

Croisière limno-géologique sur le Léman : histoire géologique du Bassin lémanique et peuplement humain

**Stéphanie Girardclos, Pierre Corboud et Walter Wildi
(Université de Genève)**

**19^e congrès international de sédimentologie
18-22 août 2014 - Genève (Suisse)**

**La sédimentologie au carrefour
de nouvelles frontières**

**Croisière limno-géologique sur le Léman :
histoire géologique du Bassin lémanique et occupations humaines**
Par Stéphanie Girardclos*, Pierre Corboud** et Walter Wildi***

*Section des Sciences de la Terre et de l'environnement et Institut des sciences de l'environnement,

Institut F.-A. Forel, *professeur honoraire, Institut F.-A. Forel

Table des matières

Résumé, carte de l'excursion	1
1. Fiche technique du Léman	2
2. Vents et courants du Léman	3
3. Limnologie du Léman	4
4. Chronologie régionale	5
5. Tectonique, situation géologique et sédimentologique	6
6. La formation du Bassin lémanique	8
7. Stades glaciaires et remplissage sédimentaire du Petit-Lac	9
8. Le delta du Rhône et ses canyons	14
9. Événements exceptionnels et tsunamis dans le Léman	18
10. Evolution du niveau du Léman entre le retrait glaciaire et le présent	21
11. La végétation Holocène et l'histoire du paysage	23
12. L'occupation humaine du Bassin genevois et ses relations avec l'environnement	25
13. La ville de Genève construite avec les ressources géologiques locales	26
14. Bibliographie	28

Adresses des auteurs :

Stéphanie Girardclos • stephanie.girardclos@unige.ch
Département des sciences de la Terre
Université de Genève
Rue des Maraîchers 13
CH-1205 Geneva
SUISSE

Walter Wildi • walter.wildi@unige.ch
Pierre Corboud • pierre.corboud@unige.ch
Institut F.-A. Forel
Université de Genève
Route de Suisse 10 - CP 416
CH-1290 Versoix
SUISSE

Un grand merci à nos co-auteurs : Katrina Kremer, Guy Simpson, Juan Pablo Corella, Michael Hilbe, Jean-Luc Loizeau, Angel Arantegui, Anne-Marie Rachoud Schneider, Flavio Anselmetti, François Marillier, Frédéric Arlaud et Tonya DelSontro. Merci à Jean Sesiano pour sa relecture attentive de la version française.

Nous remercions également les institutions qui ont financé nos recherches : le Fonds National Suisse de la recherche scientifique, la Fondation Ernest Boninchi, la Fondation Ernest et Lucie Schmidheiny.



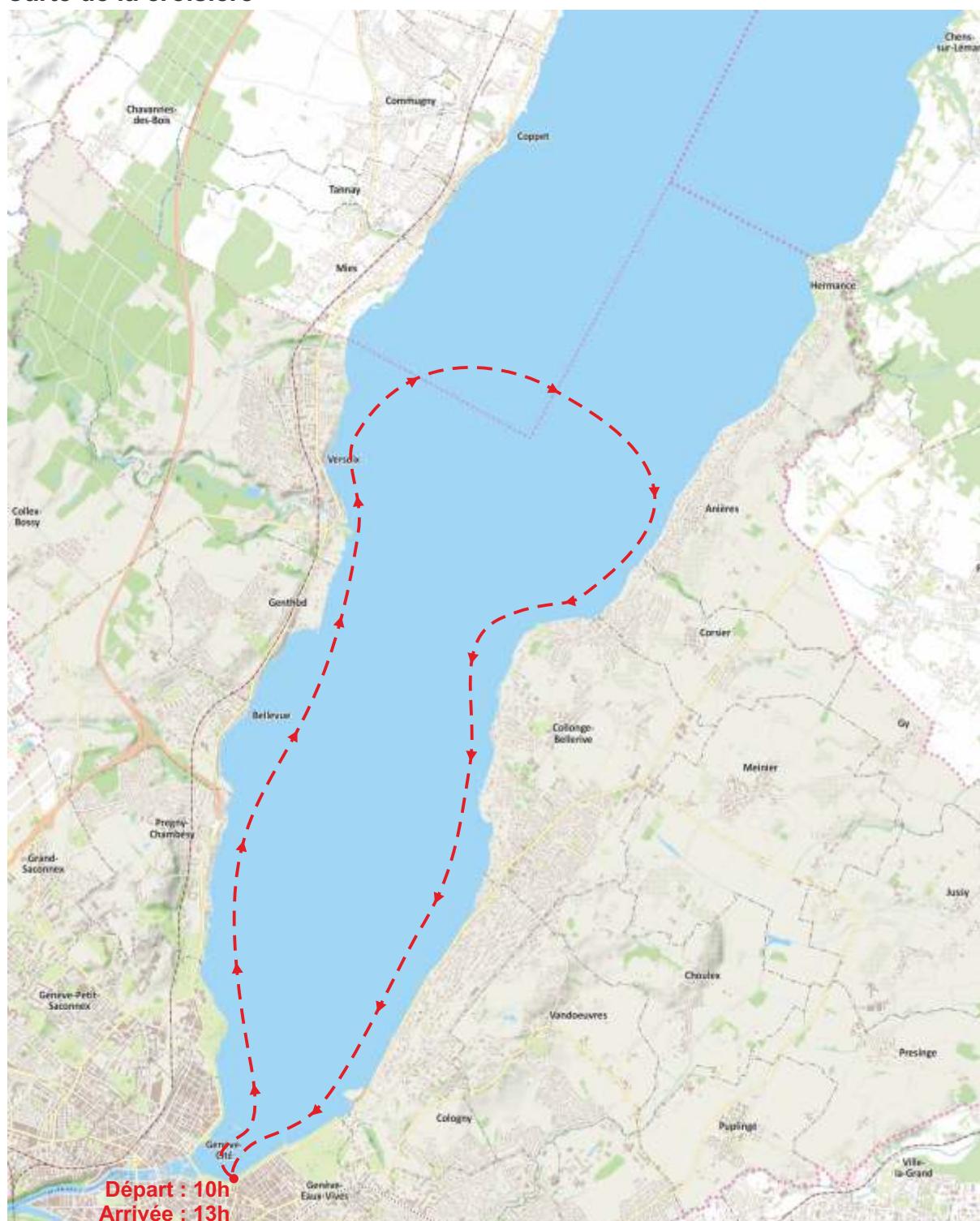
La version anglaise de ce document a été publiée avec le soutien financier de la Société de physique et d'histoire naturelle de Genève (SPHN)

Citation recommandée, version française : Girardclos (S.), Corboud (P.) and Wildi (W.). 2015. Croisière limno-géologique sur le Léman : histoire géologique du Bassin lémanique et occupations humaines. Livret guide de l'excursion ISC 2014 (20 août 2014), Section des Sciences de la Terre et de l'Environnement. Genève : Université de Genève.

Résumé

Le Léman est devenu célèbre dans le monde scientifique avec la publication de l'ouvrage «Le Léman» (Forel 1892-1904) par l'inventeur de la limnologie François-Alphonse Forel. Pour cette croisière, nous vous emmenons à bord de la Neptune, une barque construite en 1904, l'année de parution de l'ouvrage de Forel, pour un voyage scientifique à travers l'histoire géologique et sédimentologique du lac. Nous vous expliquerons comment le Léman et les sociétés humaines, y compris celle des palafittes (inscrits au Patrimoine mondial de l'UNESCO), ont interagi dans le temps et comment plusieurs tsunamis ont déferlé sur le lac. Nous prendrons aussi le temps de contempler les magnifiques paysages de la campagne environnante pour vous donner un aperçu de la géologie régionale (Préalpes, Jura) et discuter la façon dont le glacier du Rhône a sculpté le Bassin lémanique durant la dernière glaciation (dernier maximum glaciaire vers 20'000 BP).

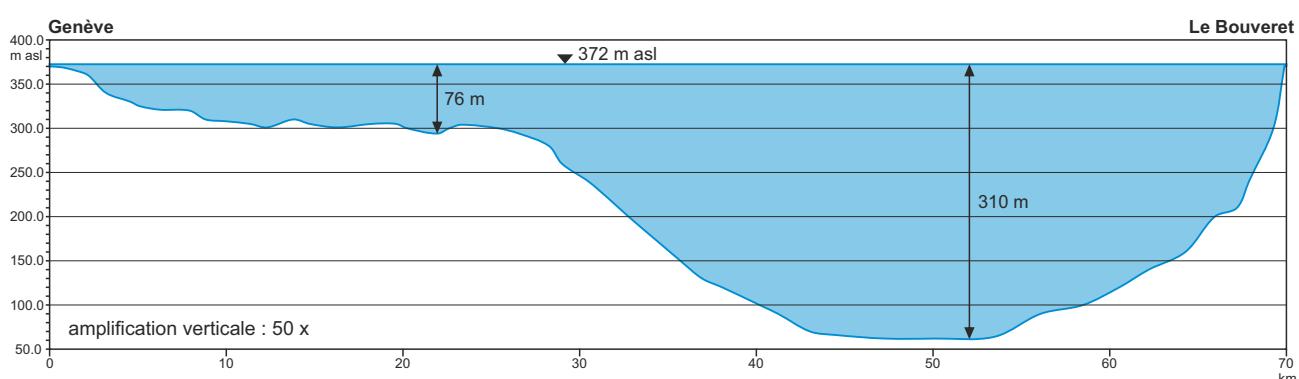
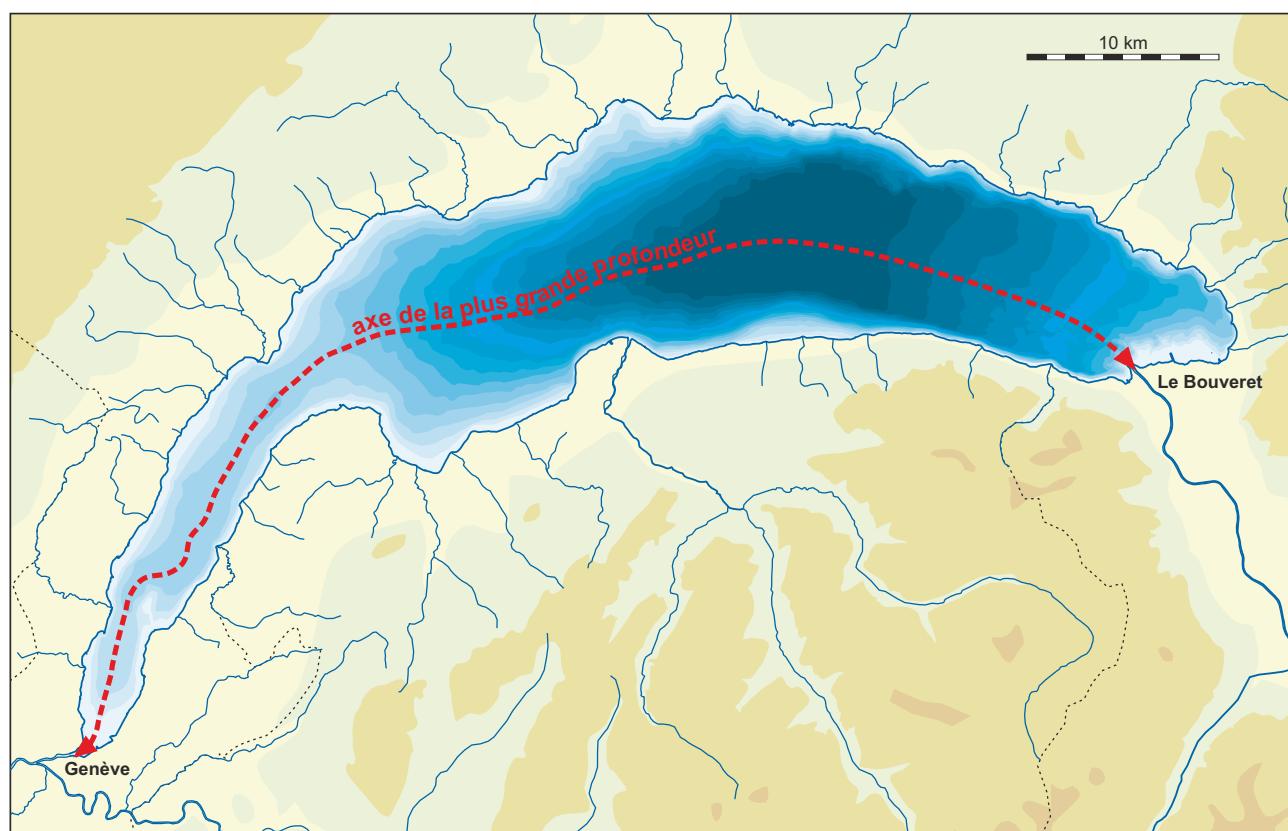
Carte de la croisière



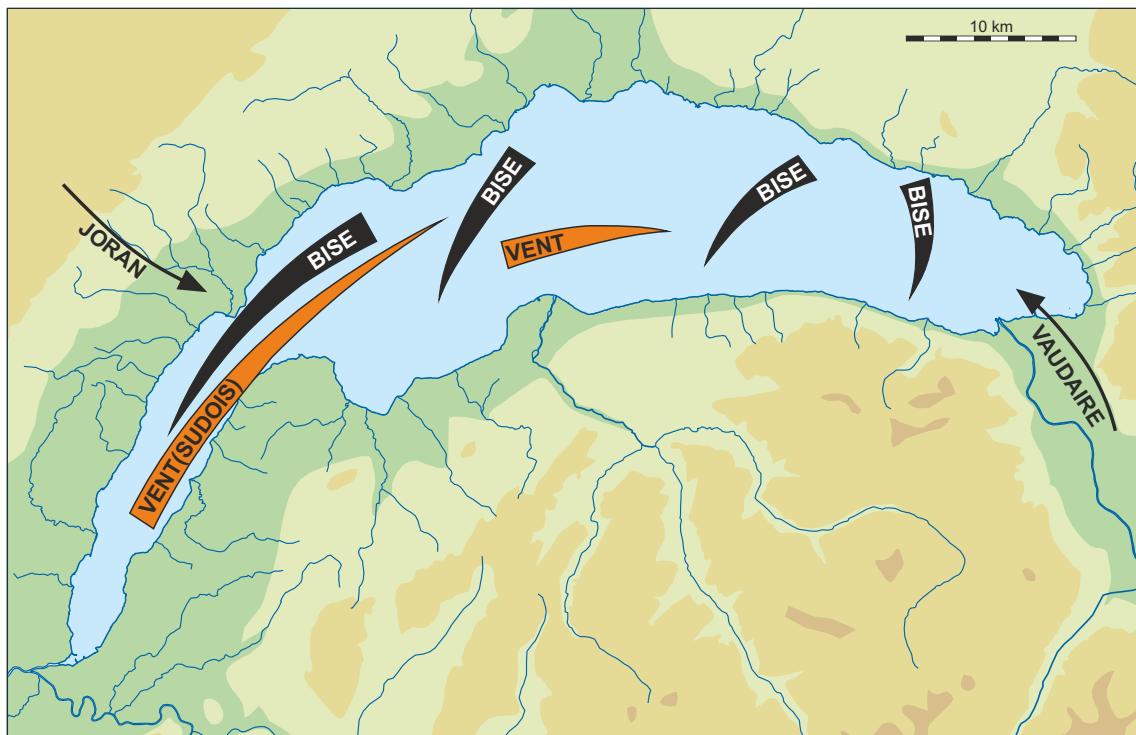
1. Fiche technique du Léman

Altitude moyenne du lac :	372.05 m (1943-2008)
Niveaux extrêmes (après la régulation du Léman, 1887) :	mini : 371.78 (1949) maxi : 372.19 (1977)
Surface du plan d'eau :	580.1 km ²
Surface du bassin versant :	7'419 km ² (sans le lac)
Altitude moyenne du bassin versant :	1'670 m
Volume moyen :	89 milliards de m ³ (89 km ³)
Débit moyen des affluents du Léman :	220.5 m ³ /s (moyenne)
Débit moyen du Rhône en amont du lac (station de la Porte du Scex) :	182 m ³ /s (1935-2008) mini : 127 m ³ /s (1976) maxi : 227 m ³ /s (1999)
Pourcentage de la contribution du Rhône :	83% du total des affluents
Débit moyen du Rhône à l'exutoire (Genève) :	250 m ³ /s (1935-2008) mini : 166 m ³ /s (1976) maxi : 327 m ³ /s (1995)
Temps de résidence moyenne de l'eau dans le lac :	11.3 ans (volume/débit moyen)
Profondeur maximale :	308.9 m (valeur mise à jour)
Longueur de la rive :	200.2 km

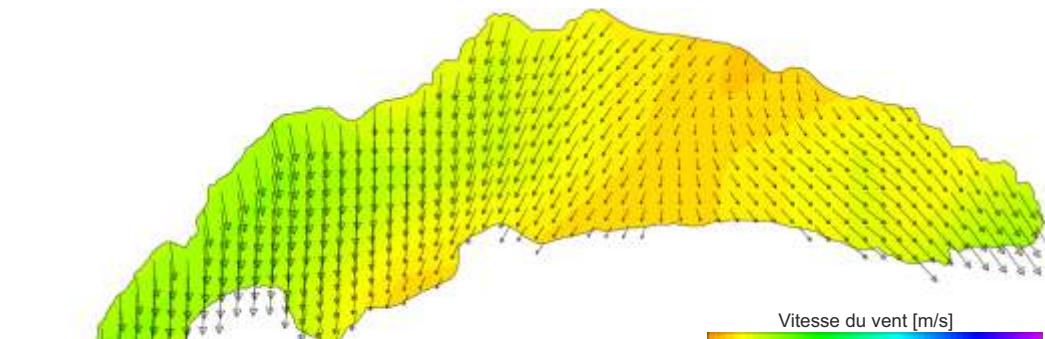
Rapport de la Commission internationale pour la protection des Eaux du Léman contre la pollution, mesures 2012, 2013, 120-140. Office fédéral de l'environnement, données hydrologiques.



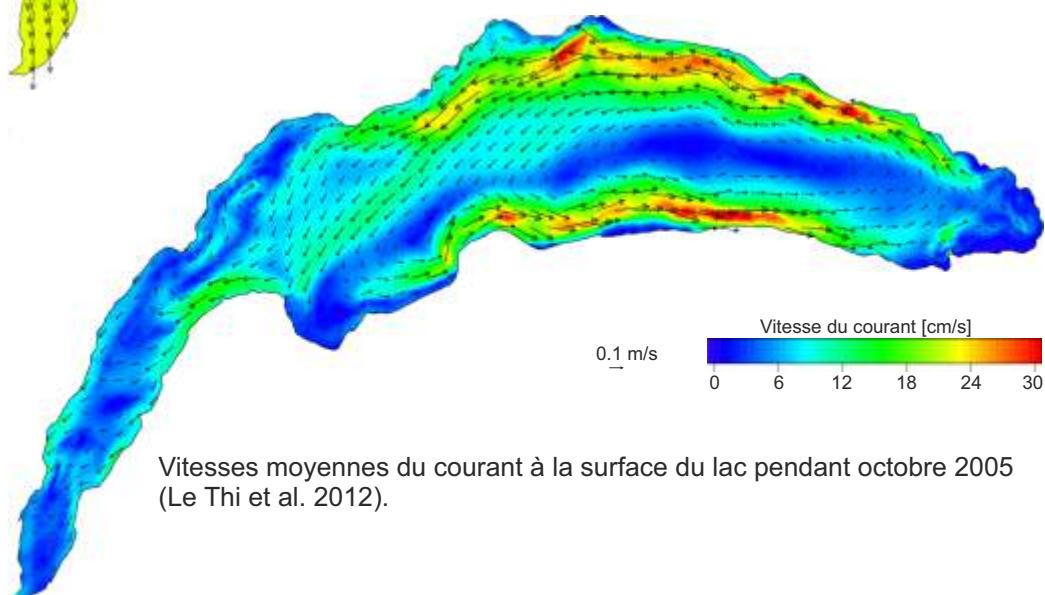
2. Vents et courants du Léman



Les principaux vents du Léman, Atlas climatique de la Haute-Savoie (Bravard and Debray 1991).



Interpolation du vent de surface, le 20 janvier 2005, par situation typique de bise (données interpolées avec COSMO 7, Le Thi et al. 2012).



Vitesses moyennes du courant à la surface du lac pendant octobre 2005 (Le Thi et al. 2012).

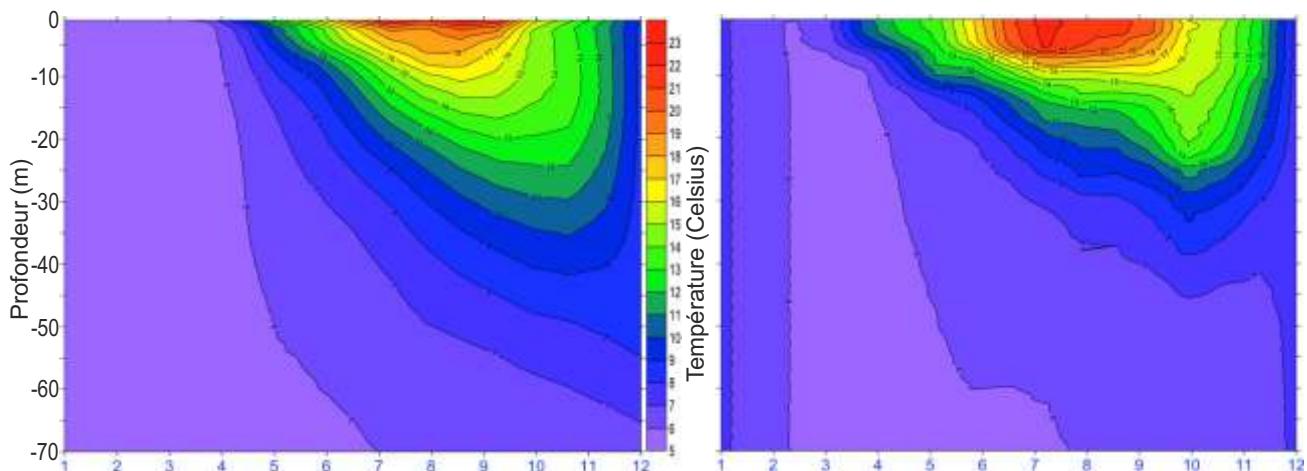
3. Limnologie du Léman

Le Léman est un grand et profond bassin d'Europe centrale, à cheval sur la frontière entre la Suisse et la France. Le lac se caractérise par une stratification thermique de sa colonne d'eau du printemps à l'automne et par l'homogénéisation de ses eaux de la fin de l'hiver jusqu'au début du printemps. Le Léman est un lac «monomictique» selon la classification de Hutchison.

Le cycle annuel de distribution des températures dans le Grand-Lac montre de fortes tendances saisonnières. Il commence avec des conditions isothermes en hiver, suivies d'un brassage thermique à la fin de l'hiver et une reprise de la stratification de mai à octobre. En fonction de la différence de volume et de morphologie de ses deux sous-bassins, le refroidissement et le réchauffement des eaux au cours des périodes de transition (printemps et automne) sont plus lents dans le Grand-Lac que dans le Petit-Lac. Les différences mineures à l'intérieur de chaque bassin pourraient être liées à des circulations locales entre les zones côtières et les zones profondes, ainsi qu'à l'influence des embouchures de rivières, y compris celle du Rhône.

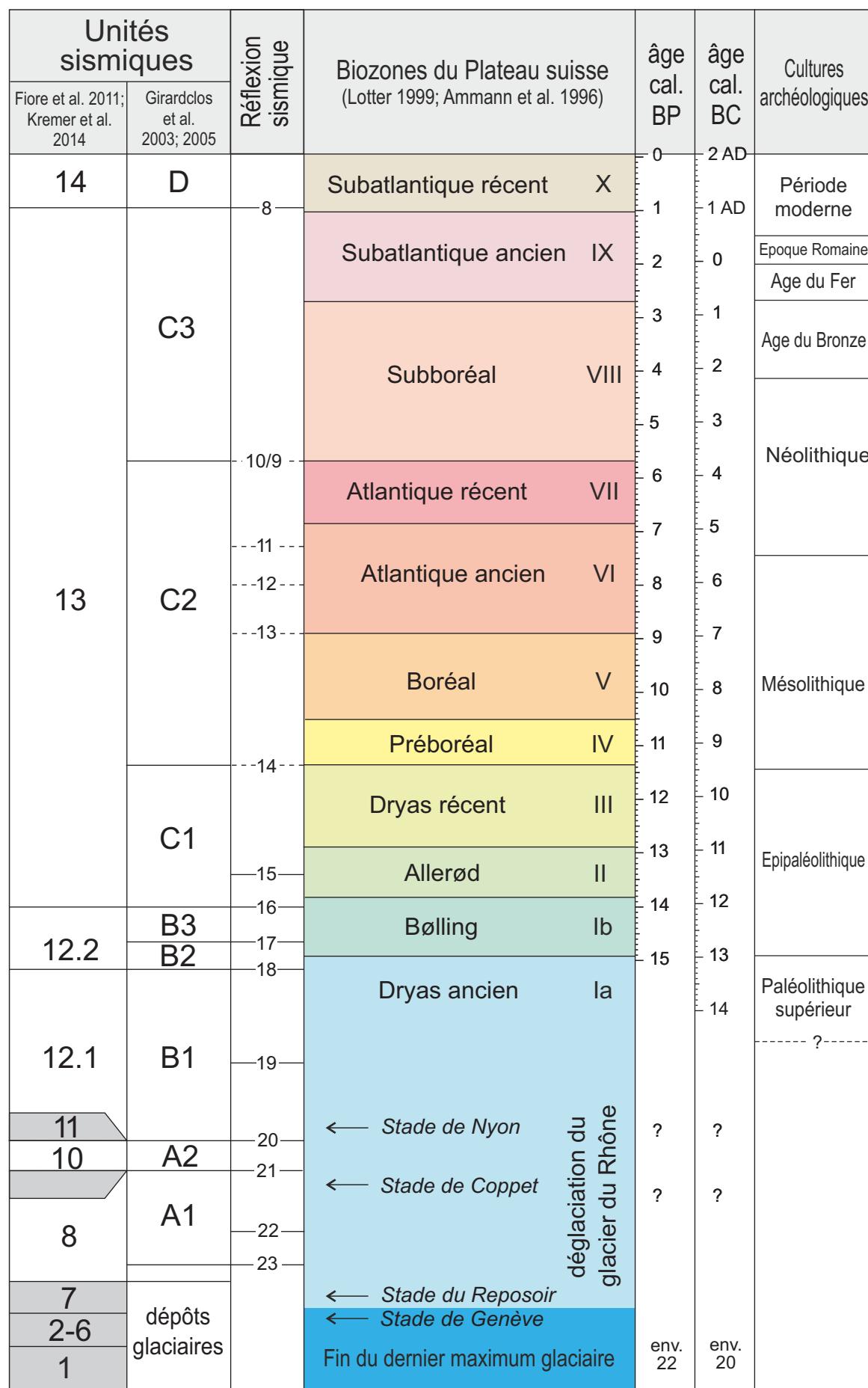
Pendant la plus grande partie de l'année, les eaux du Grand-Lac circulent dans le sens inverse des aiguilles d'une montre (Le Thi et al. 2012). La taille et la durée de ce vortex varient en fonction des conditions météorologiques. Les appendices du tourbillon principal sont situés dans les grandes baies de la rive nord du lac, à Morges et à Vidy (Lausanne). Ces appendices sont moins stables que le vortex principal et leur sens peut changer en fonction de la direction du vent. Dans la zone de transition entre le Grand-Lac et le Petit-Lac, un tourbillon s'établit dans le sens horaire. Enfin, l'extrême ouest du Petit-Lac se caractérise par un système de circulation dans le sens antihoraire, comme dans le Grand-Lac.

Dans le Petit-Lac, l'écoulement vers l'émissaire du Rhône se produit principalement dans les eaux de surface et le long des rives du bassin, tandis que le courant de retour vers le Grand-Lac se forme plus en profondeur et occupe la partie centrale du bassin. Dans le Grand-Lac, le débit vers l'aval d'est en ouest suit la limite nord du bassin, tandis qu'un courant de retour, de l'ouest à la partie orientale du bassin, suit principalement la rive sud du bassin.



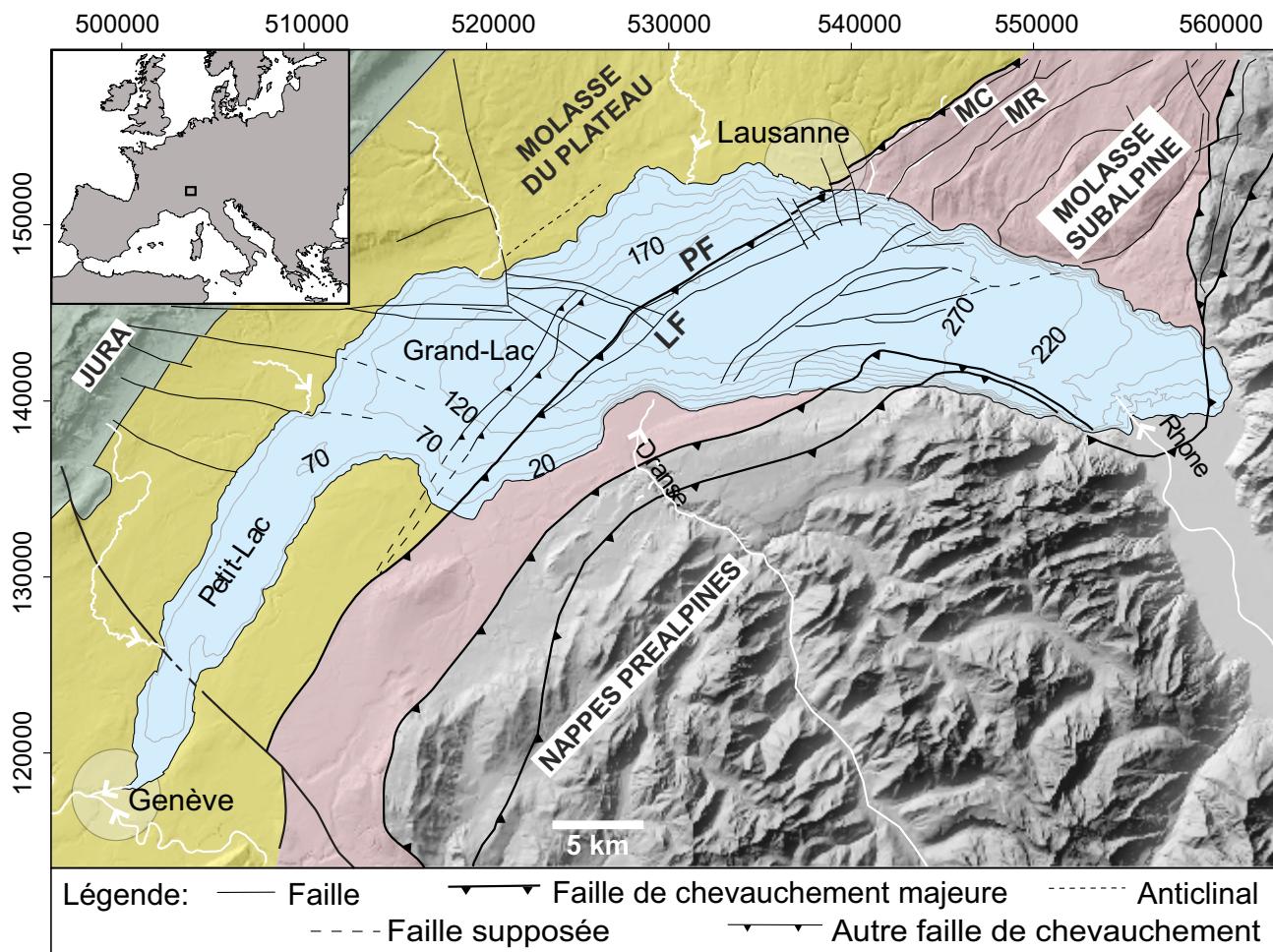
Carte des courbes de température sur la base des données du modèle théorique (à gauche) et selon les données d'observations mensuelles (à droite), sur le site GE3 du monitoring du Petit-Lac (Le Thi et al. 2012).

4. Chronologie régionale

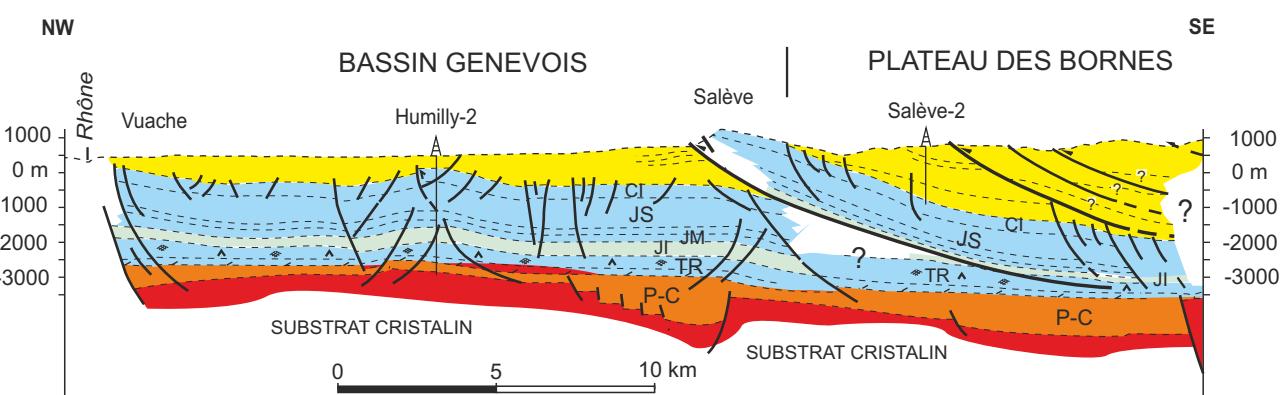


Unités glacio-lacustres et lacustres : âges et corrélations des unités et réflexions avec les chrono-biozones du Plateau suisse et les cultures archéologiques. Fiore et al. 2011 modifié.

5. Tectonique, situation géologique et sédimentologique



En fond grisé : modèle numérique d'altitude de l'arc lémanique avec les principaux cours d'eau et villes, les unités tectoniques et les failles (traits en noir, d'après Dupuy 2006). PF : Faille de la Paudèze ; LF : Faille de la Lutrive ; MC: Molasse à charbon ; MR : Molasse rouge. Traits en gris pour la bathymétrie du lac. Coordonnées en mètres (Swiss Grid). D'après Kremer et al. 2014, modifié.



Légende des roches sédimentaires

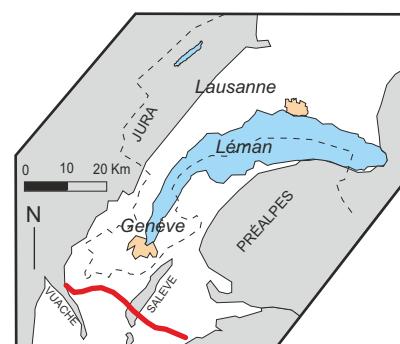
- Molasse tertiaire
- CI = Crétacé inférieur,
- JS = Jurassique supérieur,
- JM = Jurassique moyen, TR = Trias

JI = Jurassique inférieur

P-C = Permo-Carbonifère

A Forages

/ Failles



Profil géologique (trait rouge) traversant le sud du Bassin lémanique. Le bassin molassique du Tertiaire (en jaune) a été formé à la fin de la formation des Alpes. Gorin et Moscariello 2013.

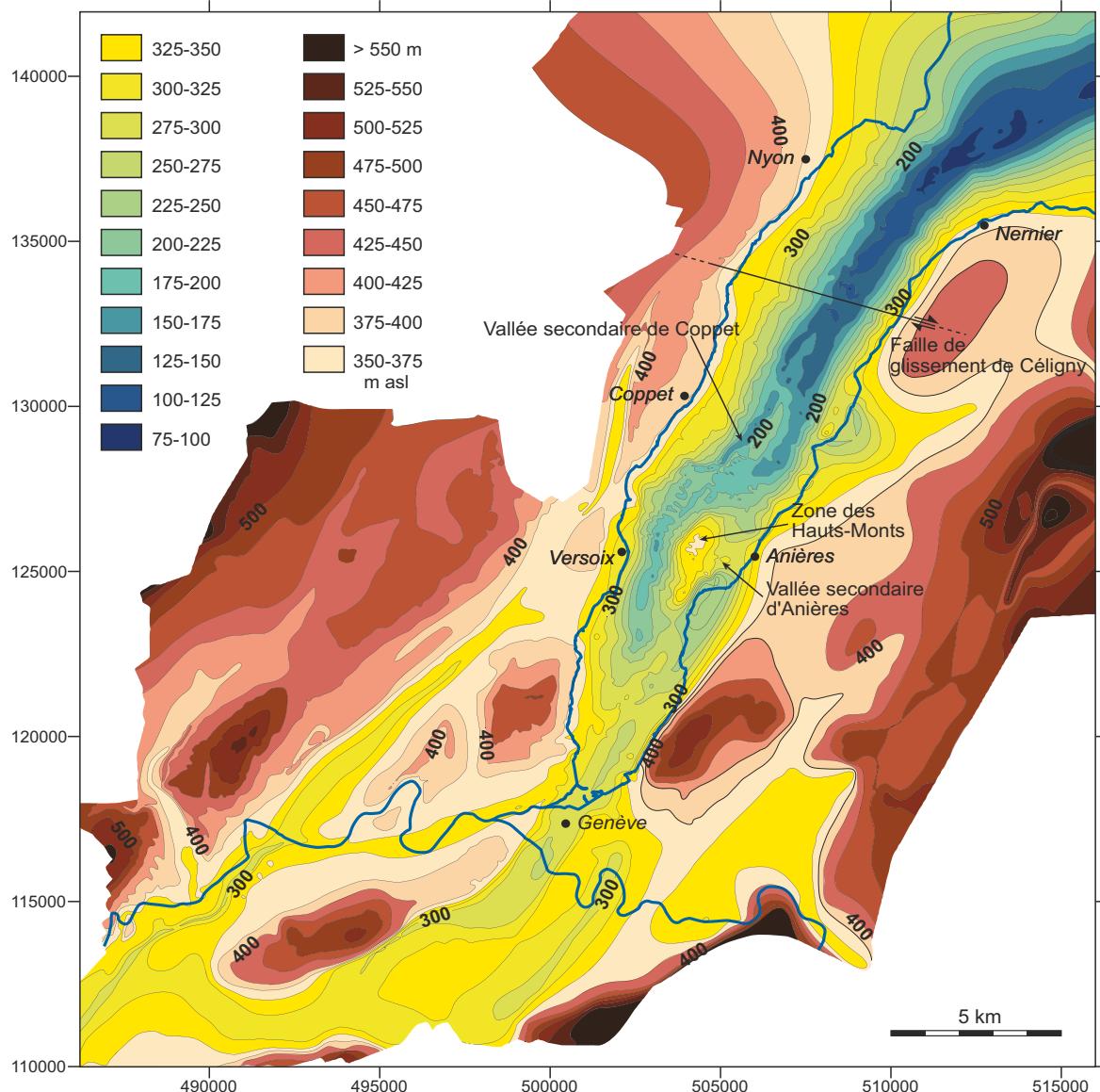
Histoire géologique du Bassin lémanique et occupations humaines

Le Léman s'étend entre la chaîne du Jura et les Préalpes, dans un bassin molassique tertiaire déposé dans les Préalpes, au-dessus des formations du Crétacé inférieur. Son bassin a été sculpté au cours des glaciations du Quaternaire. Dans le Petit-Lac, une vallée profonde, typique des «vallées tunnel» (Fiore et al. 2011), s'est formée dans sa partie sud-ouest. Le remplissage de sédiments quaternaires dans le Léman atteint au maximum 400 m d'épaisseur dans le Grand-Lac et se compose principalement des dépôts glaciaires et glacio-lacustres laissés par le glacier du Rhône lors de la dernière déglaciation (Girardclos et al. 2005). Le remplissage des sédiments lacustres holocènes est complexe et varie grandement selon l'influence des courants (Girardclos et al. 2003 ; Lemmin 1998 ; Le Thi et al. 2012) et en fonction des apports sédimentaires des rivières. Dans les zones où les processus hémipélagiques (de décantation) sont dominants, le remplissage sédimentaire holocène ne dépasse pas 5-10 m d'épaisseur. En revanche cette séquence atteint une épaisseur de plus de 100 m dans le delta du Rhône.

La géologie du Bassin genevois est formée par trois principales unités géologiques et tectoniques : les roches sédimentaires de la chaîne du Jura dans le NW, les grès tertiaires (Molasse) dans le centre et la Molasse charriée dans la SE. La Molasse charriée est surmontée par les unités ultrahelvétiques et des Préalpes, qui forment l'extrémité du lac.

Les mesures sismiques et les données des forages montrent que la formation du bassin molassique est plus jeune que le soulèvement du Salève et du Jura, lui-même daté de la fin du Miocène ou du début du Pliocène (entre 10 à 2 millions d'années). Néanmoins, la formation du bassin molassique est une conséquence de la tectonique alpine (formation des Alpes), et elle continue encore actuellement d'évoluer mais avec une vitesse de surrection plus lente.

Toit de la Molasse dans le Bassin genevois

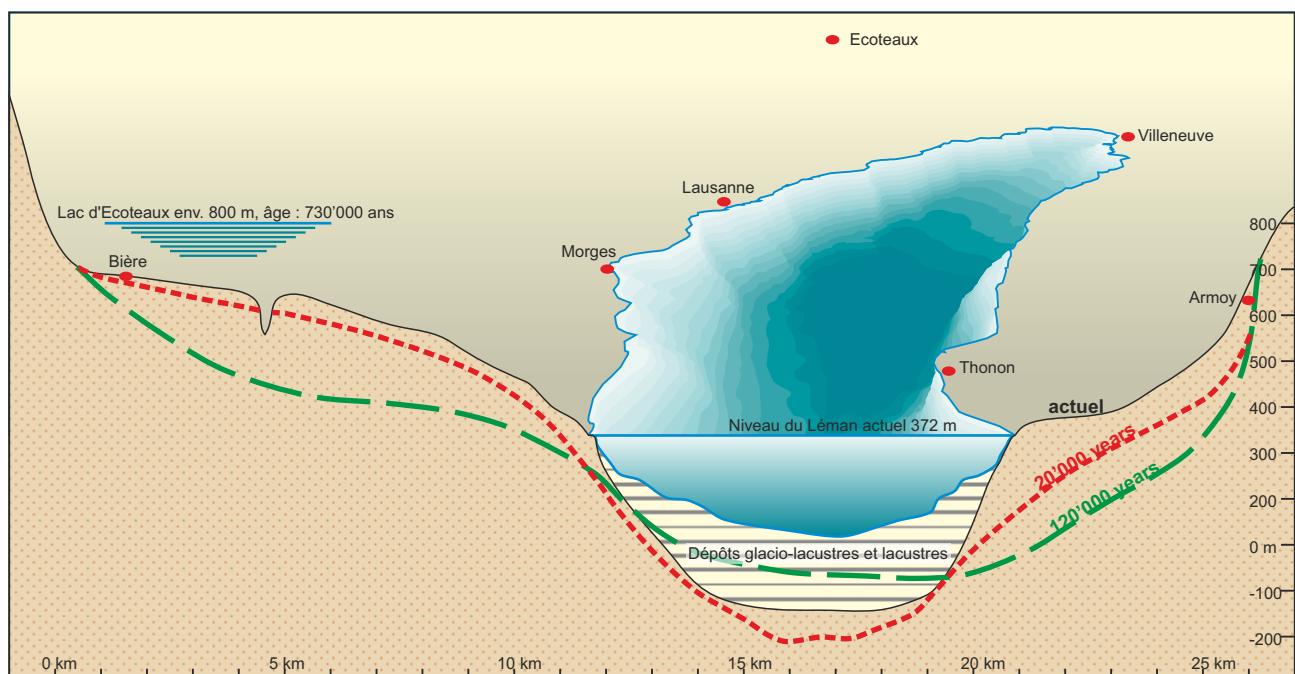


Carte structurale du toit de la Molasse résultant principalement de l'érosion glaciaire (unités en m asl, courbes équidistantes de 25 m, système de coordonnées suisses). D'après Fiore et al. 2011, modifié.

6. La formation du Bassin lémanique

Dans la région d'Ecoteaux, à 10 km au nord de Vevey (dans les unités des Préalpes) des sédiments glacio-lacustres montrent les vestiges d'un lac périglaciaire situé à 800 m asl, attestant ainsi d'un premier Bassin du Léman vers 730'000 ans BP (Pugin et al. 1993). Depuis cette époque, le bassin a évolué d'une dépression large et relativement peu profonde vers le bassin actuel, plus étroit et plus profond.

Durant les cycles glaciaires du Pléistocène récent, le Bassin lémanique s'est approfondi dans le substrat molassique pour atteindre une profondeur maximale de 500-560 m au large de Lausanne et de Meillerie (Grand-Lac : Dupuy 2006). Au cours de la phase du dernier maximum glaciaire (LGM : Last Glacial Maximum), la plus grande part des sédiments anciennement déposés a été érodée par le glacier du Rhône, et seuls quelques rares sédiments des glaciations précédentes ont été compactés et conservés par endroits (Wildi et Pugin 1998 ; Wildi et al. 1999).



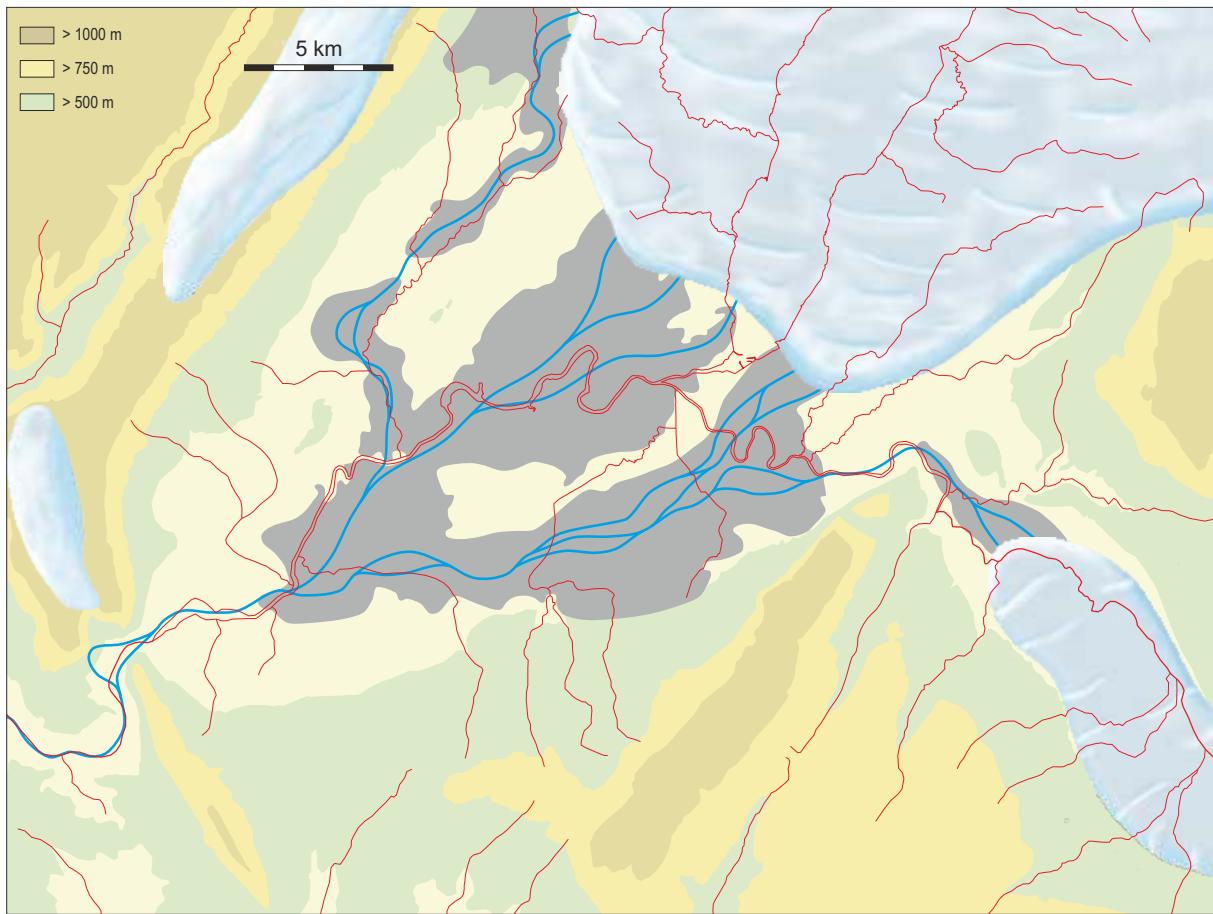
Profil du bassin Lémanique (Grand-Lac) sur une ligne Bière-Armoy, à trois époques : 120'000, 20'000 ans et aujourd'hui. L'ancien niveau du lac il y a 730'000 ans est aussi représenté. (Corboud et al. 2006 ; d'après Wildi and Pugin 1998).

Ecoteaux : sédiments glacio-lacustres à lamination distale avec des niveaux organiques.

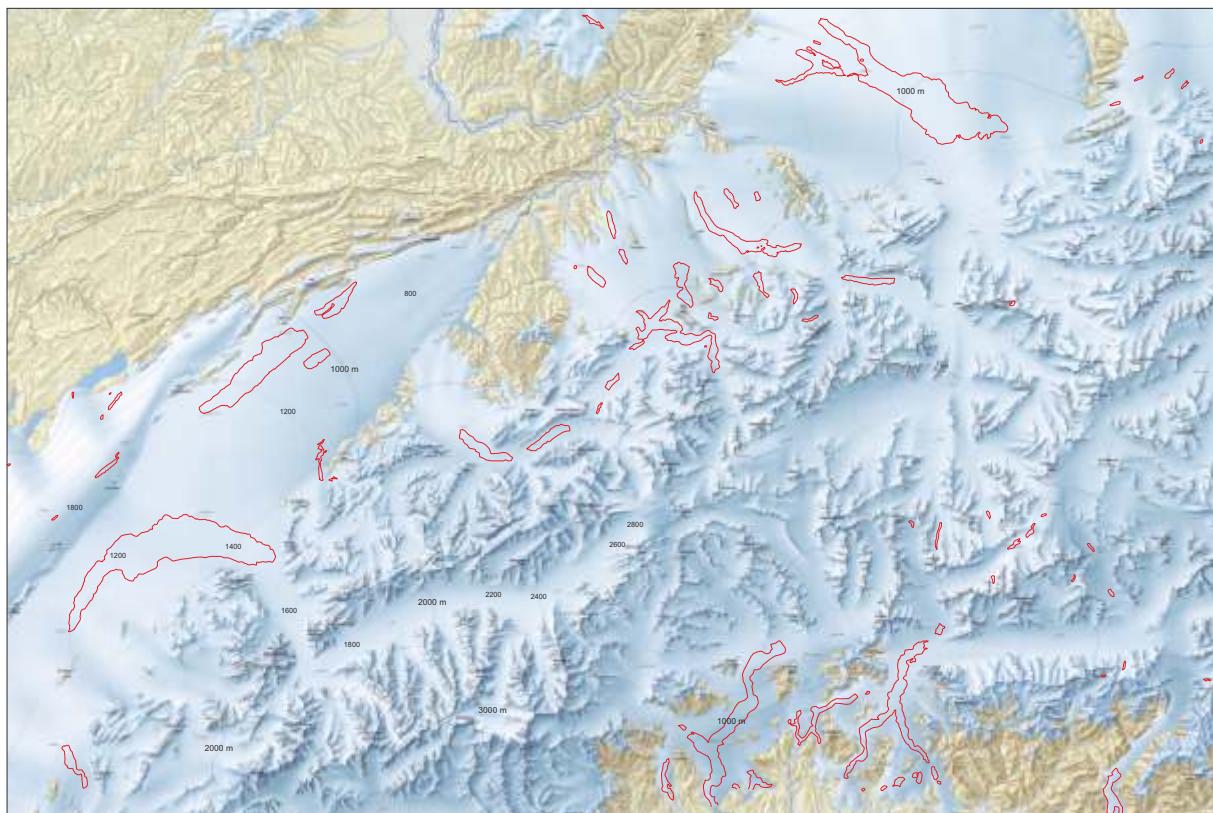


Histoire géologique du Bassin lémanique et occupations humaines

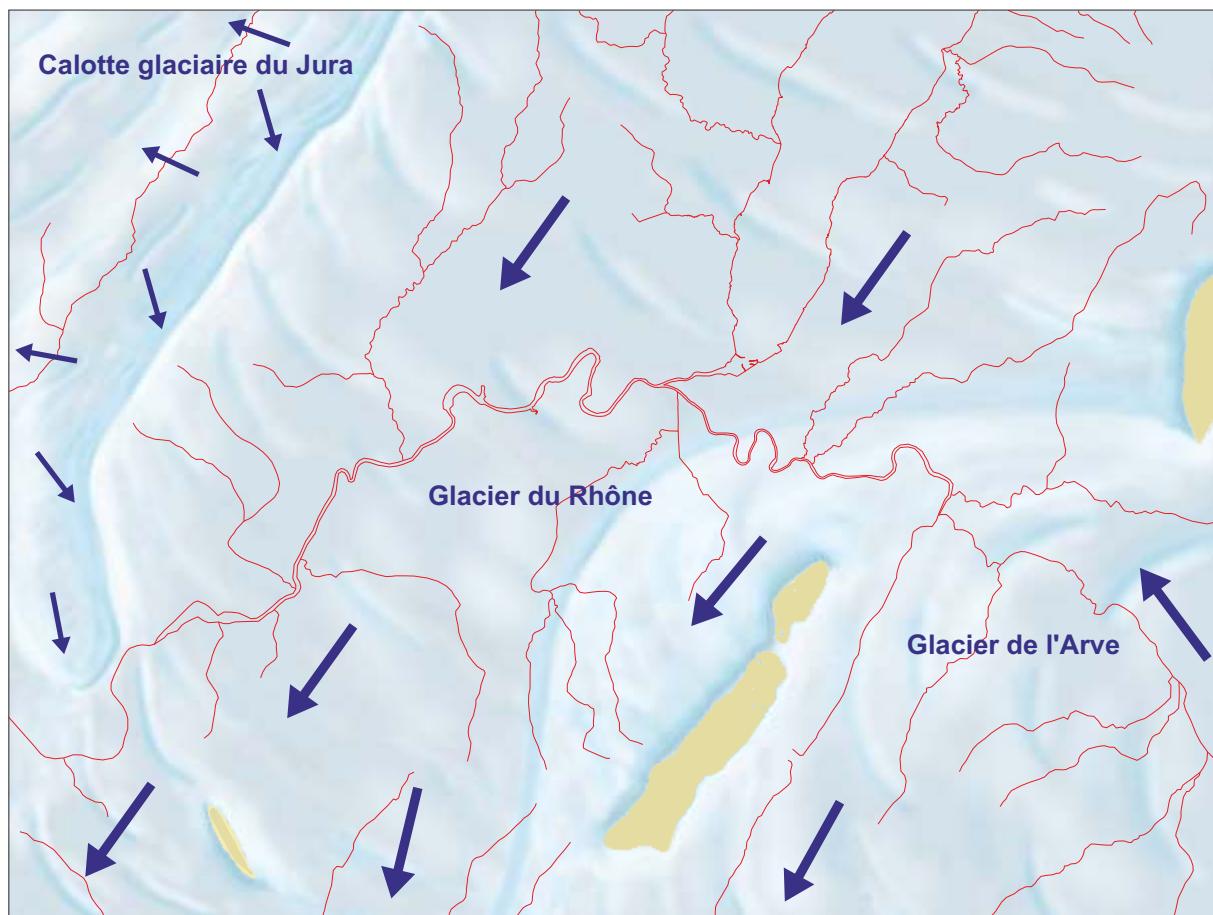
7. Stades glaciaires et dépôts sédimentaires du Petit-Lac



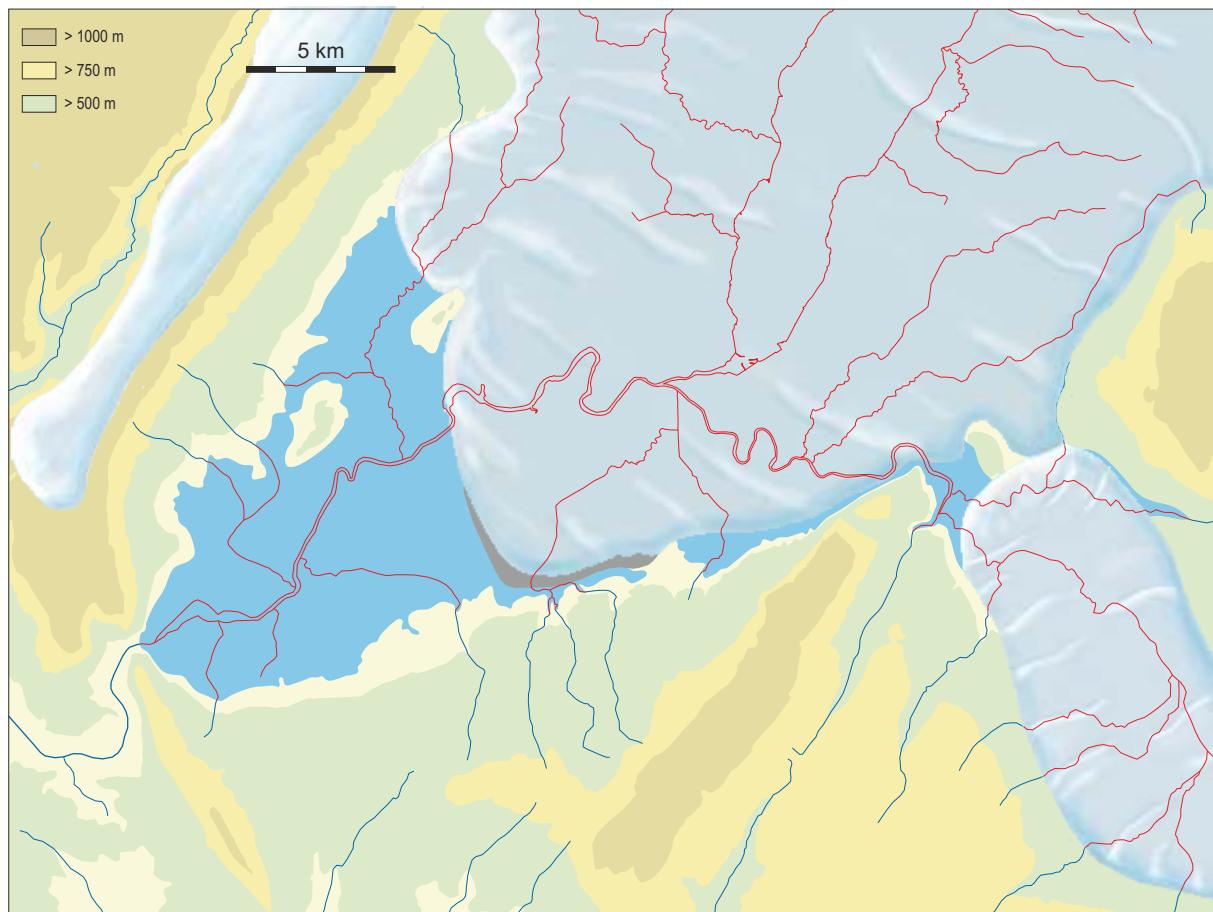
Situation avant le dernier maximum glaciaire, estimé vers 40'000-37'000 BP (38'000-35'000 BC). De grandes unités de sable et de graviers sont déposées dans un sandur de 10 km de long (plaine fluvio-glaciaire) formant le dépôt aquifère appelé «Alluvion ancienne» (en gris).



Carte du dernier maximum glaciaire en Suisse environ 22'000-20'000 ans BP (20'000-18'000 BC). D'après Bini et al. 2009, modifié. Le tracé en rouge indique le contour du Léman et celui des lacs actuels. Les altitudes du sommet de la glace sont en m asl. © swisstopo 2014.



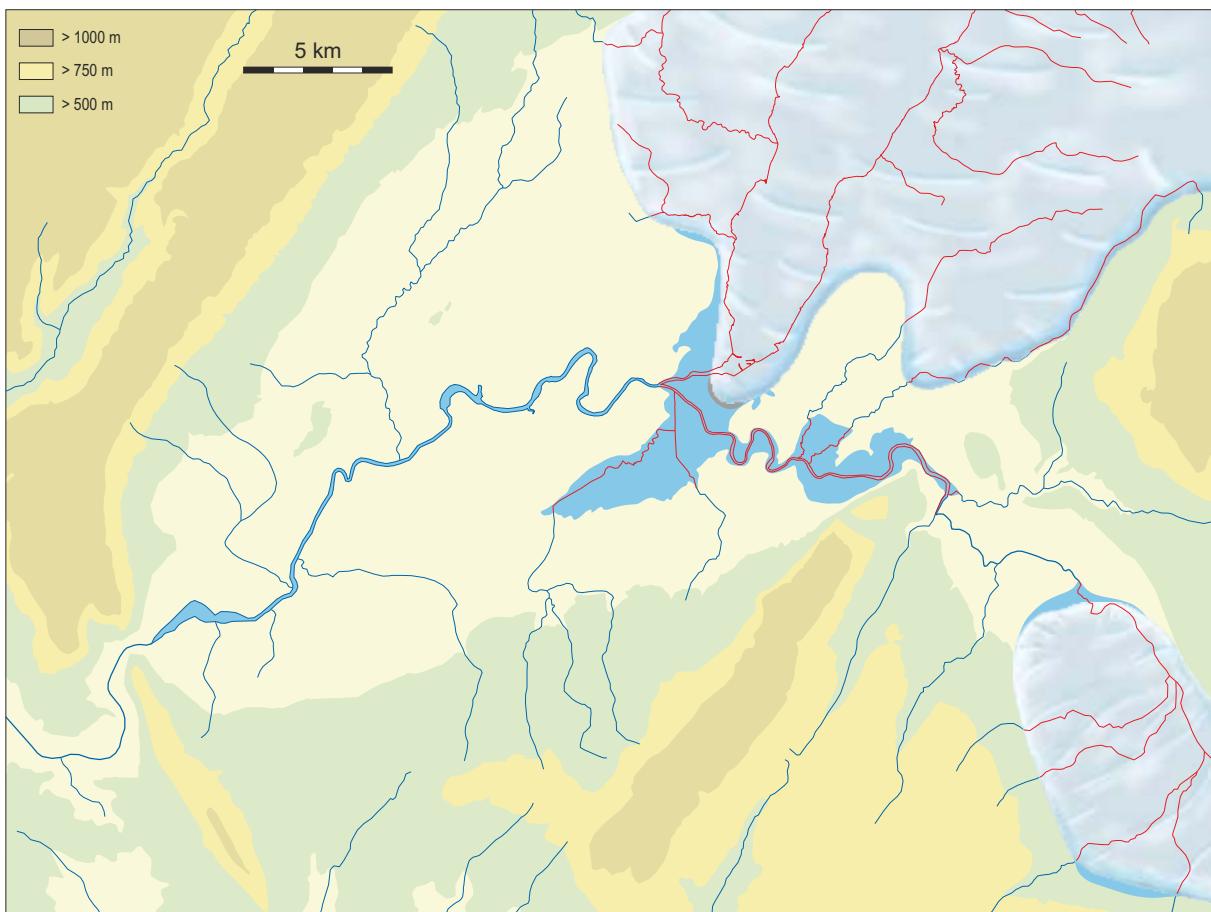
Reconstruction du dernier maximum glaciaire dans la région genevoise, les flèches représentent les flux principaux des glaciers.



Après le dernier maximum glaciaire, le glacier du Rhône se retire et forme une moraine vers Laconnex aux environs de 20'000 BP (18'000 BC), dans un lac pro-glaciaire au niveau probable de 475 m asl.

Histoire géologique du Bassin lémanique et occupations humaines

Le stade (glaciaire) de Laconnex a été suivi d'un nouveau stade en ville de Genève, formant la majeure partie de la colline de la Vieille Ville, par des dépôts glacio-lacustres deltaïques. La dernière partie de l'histoire de la déglaciation est enregistrée dans le remplissage sismique et sédimentaire du Léman.

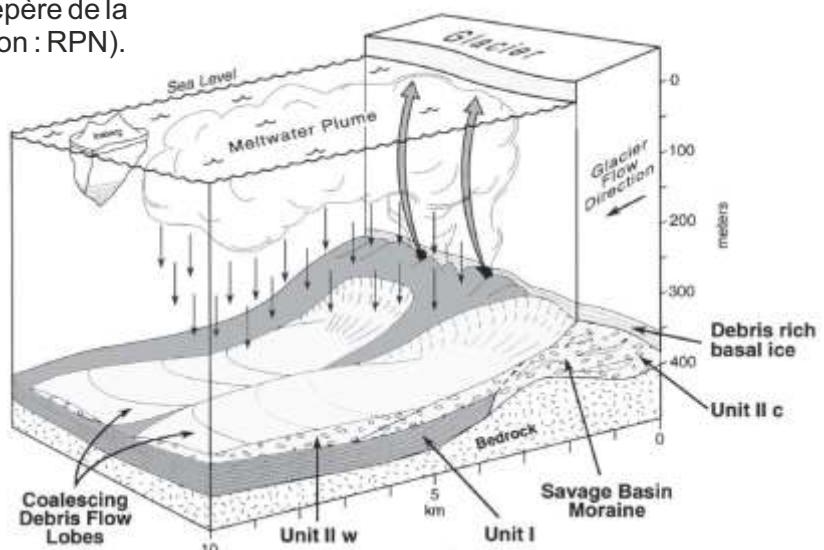


Stade de Genève avec un niveau du lac à 410 m. Formation d'un delta glacio-lacustre à l'emplacement de la colline de la vieille ville.



Dans le port de Genève, à l'emplacement de l'amarrage de la Neptune, les «Pierres du Niton» représentent des traces supplémentaires du passage du glacier du Rhône, sous forme de blocs de rochers déposés pendant la dernière déglaciation. Ils sont formés de granites porphyriques feuilletés, issus du Mont-Blanc, et vieux de 303 ± 2 millions années (Sesiano et al. 2011). Ces pierres ont été utilisées depuis 1845 comme niveau de référence d'altitude pour les cartes topographiques et servent de niveau de base historique pour toute la géodésie de la Suisse (373.6 m au-dessus du niveau de la mer, Repère de la Pierre du Niton : RPN).

Modèle de «till-tongue» subaquatique avec des lentilles de coulées de débris (debris flow) provenant du flanc en aval d'une moraine sous-lacustre. Cette moraine subaquatique est elle-même formée par la poussée de sédiments proglaciaires (Stravers et Powell 1997).

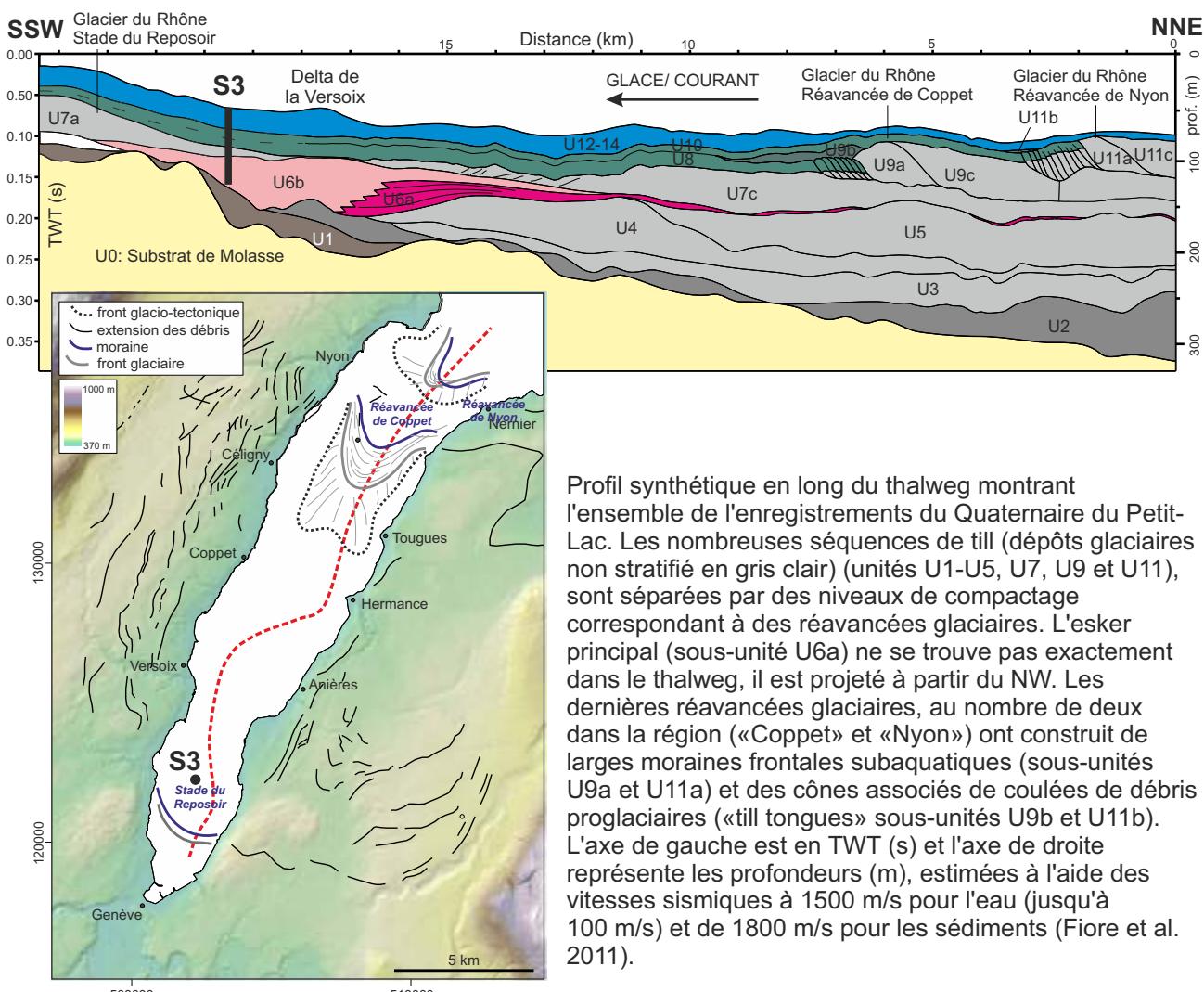


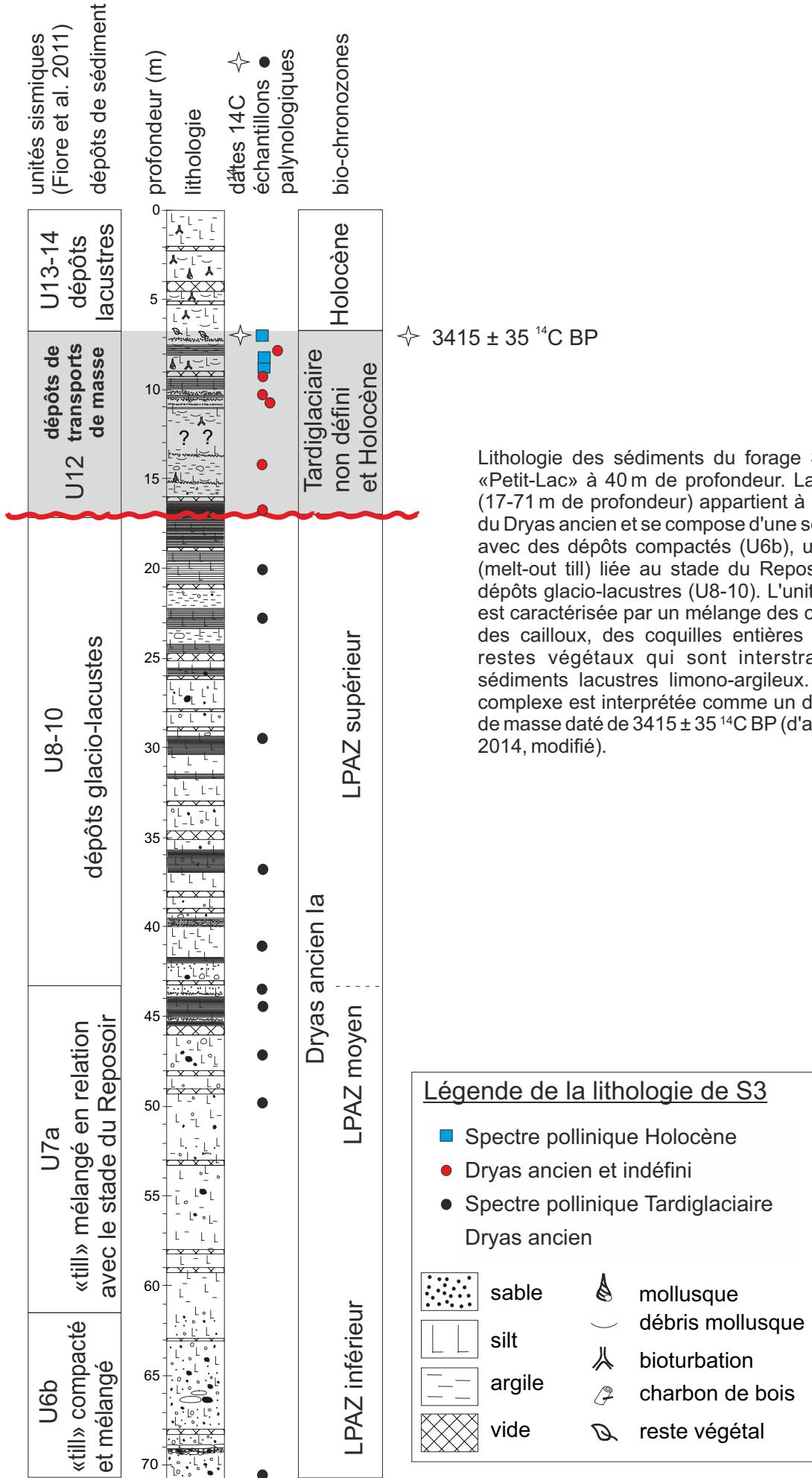
La déglaciation s'est produite dans un environnement de type fjord occupé par un glacier, dont le front était abrupt à cause du vêlage (dislocation sous forme d'iceberg). Le niveau du lac s'est abaissé d'une altitude de 430 à 380 m en quelques étapes mais cette chronologie et processus détaillés ne sont pas connus avec exactitude.

Les données de la sismique réflexion montrent le substrat rocheux du bassin lacustre (unité U0 Molasse) ainsi que des unités sismo-stratigraphique glaciaires (U1-11), glacio-lacustres (U8, 10, 12) et lacustres (U13-14). Le faciès et la géométrie des unités U9 et U11 indiquent une réavancée du glacier du Rhône dans le Petit-Lac. Les unités U9b et U11b sont interprétées comme des «till-tongue» (voir plus haut ; Fiore et al. 2011 ; Stravers et Powell 1997). Les données sismiques indiquent au moins trois stades/réavancées supplémentaires (stade du Reposoir, réavancées de Coppet et de Nyon). Quatre forages (S1-S4), réalisés en 2010 à 34 et 74 m de profondeur, confirment l'interprétation des données sismiques.

Les données palynologiques d'un sondage (S3) montrent qu'environ 60 m de sédiments, compris dans le remplissage de 75 m d'épaisseur, se sont déposés durant le Dryas ancien, au début du Tardiglaciaire. L'asymétrie de l'unité sismique U7a montre aussi que le glacier a fondu d'abord dans la partie centrale et orientale du bassin lacustre alors qu'il reposait encore à l'ouest sur une «rampe» de Molasse. Les dépôts glacio-lacustres ultérieurs (U8-12) se composent de faciès sédimentaires variables, en alternance avec des couches massives et stratifiées argilo-limoneuses et de rares niveaux sableux. Les graviers d'origine alpine et les «galets mous» présents dans ces séquences, sont interprétés comme des débris initialement piégés par la glace (ice-raftered debris), et indiquent la présence récurrente d'icebergs sur le lac à cette époque.

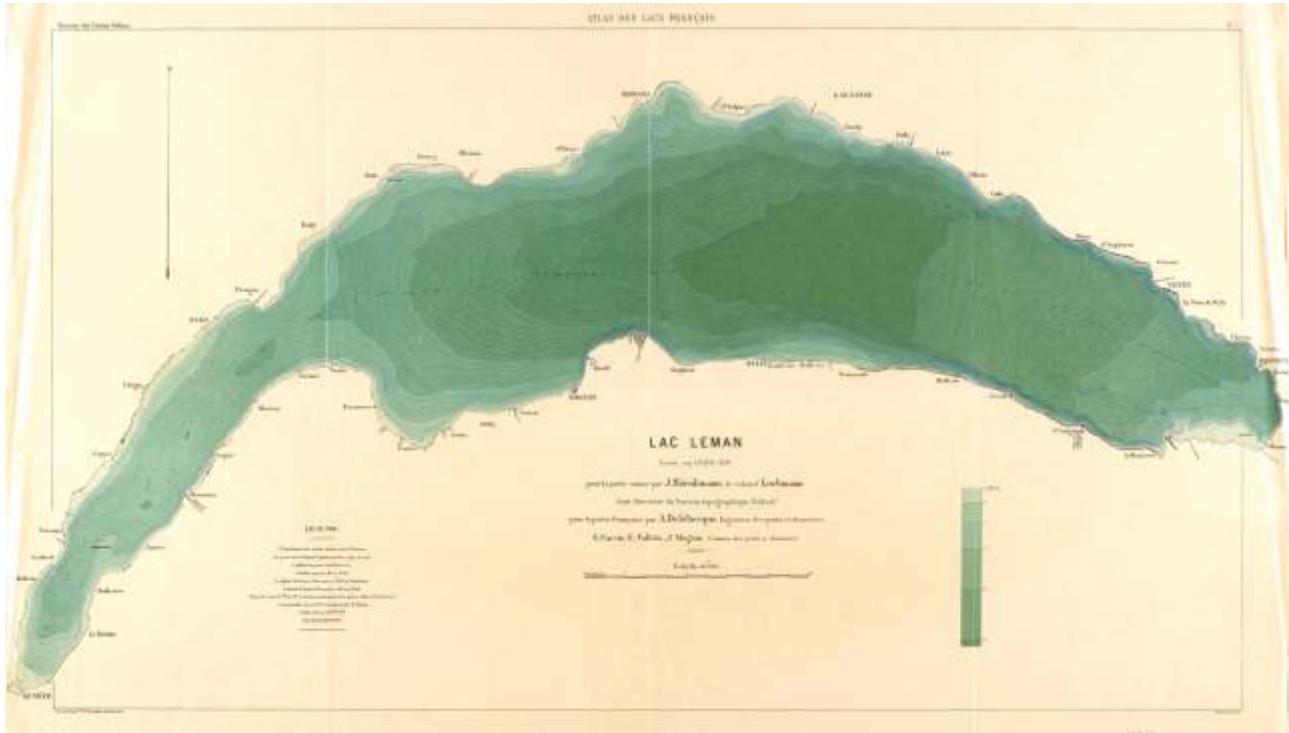
Dans la zone de Collonge-Bellerive, les remplissages Tardiglaciaire et Holocène ont été massivement remaniés par un grand glissement sous-lacustre au cours de l'âge du Bronze lui-même et interprété comme la conséquence d'un fort tremblement de terre (3415 ± 35 ^{14}C BP ; voir le chapitre «événements catastrophiques»). Le reste (mineur) du remplissage Holocène du Petit-Lac est largement influencé par les apports des cours d'eau et par de forts courants sous-lacustres (Girardclos et al. 2003 ; Girardclos et al. 2005).





8. Le delta du Rhône et ses canyons

Le Léman étant un élément important du paysage géographique d'Europe centrale, il était déjà intégré aux cartes des voies routières de l'Empire romain, ainsi qu'à la carte du monde au début du 10^e siècle. La première communication scientifique sur les mesures de profondeurs des eaux du Léman est due à Horace-Bénédicte de Saussure, en 1779. La première carte bathymétrique complète du Léman, d'après une compilation de mesures réalisées par différents auteurs de 1873 à 1889, a été publiée en 1892 par F.-A. Forel. Cette carte paraît plus tard dans différentes versions (y compris celle de Delebecque en 1898) et dans toutes les cartes topographiques officielles de l'Office fédéral de la topographie (ainsi que l'actuelle !).



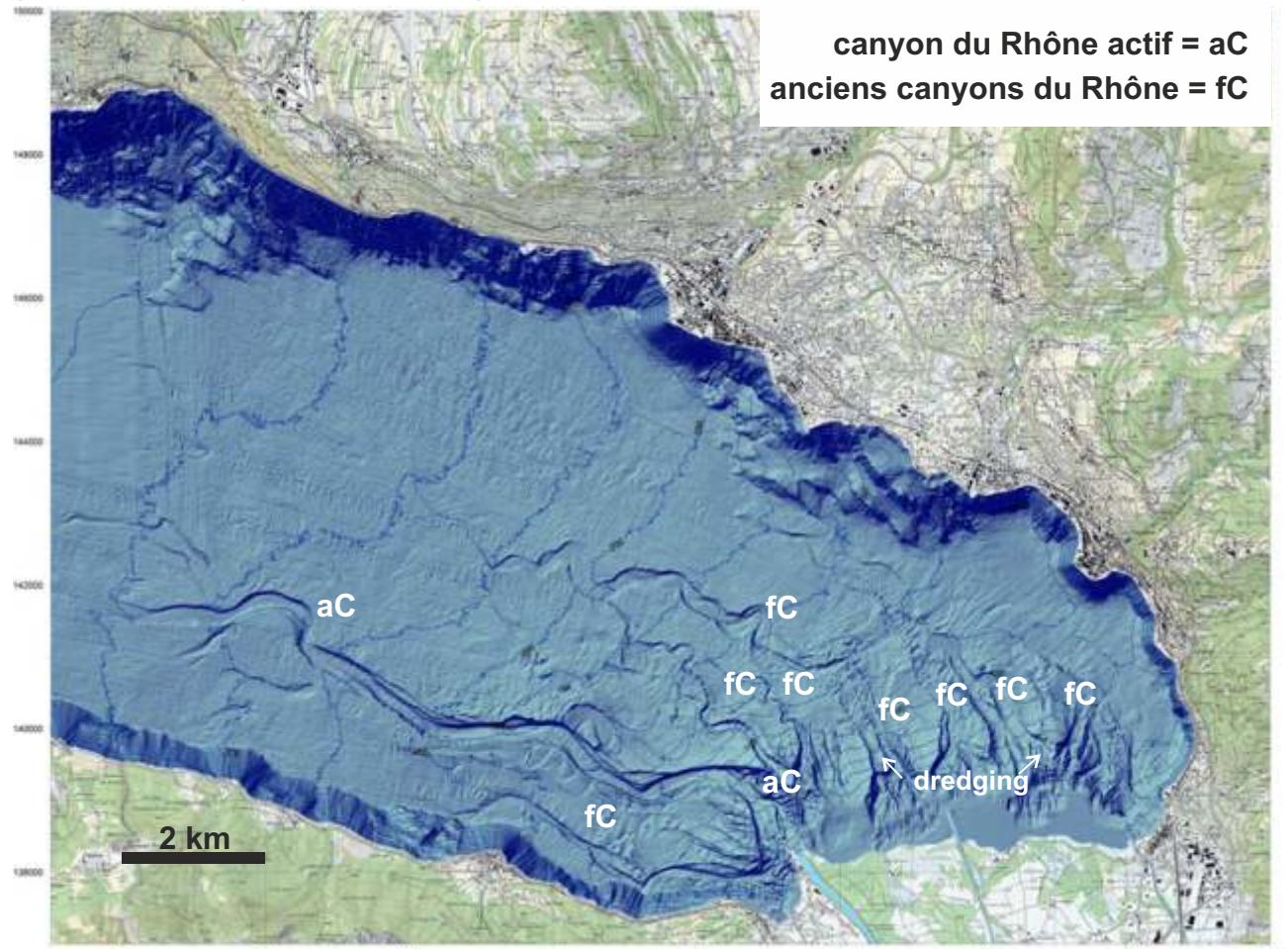
Première carte bathymétrique du Léman. Version publiée dans l'«Atlas des lacs français. Planche 1» (Delebecque 1898). BGE, Centre d'iconographie genevoise.



Méthode de mesure utilisée pour établir la carte bathymétrique du Léman (Forel 1892 ; Delebecque 1898). 1880-1890 (date indéterminée).

Histoire géologique du Bassin lémanique et occupations humaines

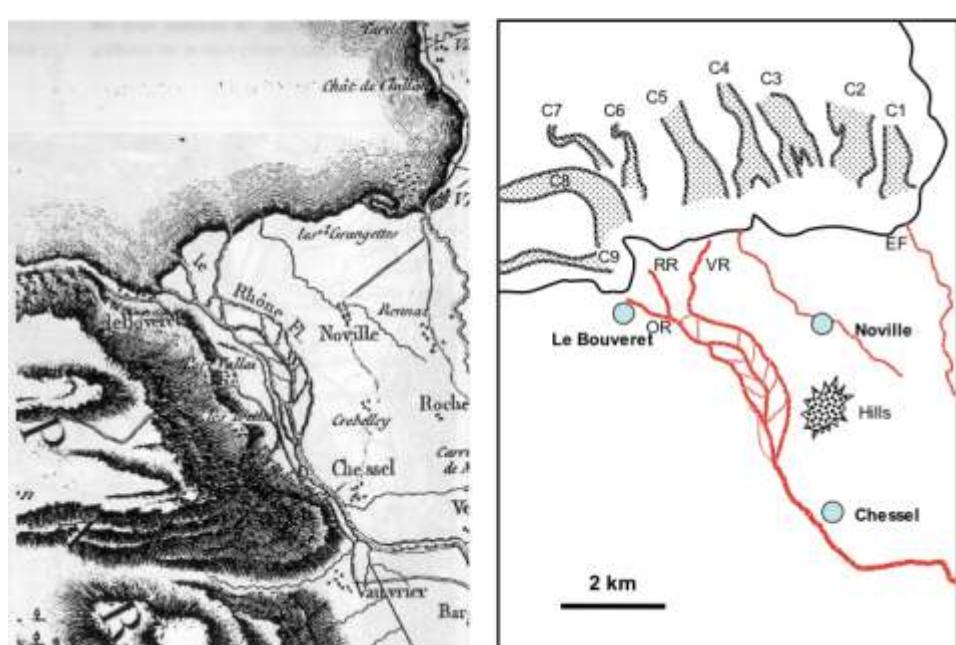
Les cartes bathymétriques de l'Office fédéral de la topographie étant généralement obsolètes, la nécessité d'une mise à jour plus précise et détaillée des données bathymétriques est apparue. Ainsi la carte bathymétrique correspondant à l'est du Léman a été obtenue en 2008 avec un échosondeur multifaisceaux (Sastre et al. 2010). Ces données ont véritablement révélé la morphologie du delta sous-lacustre du Rhône, montrant de nombreux canyons inconnus et des structures telles que des loupes d'arrachement, de glissements et des traces de dragages. Les canyons actuellement inactifs (Corella et al. 2014) sont interprétés comme des traces des anciennes embouchures du Rhône (Sastre et al. 2010), comme en témoigne une carte ancienne de 1781.



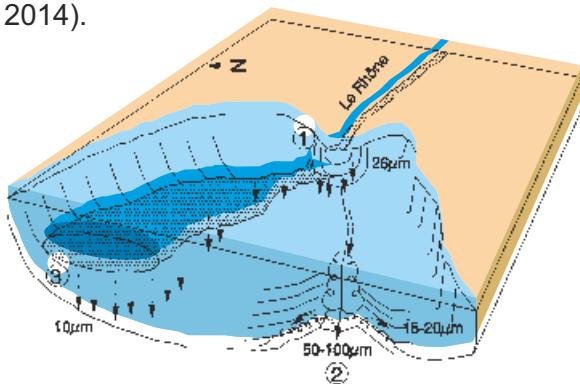
Carte multifaisceaux du Haut-Lac, relevée en 2008 et représentée sous forme de relief ombré. La morphologie sous-lacustre du delta du Rhône et de ses canyons y est révélée. D'après Sastre et al. 2010, modifié.

A gauche : carte de la basse vallée du Rhône et de la partie terrestre du delta du Rhône en amont du Léman, Mallet 1781.

A droite : comparaison de la carte Mallet (1781) avec la côte actuelle et les canyons sous-lacustres (C1-C8). D'après Sastre et al. 2010, modifié.



La dynamique du delta du Rhône est principalement contrôlée par trois processus de sédimentation qui, eux-mêmes, dépendent du débit du fleuve et de la densité de l'eau. Lorsque le débit du Rhône est faible, les particules en suspension se déposent dans le lac non loin de l'embouchure, sous la forme d'un front deltaïque (foreset). Quand la densité des eaux du fleuve est comprise entre celles de l'épilimnion et l'hypolimnion, les eaux fluviales s'écoulent dans le lac à la hauteur de la thermocline et apportent ainsi de fines particules de limon dans la partie nord du delta (le flux étant défléchi vers la droite par la force de Coriolis). En revanche, lorsque les eaux du Rhône sont plus denses que l'hypolimnion, des courants sous-lacustres (underflows) se forment et, empruntant un tracé sur le fond du lac, façonnent des canyons, des chenaux et des cônes de dépôt (fan). Ces courants sous-lacustres peuvent transporter des limons grossiers et des sables fins jusqu'à 15 km de l'embouchure en direction de l'ouest. La formation de turbidites distales dans le delta du Rhône est due à deux types d'événements : les crues et les glissements sous-lacustres (Lambert et Giovanoli 1988 ; Corella et al. 2014).



Modèle du delta du Rhône avec les trois types de processus de sédimentation :

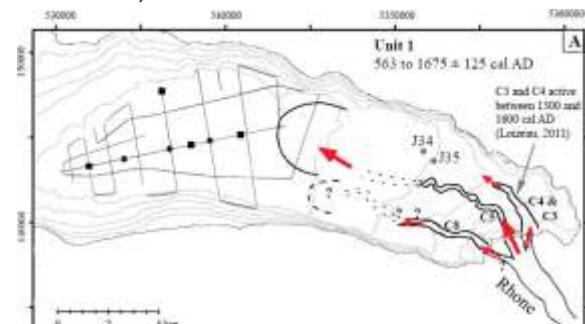
1. La sédimentation proximale forme un front deltaïque (foreset) ;
2. Les processus d'érosion, de transport et de dépôt par les courants sous-lacustres (underflows) forment un canyon et un cône de dépôt distal (fan) ;
3. Le transport interstratifié de sédiments fins (interflow) est dévié vers le nord par la force de Coriolis.

D'après Giovanoli (1990), modifié et Loizeau (1991).

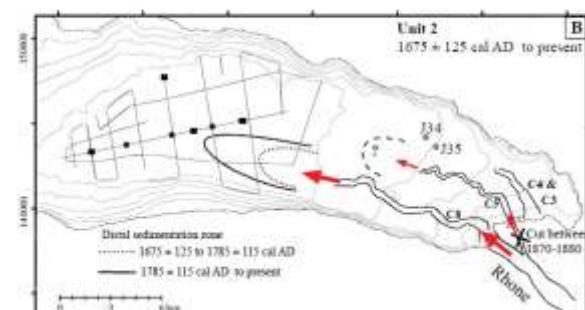
Le récent remplissage sédimentaire du Léman profond (Grand-Lac) est caractérisé par des sédiments hémiplégiques intercalés avec de fines turbidites en provenance du delta du Rhône et du delta de la Dranse. Ces turbidites sont liées à des événements de crues ou des effondrements deltaïques (glissements sous-lacustres). La fréquence des turbidites est variable dans le temps et dans l'espace. Dès le 6^e siècle et jusqu'en 1675 ± 125 cal. AD, le remplissage sédimentaire est dominé par des turbidites issues du delta de la Dranse, car le Rhône avait probablement une embouchure située vers le nord, les turbidites du Rhône ne pouvant atteindre le centre du bassin profond. Depuis les 18^e/19^e siècles, les sédiments du Grand-Lac montrent une «progradation» apparente des turbidites du Rhône (Kremer 2014) en direction du large, qui est interprétée comme le retour du Rhône vers une embouchure en direction du sud. De plus, dans la paroi du canyon actif (C8), une diminution de la fréquence des turbidites vers le haut de la séquence suggère un confinement progressif du courant sous-lacustre du Rhône au cours du temps (Corella et al. 2014). Ces deux éléments (progradation et diminution de la fréquence vers le haut) sont interprétés comme les conséquences de la canalisation artificielle du fleuve entre 1870 et 1880 et indiquent un possible allongement et approfondissement actuel du canyon actif du Rhône (Kremer 2014 ; Corella et al. 2014).

Evolution de l'activité des canyons sous-lacustres du delta du Rhône (du Léman) depuis 563 AD.

A. Entre 563 AD et 1675 ± 125 cal. AD.
C5 est le canyon actif principal générant une zone de sédimentation située dans la partie nord du bassin.

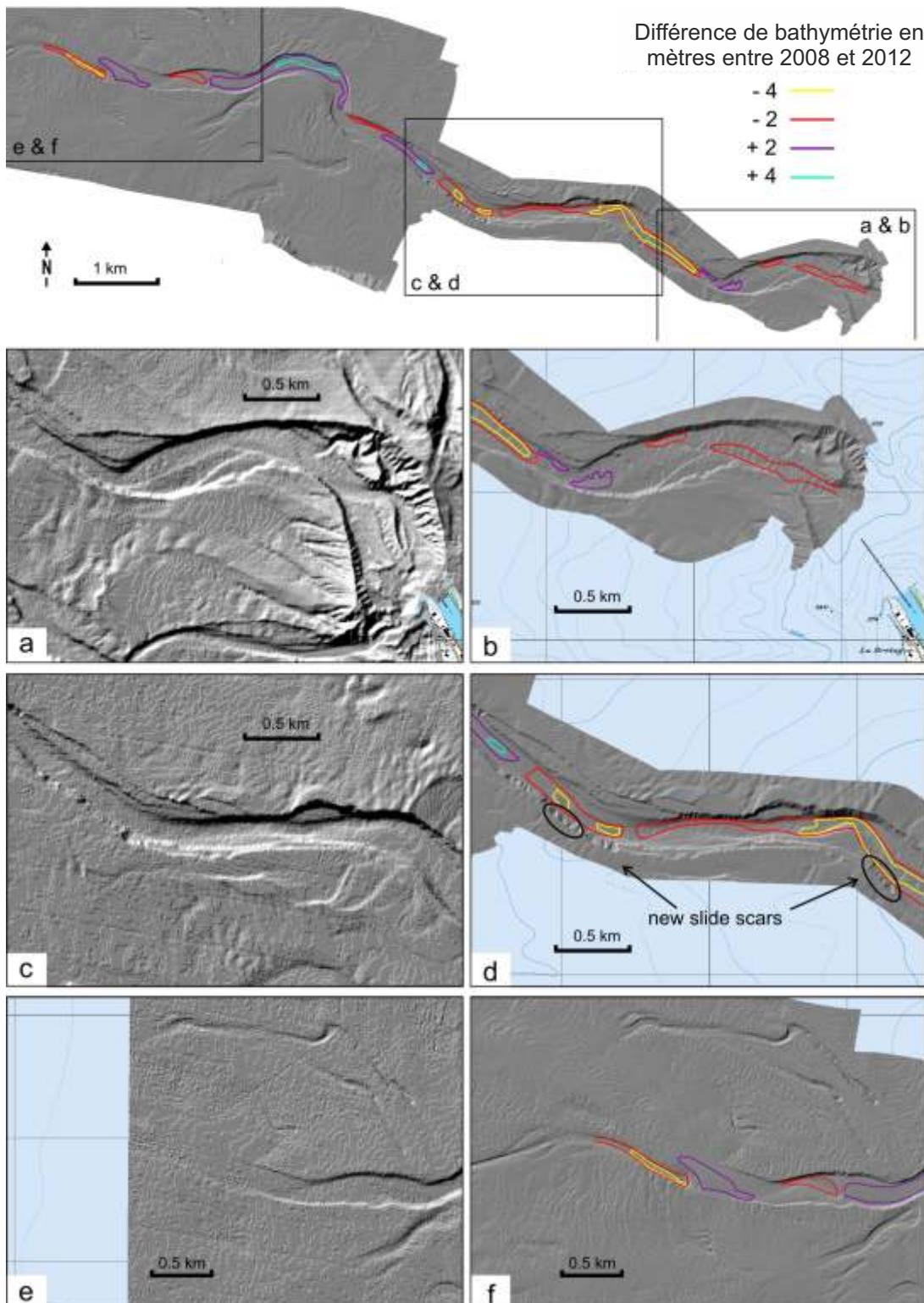


B. Entre 1675 ± 125 cal. AD et l'actuel, le principal canyon actif est C8 générant une zone de sédimentation située dans la partie sud du bassin. Le canyon C5 a été séparé du Rhône entre 1870 et 1880 AD. D'après Kremer 2014.



Histoire géologique du Bassin lémanique et occupations humaines

La comparaison de l'ensemble de données de la bathymétrie multifaisceaux, enregistrées en 2008 et 2012, montre que le canyon sous-lacustre du Rhône est actuellement très actif : jusqu'à 4 m de sédiments se sont déposés ou ont été érodés sur le fond du canyon au cours de ces 4 ans. Dans le même intervalle de temps, les surfaces d'érosion du fond du canyon semblent associées à des nouvelles loupes d'arrachement formées dans les parois du canyon, ce qui indique que des glissements sous-lacustres ont certainement été déclenchés par d'importants flux (de boue ? ou d'eau ?) dans le canyon (Girardclos et al. 2012).



Cartes détaillées en relief ombré de la bathymétrie multifaisceaux du canyon principal du Rhône dans le Léman, en plusieurs panneaux, de février 2008 (a, c et e ; d'après Sastre et al. 2010) et mars 2012 (b, d et f). Les courbes de couleurs indiquent l'érosion (-) et le dépôt (+) en mètres. Des nouvelles loupes d'arrachement sont apparues à proximité des zones de forte érosion au fond du canyon (d). Voir la figure supérieure pour la vue d'ensemble du chenal, l'emplacement des figures et l'échelle de couleurs des courbes de niveaux. D'après Girardclos et al. 2012.

9. Evènements exceptionnels et tsunamis dans le Léman

Dans le Grand-Lac, les données de sismique réflexion à haute résolution (Pinger, 13 kHz) indiquent la présence de cinq importants dépôts de transport de masse (Mass Transport Deposit MTD, lentilles de faciès transparent) dans la partie supérieure des 30 m de la séquence analysée. Ces dépôts alternent avec le remplissage normal de sédiments lacustres hémipelagiques et turbiditiques (Kremer et al. 2015).

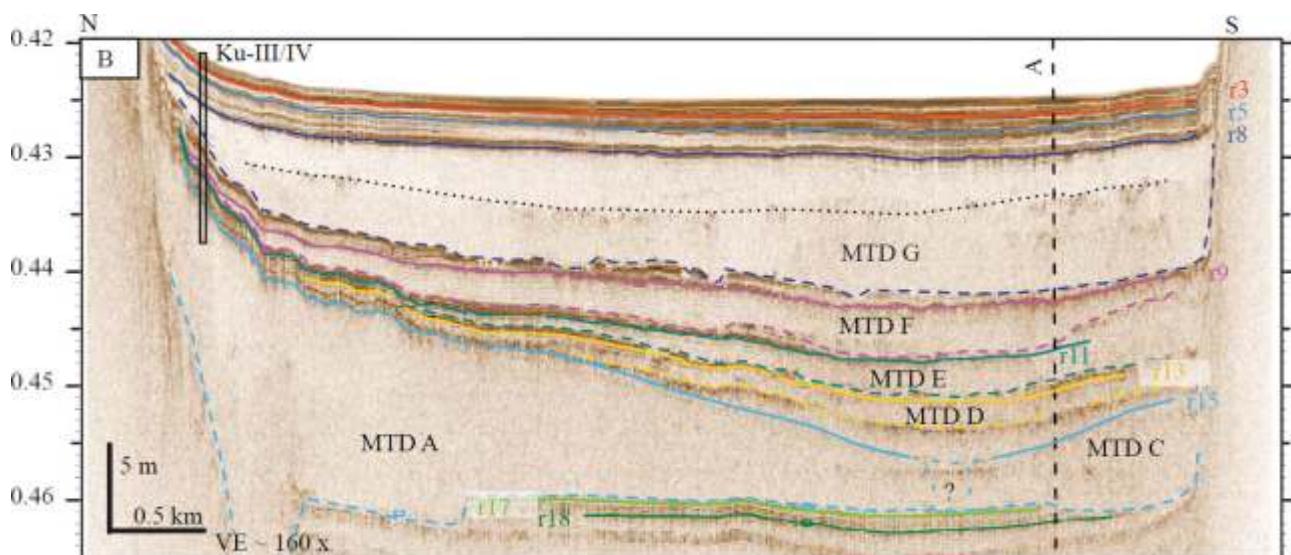
Le MTD A (volume de $130 \times 10^6 \text{ m}^3$), qui est interprété comme un dépôt de glissement déclenché au large de Lausanne à 100 m de profondeur, correspond sismostratigraphiquement à un autre événement nommé MTD C (volume de $22 \times 10^6 \text{ m}^3$), localisé sur la rive opposée du lac (sud). Les deux loupes d'arrachement de ces transports de masse sont encore visibles dans la topographie des pentes du lac et imagées par les récentes données de bathymétrie multifaisceaux. Ces dépôts ont été datés de l'âge du Bronze ancien ($3395 \pm 35 \text{ }^{14}\text{C BP}$) et ont pu se produire en même temps que le dépôt de transport de masse signalé dans la zone de Collonge-Bellerive (voir forage S3, chapitre 7), pointant vers une possible origine commune et liée à un fort tremblement de terre. Sachant qu'une valeur d'intensité minimale de VII est nécessaire pour déclencher des glissements sous-lacustres, l'événement de l'âge du Bronze ancien dans le Léman pourrait s'expliquer par un tremblement de terre d'une magnitude d'environ 6 Mw, potentiellement situé au sud du lac, où des tremblements de terre historiques ont déjà atteint des magnitudes de 4.6-5.5 Mw au cours des 200 dernières années.

Indépendamment de son déclenchement, le déplacement de MTD A a induit un tsunami d'un minimum de 4-6 m de hauteur, près de Lausanne et d'Evian, et aurait donc certainement touché les établissements littoraux préhistoriques (Kremer et al. 2014).

Des événements plus tardifs, relatifs aux dépôts MTD D à MTD F, se sont déclenchés dans la région du delta du Rhône et sont interprétés comme des glissements du delta (et peut-être liés à l'accumulation de sédiments). Leur cause est inconnue, mais leur volume et la comparaison avec la modélisation numérique montrent qu'ils étaient tous assez gros pour produire des vagues de tsunami de plusieurs mètres de hauteur sur le Léman (MTD D de volume $30 \times 10^6 \text{ m}^3$; MTD E de volume $46 \times 10^6 \text{ m}^3$; MTD F de volume $83 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Kremer et al. 2015)).

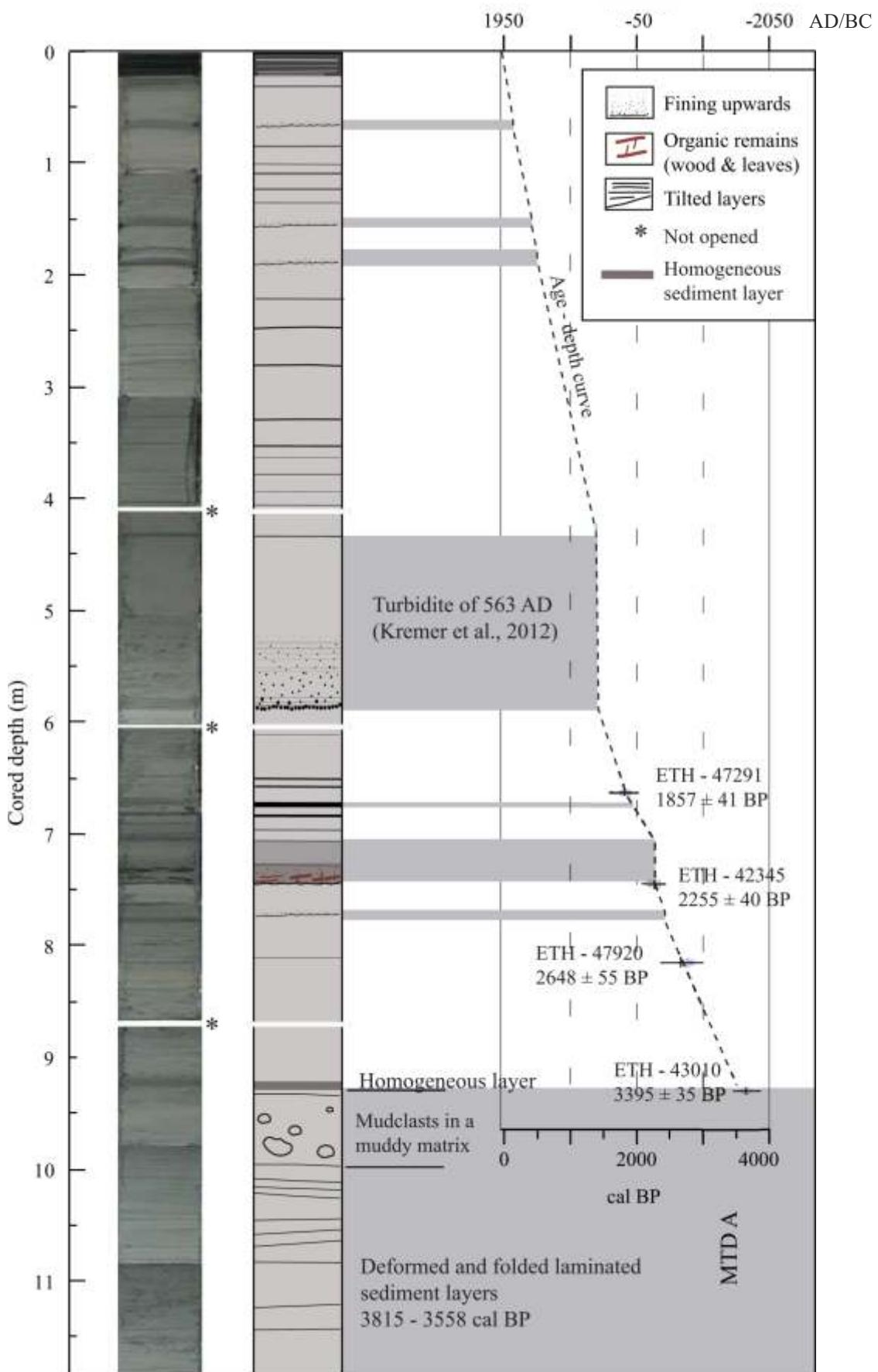
Le dépôt MTD G, avec un volume de $250 \times 10^6 \text{ m}^3$, est le plus important dépôt de transport de masse révélé par nos données. Il s'est produit en 563 AD, pendant la catastrophe dite du «Tauredunum» (Montandon 1925), lorsqu'un important écroulement rocheux, d'origine non sismique, semble avoir destabilisé la plaine et pente deltaïques et ainsi déclenché indirectement un énorme effondrement sous-lacustre dans l'ancien delta du Rhône. Cet événement a induit un tsunami géant sur le Léman et déposé une très grosse turbidite au fond du Grand-Lac (Kremer et al. 2012).

Les carottes de sédiments ont confirmé l'interprétation des données sismiques et ont permis la datation des événements de MTD grâce au radiocarbone, confirmant au passage la corrélation avec les données historiques relatives à la catastrophe de 563 AD. (Kremer et al. ; 2012 ; Kremer et al. 2012 ; 2014 ; 2015).

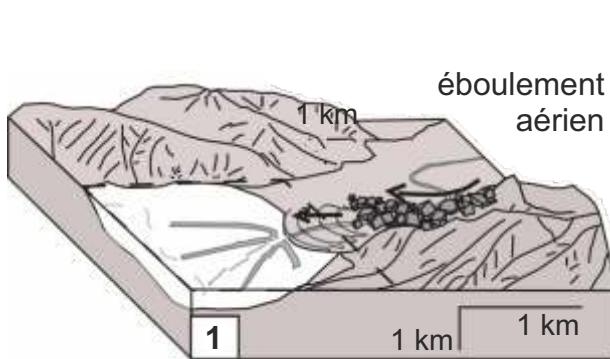


Le profil de sismique réflexion à haute résolution dans le fond du Léman (Grand-Lac) révèle cinq grands dépôts de transport de masse(MTD). Les lignes épaisses représentent des horizons de temps considérés et liés aux événements de MTD. Les lignes pointillées délimitent la base des dépôts. L'axe vertical ('TWT') indique la profondeur en temps double (s). D'après Kremer et al. 2015. Exagération verticale = 160 x.

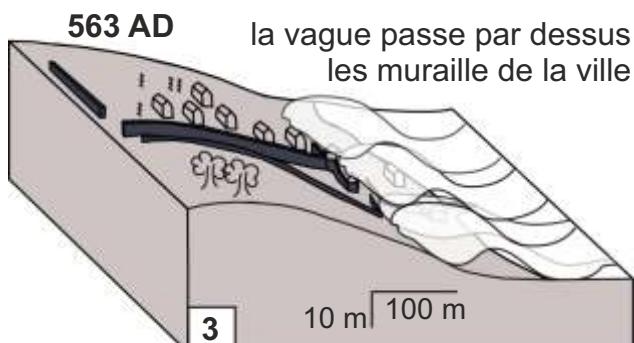
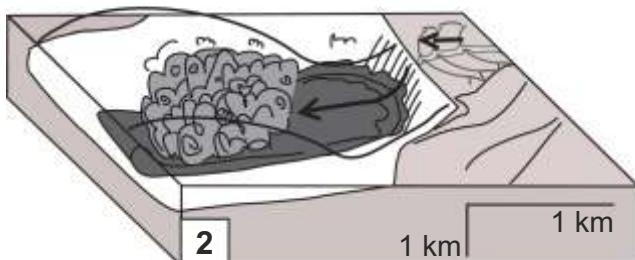
Histoire géologique du Bassin lémanique et occupations humaines



Photographie et lithologie de la carotte de sédiments Ku-IV avec les turbidites et les dépôts de transport de masse marqués en fond gris. Le dépôt de masse MTD A, interprété comme un glissement, est composé de couches de sédiments stratifiés déformées et pliées, surmontées de «mudclasts» incorporés dans une matrice silteuse homogène. La ligne pointillée indique la courbe d'âge selon la profondeur, en années calibrées BP et AD/BC. La turbidite de 563 AD (Kremer et al. 2012) correspond au dépôt de masse MTD G sur la ligne sismique (Kremer al. 2014).



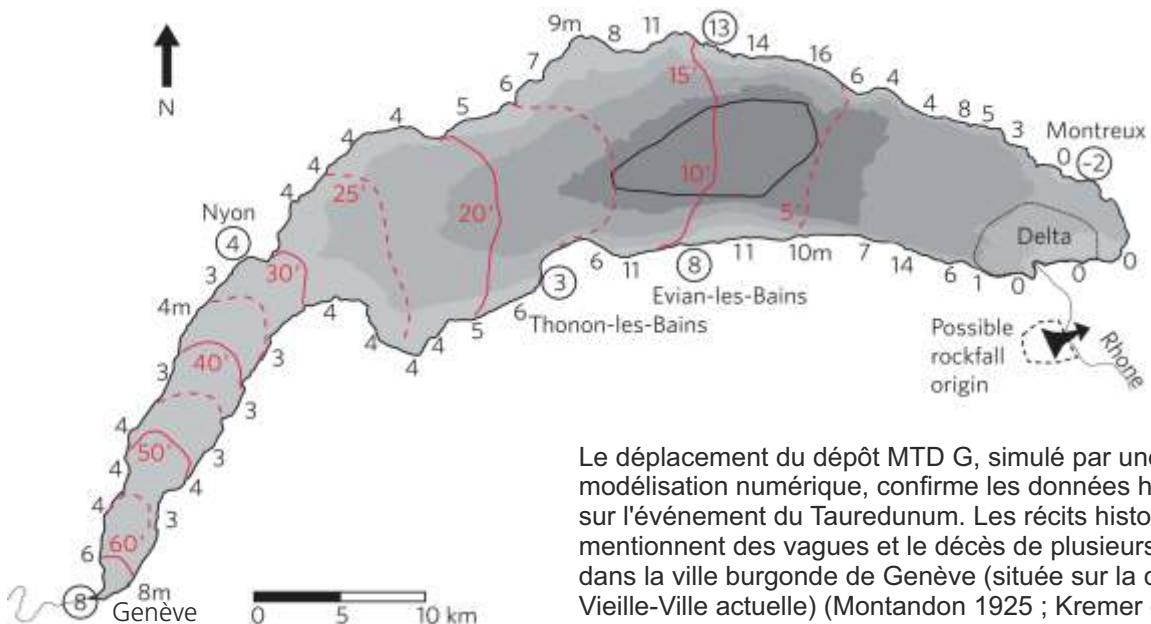
le mouvement des sédiments
crée une vague



Esquisse du processus géologique et limno-géologique décrivant les principales phases de l'événement de 563 AD. De l'éboulement aérien dans la vallée du Rhône (1), à l'effondrement du delta sous-lacustre du Rhône, suivi par la propagation d'un flux de turbidité et de débris (debris flow) générant une vague (2), qui se termine par un tsunami passant au-dessus des murailles de l'ancienne cité burgonde de Genève (3).



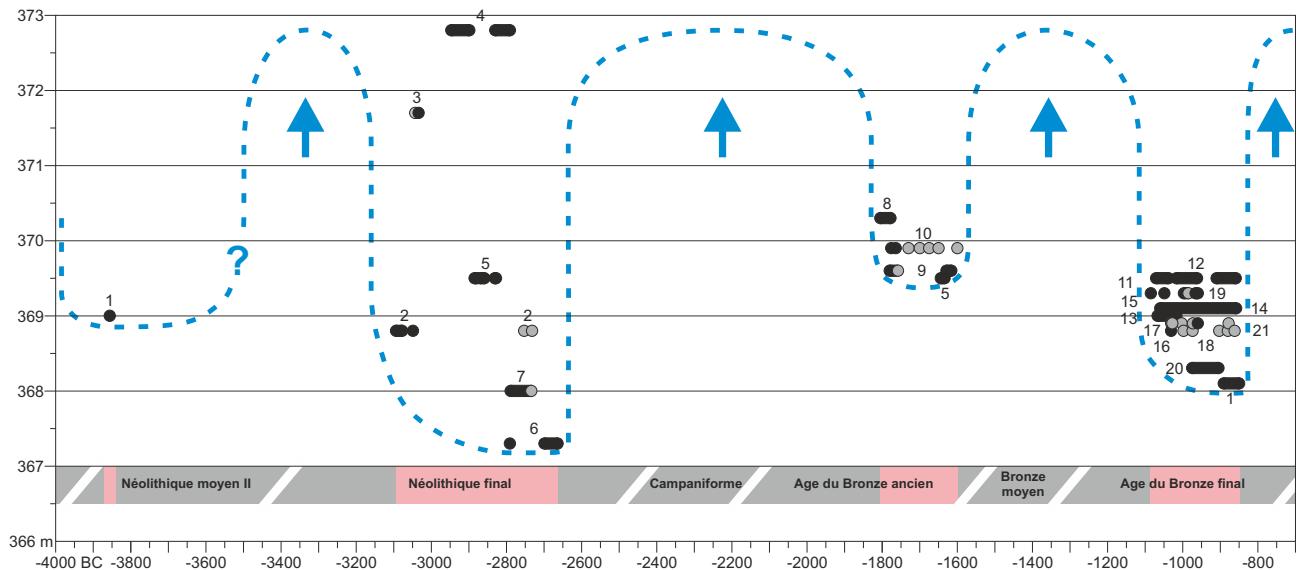
Reconstitution de la zone d'inondation probable de la vague de 8 m dans la cité burgonde de Genève (en blanc), avec ses bâtiments datant du 6^e siècle, les remparts et le pont, ainsi que la ligne de rive du lac (ligne noire épaisse) et en fond la photographie aérienne de la Genève actuelle. La région inondée a été estimée en tenant compte de la hauteur de l'arrivée de la première vague (au bord du lac) et de la topographie actuelle sans estimation du déferlement ('runup') de la vague (d'après Kremer et al. 2012).



Le déplacement du dépôt MTD G, simulé par une modélisation numérique, confirme les données historiques sur l'événement du Tauredunum. Les récits historiques mentionnent des vagues et le décès de plusieurs personnes dans la ville burgonde de Genève (située sur la colline de la Vieille-Ville actuelle) (Montandon 1925 ; Kremer et al. 2012).

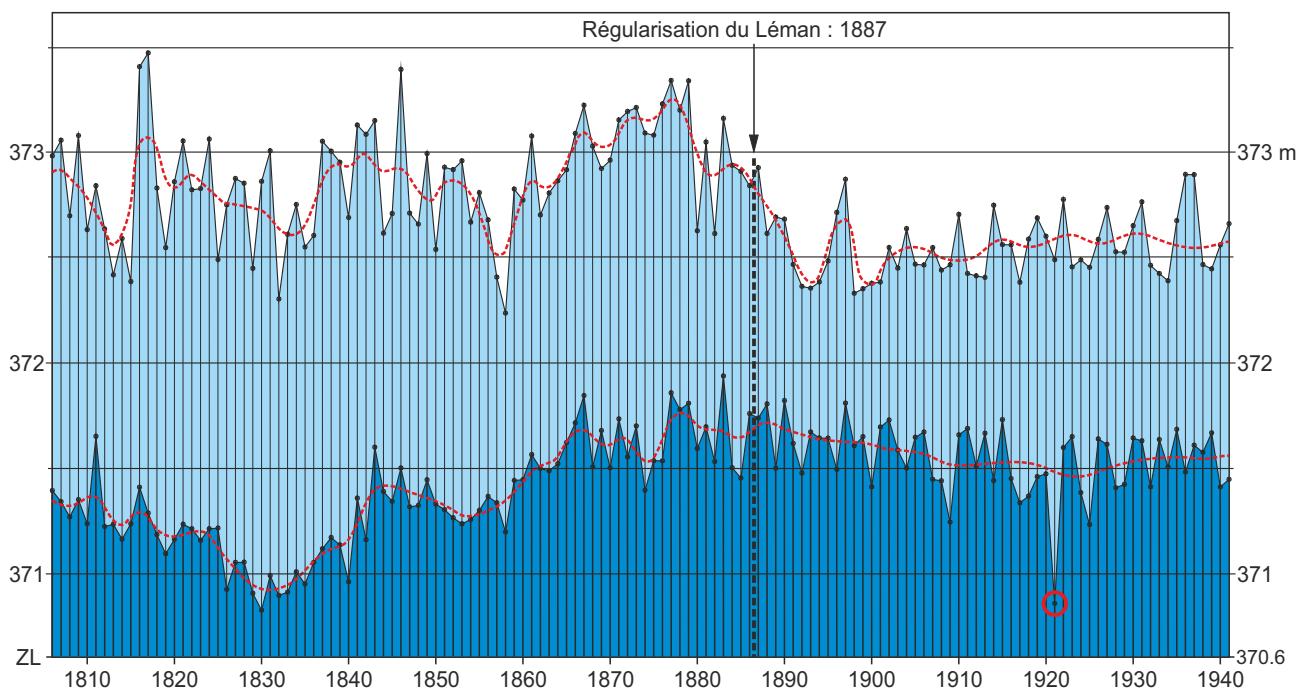
10. Evolution du niveau du Léman entre le retrait glaciaire et le présent

Après le retrait du glacier du Rhône et dès la période mésolithique (env. 6500 BC), le niveau du Léman s'est stabilisé à un niveau moyen proche de l'actuel. Toutefois, les variations climatiques et des événements géologiques ont causé des fluctuations séculaires et saisonnières d'une amplitude d'environ 9 m.



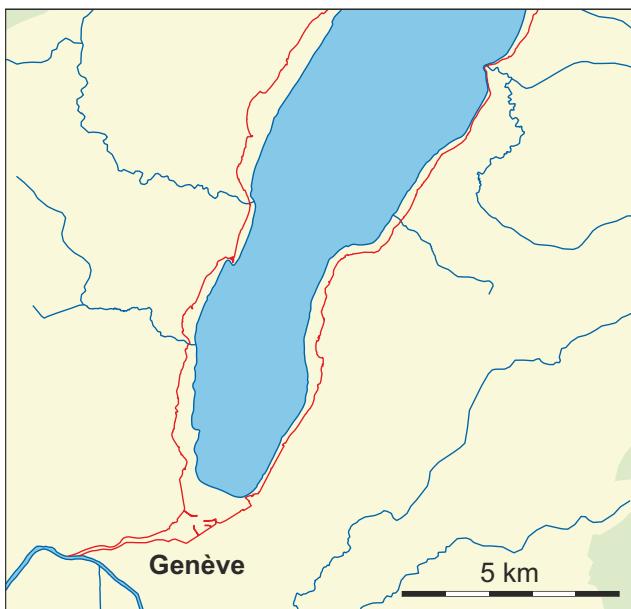
Positions chronologiques des stations littorales lémaniques avec les altitudes du niveau du lac probables pour chaque station. Périodes archéologiques régionales. 1-21 : sites archéologiques étudiés et datés par la dendrochronologie. En gris : datation données avec réserve (Corboud 2012).

Au 19^e siècle, des barrages ont été construits à Genève sur le Rhône pour faire tourner les machines hydrauliques de l'industrie locale. Ces installations ont causé d'importantes variations du niveau du lac, tant et si bien que le canton de Vaud a intenté un procès à l'Etat de Genève auprès du Tribunal fédéral suisse. Le «procès du Léman» a été résolu, en 1884, par la signature d'une Convention entre les cantons de Genève, Vaud et Valais, qui définit les limites possibles des variations du niveau du lac. La construction des vannes du Pont-de-la-Machine visait à appliquer cette convention. Depuis 1887, le niveau du Léman est donc régulé par le barrage de Pont-de-la-Machine et, depuis 1995, par le barrage du Seujet construit plus en aval.

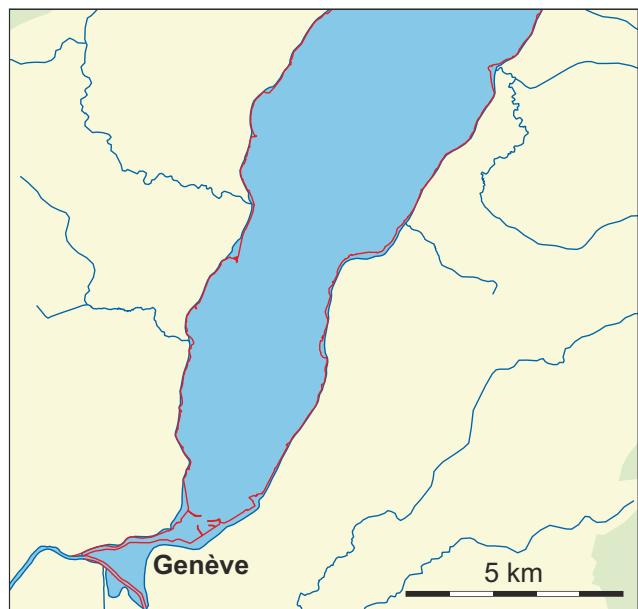


Variations extrêmes des niveaux d'eau du Léman entre 1806 et 1941 (valeurs annuelles maximales et minimales, en rouge les courbes lissées). Cercle rouge : la sécheresse de l'été 1921. Selon les données fournies par François-Alphonse Forel et par le «Service hydrologique et géologique fédéral».

Le régime des eaux du Léman, qui est largement influencé par les glaciers du bassin versant en amont du Rhône, peut changer rapidement si l'équilibre entre les précipitations, la fonte des glaciers et l'évapotranspiration est modifié. De faibles variations de température et de précipitations peuvent provoquer des fluctuations de niveau moyen, cela peut se passer à l'échelle du demi-siècle, dans une tranche d'altitude du niveau moyen de 367 à 372 m au moins. En revanche, les plus hauts niveaux de l'époque préhistorique et romaine ont probablement été causés par des accidents géologiques, survenus en aval de la jonction entre le Rhône et la rivière l'Arve à Genève.



Aux environs de 1000 ans BC (3000 BP), au moment de l'occupation des palafittes, le niveau du lac se trouve au-dessous de 369 m asl.

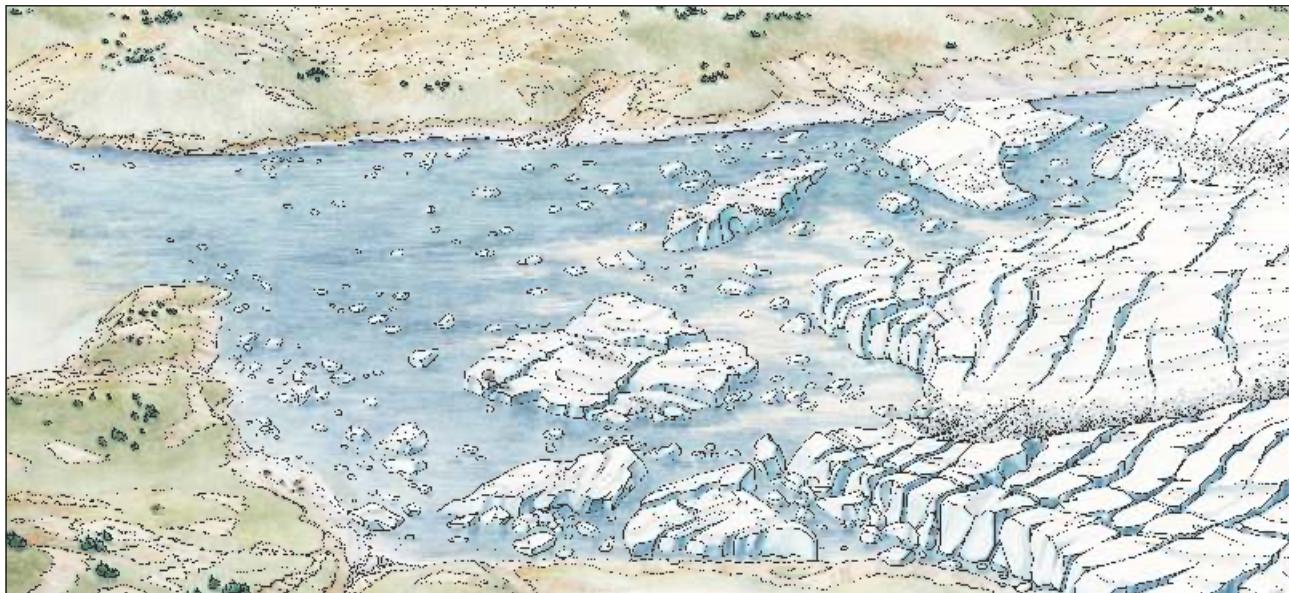


Pendant la période romaine (de 58 av. J.-C. à 476 apr. J.-C.), le niveau du lac est situé à environ 375 m asl (donc supérieur d'environ 3 m au niveau actuel).

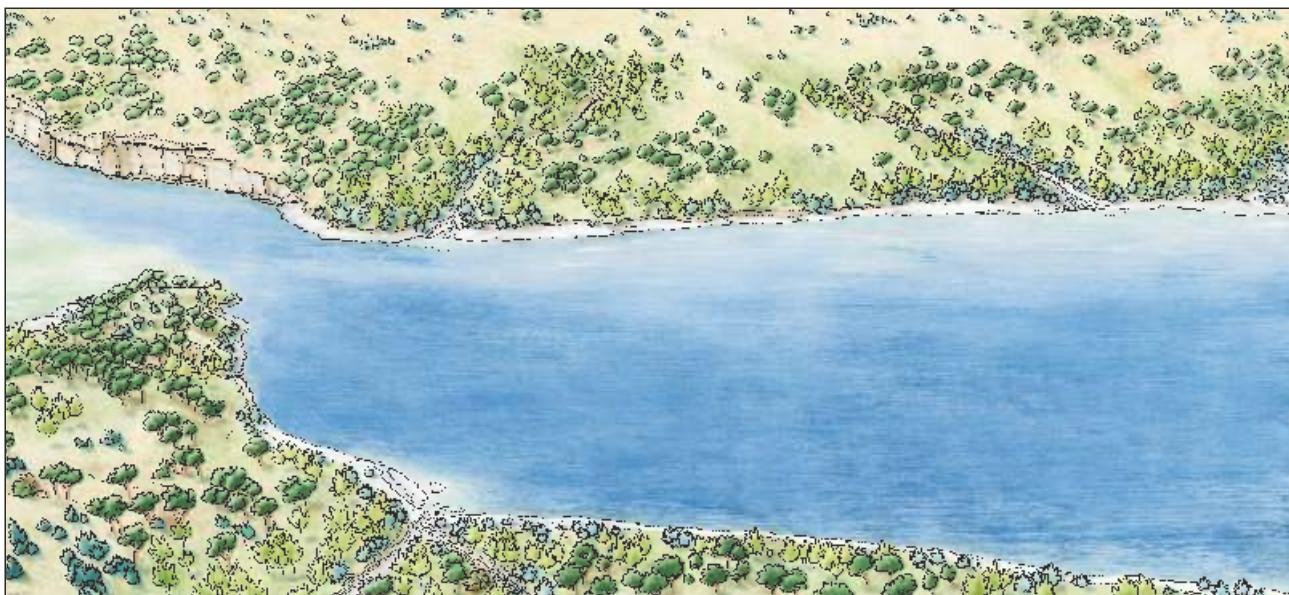


Très bas niveau du lac en été 1921 (370.85 m), vue sur la rive émergée des Grangettes, avec une barque sur le flanc. En arrière-plan : Chillon, Montreux et Clarens. La Patrie Suisse no 719, 13 avril 1921, p. 91.

11. La végétation Holocène et l'histoire du paysage



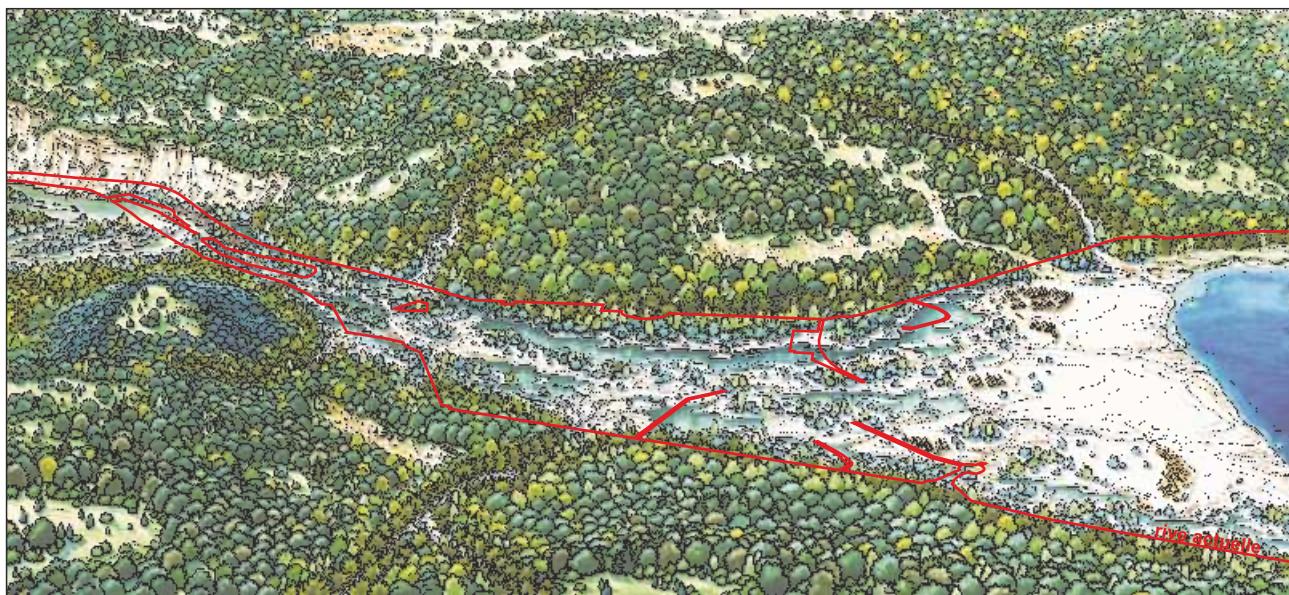
Paysage de la rade de Genève au moment du retrait glaciaire (environ 15'000 ans BC / 17'000 BP). La colline de Genève, issue d'un dépôt du glacier, émerge comme une péninsule. De gros blocs sont déposés sur les bords et au fond du lac, comme les «Pierres du Niton» qui ont été transportées de la partie orientale du massif du Mont-Blanc jusqu'à Genève par le glacier du Rhône (Sesiano et al., 2011). Le niveau du lac diminue progressivement, jusqu'à 470 et 430 m environ, puis à 405 m. Au cours de la période tardiglaciaire, une première faune est attirée par les herbacées, apparaissent aussi le genévrier (*Juniperus*), le bouleau nain (*Betula nana*) parmi une végétation pionnière clairsemée. Dans ce contexte, on peut imaginer que les derniers mammouths venaient s'abreuver dans les eaux troubles de la rade de Genève. Aux environs de 14'000 BC, le glacier du Rhône laisse la place à un bassin lacustre avec un niveau d'eau 33 à 36 m plus élevé qu'actuellement. (Dessins Yves Reymond, d'après Corboud et al. 2006 ; 2008).



Forêt de bouleaux et de pins dans la rade de Genève pendant le Bølling, environ 12'000 ans BC (14'000 BP). Le niveau du lac se stabilise à environ 380 m asl, c'est-à-dire 8 m plus haut que le niveau actuel. Au cours de cette période, les steppes sont envahies par les arbres et les arbustes, puis les forêts de bouleaux s'installent. Par la suite, pendant l'Allerød (entre 12'000 et 11'000 BC) s'établissent des forêts plus denses de pins et de bouleaux. Au cours du refroidissement climatique du Dryas récent (entre 11'000 et 9500 BC) l'accroissement des herbacées et de la végétation arbustive révèlent une ouverture de la forêt.



Paysage de la rade de Genève au début du Néolithique moyen (Atlantique récent). On assiste au développement de la forêt de feuillus, chênaie mixte (environ 4900 ans av. J.-C.). Le niveau du lac est proche de l'actuel, à environ 372 m asl. A cette époque, les forêts mixtes de feuillus perdent graduellement du terrain et sont remplacées par la hêtraie-sapinière. Ce n'est qu'avec le Néolithique (à partir de 5000 à 4000 ans av. J.-C.), que la présence de l'homme devient mieux perceptible, notamment avec les vestiges des villages préhistoriques littoraux de la Rade et avec le site d'habitat retrouvé sous le temple de Saint-Gervais. La découverte des pollens de céréales cultivées, datées du milieu du cinquième millénaire av. J.-C., confirme l'apparition de l'agriculture dans la région au moins vers 4500 ans av. J.-C. et donc de la présence de populations d'agriculteurs-éleveurs néolithiques.



Au cours de l'âge du Bronze final, vers 1000 av. J.-C., les occupations des villages littoraux sont présentes, tandis que les établissements humains construits sur la première terrasse en dessus du lac sont supposés. Pendant les bas niveaux de lac (environ 3 m inférieurs à l'actuel), le Rhône ne coulait plus dans la rade de Genève. Plusieurs villages ont été construits sur la surface du «Banc de Travers», un haut-fond sablo-argileux. A la fin de l'âge du Bronze, la végétation s'enrichit de nouvelles espèces telles que l'aulne blanc, l'érable et le frêne. La forêt occupe la plus grande partie de l'espace, avec une majorité de chênes, de noisetiers, ainsi que du hêtre. Dans les surfaces libérées par les eaux, les saules colonisent le terrain, tandis que les rives inondées sont peuplées de roselières, qui laissent la place, un peu plus haut, à une forêt riveraine d'aulnes et de frênes.

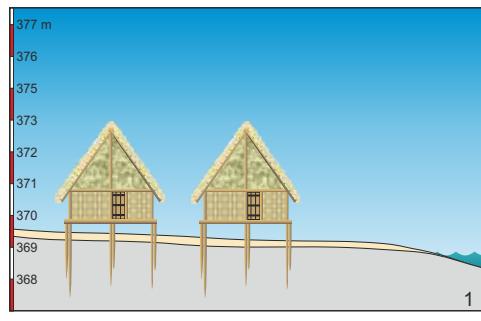
12. L'occupation humaine du Bassin genevois et ses relations avec l'environnement

Après le retrait des glaciers, la végétation pionnière d'herbacées occupe le territoire du Bassin lémanique. Ce milieu est favorable au passage de troupeaux de rennes et de chevaux sauvages. Cette faune attire les premiers chasseurs du Paléolithique supérieur, qui s'installent dans des abris sous blocs effondrés depuis les falaises calcaires du Salève. En plus du renne et du cheval, les Magdaléniens de Veyrier chassaient de nombreuses autres espèces comme le lièvre, la marmotte et le bouquetin. Par la suite, avec l'optimum climatique de l'Atlantique récent, vers environ 4500 av. J.-C., l'occupation humaine se développe dans la région genevoise.

Comme la forêt occupe une grande partie du paysage de plaine, les premiers agriculteurs et éleveurs doivent défricher la forêt avec des haches en pierre polie pour dégager des espaces de culture. Les premiers établissements palafittiques sont connus dès 4000 ans av. J.-C., ils correspondent à une baisse significative du niveau du lac.

La prochaine phase climatique (le Subboréal, de 3400 à 800 av. J.-C.) correspond aux occupations humaines du Néolithique final et de l'âge du Bronze. La partie occidentale du Bassin genevois est encore dominée par la chênaie mixte. Des fluctuations du niveau du lac provoquent des déplacements de villages, depuis les terrasses surplombant le lac vers les rives émergées lors des basses eaux (Corboud 1998 ; 2009).

Modèle d'un site palafittique, pendant l'âge du Bronze final (vers 1050-850 av. J.-C.)

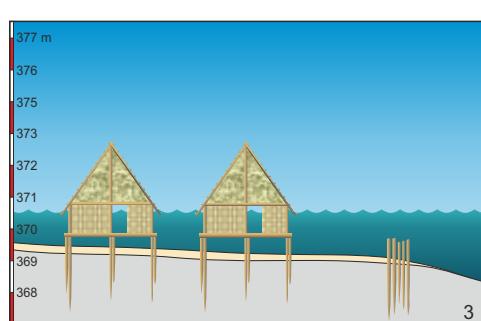


1. Entre 1200 et 1100 BC, une baisse significative du niveau des lacs est connue sur l'ensemble du Plateau suisse, mais également dans la région lémanique. Cette régression importante entraîne une baisse du Léman d'au moins 3 m, à 369 m asl environ. Dans la rade de Genève, deux villages sont construits et occupés dès 1067 BC (Corboud 2003).

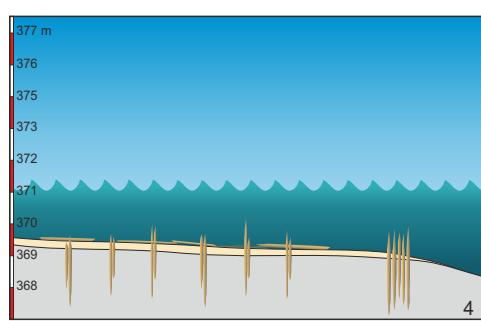


2. Les tempêtes estivales de bise endommagent très probablement les premières maisons les plus exposées, elles nécessitent la construction d'une palissade de protection brise-vagues, vers le lac à quelques mètres des maisons, pendant l'année 993 BC.

Durant l'été, quand les eaux sont particulièrement hautes, la palissade sert de protection pour que les planchers des maisons, légèrement surélevés, ne soient pas détruits par les fortes vagues.



3. Avant l'année 858 BC, le niveau du lac est de plus en plus élevé en été. Dans les années qui suivent, la transgression du lac est trop importante pour permettre de poursuivre l'occupation du village, l'établissement est alors abandonné et les constructions sont rapidement détruites par les fortes tempêtes de bise. Le niveau du Léman atteint ainsi une altitude de 370 à 371 m asl.



Actuellement, dans la rade de Genève, avec le contrôle artificiel du niveau du lac à environ 372 m asl, seuls les pilotis peuvent encore résister à l'érosion des vagues. Néanmoins, ils sont souvent brisés au niveau du sol et ne sont accompagnés que de quelques objets archéologique en bronze et en pierre, qui se concentrent à l'interface entre la couche d'argile glacio-lacustres et le sable superficiel.

En 2011, les sites palafittiques préhistoriques autour des Alpes ont été inscrits au Patrimoine mondial de l'UNESCO.

Une sélection représentative de 111 sites préhistoriques littoraux dans six pays (France, Allemagne, Autriche, Italie, Slovénie et Suisse) est ainsi classée par l'UNESCO.
www.palafittes.org

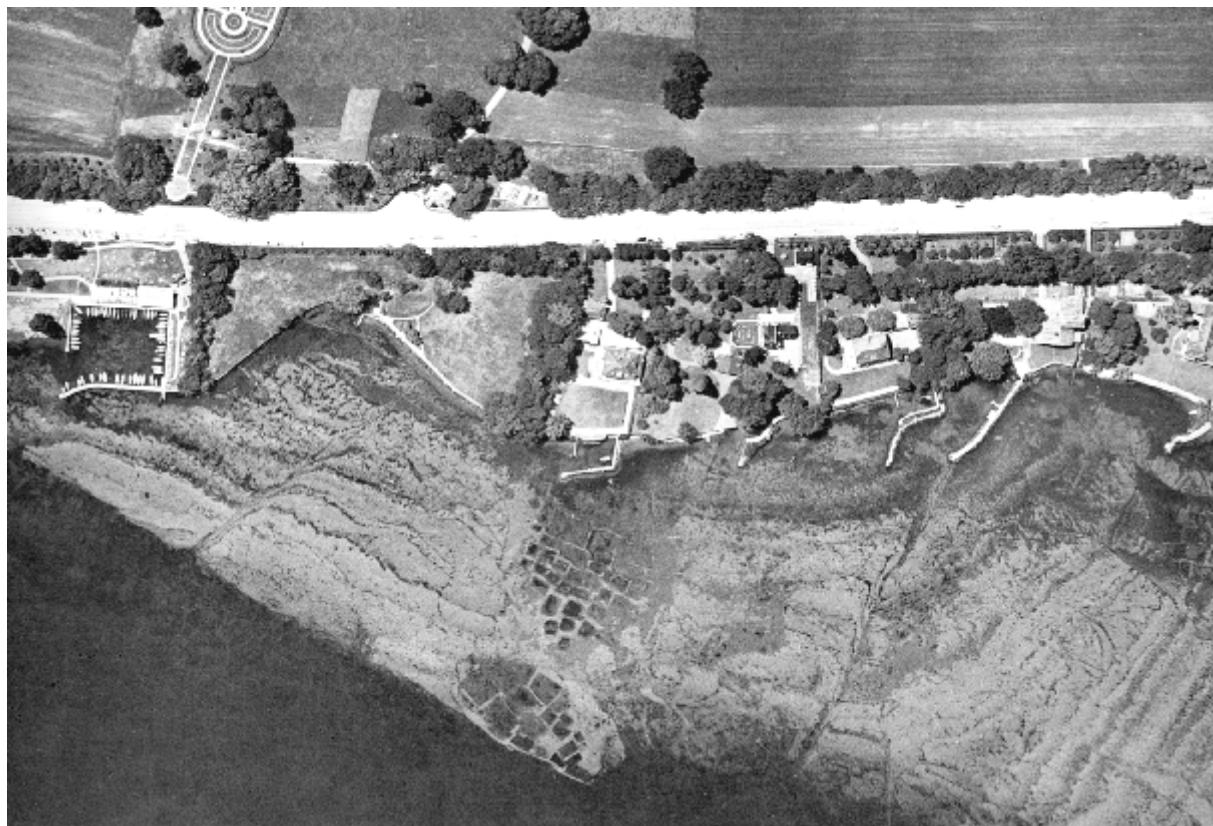


Organisation
des Nations Unies
pour l'éducation,
la science et la culture



Sites palafittiques préhistoriques
autour des Alpes
Patrimoine mondial depuis 2011

13. La ville de Genève construite avec les ressources géologiques locales



Carrières sous-lacustres d'exploitation de la Molasse utilisées jusqu'en 1700. Collex-Bossy, La Pierrière. Photo du Service du cadastre de Genève.



Extraction de la Molasse dans le jardin botanique de Genève en 2010. Photo Mello & Fils SA, Carouge.



Port de Genève, lors du déchargement des blocs de calcaire transporté par bateau depuis les carrières de Meillerie (juin 1899). BGE, Centre d'iconographie genevoise.



Le Palais Wilson, un ancien hôtel sur la rive droite de la rade de Genève, a été construit entre 1873 et 1875 avec de la Molasse. De 1920 à 1936, il est devenu le siège de la Société des Nations, jusqu'à ce qu'il déménage dans le nouveau Palais des Nations. À l'heure actuelle, le Palais Wilson sert de bureau au Haut-Commissariat aux droits de l'homme. Photo prise entre 1905 et 1919. BGE, Centre d'iconographie genevoise.

11. Bibliographie

- Ammann (B.), Gaillard (M.-J.), Lotter (A.F.). 1996. Switzerland. In : Berglund (B.E.), Birks (H.J.B.), Ralska-Jasiewiczowa (M.), Wright (H.E.), ed. Palaeoecological events in Europe during the last 15,000 years : regional syntheses of palaeoecological studies of lakes and mires in Europe. Chichester, New-York : J. Wiley. (International geological correlation programme ; project 158 B), 647-666.
- Bini (A.), Buoncristiani (J.-F.), Coutterand (S.), Ellwanger (D.), Felber (M.), Florineth (D.), Graf (H.R.), Keller (O.), Kelly (M.), Schlüchter (C.), Schoeneich (P.). 2009. Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) = La Suisse durant le dernier maximum glaciaire = La Svizzera durante l'ultimo massimo glaciale = Switzerland during the last glacial maximum. Wabern : Bundesamt für Landestopografie Swisstopo.
- Bravard (A.), Debray (D.). 1991. Atlas climatique de la Haute-Savoie. Chamonix : Assoc. météorologique départementale, Ateliers Esope.
- Corboud (P.), Rachoud-Schneider (A.-M.), Studer (J.). 2006, rééd. 2008. L'environnement. In : Gallay (A.), ed. Des Alpes au Léman : images de la préhistoire. Gollion : Ed. Infolio, 15-46.
- Corboud (P.). 1998. La préhistoire du Bassin lémanique : l'apport des sites littoraux. Archives des Sciences (Genève), 51, 1, avril, 71-89.
- Corboud (P.). 2003. Les occupations préhistoriques de la rade de Genève au Bronze final : les stations des Pâquis. In : Besse (M.), Stahl Gretsch (L.-I.), Curdy (P.), ed. ConstellaSion : hommage à Alain Gallay. Lausanne : Cahiers d'archéologie romande. (Cahiers d'archéologie romande ; 95), 243-254.
- Corboud (P.). 2009. La mise en place du paysage : l'environnement préhistorique du Bassin genevois. In : L'archéologie en territoire genevois. Archéologie suisse, 32, 2, 4-11.
- Corboud (P.). 2012. L'archéologie lémanique un siècle après F.A. FOREL : quelques questions encore à résoudre... Archives des Sciences (Genève), 65, 237-248.
- Corella (J. P.), Arantegui (A.), Loizeau (J.-L.), DelSontro (T.), Le Dantec (N.) Stark, (N.), Anselmetti (F.S.), Girardclos (S.). 2014. Sediment dynamics in the subaqueous channel of the Rhone Delta (Lake Geneva, France/Switzerland). Aquatic Sciences, 76, S1, 73-87.
- Delebecque (A.). 1898. Les lacs français, Paris : Chamerot et Renouard.
- Dupuy (D.). 2006. Etude des sédiments quaternaires, de la Molasse et sa tectonique, dans le Grand Lac (Léman) à partir de données sismiques 2D et 3D. PhD thesis. Lausanne : Faculté des géosciences et de l'environnement de l'Université.
- Fiore (J.), Girardclos (S.), Pugin (A.), Gorin (G.), Wildi (W.). 2011. Würmian deglaciation of western Lake Geneva (Switzerland) based on seismic stratigraphy. Quaternary science review, 30, 3-4, 377-393.
- Forel (F.-A.). 1892. Les cartes hydrographiques du Léman. In : Forel (F.-A.). Le Léman (Tome 1) : Lausanne : F. Rouge. 29-33.
- Forel (F.-A.). 1892-1904, (rééd. 1969, Genève). Le Léman : monographie limnologique. Lausanne : F. Rouge.
- Giovanoli (F.). 1990. Horizontal transport and sedimentation by interflows and turbidity currents in Lake Geneva. In : Tilzer (M.M.), Serruya (C.) eds. Large lakes : ecological structure and function. Berlin : Springer. 175-195.
- Girardclos (S.), Baster (I.), Wildi (W.), Pugin (A.), Rachoud-Schneider (A.-M.). 2003, Bottom-current and wind-pattern changes as indicated by Late-Glacial and Holocene sediments from western Lake Geneva (Switzerland). Eclogae geologicae Helvetiae, 96, S1, 39-48.
- Girardclos (S.), Fiore (J.), Rachoud-Schneider (A.-M.), Baster (I.), Wildi (W.). 2005. Petit-Lac (western Lake Geneva) environment and climate history from deglaciation to the present : a synthesis. Boreas, 34, 417-433.
- Girardclos (S.), Hilbe (M.), Corella (J.P.), Loizeau (J.-L.), Kremer (K.T.D.), Arantegui (A.), Moscariello (A.), Arlaud (F.), Akhtman (Y.), Anselmetti (F.S.), Lemmin (U.). 2012. Searching the Rhone delta channel in Lake Geneva since François-Alphonse Forel. Archives des Sciences (Genève), 65, 103-118.
- Gorin (G.E.), Moscariello (A.). 2013. Léman et gaz de schiste : un souci infondé. Lémaniques (Bull. assoc. Sauvegarde du Léman), sept. 2013, 2-6.
- Kremer (K.), Hilbe (M.), Simpson (G.), Decrouy (L.), Wildi (W.), Girardclos (S.). (2015). Reconstructing 4000 years of mass movement and tsunami history in a deep peri-Alpine lake (Lake Geneva, France-Switzerland). Sedimentology.
- Kremer (K.), Marillier (F.), Hilbe (M.), Simpson (G.), Dupuy (D.), Yrro (B.J.F.), Rachoud-Schneider (A.-M.), Corboud (P.), Bellwald (B.), Wildi (W.), Girardclos (S.). 2014. Lake dwellers occupation gap in Lake Geneva (France-Switzerland) possibly explained by an earthquake-mass movement-tsunami event during Early Bronze Age. Earth and planetary science letters, 385, 28-39.

Histoire géologique du Bassin lémanique et occupations humaines

- Kremer (K.), Simpson (G.), Girardclos (S.). 2012. Giant Lake Geneva tsunami in AD 563. *Nature Geoscience*, 5, 11, 756-757.
- Kremer (K.). 2014. Reconstructing 4000 years of event history in deep Lake Geneva (Switzerland-France) : Insights from the sedimentary record. PhD thesis nr. 4675. Genève : Faculté des Sciences de l'Université.
- Lambert (A.), Giovanoli (F.). 1988. Records of riverborne turbidity currents and indications of slope failures in the Rhône delta of Lake Geneva. *Limnology and Oceanography*, 33, 3, 458-468.
- Le Thi (A.D.), De Pascalis (F.), Umgieser (G.), Wildi (W.). 2012. Structure thermique et courantologie du Léman : Thermal structure and circulation patterns of Lake Geneva. *Archives des Sciences (Genève)*, 65, 65-80.
- Lemmin (U.). 1998. Courantologie lémanique. *Archives des Sciences (Genève)*, 51, 1, 103-120.
- Loizeau (J.-L.). 1991. La sédimentation récente dans le delta du Rhône, Léman : processus et évolution. PhD Thesis sc. no 2514. Genève : Faculté des sciences de l'Université.
- Lotter (A.F.). 1999. Late-glacial and Holocene vegetation history and dynamics as shown by pollen and plant macrofossil analyses in annually laminated sediments from Soppensee, Central Switzerland. *Vegetation history and archaeobotany*, 8, 165-184.
- Mallet (H.). 1781. Carte de la Suisse romande qui comprend le Pays de Vaud et le Gouvernement d'Aigle. Genève : Monty.
- Montandon (F.). 1925. Les éboulements de la Dent du Midi et du Grammont (examen critique de la question du Tauredunum). *Le Globe : bulletin et mémoires de la Société de géographie (Genève)*, 64, 35-91.
- Pugin (A.), Bezat (E.), Weidmann (M.), Wildi (W.). 1993. Le bassin d'Ecotaux (Vaud, Suisse) : témoin de trois cycles quaternaires. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 86, 2, 343-354.
- Sastre (V.), Loizeau (J.-L.), Greinert (J.), Naudts (L.), Arpagaus (P.), Anselmetti (F.-S.), Wildi (W.). 2010. Morphology and recent history of the Rhone River Delta in Lake Geneva (Switzerland). *Swiss Journal of Geosciences*, 103, 33-42.
- Sesiano (J.), Schnyder (C.), Proz (P.-A.), Gnos (E.), Schaltegger (U.). 2011. Les Pierres du Niton revisitées : soubassement, minéralogie, datation et origine. *Archives des Sciences (Genève)*, 64, 1-2, 81-90.
- Stravers (J.A.), Powell (R.D.). 1997. Glacial debris flow deposits on the Baffin Island shelf: seismic facies architecture of till-tongue-like deposits. *Marine Geology*, 143, 1-4, 151-168.
- Wildi (W.), Moscariello (A.), Pugin (A.). 1999. Histoire glaciaire du Léman. In : Bertola (C.), Goumand (C.), Rubin (J.-F.), ed. *Découvrir le Léman : 100 ans après François-Alphonse Forel. Colloque pluridisciplinaire (16-18 sept. 1998 ; Nyon)*. Nyon : Musée du Léman ; Genève : Slatkine, 399-414.
- Wildi (W.), Pugin (A.). 1998. Histoire géologique du relief du Bassin lémanique. *Archives des Sciences (Genève)*, 51, 1, avril, 5-12.

**Ce document est aussi disponible en anglais dans
les Archives ouvertes de l'Université de Genève sous :**

Girardclos (S.), Corboud (P.) and Wildi (W.). 2014. Limnogeological cruise on Lake Geneva : geological history of the Lake Geneva basin and human settlements. Guidebook for ISC 2014 Excursion (August 20th 2014), Section des Sciences de la Terre et de l'Environnement. Geneva : University of Geneva.

English version is downloadable on :

<https://archive-ouverte.unige.ch/unige:39356>

et

<https://archive-ouverte.unige.ch/unige:39357>

