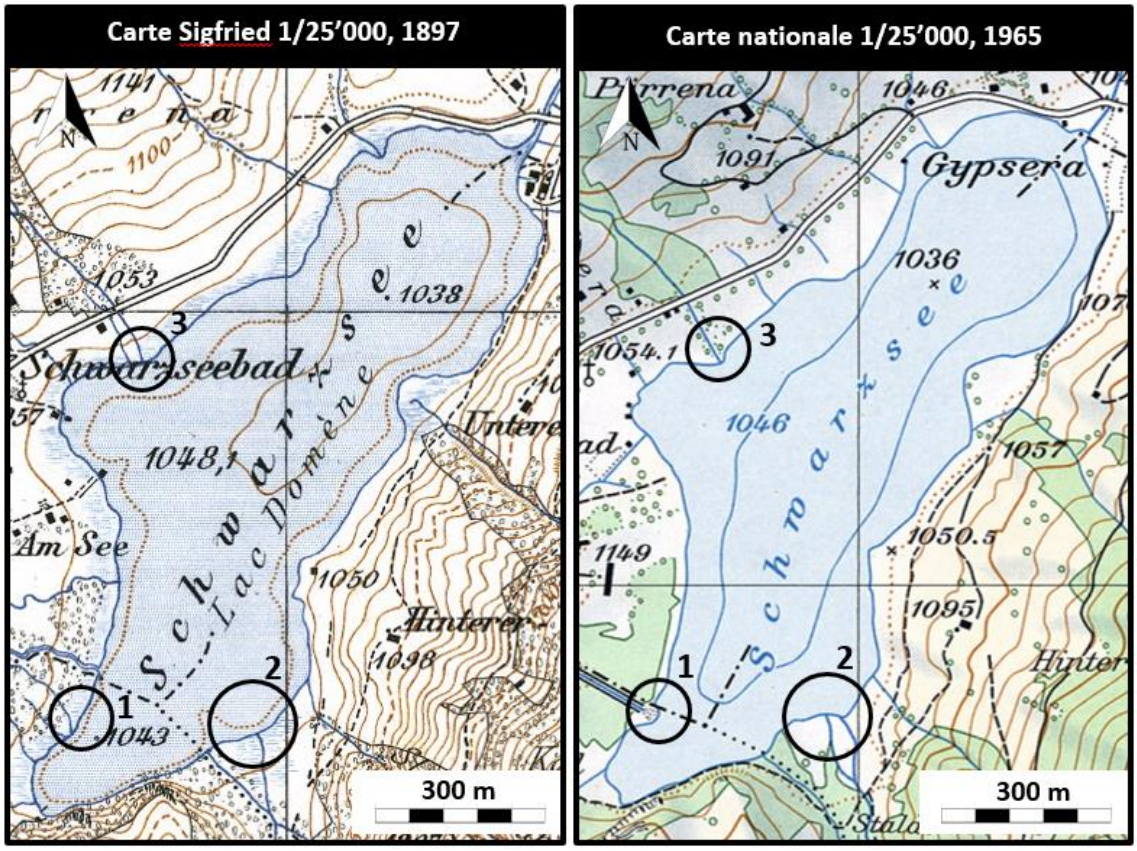


Fig. 19 : Comparaison entre les cartes topographiques au 1/25'000 datées de 1897 et 1965 permettant de mettre en évidence trois zones d'atterrissement potentiel : 1. L'embouchure du Seeweidbach, 2. L'embouchure de L'Euschelsbach, 3. L'embouchure du ruisseau localisé au niveau de la Lenggera.

La première carte nationale de la région du Lac noir est la Carte Dufour publiée en 1860. Les pourtours du lac sont cependant délimités trop grossièrement pour apporter une quelconque information. La carte Siegfried de 1879, sur laquelle le Lac noir est encore appelé Lac Domène, propose déjà une amélioration mais il faut attendre la carte publiée dans l'Atlas Sigfried en 1897 pour une délimitation fine des rives du lac. Ce pourtour a semble-t-il été repris pour toutes les cartes jusqu'au début des années 60 puisqu'aucune modification du tracé ne peut être observée dans cet intervalle. La carte de 1965 adopte un nouveau style de représentation et redéfinit le

pourtour du lac. Il n'est pas évident de distinguer ce qui relève du choix du cartographe des véritables modifications du rivage. En effet, les rives du lac sont majoritairement marécageuses et caractérisées par la présence de roseaux et de plantes flottantes si bien qu'une délimitation à partir d'images aériennes relève souvent de l'arbitraire sans un fastidieux travail de terrain. Cette carte de 1965 permet tout de même de visualiser trois zones d'atterrissement (Fig. 19).

La zone d'atterrissement la plus importante se situe à l'embouchure du Seeweidbach. Le chapitre suivant s'intéressera aux modifications de ce cours d'eau au siècle dernier et tentera de quantifier l'avancée de son delta à partir d'images aériennes. La deuxième région sujette à une aggradation sédimentaire se situe à l'embouchure de l'Euschelsbach où la rive s'est avancée de 10 à 15 mètres vers le nord alors que le tracé des deux bras du ruisseau s'est déplacé vers le nord-est. Entre 1965 et 2013, aucune nouvelle évolution n'est visible dans ce secteur mais les images aériennes montrent la formation d'une petite plage à l'embouchure directe des deux bras du torrent. Troisièmement, sur la rive ouest, au niveau du principal ruisseau de la zone de la Lenggera, la carte de 1965 témoigne d'une légère progradation d'un delta. Cette avancée se confirme sur la carte de 1969 où ce dernier a gagné quelques mètres en seulement quatre années. Les mesures structurelles entreprises sur le cours d'eau ont certainement contribué à retenir les sédiments et à réduire l'atterrissement dans ce secteur. Trois, puis huit seuils, ont en effet été construits 150 à 250 mètres en amont du lac entre les années 70 et 80.

5.2 Progradation du delta du Seeweidbach

Le Seeweidbach constitue l'affluent du Lac Noir ayant le débit le plus important. Ce cours d'eau alimente un delta lacustre (Fig. 20) dont la progradation rapide, notamment lors d'importants événements orageux estivaux, menace les infrastructures nautiques à l'embouchure du torrent. Une partie du ponton est d'ailleurs inutilisable depuis quelques années à cause de l'accumulation du gravier. Aucune étude ne s'est jusqu'ici intéressée à ce delta. Le présent travail tente de remédier à cette lacune en présentant d'abord les caractéristiques hydrologiques du torrent du Seeweidbach (chapitre 5.2.1). Le chapitre 5.2.3 présente ensuite les différents aménagements anthropiques entrepris sur le cours d'eau au siècle dernier. Le chapitre 5.2.3 décrit finalement l'évolution de ce delta depuis les années 1940 sur la base d'une série d'images aériennes.



Fig. 20 : Vue aérienne du delta du Seeweidbach au printemps 2016.
Prise de vue réalisée à partir d'un drône (DJI Phantom III Advanced).
Quentin Vonlanthen et Jonathan Küng, le 10.5.16.

5.2.1 Hydrographie du Seeweidbach

Le bassin versant du Seeweidbach a une superficie totale de 5.73 km^2 (map.geo.admin.ch). Au sud, il est délimité par la barre rocheuse des Recardets avec un point culminant à 1921 m. A l'est, la ligne de séparation des eaux passe par le col du Chamois (1888m), celui de la Balisa (1411m) et le sommet de la Patta (1616m). La limite nord du bassin versant se situe dans la région du Fuchsee Schwyberg avec un sommet culminant à 1628 m.

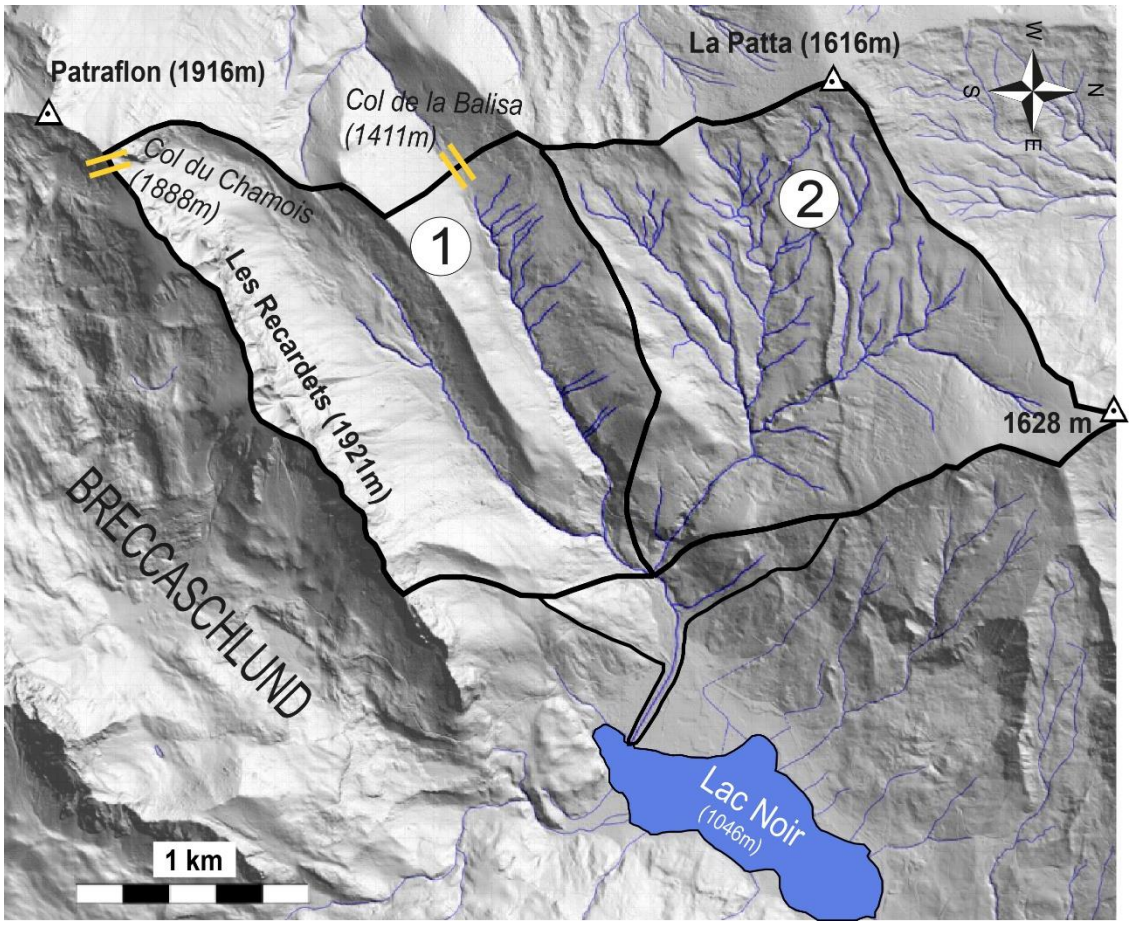


Fig. 21 : Le bassin versant du Seeweidbach (délimité en noir) est séparé en deux zones principales, l'une sur des formations calcaires (n°1) et l'autre sur un substrat de flysch (n°2).

Le Seeweidbach est alimenté par deux bassins versants secondaires à la morphologie différente (Fig. 21), conditionnée par le substrat géologique (calcaires et marnes des Préalpes médianes plastiques au sud, flysch du Gurnigel et Mélange infrapréalpin au nord). Dans le bassin méridional, le réseau hydrographique se résume à de courts ruisseaux alimentant deux drains principaux qui coulent au fond de deux vallées parallèles. L'une est dominée par le col de la Balisa (1411m) ; l'autre, au pied des Recardets, mène au col situé au-dessus de l'alpage *Ober Recardets*. La densité de drainage y est assez faible, calculée autour de 2.3 km de cours d'eau par km^2 et aucun ruisseau pérenne ne draine la partie supérieure de ce bassin de 2.85 km^2 (map.geo.admin.ch). Cela contraste avec le bassin versant nord qui possède un réseau

hydrographique dendritique extrêmement développé avec une densité de drainage de 6.4 km par km^2. Le bassin a une superficie de 2.62 km^2 (map.geo.admin.ch) et sa partie supérieure est occupée par des replats formant des zones marécageuses, particulièrement autour des pâturages de la Joretta et de la Spielmannda. La différence de morphologie et d'organisation du réseau hydrographique entre les deux bassins versants induit une réponse hydrologique différente et des pointes de crues décalées.

Le régime hydrologique du Seeweidbach est de type « nival de transition » (map.geo.admin.ch), caractérisé par de faibles débits en périodes hivernales et des maxima atteints à la fonte des neiges, au printemps. Le graphique ci-dessous (Fig. 22) présente les débits mensuels moyens simulés avec une moyenne annuelle de 0.2 m^3/s (map.geo.admin.ch).

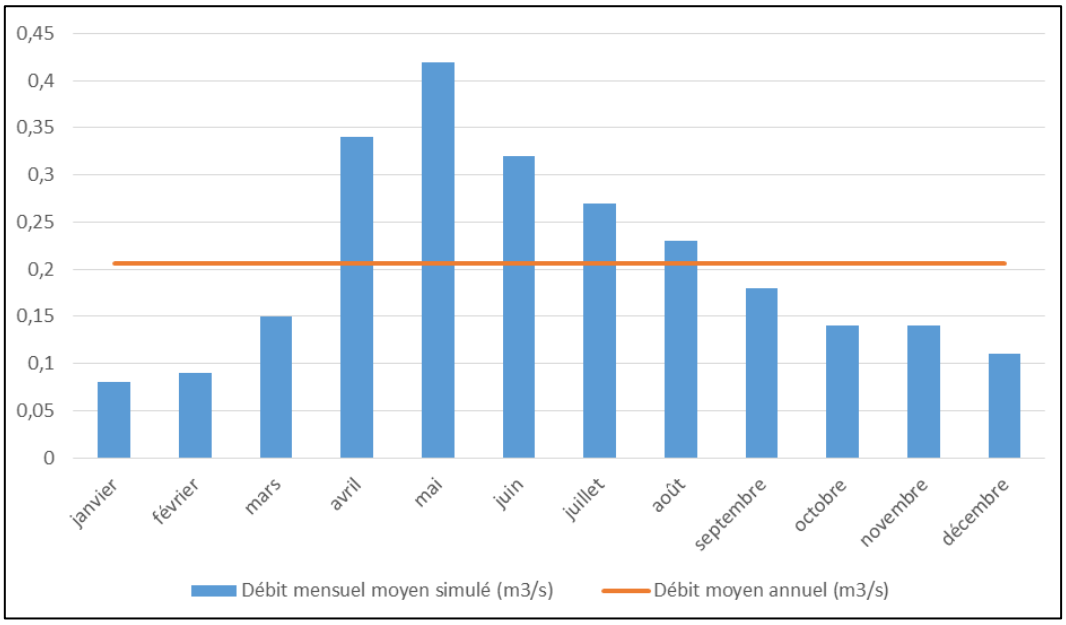


Fig. 22 : Régime hydrologique simulé du Seeweidbach.
D'après les données de l'OFEV, conjointement avec Swisstopo (map.geo.admin.ch)

La très forte variabilité des débits est une particularité des torrents de montagne, également en milieu préalpin. Lors d'orages estivaux les débits augmentent très rapidement, intensifiant ainsi la compétence et la capacité érosive du cours d'eau. Les principaux apports sédimentaires alimentant le delta du Seeweidbach ont lieu lors d'épisodes de crue résultant de ces phénomènes météorologiques violents.

5.2.2 Aménagements anthropiques dans la zone alluviale du Seeweidbach

La zone alluviale du Seeweidbach a subi d'importantes modifications au siècle dernier. Les anciennes cartes nationales permettent de reconstituer ces aménagements artificiels.

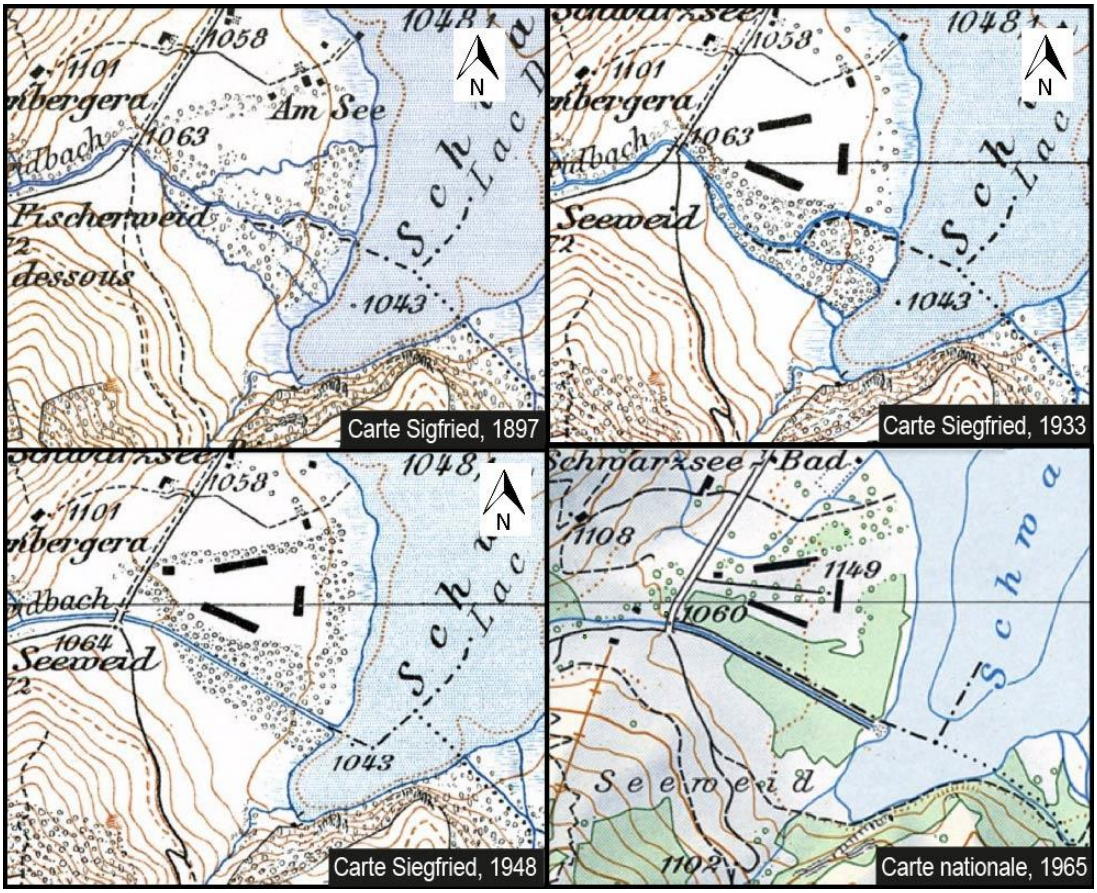


Fig. 23 : Aménagements anthropiques du cône alluvial et du torrent du Seeweidbach.

La carte Siegfried de 1897 (Fig. 23) est la première à représenter de manière assez précise la zone alluviale du Seeweidbach dans son état naturel. Elle permet de distinguer les différents bras qui commencent à se séparer à environ 350 mètres du rivage pour former une zone typiquement deltaïque. Le torrent comprenait alors cinq embouchures différentes réparties sur 350 m de rives. Au début des années 30, la construction de la caserne militaire conduit au comblement du bras nord tandis qu'une partie du cours d'eau principal est déviée vers le sud et séparée en deux canaux. Les eaux du Seeweidbach sont ensuite canalisées dans un unique drain rectiligne ce qui permet d'assécher les terrains jouxtant la caserne. Cet aménagement anthropique apparait à partir de 1948 sur les cartes nationales et il s'agit de la situation qui prévaut encore aujourd'hui. Depuis le pont permettant l'accès au camping, le flux du torrent est canalisé par des berges artificielles d'environ 2 m de haut et constituées de gros blocs bétonnés aujourd'hui partiellement végétalisés.

Au début des années 2000, d'importants travaux sont entrepris pour limiter le danger d'inondation du camping avec notamment la construction d'une digue en amont de ce dernier (n°3 de la Fig. 24). Ces travaux sont contemporains du retrait d'une partie des berges du Seeweidbach, en rive gauche. Un espace est ainsi libéré à mi-chemin entre le pont cité précédemment et le lac. Le Seeweidbach y méandre désormais librement sur son cône de déjection (n°1 de la Fig. 24). Des blocs ont été disposés dans ce lit élargi, probablement pour forcer une accumulation de sédiments et de débris dans cette zone et ainsi diminuer l'apport sédimentaire à l'embouchure du torrent. En aval de cette zone réaménagée, deux seuils d'une hauteur d'environ 1 m ont été édifiés à l'aide de blocs rocheux (n°2 de la Fig. 24). Ces aménagements ont certainement pour but de casser l'énergie du torrent en cas de forte crue et d'en limiter la capacité de transport sédimentaire. La zone n°1 est également accessible à de gros engins de chantier ce qui permet l'évacuation des dépôts sédimentaires avant que ceux-ci n'atteignent le lac.

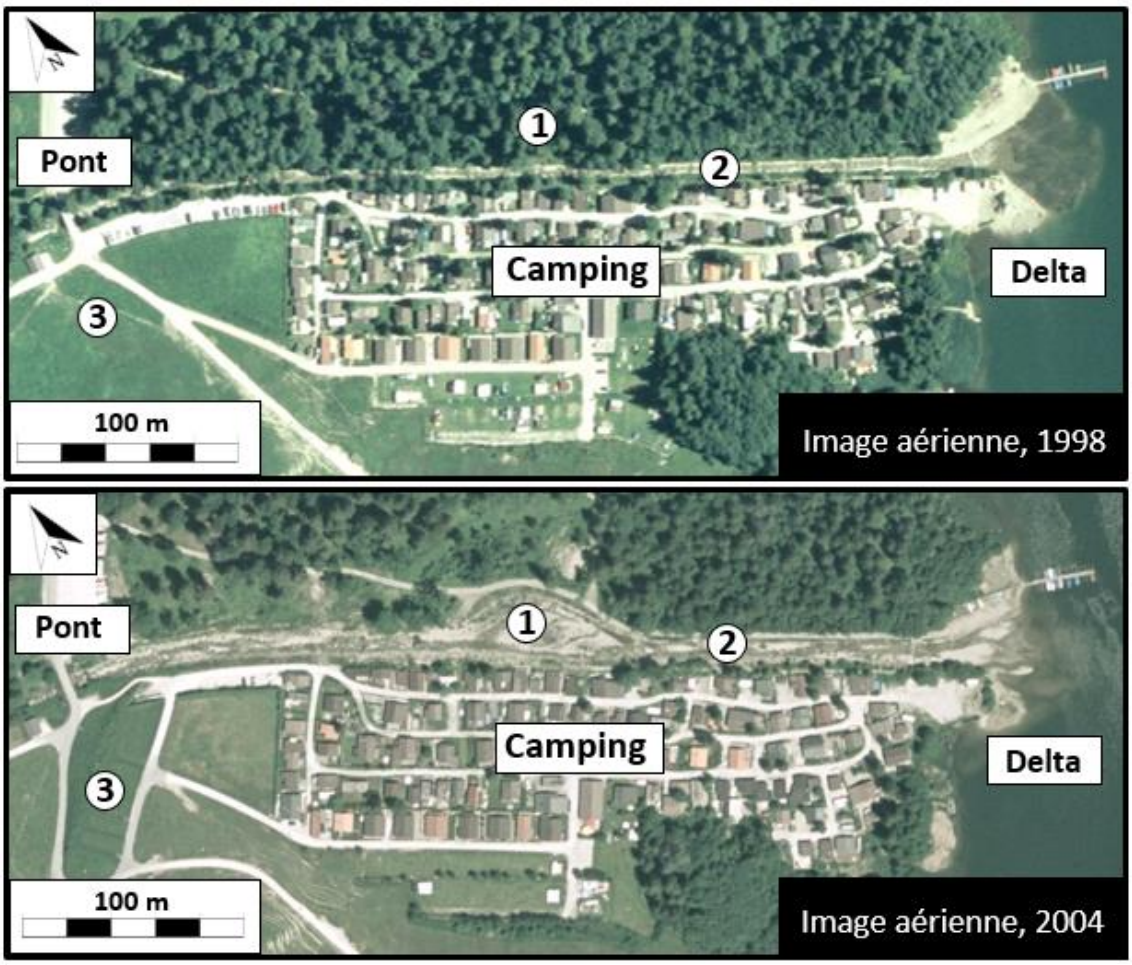


Fig. 24 : Comparaison d'une image aérienne de 1998 et de 2004 permettant de mettre en évidence les modifications du cours d'eau et les aménagements entrepris au début des années 2000 :
1. Agrandissement du lit du Seeweidbach, 2. Construction de deux seuils, 3.Edification d'une digue de protection.

5.2.3 Evolution du delta du Seeweidbach de 1940 à 2013

Dès les premières années ayant suivi l'endiguement du Seeweidbach, un delta s'est formé à l'embouchure du torrent. Il apparait sur la carte de 1965, la première disponible après 1948, mais dès 1940 sur les photos aériennes les plus anciennes mises à disposition par Swisstopo. Ces images servent de base pour quantifier l'évolution du delta jusqu'à aujourd'hui. Une étape de tri est cependant nécessaire pour définir les images exploitables ou non. Cette étape ainsi que les commentaires liés à chaque image sont présentés dans le tableau de l'Annexe VIII.

Le graphique ci-dessous (Fig. 25) montre l'évolution du delta du Seeweidbach en termes de surface (courbe bleue) et de longueur (courbe orange) entre 1940 et 2013. Il est basé sur des données produites par le géoréférencement et la superposition de 15 images aériennes qui permettent de dessiner les contours de la partie subaérienne du delta puis de mesurer des surfaces et des longueurs. Cette opération n'est pas toujours évidente. En fonction de l'ensoleillement lors de la prise de vue, il est parfois difficile de distinguer les eaux du lac de celles du torrent qui s'écoulent encore sur les sédiments. D'autre part, la partie immergée du delta, située entre 0 et 1 m de profondeur, ne se distingue que difficilement des sédiments émergés lorsque l'eau du lac est peu agitée. Le travail est également rendu difficile par la faible résolution de certaines vues aérienne prises à haute altitude.

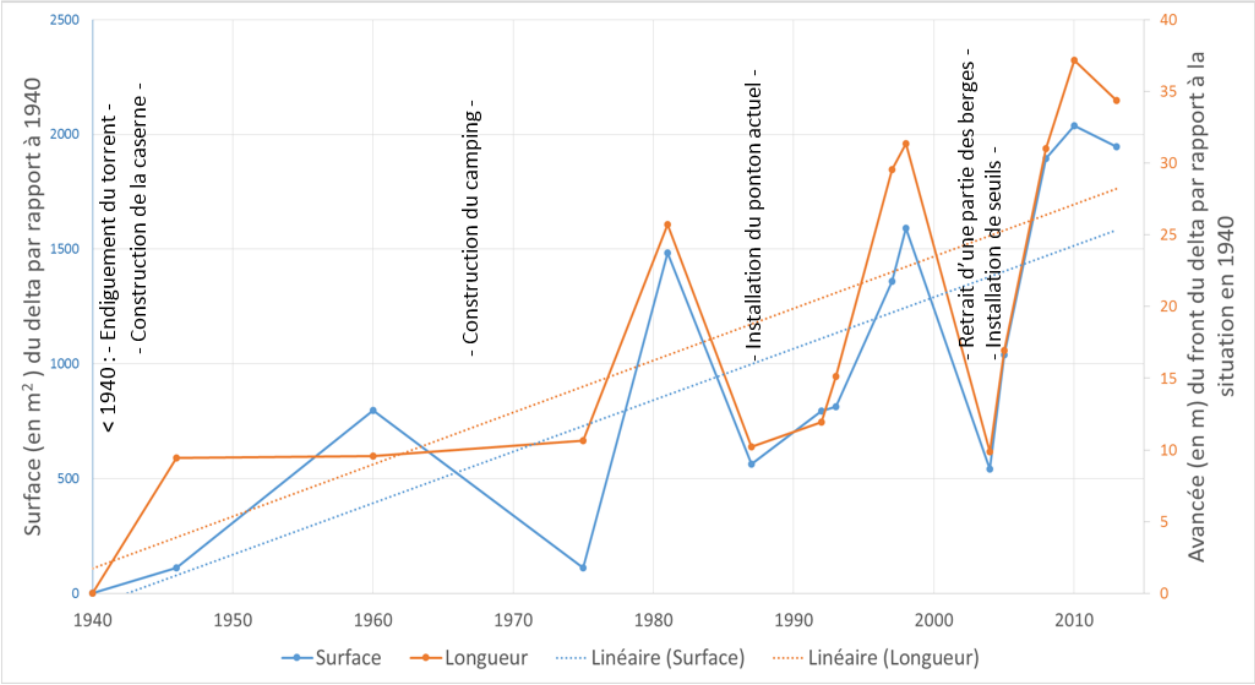


Fig. 25: Evolution de la surface et de la longueur du delta du Seeweidbach entre 1940 et 2013.

Les courbes de tendance montrent une progradation du delta du Seeweidbach depuis la canalisation du torrent. En 2010, le delta a atteint sa taille maximale avec une augmentation de surface d'environ 3'120 m^2 par rapport à l'année de référence 1940. Cela équivaut à une avancée de plus de 37 mètres dans le prolongement du cours d'eau, soit un peu plus d'un demi-mètre par année. Mais cette évolution n'est ni linéaire ni constante : à des phases de progression rapide succèdent des périodes où la partie subaérienne du delta semble régresser. Les causes de cette fluctuation apparentes sont traitées dans la partie discussion (chapitre 7) de ce travail.

L'image ci-dessous (Fig. 26) montre les différentes phases de progression du delta. Tout comme le graphique, cette reconstitution est lacunaire car tributaire des images aériennes qui n'ont pas été prises à intervalles réguliers et sont plus fréquentes à partir des années 90. La « partie 1981 » reflète ainsi l'avancée du delta entre 1975 et 1981 tandis que la « zone 1998 » représente une progression d'une seule année. En 2013, une bonne partie du côté sud de l'embarcadère est ensablé ce qui réduit les possibilités de la base nautique.

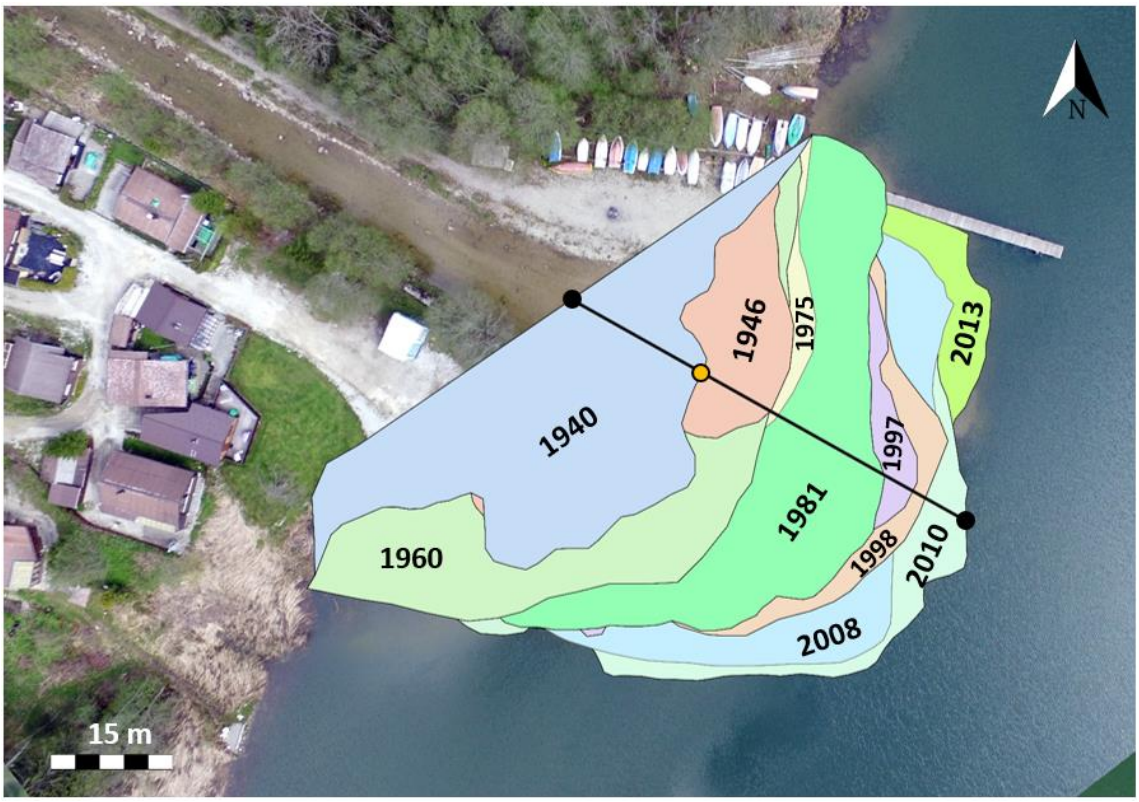


Fig. 26 : Phases de progradation du delta du Seeweidbach entre 1940 et 2013. Le rond orange constitue le point de référence pour les calculs de longueurs de la Fig. 25.

6 - Evolution future du Lac Noir

6.1 Comblement global : estimation du volume sédimentaire annuel

La superficie du lac est de 459'740 m^2 en se référant à la délimitation des rives de la carte 1/10'000 de 1978. L'épaisseur des sédiments lacustres est de 12.2 mètres au niveau du forage réalisé par Dapples et al. (2002). Pour les calculs de volume, on présuppose que la sédimentation est homogène sur l'ensemble de la surface du lac comme l'a démontré Lister (1989). La spécificité du remplissage sédimentaire à l'embouchure des torrents, Seeweidbach y compris, n'est pas prise en compte. En multipliant l'épaisseur de sédiments par la superficie, on obtient une approximation du volume de sédiments accumulés depuis la formation du lac jusqu'au moment de la réalisation du forage (1999), soit 5'608'828 m^3. En divisant ce nombre par l'âge du lac, environ 6150 ans, on obtient le taux d'accumulation sédimentaire moyen de 912 m^3/an (Tableau 1).

Quoi ?	Valeur	Unité
Superficie du lac	**459'740**	m^2
Epaisseur de sédiments lacustres	**12.2**	m
Volume de sédiments accumulé depuis la formation du lac	459'740 * 12.2 = **5'608'828**	m^3
Volume de sédiments par année	5'608'828 / 6150 = **912**	m^3/an

Tableau 1 : calcul du volume sédimentaire annuel moyen depuis la formation du lac jusqu'à nos jours.

Pour calculer le volume restant dans le Lac Noir, c.-à-d. le volume d'eau actuel, la carte réalisée en 2015 ne peut pas être utilisée car elle ne couvre que la moitié de la surface du lac. La carte de Lister (1989) a donc été employée comme base de calcul. Une analyse statistique appliquée à la carte des différences (Annexe 7) réalisée au chapitre 4.3 a permis de montrer que les valeurs de profondeurs ont été en moyenne sous-estimées de 73 cm sur la carte de 1989. En considérant que les instruments de mesures utilisés en 2015 étaient plus précis et l'échantillonnage plus fin, cette correction de 73 cm a été appliquée à la grille servant de base à la carte numérisée de Lister (1989). Le volume total a ensuite été calculé grâce à une fonction proposée par le logiciel *Surfer*. Il est de 2'522'704 m^3. Avec un volume annuel de sédiments correspondant à 912 m^3/an, il faudra donc environ 2'766 années pour que le lac soit entièrement comblé (Tableau 2).

Quoi ?	Valeur	Unité
Volume d'eau dans le Lac Noir	2'522'704	m^3
Nombre d'années nécessaire à son comblement total	2'522'704 / 912 = **2'766**	ans

Tableau 2 : Calcul du nombre d'années nécessaire au comblement total du Lac Noir.

Différentes grilles *Surfer* simulant une augmentation de l'épaisseur de sédiments, respectivement une diminution de la hauteur d'eau, ont ensuite été créées. Elles représentent la morphologie du lac dans un avenir plus ou moins proche. En calculant la différence de volume entre ces projections et la situation actuelle du lac, il est possible de déterminer le nombre d'années séparant ces deux états à partir du taux de sédimentation de 912 m^3/an. Le tableau 3 présente le nombre d'années nécessaire pour une augmentation de x mètres de sédiments, respectivement une diminution de x mètres de la profondeur d'eau. Par exemple, pour une diminution de profondeur de 5 m, il faut environ 2'068 ans. Autrement dit, dans un peu plus de 2 millénaires, la rive du lac devrait se situer au niveau de l'actuelle courbe de niveau bathymétrique marquant les 5 m de profondeur.

Diminution de la profondeur en mètre	Volume d'eau restant dans le lac (m^3)	Volume de sédiments supplémentaire par rapport à aujourd'hui (m^3)	Nombre d'années nécessaire
1	2'064'479	458'225	502
2	1'652'429	870'275	954
3	1'271'952	1'250'752	1'371
4	930'008	1'592'696	1'746
5	636'853	1'885'851	2'068
6	395'687	2'127017	2'332
7	212'192	2'310'512	2'533
8	93'637	2'429'067	2'663
9	33'335	2'489'369	2'730
>10	0	2'522'704	2'766

Tableau 3 : Nombre d'années nécessaire pour une diminution de profondeur de x mètres (cf. Fig. 30).

6.2 Delta du Seeweidbach : estimation de l'apport sédimentaire annuel

L'estimation de l'apport sédimentaire annuel à l'embouchure du Seeweidbach se base sur des mesures réalisées en juillet 2016 pour déterminer la morphologie sous-lacustre du delta ainsi que sur la comparaison d'une image aérienne de 1940 avec une image prise à l'aide d'un drone en 2016.

Dans l'axe du torrent et depuis le front subaérien du delta, la profondeur a été mesurée tous les mètres, puis tous les demi-mètres à partir du moment où la pente du talus deltaïque augmente. Sans moyen de navigation, les mesures ont pu être réalisées jusqu'à une profondeur de 2 m environ. Elles sont ensuite complétées par des mesures réalisées sur le ponton situé au nord du delta. Ces données de profondeur permettent de connaitre le profil sous-lacustre du delta actuel (Fig. 27).

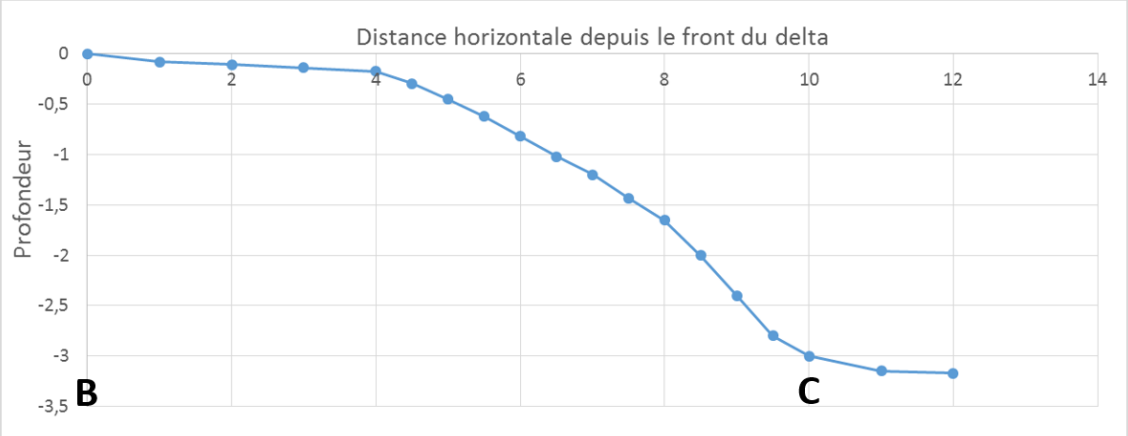


Fig. 27 : Profil de la partie sous-lacustre du delta du Seeweidbach le long du transect B-C (voir fig. 28).

La profondeur du lac est d'environ 3 m autour du delta si l'on se réfère aux mesures du sonar Lowrance et à celles réalisées sur le ponton. La partie sous-lacustre du delta se prolonge donc sur environ 10 m par rapport à la partie subaérienne. Sur les 4 premiers mètres, la pente est d'environ 2.5° puis augmente à 25° environ sur les 6 derniers mètres. Pour le calcul du volume accumulé entre 1940 et 2016, il est supposé que le profil sous-lacustre du delta en 1940 était similaire à ce qui peut être observé aujourd'hui. On considère également que la morphologie est identique dans l'axe du torrent et dans les zones médianes du delta.

La limite subaérienne du delta pour ces deux années est mise en évidence en géoréférençant et superposant l'image de 1940 et celle de 2016 sur le logiciel *Arcgis*. Le delta est ensuite divisé en trois zones et leur surface respective est calculée grâce au logiciel (Fig. 28). La zone 1 correspond à la partie sous-lacustre du delta en 1940. Vu d'en haut, il s'agit d'une couronne irrégulière de 10 m de diamètre qui englobe la limite subaérienne du delta de 1940. La zone 2 s'étend entre la

limite subaérienne de 1940 et celle de 2016. La zone 3 correspond à la partie sous-lacustre du delta en 2016. Il s'agit à nouveau d'une couronne dont la limite se situe à 10 m de la limite subaérienne actuelle du delta.

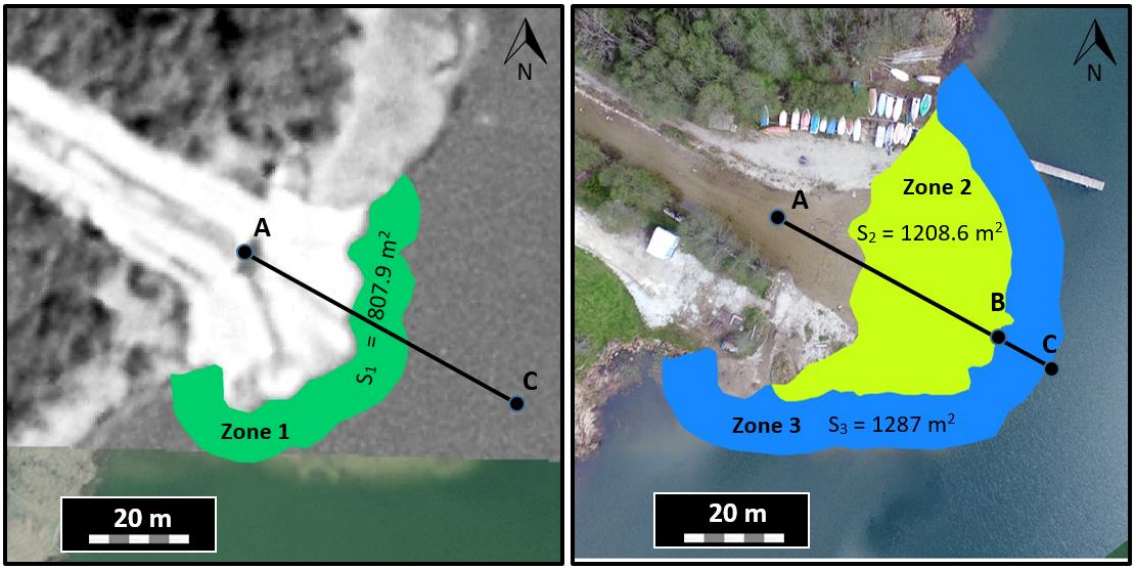


Fig. 28: Vue aérienne des trois zones permettant de calculer la différence de volume entre le delta en 1940 et le delta actuel (2016). Les segments A-B-C servent à localiser les profils de la fig. 27 et 29.

Le profil de la Fig. 29 permet de visualiser la composante verticale de ces trois zones, dans l'axe du torrent (segments A-B-C). La courbe orange représente la morphologie du fond du lac et se base sur un profil réalisé au sud-ouest du delta, dans une zone non affectée par les apports du Seeweidbach. La courbe bleue représente le profil du delta actuel. Elle incorpore le profil de la Fig. 27 pour la partie sous-lacustre ainsi que des données altimétriques Swisstopo pour la partie subaérienne. La courbe grise représente le profil supposé du delta en 1940. La profondeur z=0 m a été déterminée grâce au géoréférencement de l'image aérienne et le profil du talus sous-lacustre est supposé identique à celui observé en 2016.

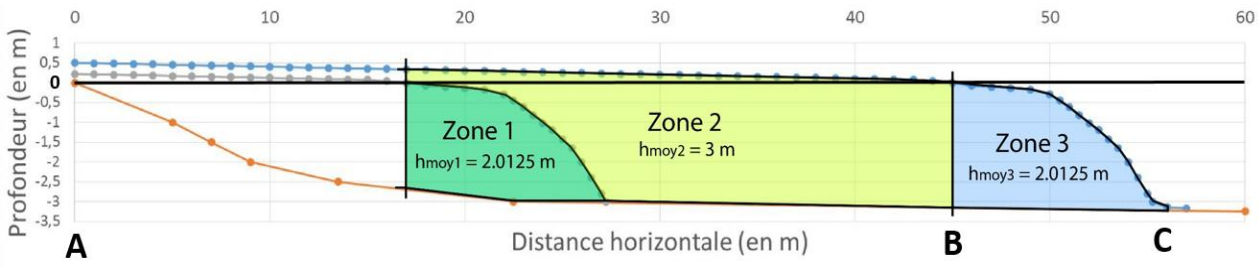


Fig. 29 : Profil A-B-C représentant la composante verticale des différentes zones de la Fig. 28 (exagération verticale de 2x). La hauteur moyenne est nécessaire pour le calcul des volumes.

La hauteur moyenne de sédiments a été estimée pour ces trois zones à partir du profil de la Fig. 29. La formule suivante permet ensuite de calculer le volume de sédiments accumulé entre 1940 et 2016 :

$$\text{Diff } V_{1940/2016} = V_3 + V_2 - V_1 = h_{moy3} \times S_3 + h_{moy2} \times S_2 - h_{moy1} \times S_1$$

	Surface	Hauteur moyenne	Volume
Zone 1	807.9 m^2	2.0125 m	1'626 m^3
Zone 2	1'208.6 m^2	3 m	3'626 m^3
Zone 3	1'287 m^2	2.0125 m	2'590 m^3
Diff. 1940/2016	-	-	**4'590 m^3**

Tableau 4: Récapitulatif des valeurs servant au calcul de la différence de volume du delta entre 1940 et 2016.

En divisant ce volume par le nombre d'années séparant les deux images aériennes, soit 76 ans, on obtient un apport sédimentaire moyen de 60.4 m^3/an.

Ce taux est étonnement faible comparé au 912 m^3 de sédiments accumulés annuellement dans le Lac Noir. Le torrent du Seeweidbach est pourtant la principale source de matériaux alimentant le plan d'eau. Cet écart pourrait être lié à la charge sédimentaire du torrent avec une proportion de sédiments fins plus importante que la part de matériaux grossiers. Ces derniers se déposent directement à l'embouchure du cours d'eau, lors de crues épisodiques, alors que le matériel fin reste en suspension dans le lac et se dépose uniformément et de manière continue sur son fond. La sédimentation d'origine organique pourrait également compléter les apports détritiques des cours d'eau et expliquer l'écart entre le taux d'accumulation global et celui à l'embouchure du torrent. Cependant, la matière organique ne représente que 6 à 10% des dépôts, voire un peu plus dans les 200 derniers cm, d'après les analyses effectuées sur des échantillons prélevés dans le forage au nord du lac (Dapples, 2002). La question reste donc ouverte et il est possible que le taux de 912 m^3/an soit surévalué. Une meilleure compréhension de cette différence de taux d'accumulation pourrait être apportée par une étude du transport sédimentaire du Seeweidbach et des autres torrents alimentant le Lac Noir.

6.3 Représentation schématique de l'évolution probable du Lac Noir

A partir de la version corrigée de la carte de Lister (1989) et des calculs réalisés dans les deux chapitres précédents, il est possible d'établir un scénario de l'évolution future du Lac Noir. Avec un taux d'accumulation global de 912 m^3/an dont un apport sédimentaire de 60.4 m^3/an à l'embouchure du Seeweidbach, la Fig. 30 présente ce à quoi pourrait ressembler le Lac Noir au cours des trois prochains millénaires.

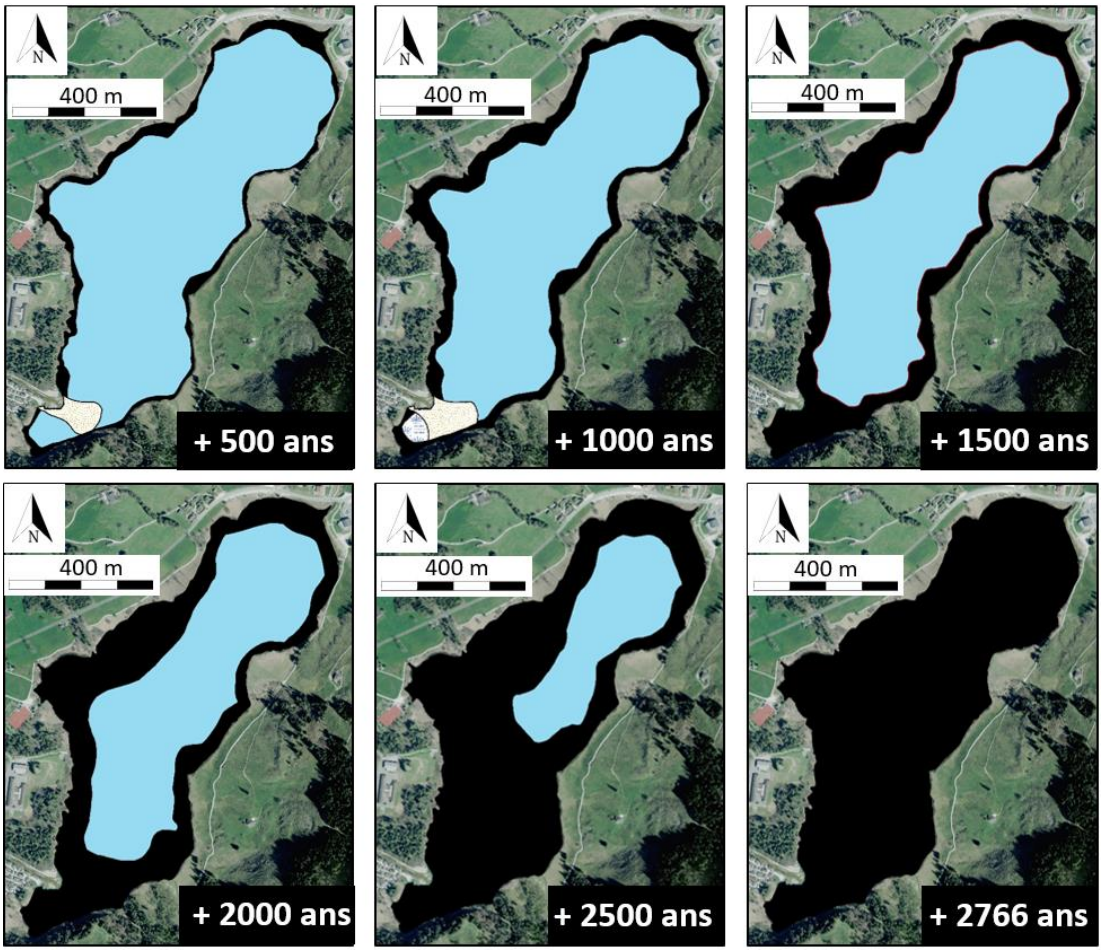


Fig. 30 : Scénario probable de l'évolution du lac au cours des trois prochains millénaires. Légende : lac (en bleu), atterrissement/comblement du lac (en noir), delta (figuré beige), zone marécageuse (figuré blanc et bleu).

A l'échelle d'une vie humaine, les rives du lac ne vont pas évoluer de manière perceptible. Seul le delta du Seeweidbach devrait continuer à se développer visiblement. Si l'apport sédimentaire annuel reste identique à celui des 75 dernières années et que le delta garde sa morphologie actuelle, ce dernier pourrait atteindre la rive opposée dans 500 ans environ. La pointe sud du lac se trouverait alors isolée du plan d'eau principal et une zone marécageuse pourrait s'y développer. La surface du lac devrait ensuite diminuer de plus en plus rapidement avec un atterrissement plus important dans la moitié sud où la tranche d'eau est moins profonde. La fiabilité de cette projection est discutée dans le chapitre suivant.

7 - Discussion

7.1 Utilisation de la cartographie bathymétrique pour déterminer un taux de sédimentation sous-lacustre

L'un des objectifs de ce travail était de quantifier le remplissage sédimentaire entre 1989 et 2015 en comparant les cartes bathymétriques réalisées pour ces deux années. Cette méthode n'a pas porté ses fruits. En effet, la carte de 1989, certainement basée sur une quantité limitée de données de profondeur, s'est révélée trop imprécise. D'autre part, lors de la campagne de mesures 2015, l'imprécision du GPS utilisé ainsi que sa position inadéquate sur le bateau ont contribué à introduire des erreurs de localisation dont les répercussions cartographiques n'ont pas pu être totalement corrigées. A cela s'ajoute la présence de glace qui a empêché la cartographie de l'ensemble de la surface du lac tout en créant des chocs qui ont parfois perturbé les mesures du sondeur.

A l'échelle du lac, ces imprécisions restent cependant assez réduites et l'étape de corrections des données a permis l'élaboration d'une carte, la première du genre, qui permet de visualiser la morphologie sous-lacustre de la partie occidentale du Lac Noir. De plus, l'expérience acquise lors de la campagne de mesures offre des pistes d'améliorations de la méthode. Pour augmenter la précision de localisation, il faudrait utiliser un GPS différentiel connecté au réseau *Swipos* ou couplé à une base fixe. L'antenne du GPS devrait se situer exactement à la verticale de la sonde. La précision des coordonnées serait alors centimétrique alors qu'elle était de quelques mètres lors de la campagne 2015. Dans une optique de comparaison des cartes, il faudrait mettre en place une méthodologie d'échantillonnage plus structurée avec un tracé prédéfini à suivre, dans la mesure du possible, lors de chaque campagne de mesures. En effet, plus la localisation des points échantillonnés est proche entre deux campagnes, plus la part d'erreur liée à l'interpolation est réduite. Il est également important d'échantillonner des points de coordonnées définies avec une méthode physique, une mesure de profondeur à l'aide d'une chevillère par exemple. Cela permet de calibrer les données mesurées par la sonde mais également d'avoir des points de référence fixes qui facilitent les comparaisons entre deux campagnes de mesures.

En couplant une récolte de données strictes et structurées puis en suivant une méthodologie et des paramètres d'élaboration de la carte définis, il devrait être possible de déterminer une différence de profondeur et d'en déduire un taux de sédimentation. Les campagnes de mesures devraient cependant être espacées de suffisamment d'années pour que cette différence dépasse la marge d'erreur des instruments. La précision du sondeur était d'environ 3 cm ce qui

correspond à 15 ans de sédimentation avec un taux de 0.2 cm/an. Le chapitre 3.2 a cependant montré que le taux d'accumulation sédimentaire était plus important dans les couches superficielles et on peut s'attendre à des taux approchant 1 cm/an. Après 15 ans, l'épaisseur de sédiments supplémentaire pourrait alors atteindre 15 cm. Cela montre une nouvelle limite de la méthode : les différences de profondeur enregistrées rendraient compte d'un processus de surface. Ce taux ne pourrait pas être utilisé pour prédire le comblement futur du lac à moins d'y intégrer une correction rendant compte du phénomène de compaction des sédiments.

7.2 Evolution future du Lac Noir

7.2.1 Comblement global du lac

La méthode de comparaison des cartes s'étant révélée infructueuse, le calcul du nombre d'années nécessaire au comblement du lac s'est basé sur les informations tirées du forage de Dapples et al. (2002). Le taux moyen d'accumulation sédimentaire des 6 derniers millénaires de 0.2 cm/an, soit un volume de 912 m^3/an, a servi de base au calcul. Il est cependant difficile de déterminer comment évoluera ce taux à l'avenir. La tendance au reboisement des versants entourant le lac mais surtout les interventions humaines sur le lit des différents torrents sont susceptibles de réduire l'accumulation sédimentaire annuel. La diminution de la surface du lac conduira également à une diminution du volume sédimentaire annuel accumulé dans le lac puisqu'une partie des sédiments se déposera sur les nouvelles zones d'atterrissement. Les conséquences du changement climatique et ses effets sur l'hydrologie locale ainsi que sur les apports de sédiments dans le lac sont plus difficiles à prédire. Les phénomènes météorologiques violents comme les orages estivaux pourraient être plus forts et fréquents à l'avenir, augmentant la charge sédimentaire et la compétence des torrents. A contrario, la région pourrait subir une diminution des précipitations et des débits des cours d'eau. Le réchauffement des eaux du lac pourrait également avoir des conséquences sur la production de biomasse dans le lac. Devant ces incertitudes, le taux utilisé pour les calculs semble être un bon compromis. Le chiffre de 2'766 années donnant une fausse impression d'exactitude, il est plus raisonnable de donner un intervalle de 2'500 à 3'000 ans pour un remplissage total du Lac Noir.

7.2.2 Développement futur du delta du Seeweidbach

L'analyse de la progradation du delta du Seeweidbach s'est basée sur des images aériennes datant de 1940 à 2013. Cette méthode a montré ses limites avec des images de qualité très variable prises à des intervalles irréguliers. Les images réalisées à l'aide d'un drone en mai 2016 (Fig. 20) ont montré qu'une meilleure résolution était nécessaire pour distinguer avec certitude la partie subaérienne et sous-lacustre du delta. L'utilisation d'images prises depuis un drone lors

de campagnes annuelles permettrait d'ailleurs de suivre l'évolution future du delta avec une grande précision. En superposant une série d'images prises depuis différents angles de vue, il serait même possible de réaliser un modèle numérique de terrain (MNT) du delta. Ces méthodes permettraient de mieux comprendre la dynamique et l'évolution morphologique de ce dernier. En effet, à partir des seules images aériennes, il est difficile de déterminer si les phases d'apparents retraits observées dans le graphique de la Fig. 25 sont d'ordre structurel, ou s'il s'agit uniquement de mauvaises interprétations liées aux fluctuations du niveau du lac. Il est possible que des travaux visant à évacuer une partie des sédiments du delta aient eu lieu au cours des 50 dernières années, notamment au moment de la construction du camping. La forte progression du delta entre 2004 et 2010 peut aussi s'expliquer par les travaux réalisés dans le lit du torrent au début des années 2000 qui ont pu fournir du matériel mobilisable lors de crues.

La qualité de l'image aérienne de 1940, la grande résolution de l'image prise par drone en 2016 ainsi que les mesures de profondeur réalisées sur la partie sous-lacustre du delta ont permis de calculer un volume annuel moyen d'environ 60 m^3/an (Chapitre 6.2). Ce chiffre constitue une approximation mais permet de situer l'apport sédimentaire à l'embouchure du Seeweidbach entre quelques dizaines et une centaine de m^3 par année. Les projections présentées au chapitre 6.3 considèrent que cet apport restera identique dans les années à venir. Or, avec la progradation du delta, la pente du profil du torrent va diminuer et une partie des sédiments se déposera sur ou en amont du delta sans atteindre le lac. L'avancée du delta au cours des 1000 prochaines années présentée dans la Fig. 30 est donc quelque peu surestimée.

L'alluvionnement du delta du Seeweidbach constitue cependant une problématique actuelle et l'ensablement du ponton va se poursuivre dans les années et décennies à venir. Pour contrôler cette progradation, ce ponton pourrait être transformé en digue en fermant l'espace sous le pont flottant. Les apports sédimentaires seraient ainsi cantonnés au sud et un nouvel embarcadère pourrait être installé plus au nord. Une autre possibilité serait de forcer un dépôt sédimentaire en amont du delta et, si besoin, d'évacuer ces sédiments. Les travaux entrepris dans le lit du Seeweidbach au début des années 2000 semblent aller dans ce sens. Notons qu'un volume de 60 m^3 correspond au chargement de deux à trois camions bennes et n'a rien de comparable avec les apports de laves torrentielles en milieu alpin. L'impact des nouveaux aménagements sur l'apport sédimentaire à l'embouchure du torrent reste à déterminer. Les crues de 2014 ont cependant montré que ces aménagements n'ont pas résolu le problème de la progradation du delta du Seeweidbach.

8 - Conclusion

Ce travail était axé sur deux questions de recherche. La première visait à expliquer la présence du Lac Noir en amont de la vallée de la Singine, son âge et le contexte de sa formation. La deuxième concernait l'évolution future de ce lac et posait la question du temps nécessaire à son comblement.

La concordance entre les datations des sédiments lacustres les plus profonds et celles effectuées sur des bois incorporés dans le glissement du Schlossisboden permettent d'attribuer une date de formation du lac aux alentours de 6100 ± 100 cal BP. Ces datations tendent également à prouver l'origine du barrage qui a obstrué la vallée de la Singine. En rive gauche de la rivière, la réactivation du glissement du Schlossisboden constitue la cause principale, ou du moins la plus visible, de la formation du Lac Noir. L'effet de ce glissement de terrain a très probablement été combiné aux glissements et apports de laves torrentielles de la rive droite, conduisant au blocage pérenne du cours de la Singine. Comme l'a mis en évidence le chapitre 2.1, ces phénomènes d'instabilité de terrain au nord du Lac Noir sont conditionnés par un substrat géologique défavorable composé de flysch ou de Mélange infrapréalpin.

Depuis la formation du lac, un peu plus de 12 m de sédiments se sont accumulés sur son fond. Au vu du volume restant, le comblement total du Lac Noir devrait prendre environ 2'500 à 3'000 ans sans changement significatif du taux de sédimentation à l'avenir. Le Lac Noir n'est donc en aucun cas en sursis à l'échelle d'une vie humaine. Pour les années et décennies à venir, seul l'alluvionnement du delta du Seeweidbach constituera une réelle problématique, principalement à cause de sa proximité avec le camping Seeweid et de l'ensablement de l'embarcadère à l'embouchure du torrent. L'homme, de par son intervention sur le lit du cours d'eau au siècle dernier, est responsable du développement rapide de ce delta. Cependant, le volume annuel charrié à l'embouchure du Seeweidbach reste relativement faible, inférieur à une centaine de m^3 par année. Des solutions (transformation du ponton en digue, ouvrages de rétention des sédiments en amont, etc…) existent pour limiter, ou du moins contenir, les apports sédimentaires dans le lac à l'avenir. Ces aménagements sont facilement réalisables d'un point de vue technique mais les obstacles à la réalisation de tels projets risquent d'être d'ordre économique, législatif et politique.

9 - Bibliographie

Ballantyne, C.K**.** (2002). Paraglacial geomorphology. In : *Quaternary Science Reviews 21*, 1935-2017.

Braillard, L. (2014) Feuille 1226 Boltigen. Atlas géologique de la Suisse 1:25'000, carte et notice explicative 143.

Bini, A., **Buoncristiani** J.-F., **Couterrand** S., **Ellwanger** D., **Felber** M., **Florineth** D., **Graf** H. R., **Keller** O., **Kelly** M., **Schlüchter** C., **Schoeneich** P. (2009) *La Suisse durant le dernier maximum glaciaire (LGM).* Carte au 1:500'000. Wabern, Swisstopo.

Büchi, O. (1927) *Der Schwarzsee und seine Entstehung. Beiträge zur Heimatkunde 1,* Verein für Heimatkunde des Sensebezirks, 14-18.

Caloz, R. & **Collet**, C. (2011) *Analyse spatiale de l'information géographique*. Lausanne, Presses polytechniques et universitaires romandes, 383 p.

Caron, C. **Lateltin**, O. **Raetzo**, H. (1996). *Réactivation catastrophique du glissement de Falli-Hölli (Préalpes fribourgeoises, Suisse).* In: Quaternaire, vol. 7, n°2-3, 1996. pp. 111-116. doi : 10.3406/quate.1996.2064 http://www.persee.fr/doc/quate_1142-2904_1996_num_7_2_2064

Church, M. & **Ryder**, J.M. (1972). *Paraglacial sedimentation: consideration of fluvial processes conditioned by glaciation*. In : *Geological Society of America Bulletin* 83, 3059-3072.

CSD (1985) *Etude géologique de la zone sud-ouest du Lac Noir*. Fribourg, rapport inédit N° FR1096

Cupillard, C. & **Richard**, A. (1998) *Les derniers chasseurs-cueilleurs du Massif jurassien et de ses marges (13 000 – 5 500 av. J.-C.).* Lons-le-Saunier, Centre Jurassien du Patrimoine, 229 p.

Dapples, F. (2002) *Instabilités de terrain dans les Préalpes fribourgeoises (Suisse) au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène: influence des changements climatiques, des fluctuations de la végétation et de l'activité humaine*. Geofocus 6, Thèse Univ. Fribourg.

Dapples, F., **Lotter**, A.F., **Van Leeuwen**, J.F.N., **Van der Knaap**, W.O., **Dimitriadis**, S. & **Oswald**, D. (2002). *Paleolimnological evidence for increased landslide activity due to forest clearing and land-use since 3600 cal BP in the western Swiss Alps*. In : Journal of Paleolimnology 27, 239-248.

Felber, M. (1999). *Inventaire des géotopes d'importance nationale*. In : Geologia Insubrica 4/1 : 25-48.

Girard, R. De (1896). *Notice géologique et technique sur les produits minéraux bruts du Canton de Fribourg*. In: Notice sur les exploitations minérales de la Suisse. Imprimerie Rey & Malavallon, Genève.

Gisiger, M. (1967) *Géologie de la région Lac Noir-Kaiseregg-Schafberg (Préalpes médianes plastiques de Fribourg et Berne).* In : Eclogae geol. Helv. 60/1, 237-349.

Godard, A. (1965) *Recherches en géomorphologie en Écosse du Nord-Ouest*. Thèse d'État, Université de Paris Sorbonne, 701 p.

Golden Software Inc. (1999) *Surfer 7, User's Guide : Contouring and 3D, Surface Mapping for Scientists and engineers*. Colorado, Golden Software Inc.

Horwitz, L. (1914) *Sur l'extension du glacier du Rhône dans les Alpes fribourgeoises pendant l'époque glaciaire*. Proc.-verb. Soc. vaud. Sci. nat., séance du 3 juin 1914.

Lister, G.S (1989). *Sedimentation im Schwarzsee*. Plaffeien, Fribourg. Schlussbericht, Geologisches Institut, ETH Zürich. 21 p.

Matheron, G. (1963) *Principles of geostatistics*. In : Economic Geology 58: 1246-1266.

Mercier, D. (2008). *Géomorphologie paraglaciaire : renouveau conceptuel et méthodologique.* In : Géomorphologie : relief, processus, environnement [en ligne] vol. 14 - n° 4 | 2008, mis en ligne le 15 avril 2009, consulté le 13 mai 2016. URL : http://geomorphologie.revues.org/7406

Mosar, J. (1991). *Géologie structurale dans les Préalpes médianes*, In : Eclogae geol. Helv. 84/3 : 689-725.

Nussbaum, F. (1906). *Die eiszeitliche Vergletscherungen des Saanegebietes*. In: Jb. geogr. Ges. Bern 20, 1-229.

Penck, A. & **Brückner**, E. (1909) *Die Alpen im Eiszeitalter (3 vols).* C. Hermann Tauchnitz, Leipzig.

Plancherel, R. (1976). *Essai d'interprétation de la dislocation transversale de Bellegarde-Lac Noir (Préalpes médianes fribourgeoises).* In : Eclogae geol. Helv. 65/2, 461-469.

Raetzo-Brülhart H. (1997). *Massenbewegungen im Gurnigelflysch und Einfluss der Klimaänderung*. Rapport Final PNR31. vdf, Hochschulverlag AG an der ETH Zürich. 256 p.

Schlüchter C., **Kelly** M. (2000) *Das Eiszeitalter in der Schweiz. Eine schematische Zusammenfassung*. Uttigen, Stiftung Landschaft und Kreis, 2000.

Spicher, J.P. (1966). *Géologie des Préalpes Médianes dans le massif des Bruns, partie occidentale (Préalpes fribourgeoises)*. In : Eclogae geol. Helv. 58/2, 591-742.

Stuijvenberg, J. Van (1979) *Geology of the Gurnigel area (Prealps, Switzerland).* Beitr. geol. Karte Schweiz [N. S.] 151.

Tercier, J. (1928) *Géologie de la Berra*. Matér. Carte géol. Suisse [N.S.] 60.

Wanner, H. **Beer**, J. **Burikofer**, J. **Crowley**, T. **Cubasch**, U. **Flückiger**, J. **Goosse**, H. **Grosjean**, M. **Joos**, F. **Kaplan**, J. **Küttel**, M. **Muller**, S. **Prentice** C. **Solomina**, O. **Stocker**, T. **Tarasov**, P. **Wagner**, M. **Widmann**, M (2008) *Mid- ro Late Holocene climate change: an overview*, In: Quaternary Science Reviews, 27 (19-20), 2008, p. 1791-1828.

Zoellig, M-R. (2014) Le Lac Noir est en sursis. *La Liberté*, 14/08/2014.

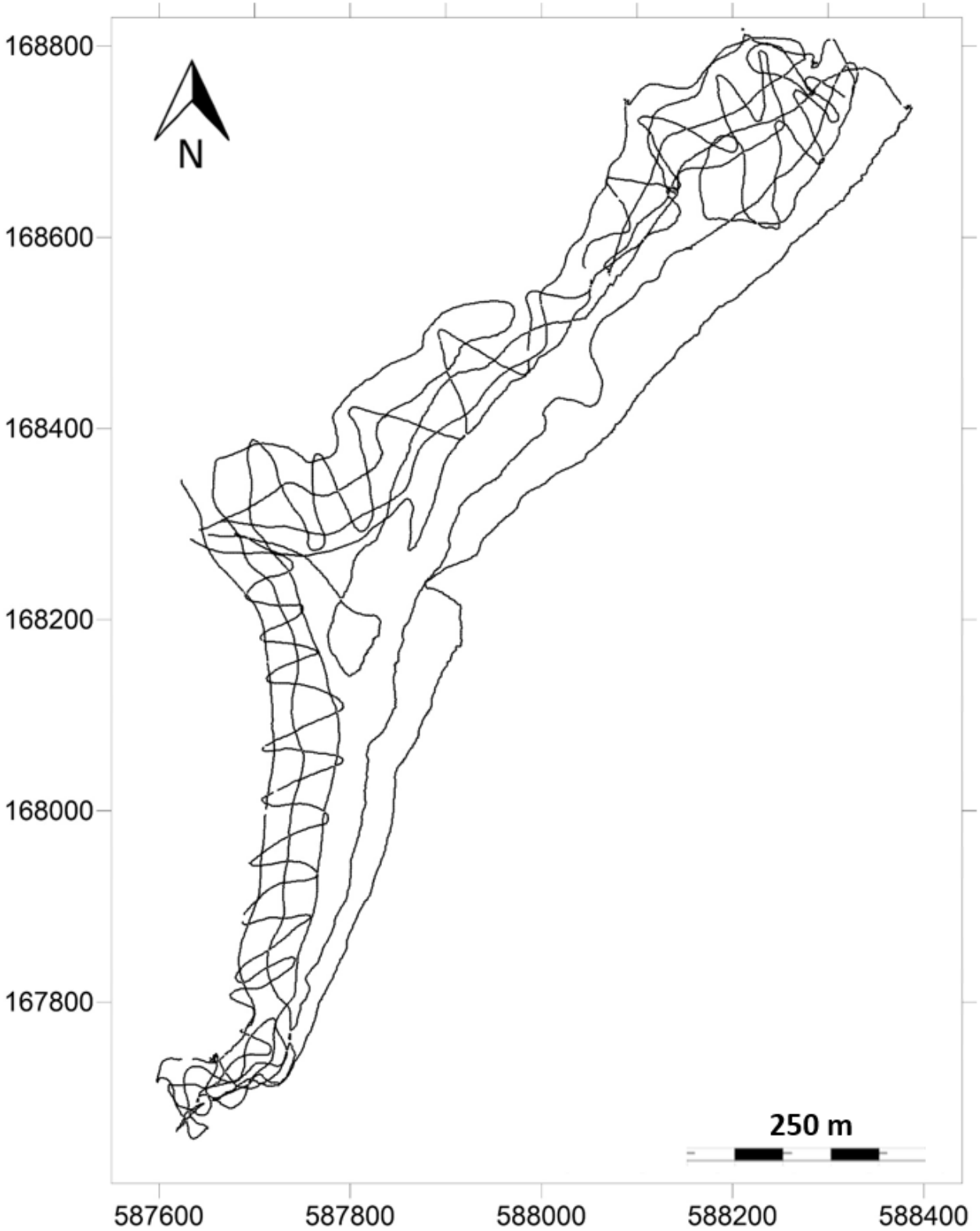
Site internet

Swisstopo. Plateforme de géoinformation de la Confédération suisse.

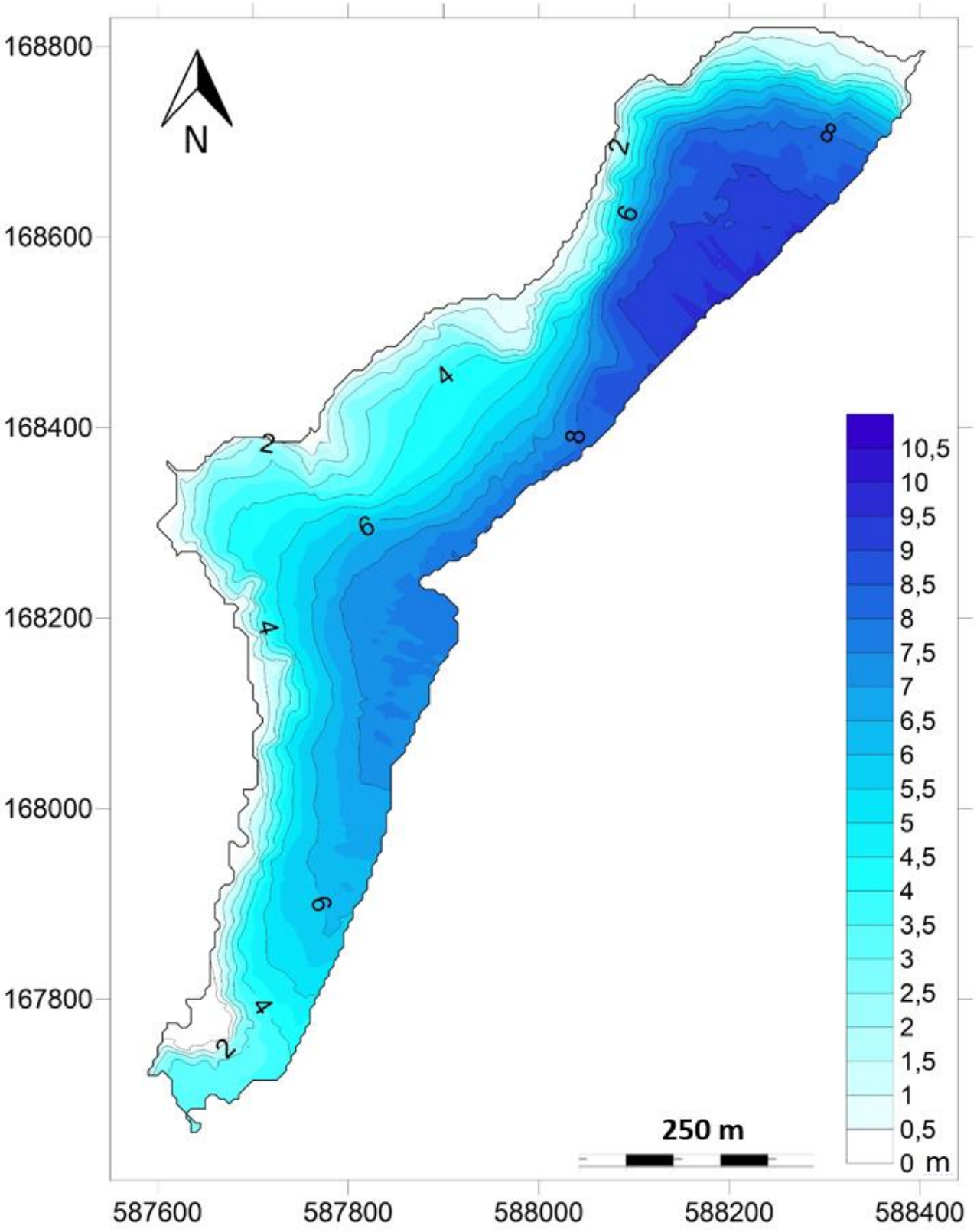
https://map.geo.admin.ch

10 - Annexes

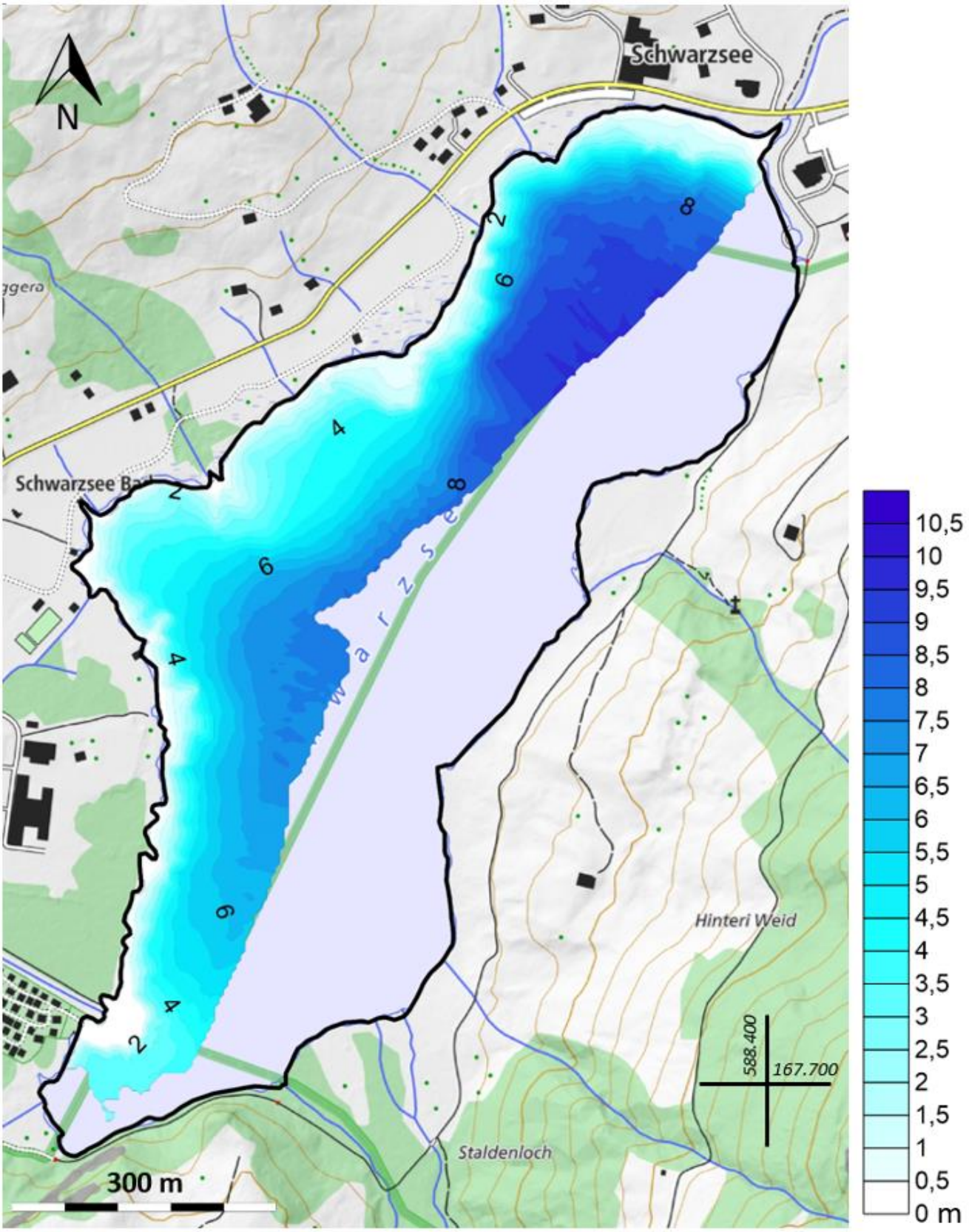
Annexes I : Tracé de mesures



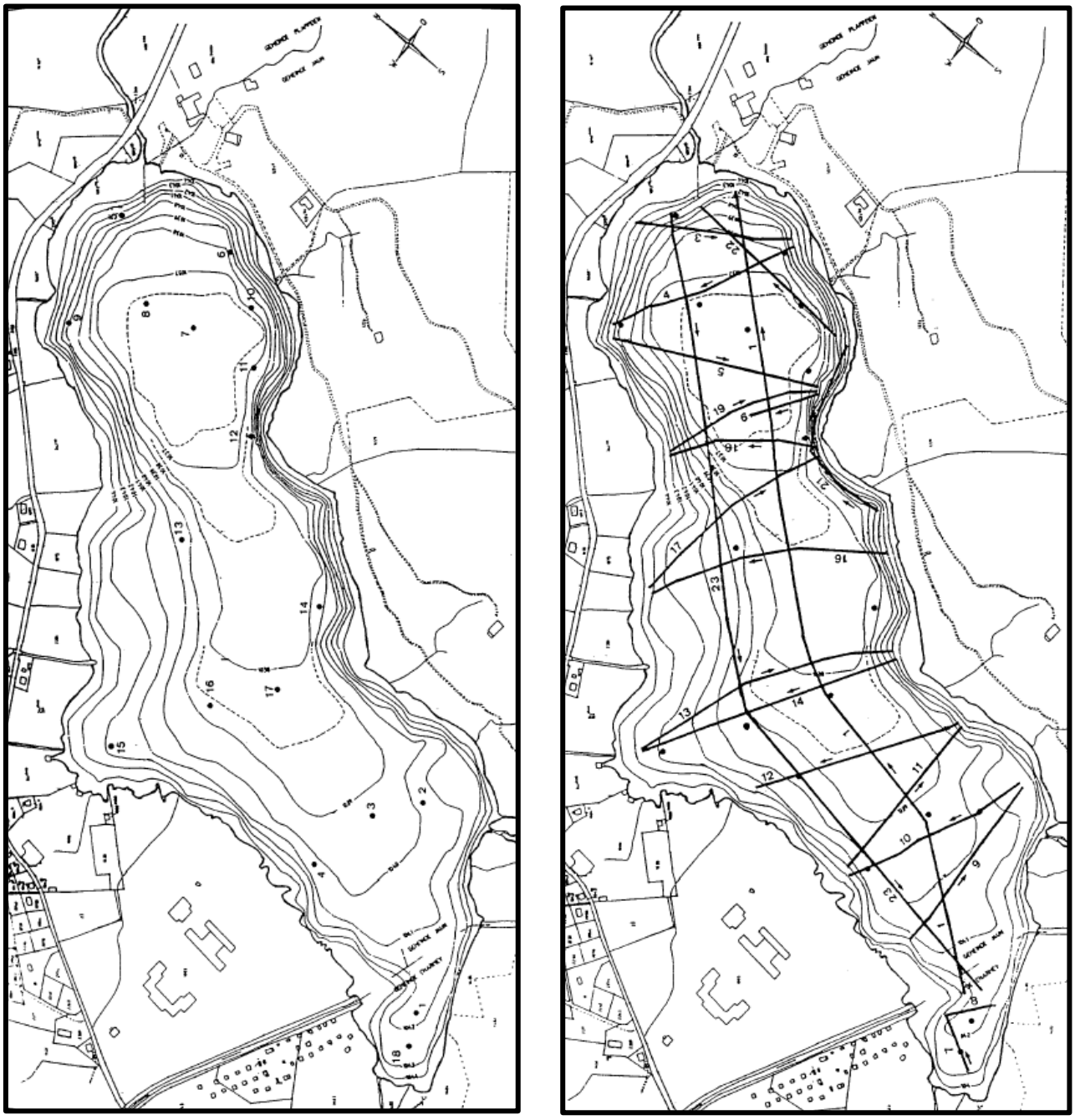
Annexe II : Carte bathymétrique 2015 après processus d'amélioration



Annexe III : Carte bathymétrique 2015 avec fond topographique

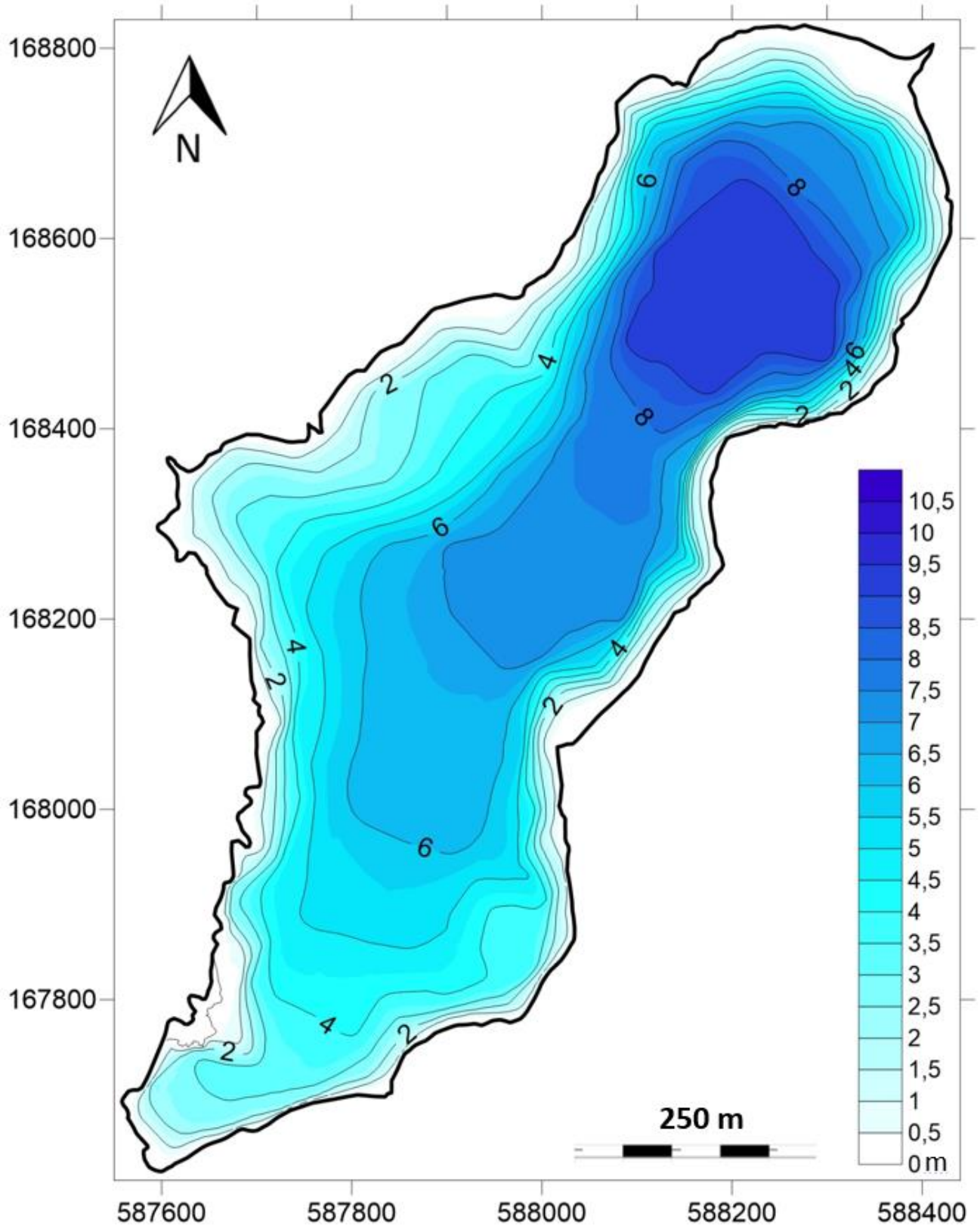


Annexes IV : Version analogique de la carte de Lister, 1989

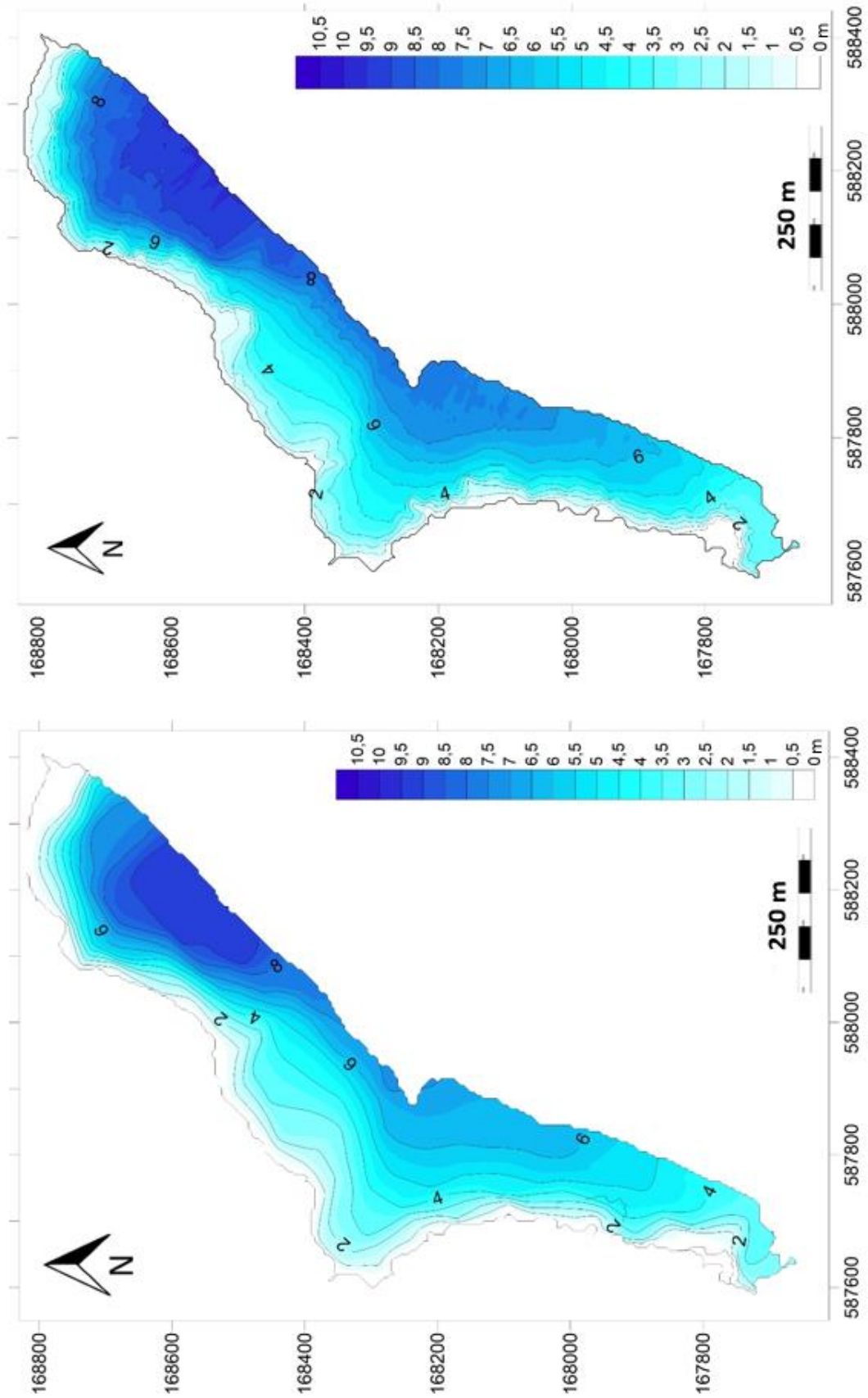


La carte de gauche indique l'emplacement des 18 forages réalisées pour l'étude de Lister (1989). Celle de droite représente les transects le long desquels les mesures de sismique de réflexion ont été effectuées.

Annexe V : carte numérisée de Lister, 1989

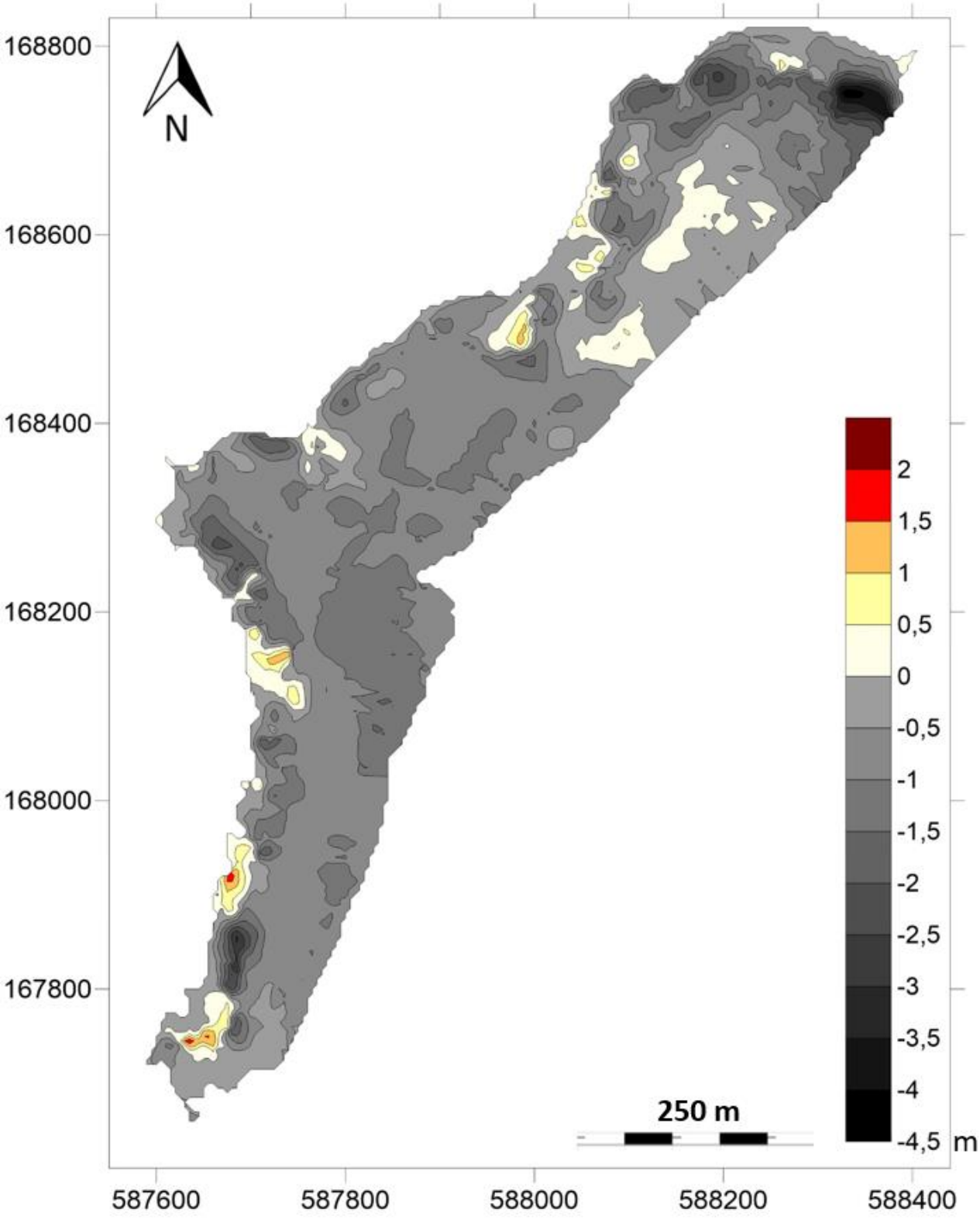


Annexe VI : Comparaison entre la carte réalisée en 2015, en haut, et celle de Lister (1989), en bas.



Annexe VII : carte des différences

Les valeurs positives représentent une élévation du niveau du fond du lac (respectivement une diminution de la profondeur) en 2015 par rapport à 1989.



Annexe VIII : tableau récapitulant l'étape de tri des images aériennes

Dates	Couleur N/B	N° photo	Remarques
6.9.1940	N/B	19400430070334	Bonne qualité. Peu de points pour géoréférencement.
5.8.1946	N/B	19461590010007	Qualité moyenne. Peu de points pour géoréférencement.
29.7.1960	N/B	19609990336671	Bonne qualité. Peu de points pour géoréférencement.
14.7.1969	N/B	19691680017732	Apparition du camping. La taille du delta est réduite et sa morphologie détruite. Il semble y avoir eu une intervention sur celui-ci lors de la construction du camping. -> cette image n'est pas prise en compte dans le graphique.
14.7.1975	N/B	19751680115671	Apparition d'un ponton environ 50 m au sud de l'embouchure du Seeweidbach.
29.7.1981	N/B	19811680028165	Disparition du ponton, certainement à cause de l'expansion du delta.
13.8.1987	N/B	19871680012626	Apparition du ponton au nord de l'embouchure du Seeweidbach. Celui-ci est toujours présent aujourd'hui
7.9.1992	N/B	19921680011168	-
29.7.1993	N/B	19931680013297	-
16.7.1997	N/B	19971680012797	-
1998	Couleur	SWISSIMAGE Level 1 1998 (Fribourg)	Couleur verdâtre (algues ?) sur le delta rend difficile la délimitation du pourtour du delta. Aide à partir de l'image précédente.
27.2.1999	N/B	19990040275756	Lac englacé et recouvert de neige -> pas possible de distinguer le delta -> image non utilisée.
30.6.2004	Couleur	200470103121	Eau agitée. Limite difficile à définir. Aide avec image de 2005. Le cours du Seeweidbach a été élargi entre la caserne et le camping.
2005	Couleur	SWISSIMAGE Level 1 2005 (Fribourg)	La hauteur du lac semble plus élevée au regard de la plage située au nord, au niveau de la Gypsera. -> risque de sous-estimation de la limite du delta.
2008	Couleur	SWISSIMAGE Level 1 2008-9 (Fribourg)	Le ponton commence à être ensablé.
2010	Couleur	SWISSIMAGE Level 1 2008-9 (Fribourg)	La hauteur du lac est légèrement plus haute qu'en 2008
2013	Couleur	SWISSIMAGE Level 1 2008-9 (Fribourg)	La moitié du ponton est inutilisable.