

Chapitre 4

LE NORD DU BUGEY

1. Grandes subdivisions

Cette région est couverte par la carte géologique à 1/50 000 de Nantua et celle de St Julien en Genevois pour la bordure Est. Elle peut être subdivisée en bandes orientées sensiblement NNE-SSW depuis la vallée de l'Ain à l'Ouest à celle du Rhône à l'Est :

le faisceau du Bertiad

l'anticlinal de l'Avocat-Bois de Samogat

la Combe du Val-le synclinal d'Oyonnax

l'anticlinal des Monts d'Ain-Apremont

le synclinal de Charix

l'anticlinal de Cormaranche-les Moussières et Plagne

le plateau de Retors, le Crêt du Nu et le secteur de Champfromier

la cluse de Nantua recoupe les structures à l'Est.

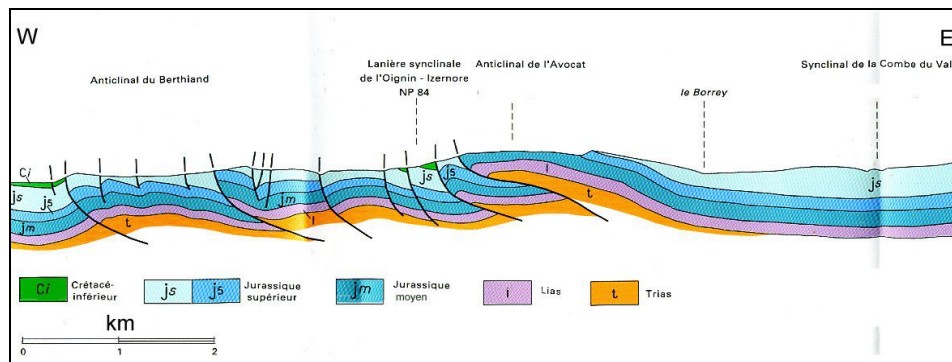


Figure 1 : les grandes structures au Nord du Bugey. La cluse de Nantua est repérée par le tracé de l'autoroute A 40 de Nantua à Châtillon de Michaille.

Le faisceau du Bertinand

C'est une structure complexe, intensément faillée, relais au Nord du faisceau d'Ambérieu, qui est limitée par la vallée de l'Ain à l'Ouest, le faisceau du Mont Coirent et le Revermont en bordure de la Bresse. Les étroites lanières anticlinales et synclinales sont limitées par des failles NNE-SSW et découpées par des décrochements WNW-ESE et ENE-WSW (voir figure 2). Cette disposition est à rattacher au style « ultra-comtois » des auteurs. Les grands synclinaux sont remplis de dépôts glaciaires. Au-dessus de l'Île Chambod, le Jurassique supérieur forme une falaise qui domine la vallée de l'Ain.

Au col du Bertinand, un affleurement de Lias supérieur a été signalé au cœur de la structure anticlinale. Tout cet ensemble haché de failles a glissé sur le Trias lubrifiant en direction de la Bresse.



L'anticlinal de l'Avocat

Cette lanière anticlinale à cœur de Jurassique moyen domine à l'Est la combe du Val. Elle s'ennoie dans les dépôts quaternaires à la hauteur du Lac de Nantua pour se poursuivre au Nord par le faisceau du Mollard aux Biches et du Bois de Samognat qui dominent le synclinal d'Oyonnax. De nombreux accidents transversaux décalent les structures qui sont déversées vers l'Ouest.

La Combe du Val et le synclinal d'Oyonnax

Son remplissage quaternaire est fait de dépôts fluvio-glaciaires et fluvio-lacustres. Il a été bien étudié lors de la construction de l'autoroute A404 vers Oyonnax. Vers Saint Martin du Frêne, les fonds de la vallée de l'Oignin et de la plaine de Brion sont constitués d'alluvions essentiellement limono-argileuses avec des passées graveleuses. L'épaisseur de ces alluvions est très variable (de 2 à plus de 15 m). Ces sols compressibles ont posé un problème particulier à proximité du noeud autoroutier de Saint-Martin-du-Frêne et dans la plaine de Brion où les remblais atteignent 10 m : en effet, sous de telles hauteurs de remblais les tassements pouvaient atteindre 1 m.

Géologie du Bugey

Au Nord de Port, la vallée du ruisseau de l'Ange est occupée par des dépôts fluvio-glaciaires disposés en terrasses dont l'épaisseur varie entre 5 et 20 m. Il s'agit de graviers à matrice sableuse ou limoneuse comprenant des blocs dont le volume peut dépasser le mètre cube. On y trouve aussi des lentilles argileuses ou sableuses. Vers Oyonnax, on trouve une accumulation sur 15 m de hauteur de matériaux fins d'origine lacustre.

L'anticlinal des Monts d'Ain

Cette lanière anticlinale à coeur de Jurassique moyen traverse toute la partie nord du Bugey. Elle est profondément entaillée par la cluse de Nantua. Elle chevauche à l'Est le synclinal de Charix et son prolongement méridional (Combe Ferirand puis synclinal d'Hauteville). La combe de Vau, empruntée par l'autoroute jusqu'au tunnel de Chamoise, met à jour le Lias.

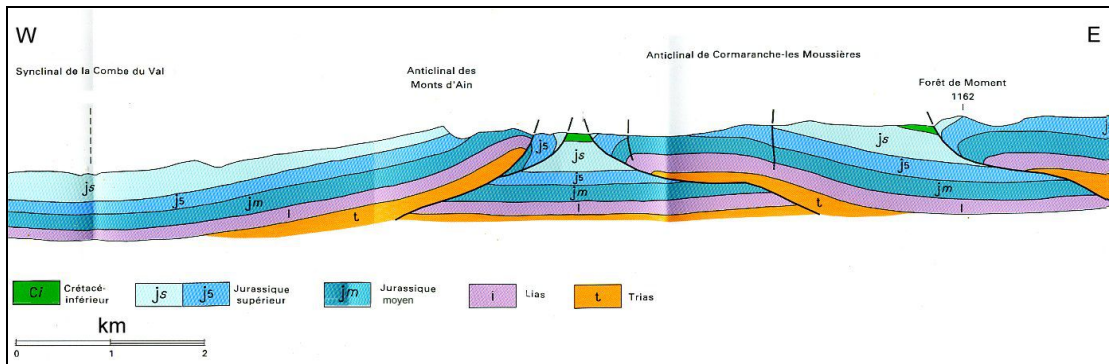


Figure 3: chevauchement de l'anticlinal des Monts d'Ain et de celui de Cormaranche-Les Moussières (modifié d'après C. Mangold et al., 2004).

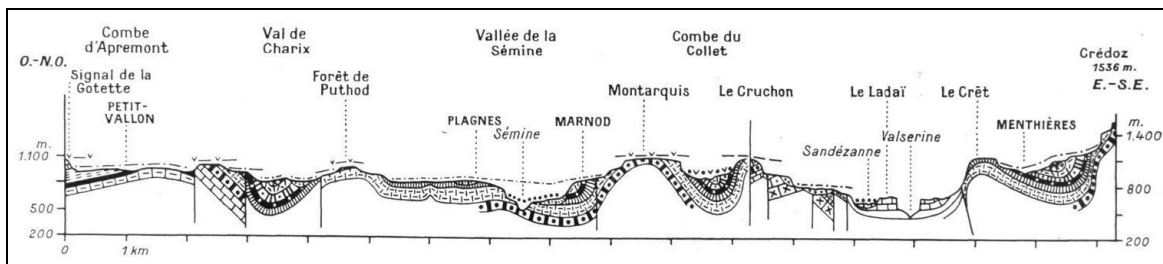


Figure 4 : une interprétation ancienne de la structure de la bordure Nord de la cluse de Nantua (Dubois M., Lebeau R., 1962) ; les failles, figurées ici comme verticales, sont en majorité inclinées ; comparer avec la coupe précédente.

Le synclinal de Charix

C'est le prolongement septentrional du synclinal d'Hauteville. Réduit à quelques lanières au Sud, il s'élargit au Nord de la cluse de Nantua ; les terrains du Crétacé inférieur sont recouverts de dépôts quaternaires d'origine glaciaire. Au-delà du Lac Genin, il se réduit à d'étroites lanières faillées mettant à jour des calcaires du Crétacé supérieur.

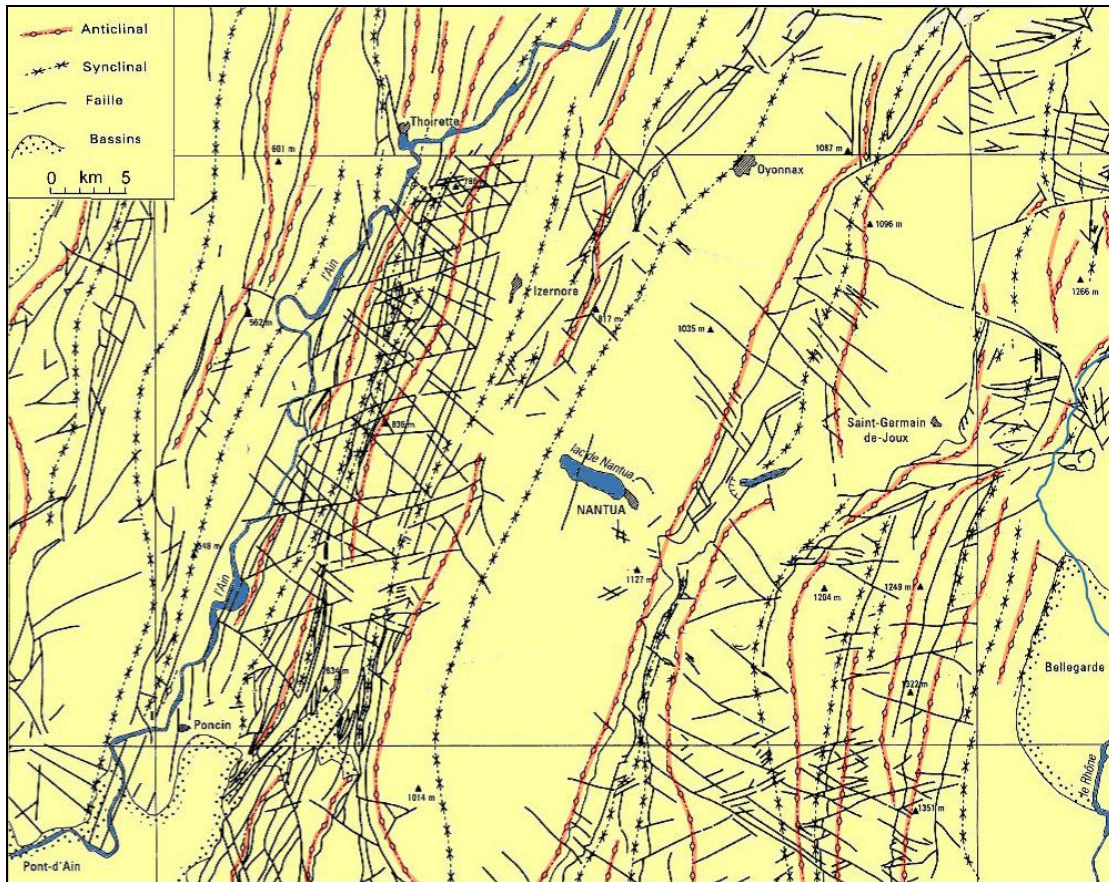


Figure 5: schéma structural du Nord du Bugey, modifié d'après C. Mangold et al., 2004.

L'anticlinal de Cormaranche-les Moussières et le monoclinale de Plagne

C'est le prolongement de la structure anticlinale bordant à l'Est le synclinal d'Hauteville (voir chapitre 3). Il est déversé vers l'Ouest et chevauche le synclinal de Charix. Il est relayé au Nord de la cluse par l'unité monoclinale de Plagne dont les couches de Jurassique supérieur sont légèrement inclinées vers l'Est.

Le Plateau de Retors, le Crêt du Nu et le secteur de Champfromier

Au Sud de la cluse, la limite orientale du Haut Bugey comprend principalement le plateau de Retors, en prolongement du Valromey, et la chaîne du Crêt du Nu qui domine la dépression de la Michaille et la vallée du Rhône. Au Nord, le secteur de Champfromier se compose de deux synclinaux séparés par un anticlinal de faible importance ; il est limité à l'Est par la Vallée de la Valserine. Au delà, le Crêt d'Eau qui domine Bellegarde et la Chaîne des Monts Jura sont considérés comme ne faisant plus partie du Bugey.

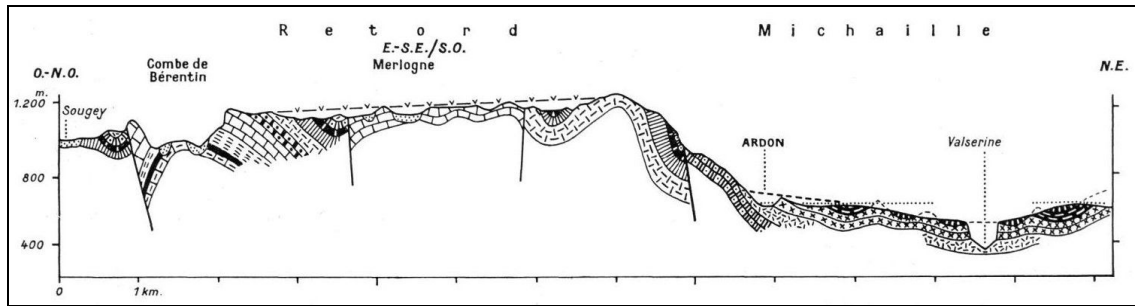


Figure 6: coupe sur la bordure sud de la cluse de Nantua au niveau du Plateau de Retord (Dubois M., Lebeau R., 1962) : mêmes observations que pour la figure 4.

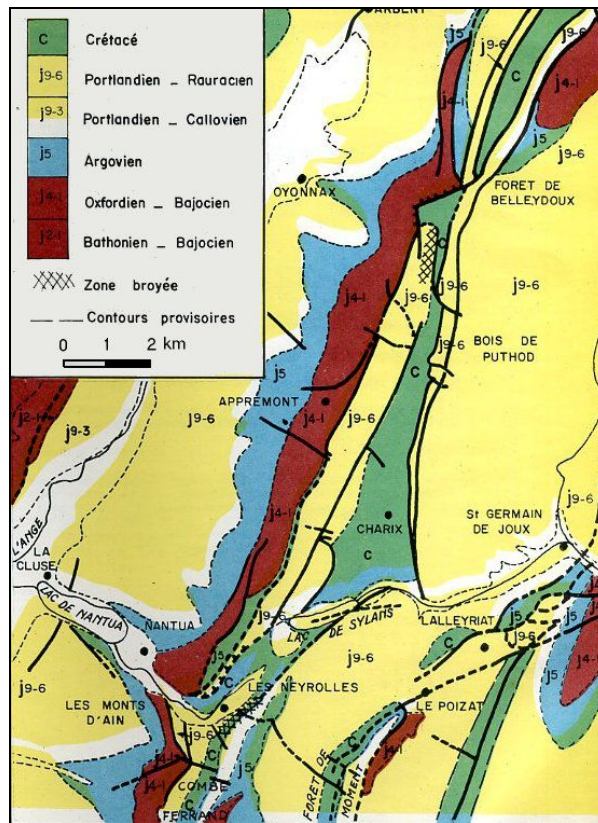


Figure 7 : chevauchement de l'anticlinal des Monts d'Ain au Nord de la cluse de Nantua (modifié d'après M. Clin et al., 1964)

La cluse de Nantua

Elle est perpendiculaire aux grandes unités structurales depuis la Combe du Val jusqu'à la Michaille et Bellegarde à l'Est. Son tracé est sinueux tantôt NW-SE tantôt SW-NE et correspond à la direction d'accidents transversaux. Elle a été empruntée par le glacier jurassien qui y a déposé des dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires, en particulier aux extrémités est et ouest.

2. Quelques sites remarquables

Saint Martin du Frêne et la Plaine des Eaux Mortes

La Plaine des Eaux Mortes est une zone mal drainée correspondant à l'emplacement du glacier puis du Lac de Nantua à son début. Elle est remplie par des dépôts glacio-lacustres dont l'épaisseur peut atteindre localement 90 m. Au Sud, à Saint-Martin-du-Frêne, comme au Nord à Montréal-la Cluse et à l'Ouest à Nurieux, des bourrelets topographiques arqués correspondent à la moraine frontale de cette langue de glace. Les matériaux apportés par le glacier sont visibles à l'occasion de travaux de terrassement le long de la D 1084 entre Saint Martin du Frêne et Port.

Cette zone de plaine semble avoir eu au début du Pliocène un exutoire vers le Sud-Ouest en mettant en place notamment le réseau karstique de la grotte du Cerdon.

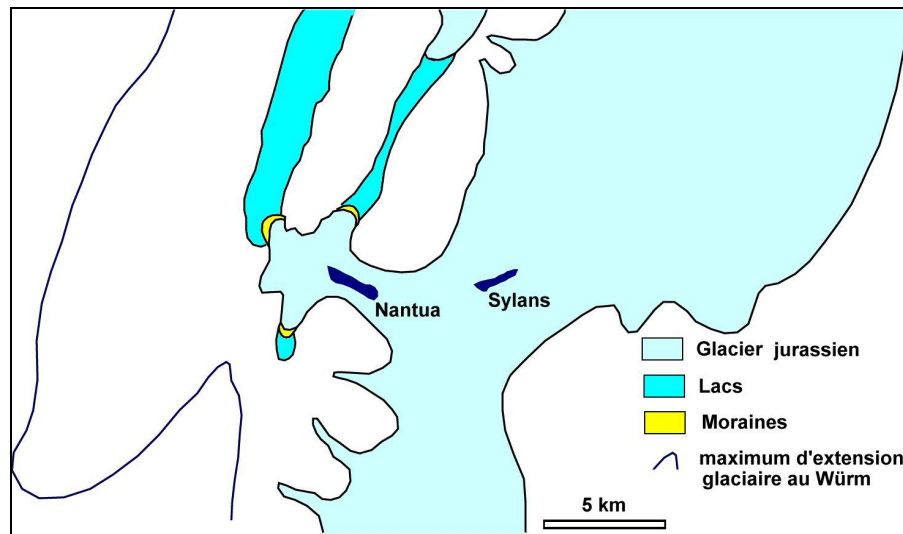


Figure 8 : extension de la calotte jurassienne à la fin du Würm (modifié d'après C. Mangold et R. Enay, 2004).



Figure 9 : Bloc erratique calcaire dans une moraine du Würm au Nord de Montréal-la-cluse

Lac de Nantua

Comme la plupart des autres lacs de la région, le Lac de Nantua, au débouché de la cluse du même nom, résulte du surcreusement du glacier du Jura. D'une superficie de 1,41 km², il est dominé au Nord et au Sud par les falaises calcaires du Jurassique supérieur. Sa profondeur maximale est de 42,9 m, soit un volume d'eau de 40 millions de m³. A la fonte du glacier, le lac s'étendait sur la Plaine des Eaux Mortes jusqu'aux moraines frontales de Nurieux, Montréal et Saint-Martin du Frêne,



Figure 10 : vue aérienne de la partie est du lac ; la Barre des Fêcles domine l'entrée de Nantua.



Figure 11: la Barre des Fècles au dessus de Nantua (photo aérienne verticale IGN).

Au dessus de Nantua, la barre des Fècles domine la ville. C'est un pan de la falaise jurassique, long de 550 m, qui s'est détachée et glisse lentement sur la pente en menaçant la ville. Depuis 1989, le glissement est sous surveillance du B.R.G.M. Des capteurs ont été installés et des ouvrages de protection ont été construits au dessus de la ville afin de prévoir et arrêter les chutes de blocs rocheux (voir A.M. Malatraït, 1991).

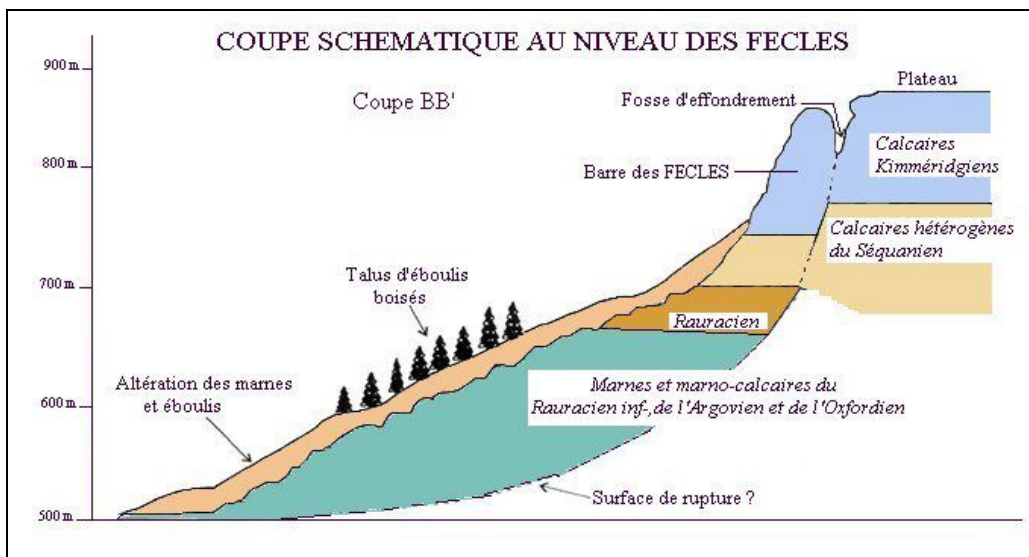


Figure 12: coupe schématique au niveau de la Barre des Fècles.

<http://www2.ac-lyon.fr/enseigne/biologie/ress/geologie/nantua/>

- L'instabilité rocheuse de la falaise peut produire 3 types d'aléas :
- des chutes de blocs dont le volume est inférieur à 1 m^3
 - des éboulements d'une dizaine de m^3 à quelques centaines de m^3
 - des écroulements de pans de falaise désolidarisée par une fissure de décollement.

Elle est favorisée par la structure de la roche, par ses déformations tectoniques ainsi que par des phénomènes de gélification et d'altération dus à l'action de l'eau. Les éléments rocheux provenant des chutes de blocs et des éboulements s'accumulent en cônes d'éboulis vifs.

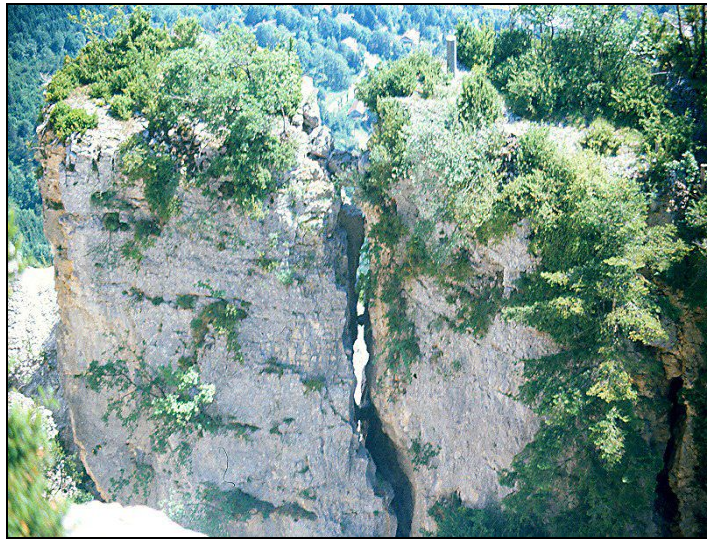


Figure 13 : fissure de décollement dans la Barre des Fècles.
<http://www2.ac-lyon.fr/enseigne/biologie/ress/geologie/nantua/>

Lac de Sylans

Le lac de Sylans occupe une partie de la cluse de Nantua. Sa formation provient de l'effondrement d'une portion de la falaise Nord de la vallée il y a plusieurs siècles. Ce gigantesque éboulement a comblé en partie la vallée, au-dessus du village des Neyrolles. Le cours d'eau qui coulait vers l'Ouest a été barré et un lac s'est créé à l'amont de l'éboulement.

Aujourd'hui, le lac se déverse toujours en direction des Neyrolles puis de Nantua, car les eaux du lac s'infiltrent à travers l'éboulement pour ressortir au niveau des sources du ruisseau de la Doye ; en été, lors des périodes sèches, le niveau du lac peut baisser fortement. Pendant les périodes humides, ce déversement n'est pas suffisant. Le niveau de l'eau monte jusqu'à ce que le lac se déverse en direction de Saint-Germain-de-Joux puis de Bellegarde-sur-Valserine, de l'autre côté de la cluse de Nantua.

La glace très pure qui recouvrait chaque hiver le lac a été exploitée de 1865 à 1917. En effet, cette pureté permettait la production d'une glace limpide prête à la

consommation. Vers 1880, le lac fournissait en moyenne 300 000 tonnes de glace par an qui était acheminée par voie ferrée jusqu'à Paris.

Lac Genin

Ce lac est situé dans une dépression du synclinal de Charix orienté NNE-SSW et segmenté par des fractures NW-SE. Il est alimenté par les eaux ruissellement et des venues d'eaux souterraines. Le trop-plein s'écoule vers le Sud par un réseau souterrain dont l'entrée est bien visible.

L'origine de la dépression est probablement karstique avec surcreusement ultérieur du glacier jurassien et dépôt de sédiments argileux. Un forage à la tarière à main a traversé une couche de tourbe (1 m au moins) reposant sur un calcaire poreux jaune (travertin) à coquilles de mollusques et restes d'algues (oogones de Characées). Au-dessous viennent probablement des dépôts glaciaires qui assurent l'étanchéité de la dépression.



Figure 14 : <http://www.gitedujura.fr/decouvrir-gite-jura/lacs-jura-gite/lac-de-genin-ain/>

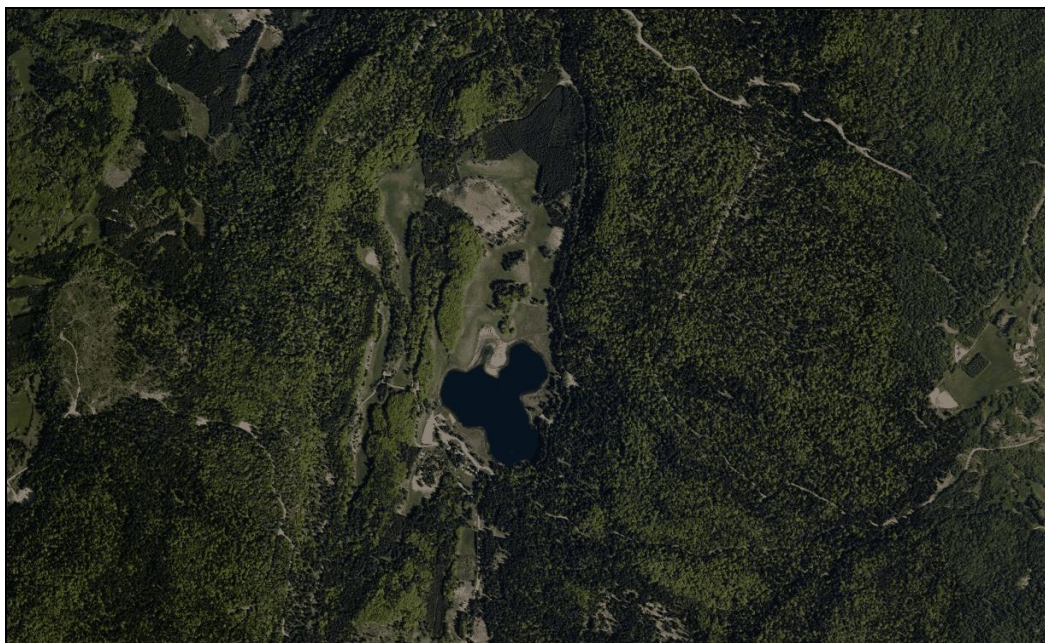


Figure 15 : la dépression du Lac Genin dans le synclinal de Charix (cliché IGN).

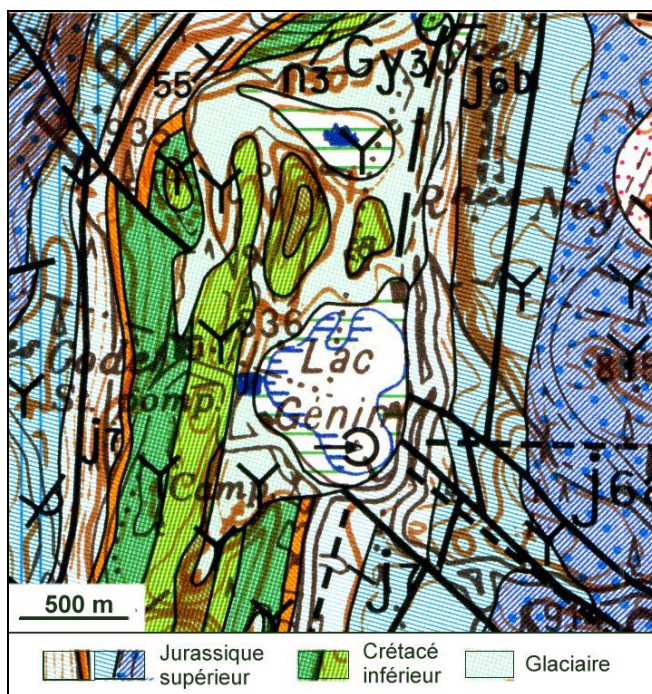


Figure 16 : extrait de la carte géologique à 1/50 000 Nantua (Mangold et al., 2004) : le lac est situé dans une dépression synclinale (calcaires crétacés et dépôts glaciaires) bordée de chaque côté par un anticlinal de Jurassique supérieur.

Pistes de Dinosaures de Plagne

Ces traces de dinosaures ont été découvertes au printemps 2009 sur la commune de Plagne, sur des dalles calcaires du Jurassique supérieur. Ce lieu était fréquenté par les dinosaures il y a environ 150 millions d'années (Tithonien). Les grandes empreintes sont attribuées à des Sauropodes, grands herbivores à long cou. Elles sont recoupées localement par des traces plus petites de dinosaures bipèdes (Théropodes).

La plus longue succession de pas d'un dinosaure (155 mètres) et la plus grande empreinte de Sauropode (1,10 m de diamètre) au monde ont été mises à jour le 22 juillet 2011 sur le site. Il est admis qu'il s'agit actuellement du plus grand site au monde d'empreintes de Dinosaures.

Dans le même terrain des traces avaient été découvertes en 2004 le long d'une route à Coisia, à l'Ouest d'Oyonnax.



Figure 17 : piste de Sauropodes;

Figure 18: à droite, l'empreinte mesure 50 cm environ; l'animal se déplaçait vers la droite

Figure 19: figures de dessication d'une boue carbonatée

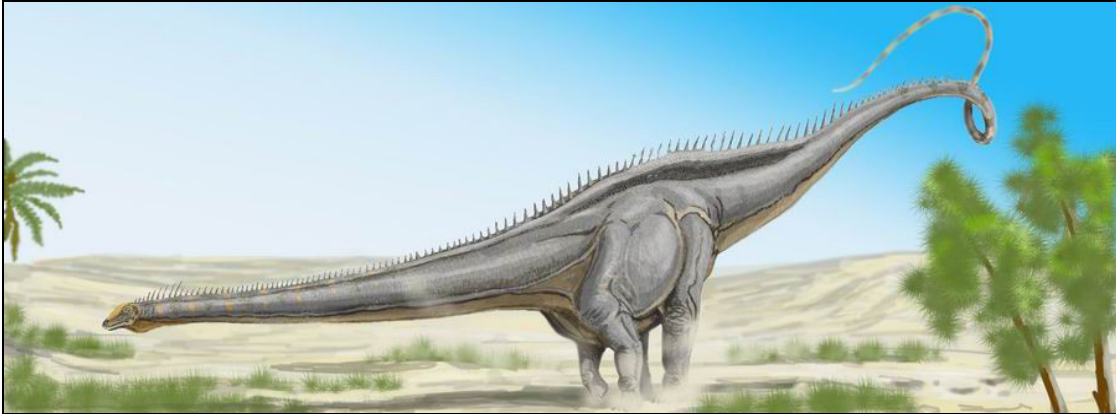


Figure 20 : une reconstitution de Sauropode.

<http://fr.wikipedia.org/wiki/Fichier:SeismosaurusDB.jpg>

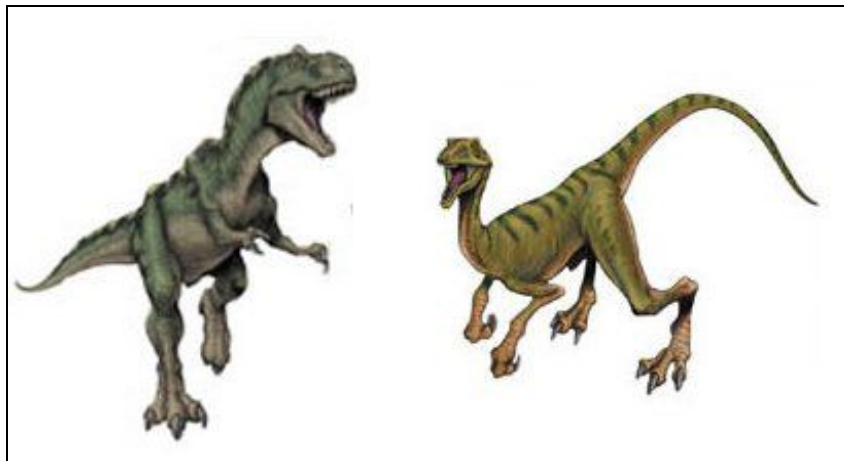


Figure 21 : reconstitution de 2 types de Théropodes bipèdes, modifié d'après

<http://lesdinos.free.fr/theropoda-image.jpg>

Les calcaires qui portent ces empreintes sont des dépôts d'une vaste plaine littorale soumise aux mouvements cycliques de la marée. Ce sont des principalement des calcaires à grains fins (micrites) localement dolomitiques, riches en figures sédimentaires d'oscillation de vagues, de flux et de reflux et d'émersion temporaire à marée basse. La surface des bancs montre des rides symétriques d'oscillation, des rides asymétriques de courant, des fentes de dessiccation, des fines lamines d'origine algaire.

Champfromier

Le secteur de Champfromier est rendu célèbre dans la littérature géologique par les affleurements de gypse du Trias et de Lias fossilifère décrits dès le XIXème siècle. Une mise au point récente a été publiée par Meyer et al. en 2000 : elle comporte une cartographie détaillée, l'établissement d'une série quasi complète de Lias de 170 m d'épaisseur bien datée par ammonites et un premier inventaire paléontologique.

Géologie du Bugey

Le Trias apparaît tout d'abord sous sa forme évaporitique (Keuper) : c'est un complexe argilo-gypseux surmonté d'un intervalle marno-dolomitique, puis de couches argileuses graduellement remplacé par les grès blonds de l'infra-Lias (Rhétien) qui indiquent le retour de la sédimentation à un milieu plus franchement marin.

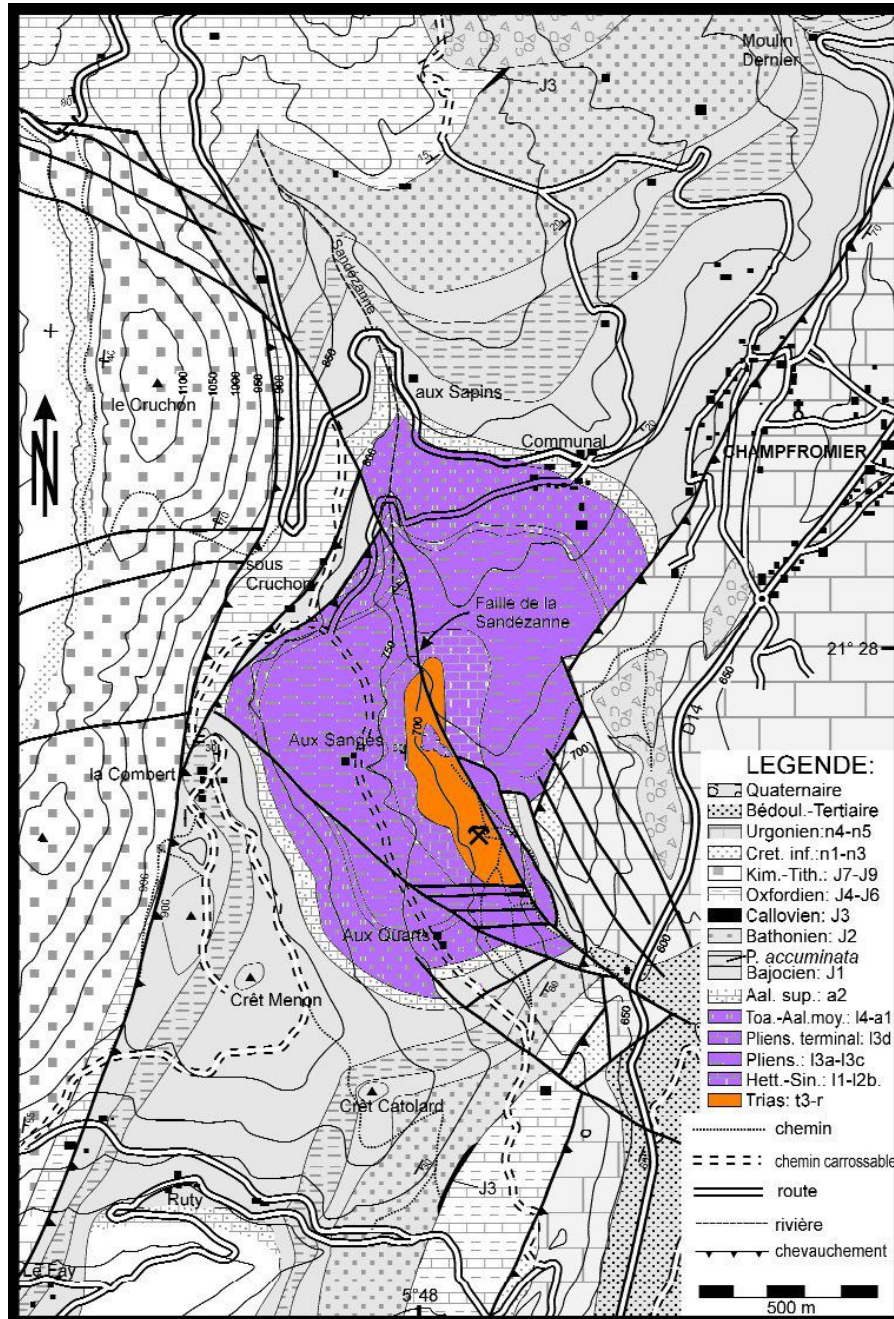


Figure 22: schéma géologique de la forêt de Champfromier d'après Meyer et al., 2000.

Géologie du Bugey

Le gypse massif, jadis exploité pour le plâtre, n'affleure guère plus que sous forme de quelques blocs non en place, blancs, blanc grisâtre, noirâtres terreux ou rosés, massifs saccharoïdes ou fibreux.

Le Lias au dessus comporte notamment des calcaires à huîtres (*Gryphea*) d'âge sinémurien et des marnes à fossiles pyriteux dont l'ammonite *Amaltheus margaritatus* caractéristique du Domérien.

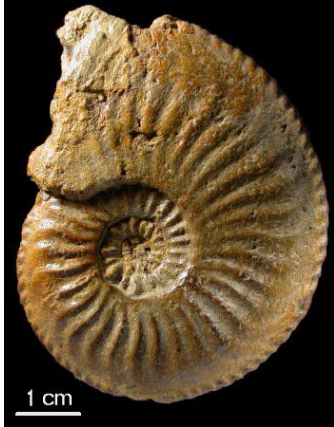


Figure 23: fossiles caractéristiques du Lias ; à gauche l'ammonite *Amaltheus margaritatus*, à droite huîtres *Gryphea arcuata* dans des bancs calcaires.

<http://www.ammonites.fr/Fiches/0134.htm>

<http://www2.ac-lyon.fr/enseigne/biologie/spip.php?article250>

REFERENCES

Berthier J. (1932) - Le Haut Bugey. Annales de Géographie, vol. 41, n° 232, p. 365-378.

Clin M., Lang J. et Baudalet J.P. (1964) – Analyse structurale des synclinaux de Viry, Charix et de la Combe-Ferrand dans le Haut-Bugey (Jura méridional). Sciences de la Terre, Nancy, 9, 3, p. 221-233.

Donzeau M., Wernli R., Charollais J., Montjuvent G. (1997) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Julien-en-Genevois (653). BRGM, 144 p.

Dubois M., Lebeau R. (1962) - La XLIIIe excursion géographique interuniversitaire. Le Jura Méridional (16-20 mai 1960). Annales de Géographie. 1962, t. 71, n°386. pp. 337-386.

Géologie du Bugey

Kerrien Y., Juventin G., Lorenchet de Montjamont M., Montjuvent G., Gaillard C. (1990) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Belley (700), Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans.

Kerrien Y., Montjuvent G. et Combier I., Gaillard C., Girel J., Laurent R., Lorenchet de Montjamont (1990) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Belley (700) — Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 73 p.

Malatrait A.M. (1991) – Barre des Fècles, Nantua (Ain). Examen de la falaise et des masses rocheuses instables. B.R.G.M. Rhône-Alpes, 34 p.

Martin J. (1999) - Les terrassements de l'autoroute A404 (SAPRR). Travaux n° 750, février 1999, p. 49-53

Mangold C., Enay R., Bourseau J.P., Montjamont M. (2004) – Nantua, carte géologique à 1/50 000. BRGM, Orléans.

Mangold C., Enay R. (2004) – Notice explicative de la feuille Nantua à 1/50 000. BRGM, Orléans.

Meyer M., Meister C., Wernli R. (2000) - Stratigraphie du Lias de Champfromier (Ain). Géologie de la France, 1, p. 47-57.

LIENS INTERNET

http://www.nantua-tourisme.com/pdf/guide_rds.pdf

<http://www.sdno.asso.fr/dino/index.php?rubrique=equipe&lang=fr>

<http://www.dinoplagne.com/>

<http://planet-terre.ens->

[lyon.fr/planetterre/objets/img_sem/XML/db/planetterre/metadata/LOM-Img284-2009-09-14.xml](http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/img_sem/XML/db/planetterre/metadata/LOM-Img284-2009-09-14.xml)

http://fr.wikipedia.org/wiki/Lac_de_Sylans

<http://www2.ac-lyon.fr/enseigne/biologie/ress/geologie/nantua/risques.html>

<http://randomassif.kazeo.com/01-ain/nantua-la-barre-des-fecles.a343291.html>

<http://bernard.langellier.pagesperso-orange.fr/rhone-alpes/ain.htm>

<http://www.gitedujura.fr/decouvrir-gite-jura/lacs-jura-gite/lac-de-genin-ain/>

<http://www.ammonites.fr/Fiches/0134.htm>