

Geologischer Atlas der Schweiz

Atlas géologique de la Suisse

1:25 000

Feuille

1261 Nyon

avec annexe de la feuille **1260 Col de la Faucille**

Topographie: Carte nationale de la Suisse 1:25 000

(Feuille 117 de l'Atlas)

Notice explicative

par

ROBERT ARN, MARC A. CONRAD
MICHEL MEYER et MARC WEIDMANN

Avec 6 figures et 4 planches

2005

Herausgegeben vom Bundesamt für Wasser und Geologie

Publié par l'Office fédéral des eaux et de la géologie

Recommandation pour la citation en bibliographie*Carte:*

ARN, R., CONRAD, M.A. & WEIDMANN, M. (2004): Feuille 1261 Nyon. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte 117.

Notice explicative:

ARN, R., CONRAD, M.A., MEYER, M. & WEIDMANN, M. (2005): Feuille 1261 Nyon. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 117.

Diffusion: Office fédéral de topographie, CH-3084 Wabern

© 2005, Office fédéral des eaux et de la géologie, CH-3003 Berne-Ittigen. – Tous droits réservés. Toutes traductions ou reproductions de ce document ou partie de celui-ci, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (analogique ou digital), et qui ne sont pas d'un usage exclusivement privé, ne sont autorisées qu'avec l'accord de l'éditeur.

ISSN 1420-2913

ISBN 3-906723-73-9

TABLE DES MATIÈRES

Préface.....	4
Introduction.....	6
Stratigraphie.....	9
Jurassique.....	9
Jurassique supérieur.....	9
Crétacé.....	18
Crétacé inférieur.....	18
Tertiaire.....	31
Eocène.....	31
Oligocène.....	31
Quaternaire.....	37
Pléistocène moyen–supérieur (Préwürm et Würm ancien).....	37
Pléistocène supérieur (Würm récent et Tardiglaciaire).....	43
Récurrence des glaciers jurassiens.....	51
Holocène.....	52
Gisements fossilifères.....	58
Géologie sous-lacustre.....	58
Morphologie.....	60
Pédologie.....	61
Archéologie.....	61
Tectonique.....	62
Introduction.....	62
Tectonique du Plateau.....	64
Tectonique du Jura.....	67
Matériaux exploitables.....	77
Hydrogéologie.....	80
Géophysique.....	85
Bibliographie.....	88
Cartes géologiques publiées.....	101

PRÉFACE

La région nord-ouest de la feuille «Nyon» et la partie suisse de la feuille adjacente «Col de la Faucille» sont dominées par les roches mésozoïques (Kimméridgien – Barrémien) du Jura plissé. On y observe une succession de plis chevauchants, recoupés par de nombreux accidents transversaux. Le décrochement le plus important est celui de St-Cergue–Luins. Il a conduit à un morcellement intensif des anticlinaux et synclinaux.

Au sud du Jura s'étendent les pentes douces de La Côte. Elles sont recouvertes de dépôts du Quaternaire et célèbres pour leurs excellents vins. Une attention particulière a été portée à la cartographie détaillée des terrasses de retrait (kames) et des dolines glaciaires présentes jusqu'à une altitude de 800 m, des cônes de sédiments torrentiels tardiglaciaires et des deltas et terrasses lacustres holocènes situés à proximité du lac. Ces sédiments illustrent l'histoire de la fonte du glacier rhodanien et la récurrence des glaciers jurassiens. En plusieurs endroits ont été trouvés des dépôts glaciaires inframorainiques, déposés dans un ancien réseau hydrographique nettement plus encaissé que le réseau actuel. Le Quaternaire de La Côte montre quelques similitudes avec les dépôts affleurants en France dans les environs de Thonon-les-Bains et dans les vallées des Dranses, où A. Morlot a démontré en 1858 pour la première fois la pluralité des glaciations.

La Molasse sous-jacente n'apparaît qu'à peu d'endroits, mais sa structure a été mise en évidence par la prospection pétrolière. Un cinquième de la feuille est couvert par le lac Léman.

Les terrains mésozoïques du Jura ont été cartographiés par M.A. Conrad, auteur d'une thèse sur la stratigraphie, les milieux de dépôt et les microfossiles de l'Urgonien des environs de Genève. Le Quaternaire a été traité par R. Arn et la tectonique par M. Meyer, qui ont également effectué leur travail de doctorat dans des régions environnantes. M. Weidmann a cartographié les affleurements de la Molasse ainsi que le Quaternaire de la partie jurassienne. De plus, il a compilé la carte finale, coordonné les textes de la notice explicative et recueilli diverses informations supplémentaires (sondages, sources, documents non publiés, etc.).

L'Office fédéral des eaux et de la géologie exprime sa reconnaissance aux auteurs pour leur important travail et remercie toute les personnes, bureaux de géologues-conseils et organismes publics ou privés qui ont contribué à la réalisation de la feuille Nyon par la mise à disposition d'informations inédites ou de précieux conseils. Des remerciements particuliers s'adressent à M. Burkhard (Université de Neuchâtel) et W. Wildi (Institut F.-A. Forel, Université de Genève), nommés par la Commission Géologique Suisse (sous la direction de H. Weissert), pour leur relecture soigneuse de la présente notice et leurs commentaires très utiles.

La publication de la feuille Nyon comble la dernière lacune de l'Atlas géologique 1:25 000 dans la région du Léman et relie ainsi les feuilles n°25 Marchairuz et n°46 Coppet. Elle fournit une vue d'ensemble actualisée de la stratigraphie du Jura et du Quaternaire de la région et constitue une base solide pour des comparaisons suprarégionales.

Mars 2005

Office fédéral des eaux et de la géologie
Cartographie géologique

INTRODUCTION

(par M. Weidmann)

Le territoire de la feuille Nyon s'étend sur plusieurs régions bien distinctes aux points de vue géologique et morphologique. Au nord-ouest, dès 700–800 m d'altitude, s'élèvent les reliefs boisés du Jura, taillés dans les calcaires plissés du Jurassique et du Crétacé, qui vont culminer à la Dôle (1677 m) et à la Pointe de Poêle Chaud (1628 m). Un dernier pli jurassien, d'altitude modeste, prolonge localement le Jura vers le SE avant d'être interrompu par une importante faille: c'est le Mont Mussy, proche de Divonne-les-Bains.

Le centre de la feuille est occupé par un vaste plateau vallonné qui monte doucement depuis le Léman (372 m) jusqu'au pied du Jura; il est recouvert par d'épais dépôts quaternaires, surtout glaciaires, que percent rarement des reliefs très émoussés du substratum molassique oligocène. Ce dernier est à peine plissé, il descend en direction du SE, découpé par des failles diversement orientées que révèle la sismique. Au nord de la feuille, de Begnins à Gilly et au-delà, surgit l'escarpement de La Côte, molassique à la base, mais couronné de graviers quaternaires anciens et de moraines; ce relief spectaculaire a donné son nom à toute la région et il est peut-être en partie dû à une importante faille que VERNET (1972) a nommée «faille de La Côte».

La partie lacustre de la feuille se situe entièrement, du point de vue structural, dans le Petit Lac qui est une auge synclinale molassique, à laquelle fait suite vers le SE l'anticlinal de Messery, non visible en surface, car la pointe d'Yvoire et ses environs sont occupés par d'épais dépôts quaternaires.

Le territoire de la feuille Nyon a souvent été cartographié géologiquement. La première carte, au 1:100 000, fut celle de JACCARD (1869), accompagnée d'un volumineux mémoire explicatif; Schardt en révisa les contours pour une deuxième édition (RENEVIER & SCHARDT 1899). Des cartes partielles au 1:25 000 sont dues à FAVRE (1879), SCHARDT (1898), AEBERHARDT (1901), LAGOTALA (1919), MOREL (1947) et FALCONNIER (1951). Ce territoire a aussi figuré sur les cartes géologiques françaises: feuille Thonon au 1:80 000 (1^{ère} édition par RENEVIER & LUGEON 1894, 2^{ème} édition par GAGNEBIN 1950) et feuilles au 1:50 000 St-Claude (GUILLAUME et al. 1971) et Douvaine (OLIVE et al. 1987).

D'autres cartes détaillées sont restées inédites, mais nous avons pu les consulter et en tirer d'utiles renseignements. Il faut citer tout d'abord les levés de H. Lagotala qui, au cours des années 1920–1940, avait à plusieurs reprises dessiné toute la feuille sur les coupures au 1:25 000 de l'ancienne carte Siegfried (LAGOTALA 1926, p. 129, note infrapaginale); ces documents ont été mis à notre disposition par D. Rigassi, Genève. E. Gagnebin avait également révisé au 1:25 000 une partie de la feuille Nyon en 1935–1945 (archives du Musée géologique cantonal, Lausanne). A. Falconnier a repris l'étude du décrochement St-Cergue (FALCONNIER 1955); ses levés restés inédits, datés de 1962, sont

conservés à l'Office fédéral des eaux et de la géologie à Berne-Ittigen. L'étude du tracé de l'autoroute A1 dans les années 1960 a motivé une cartographie au 1:5000 par le bureau H. Mayor (archives du Bureau des autoroutes, Département des Infrastructures, Lausanne).

Plus récemment, des travaux de diplôme des Instituts de géologie des Universités de Genève et de Lausanne ont à nouveau cartographié, en général au 1:10000, divers secteurs de la feuille Nyon: BURO (1976), BURRUS (1980), CAMBROSIO (1990), GRICHTING (1974), MARTI (1983), DE MESTRAL (1975), ROULIN (1974), SCHIPPERIJN & PORTIER (1985). Ces cartes sont en général sommaires, mais quelques-unes comportent toutefois des observations fort utiles, faites dans des fouilles temporaires.

S'il n'existait pas jusqu'ici une étude détaillée du Quaternaire de la région, on doit cependant tirer de l'oubli l'excellente présentation régionale, ainsi que l'analyse des dépôts récents, que CHOFFAT (1938) a rédigée à l'intention du grand public.

Nos connaissances portant sur la structure profonde et sur les sédiments quaternaires du Léman ont été renouvelées par les travaux menés ces dernières années à l'Institut Forel de Versoix et au Département des Sciences de la Terre de l'Université de Genève (MOSCARIELLO et al. 1998, BASTER 2002, BASTER et al. 2003, J. Fiore et L. Paolacci, thèses Univ. Genève, en cours).

De très nombreuses données concernant la subsurface (sondages, fouilles, prospections géophysiques, etc.) ont été récoltées dans divers fonds d'archives publiques: Centre d'informations géologiques (OFEG, Berne-Ittigen), Service cantonal de géologie (Genève), Hydrogéologue cantonal (Lausanne), Archéologue cantonal (Lausanne), Musée géologique cantonal (Lausanne), Instituts universitaires de Géologie et de Géophysique (Genève et Lausanne), Institut F.-A. Forel (Versoix), GEOLEP/EPFL (Lausanne), Station fédérale de recherches agricoles (Changins), Centre de Recherches Géodynamiques (Thonon), BRGM (Lyon).

Il a également été fait appel aux archives privées des bureaux d'études géologiques et géotechniques actifs dans la région et la plupart d'entre eux ont bien voulu nous accueillir. Ce sont les bureaux P. Blanc (Le Mont-sur-Lausanne), CSD (Lausanne), P. & C. Dériaz (Genève), Géolab/F. Perrin (Nyon et Genève), Géotest (Cheseaux), Karakas & Français (Lausanne), J. Norbert (Lausanne), L. Tapolet et C. Ruchat (Genève).

De nombreux spécialistes ont collaboré à l'établissement de la carte et de sa notice, notamment par des déterminations de fossiles: J.-P. Berger (Fribourg, charophytes), R. Enay (Lyon, ammonites), B. Engesser (Bâle, mammifères), B. Reichenbacher (Munich, poissons), P. Schäfer (Mayence, ostracodes). Certains ont participé aux levés sur le terrain: B. Mastrangelo (Genève) et R. Fontaine (Echevex). D'autres nous ont transmis des renseignements et documents divers: L.-F. Bonnard (Zurich), G. Gorin, J. Fiore et L. Paolacci (Genève), M. Gratier (Lau-

sanne), P.O. Mojon (Lausanne), D. Rigassi (Genève), J.-P. Vernet (Morges), W. Wildi (Versoix).

Les auteurs adressent de chaleureux remerciements à tous ceux qui ont ainsi généreusement répondu à leurs demandes.

R. Arn a cartographié le Quaternaire et en a proposé le découpage stratigraphique. M.A. Conrad a cartographié et étudié les terrains mésozoïques de la partie jurassienne de la feuille, dont la tectonique a été illustrée par M. Meyer. M. Weidmann a cartographié les pointements molassiques, ainsi que le Quaternaire de la partie jurassienne, de même qu'il a rassemblé la documentation publiée ou inédite concernant la feuille, dont il a par ailleurs établi la minute et coordonné la rédaction de la notice explicative.

Une première version de la carte et de la notice avait été déposée auprès du Service géologique national en février 1997. Elle a été révisée ou complétée sur plusieurs points en mai 2003.

STRATIGRAPHIE

Le lecteur trouvera une coupe stratigraphique sommaire des terrains du Mésozoïque à la figure 1. En outre, quelques microfossiles observables à la loupe sont illustrés sur la planche I.

JURASSIQUE

Jurassique supérieur

(par M.A. Conrad)

i_{7c} Couches à céphalopodes (Kimméridgien inférieur)

Mentionnée par ENAY (1959), cette unité lithologique a été décrite en détail par BERNIER (1984).

Ces roches les plus anciennes de la feuille Nyon sont des marno-calcaires qui affleurent en trois endroits:

- au sud-ouest du Couvaloup de St-Cergue (498.500/144.720 en particulier), au pied d'une faille les mettant en contact avec le Berriasien,
- au pied des Rochers de Pierre Lente (500.390/143.200), dans un emplacement très exposé aux chutes de pierres,
- à la Capite à Moto (502.500/144.180), où la partie supérieure de l'unité forme le cœur d'un anticlinal très faillé. En dehors des limites de la carte, les Couches à céphalopodes affleurent largement en territoire suisse au Creux du Croue (feuille n°25 Les Plats – Marchairuz, 498.400/149.300), ainsi qu'en territoire français (feuille St-Claude 1:50 000, 889.450/160.600), au nord de la baraque de la Combe de l'Eau.

Les terrains plus anciens n'ont été traversés par aucun sondage connu dans le périmètre et au voisinage immédiat de la région considérée.

Lithologie, épaisseur

Ce sont des marno-calcaires fins beiges, gris à la cassure, rognonneux, en bancs de 0,3–1,3 m séparés par des interbancs feuilletés contenant une plus grande quantité d'argile et qui deviennent plus rares dans le haut de la série. Sous le microscope, on observe une texture wackestone.

L'épaisseur visible au pied des Rochers de Pierre Lente et au Couvaloup de St-Cergue (498.500/144.720) est de 20 m environ.

Contenu fossilifère, milieu de dépôt

On y rencontre des ammonites dont il sera question ci-dessous, des lamelli-branches (*Panopea* sp., *Pholadomya* sp., *Lucina* sp.), des brachiopodes et des gastéropodes. Sous le microscope, on observe des organismes planctoniques: globigérinidés et *incertae sedis* tels *Saccocoma* sp. et *Globochaete* sp.

Les Couches à céphalopodes se sont déposées en milieu marin profond probablement bathyal (200 m ou plus). Les alternances marno-calcaires ont été mises en relation avec des cycles de dépôt de 20 000 ans, liés au phénomène astronomique de la précession des équinoxes.

Age

Pendant le levé, on a récolté au sud-ouest du Couvaloup de St-Cergue les espèces suivantes d'ammonites, identifiées par R. Enay (Université de Lyon, comm. écrite du 15.4.1985):

- Au pt 498.520/144.720, à la base visible des Couches à céphalopodes: *Sutneria platynota*, *Physodoceras circumspinosum*, *Ataxioceras* (*Schneidia*) cf. *guilherandense*, *Orthosphinctes* (*Ardescia*) sp. gr. *proinconditum*. Cet assemblage est homogène. Il indique le Kimméridgien inférieur basal, Zone à *Platynota*.
- Au pt 498.350/144.730, largement au-dessus de l'échantillonnage précédent, au-delà d'une faille: *Ataxioceras* (*Schneidia*) sp. gr. *lussassense*. Partie moyenne du Kimméridgien inférieur, Zone à *Hypsolocyclum*.

Près du col de la Faucille, dans le ravin de l'Oudar, le sommet des Couches à céphalopodes a livré un exemplaire atypique de *Progeronia* sp. gr. *P. breviceps* (détermination R. Enay). Cette espèce indique le Kimméridgien inférieur terminal ou la base du Kimméridgien supérieur (Zones à *Divisum* et *Acanthicum* p.p.). Plus encore vers le sud-ouest, au Reculet, selon R. Enay (comm. écrite du 15.4.1985), les Couches à céphalopodes montent jusque dans la Zone à *Eudoxus* du Kimméridgien supérieur.

i_{7r} «**Complexe récifal**» (Kimméridgien supérieur)

Le terme de «Complexe récifal» a été introduit pour la première fois par GRAEZER (1995) et repris par DONZEAU et al. (1997) pour la carte géologique spéciale de la Suisse N° 124 au 1:50 000 St-Julien-en-Genève. Cette unité lithologique a été étudiée en détail par MEYER (2000) dans sa thèse sur le Kimméridgien et le Tithonien au sud-ouest du territoire de la feuille Nyon, au vu des rapides variations de faciès enregistrées sur quelques kilomètres au sein de la série. Ici aussi, le terme de «Complexe récifal» est pris au sens large, même si certains dépôts bioclastiques ou de vasière peu profonde ne correspondent pas à de vrais récifs.

Les calcaires du Kimméridgien supérieur affleurent largement sur le flanc sud-est de l'anticlinorium de Vesancière-la Barillette, à l'ouest du Couvaloup de St-Cergue, ainsi que dans la combe de Créva Tseveau. Certains faciès du Kimméridgien supérieur peuvent être aisément confondus avec des dépôts similaires du Tithonien, posant de difficiles problèmes de cartographie, surtout dans la région très faillée de la combe de Créva Tseveau.

Lithologie, épaisseur

Une coupe complète des terrains attribués au Kimméridgien supérieur, avec une épaisseur totale de 70 m, peut être relevée aux Rochers de Pierre Lente (500.350/143.200). Au-dessus des Couches à céphalopodes on a, de bas en haut:

- Calcaires plaquetés, relativement tendres, mal exprimés: 30 m environ. Ce sont des calcaires fins, parfois dolomitiques, à patine gris clair, en plaquettes de 5–20 cm à joints secs. La texture, d'abord mudstone presque azoïque, ou wackestone, se charge de microfossiles vers le haut avec des niveaux de type packstone, toujours très fins. La genèse de ce type de dépôt est encore partiellement mal comprise. Selon MEYER (2000), elle peut être mise en relation avec une intense activité microbienne, dans des vasières topographiquement déprimées, au voisinage des zones récifales adjacentes. Quoi qu'il en soit, le dépôt des calcaires en plaquettes correspond à un changement abrupt, par rapport au milieu bathyal à circalittoral des Couches à céphalopodes.
- Calcaires bioclastiques et récifaux, massifs, formant une paroi: 40 m approximativement. Sur les 30 premiers mètres environ, ce sont des calcarénites cimentées (texture grainstone) très homogènes, avec toutefois des passées plus grossières, en bancs métriques ou décimétriques à patine blanche, avec une stratification oblique. A la loupe, on note la présence caractéristique de points noirs ou brun foncé, correspondant à des débris d'échinodermes. Les passées plus grossières sont essentiellement formées de clastes arrondis de calcaires fins. Les 7 derniers mètres de la série sont formés de calcaires massifs pararécifaux du type boundstone, avec des cnidaires, des hydrozoaires et des rudistes en position de vie, se terminant par une vire peu marquée, en pleine paroi.

Globalement, cette série est interprétée comme provenant de l'empilement de dunes hydrauliques, avec au sommet l'installation de petits récifs à la fin du Kimméridgien.

Un équivalent latéral est situé le long de la route de la Dôle, à l'est de la combe de la Loveresse (500.150/141.300), avec une séquence pararécifale dont les termes suivants peuvent être observés sur 10 m d'épaisseur environ, de bas en haut:

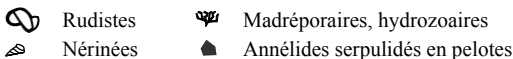
- un calcaire bioclastique à texture grainstone et stratification oblique,
- un biostrome de coraux branchus en position de vie, formant des massifs de 80 cm, accompagnés de rudistes, de nérinées et d'hydrozoaires,
- des biostromes de rudistes et nérinées, essentiellement,
- un biostrome de coraux.

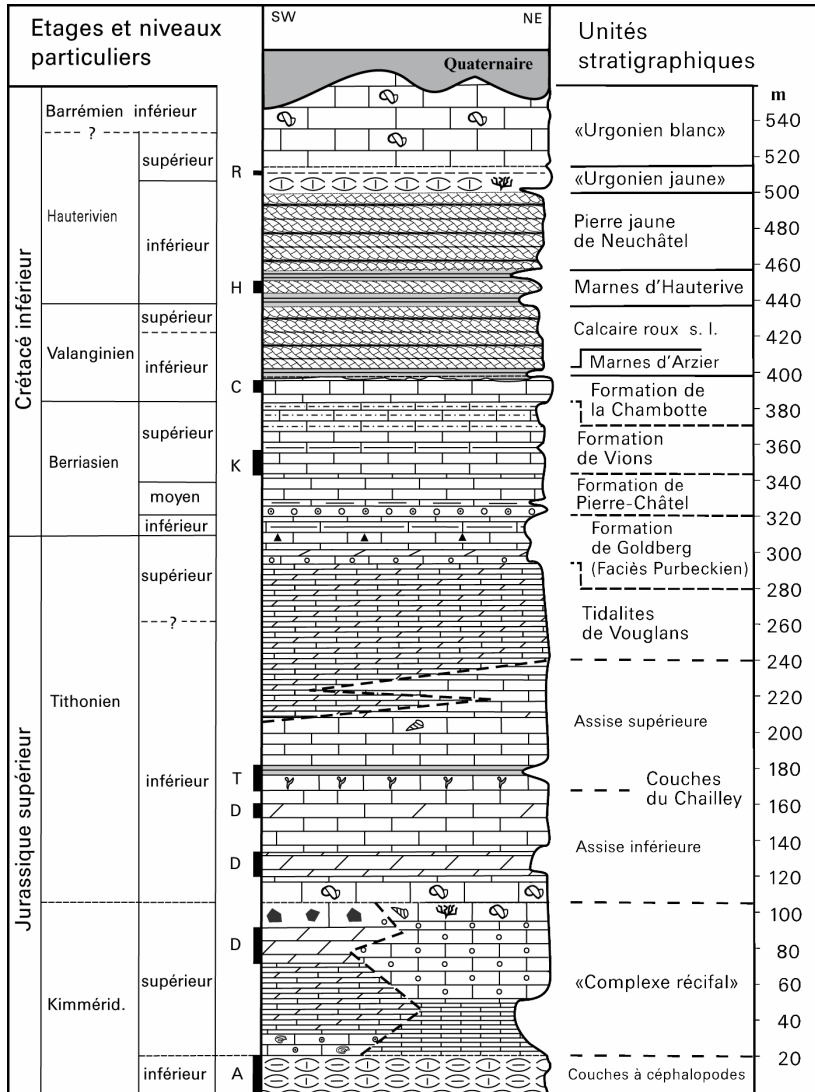
De bons affleurements, portant sur une épaisseur de 70 m environ, ont été étudiés sur territoire français, immédiatement au sud-ouest de la feuille Nyon, au Mont de Barie, au voisinage de la baraque de la Combe de l'Eau (497.350/137.800). Une coupe détaillée de cet affleurement peut être consultée dans BERNIER (1984). Toutefois, le plan de situation fourni par cet auteur comporte une erreur, à savoir que le relevé a été effectué près de la baraque de la Combe de l'Eau et non pas au sud de la baraque de Divonne, située plus au nord. On distingue les termes suivants, de bas en haut, au-dessus d'une lacune de 10 m environ les séparant des Couches à céphalopodes:

- Calcaires oolithiques à serpulidés: épaisseur visible 15 m. Calcaires fins beiges, bleus à la cassure, partiellement plaquetés, peu oolithiques. Localement abondent des petites pelotes centimétriques d'annélides serpulidés. Sous le microscope, on observe des foraminifères épistominidés et miliolidés, ainsi que quelques algues. Cet assemblage témoigne d'un milieu de dépôt marin ouvert, relativement peu profond.
- Calcaires dolomitiques et dolomies: 46 m. Calcaires fins en partie dolomitiques, beiges, d'abord en bancs décimétriques séparés par des stylolithes (figures de compaction diagénétique), à foraminifères et algues indiquant un milieu marin peu profond. Puis viennent des calcaires dolomitiques finement laminés, presque azoïques, indiquant un milieu pré-évaporitique. Dans le haut de la série s'intercalent deux bancs d'une dolomie brune, saccharoïde

Fig. 1: Coupe stratigraphique sommaire du Mésozoïque, avec niveaux particuliers:

- A Datation par ammonites
- C Surface rubéfiée et karst au toit de la Formation de la Chambotte (localement: absence des Marnes d'Arzier)
- D Dolomies brunes, massives
- H Double combe des Marnes d'Hauterive
- K Niveau à *Pavlovecina (Keramosphaera) allobroensis*
- R Marne de la Russille
- T Calcaires à tubulures (*Thalassinoides*) et Couches à *Exogyra virgula*





et pulvérulente, épais de 5 m. Cette dolomie particulièrement poreuse est interprétée comme résultant de l'altération diagénétique des calcaires préexistants, en présence d'eau douce au voisinage d'une zone émergée.

- Calcaires de Landaize (BERNIER 1984): 6–8 m. Calcaires massifs graveleux, blancs ou rosés, riches en débris de madréporaires et grands tubes d'annélides serpulidés. Sous le microscope, on observe divers types de ciements (ménisque, stalactitique), caractéristiques d'une diagenèse phréatique d'eau douce. Ce dépôt est interprété comme résultant de l'émersion temporaire d'un récif consécutif à un abaissement du niveau de la mer.

Milieu de dépôt

L'enchainement des faciès au-dessus des Couches à céphalopodes indique une diminution progressive de la tranche d'eau, qui culmine avec l'émersion de la partie supérieure du «Complexe récifal».

Age

BERNIER (1984) place les Calcaires de Landaize à la fin du Kimméridgien. Cette interprétation est reprise dans cette notice et mise en corrélation avec les petits récifs observés aux Rochers de Pierre Lente ainsi que dans la combe de la Loveresse, à quelque 5 km de distance.

Au Grand Salève, selon DEVILLE (1990), un âge Kimméridgien supérieur (Zones à *Eudoxus/Beckeri*) est fondé sur la présence de l'échinide *Cidaris glandifera* et du foraminifère *Alveosepta jaccardi*. Au sud-ouest de la feuille Nyon, dans le ravin de l'Oudar, la présence du Kimméridgien supérieur est attestée par une ammonite, *Lithacoceras progenia* (dét. R. Enay), récoltée par MASTRANGELO (1973) à la base d'une série bioclastique.

i₈ Tidalites de Vouglans Couches du Chailley (Tithonien)

Les Tidalites de Vouglans (BERNIER 1984) et les Couches du Chailley (ENAY 1955) ne sont pas séparées sur la feuille Nyon. Ces calcaires et dolomies du Tithonien (Portlandien) affleurent très largement dans la première chaîne du Jura, où ils jouent le rôle de crête. Les Tidalites de Vouglans affleurent en particulier sur de vastes surfaces, sur les crêtes des anticlinaux.

Lithologies, épaisseurs

BERNIER (1984) a relevé deux coupes au Mont de Barie, immédiatement à l'ouest du territoire de la feuille Nyon. En territoire suisse, l'entaille de la route

forestière du Mont de Barie (497.600/137.800) permet aussi un relevé à peu près complet, dont un résumé est donné ci-dessous, de bas en haut:

Couches du Chailley, assise inférieure (66 m)

- 15 m de calcaires massifs beiges avec quelques rudistes (*Diceras* sp.), nérinées, polypiers, hydrozoaires (*Cladocoropsis mirabilis*) et algues encroûtantes (*Bacinella irregularis*, *Lithocodium aggregatum*),
- 14 m de dolomie brune massive, pulvérulente,
- 37 m de calcaires en grande partie dolomitiques, avec quelques bioturbations dans les derniers mètres.

Couches du Chailley, assise supérieure (env. 50 m)

- 1,4 m de dolomie grise, fine et feuilletée, à plantes: pinnules de *Zamites feneonis* (dét. G. Barale, in BERNIER 1984),
- 4,5 m de calcaires à tubulures (terriers du type *Thalassinoides* remplis de sédiment dolomitisé),
- 0,7 m de calcaire argileux bleuté à lamellibranches (*Exogyra virgula*, *Arca* sp.) et térébratules,
- 43 m de calcaires gris, variés, à texture wackestone, parfois dolomitiques, localement bioturbés et un peu noduleux avec quelques nérinées.

Tidalites de Vouglans (74 m visibles)

- Calcaires gris ou beiges, à texture mudstone ou wackestone, passant progressivement à des calcaires flammés et dolomitiques, intercalés de dolomies massives brunes subordonnées. Sous le microscope, les calcaires contiennent de rares coprolithes de crustacés (*Favreina salevensis*), des foraminifères (*Nautiloculina oolithica*) et des dasycladales (*Salpingoporella annulata*). Les dolomies massives manquent dans le tiers supérieur de la série, caractérisé par des calcaires fins, gris clair et flammés, pratiquement azoïques, et des laminites (alternances millimétriques) finement dolomitiques, beiges.

En dehors du Mont de Barie, les calcaires à tubulures peuvent être observés en plusieurs endroits, par exemple au Bois des Balandes (500.950/142.500). Quant au passage des Couches du Chailley aux Tidalites de Vouglans, il est très progressif sur plusieurs dizaines de mètres.

Les calcaires à tubulures (*Thalassinoides*) et les dolomies qui leur sont associées affleurent souvent, formant des replats. Toutefois, en dehors du Mont de Barie, un niveau à *Exogyra virgula* n'a pu être cartographié avec certitude qu'en trois endroits: 501.500/143.400, 501.470/143.380, 502.000/144.250. FALCONNIER (1955) le signale dans la région de Fin Château et dans l'anticlinal du Rosset.

Peut-être cet horizon correspond-il au «niveau remanié à *Exogyra virgula*» signalé par LOMBARD & FALCONNIER (1933) dans la région du Col du Marchairuz.

Il est à noter qu'une coupe du Tithonien relevée à la Dôle par LAGOTALA (1920, fig. 1) donne une épaisseur de 100 m, qui correspond également aux observations faites par MOREL (1947) dans la région de la combe de l'Eau, au-dessus de Divonne. Cette valeur de 100 m semble très largement sous-estimée.

Milieux de dépôt

Les *Couches du Chailley, assise inférieure*, témoignent d'un milieu d'abord franchement marin (présence d'organismes filtrants), marquant une nouvelle inondation au toit du «Complexe récifal», le reste de la série indiquant une sédimentation subtidale à intertidale, profondément modifiée par la diagenèse.

Les calcaires à tubulures des *Couches du Chailley, assise supérieure*, indiquent un milieu marin caractérisé, entre autres, par des fluctuations de salinité. Sous le microscope, on observe des foraminifères benthiques (*Kurnubia palastinensis*, etc.), ainsi que des algues dasycladales (*Clypeina jurassica*, etc.) témoignant d'un milieu marin protégé. Quant aux petites *Exogyra virgula*, elles étaient sans doute fixées sur des feuilles et du bois flottés à partir de terres émergées (BERNIER 1984).

Les *Tidalites de Vouglans* se sont déposées dans un milieu de plaines d'estran périodiquement émergées (tidalites), la composition minéralogique du sédiment étant modifiée diagénétiquement par l'alternance de saisons sèches et pluvieuses. Des polygones de dessiccation, caractéristiques de la zone de balancement des marées, sont visibles à l'ouest de l'alpage de Potraux (497.200/141.100). Le long de la route conduisant à la Barillette (498.600/142.700), on rencontre des brèches intraformationnelles, ainsi que des structures secondaires en chevrons, qui sont interprétées comme résultant de la dissolution précoce de sédiments évaporitiques (gypse, sel ?) aujourd'hui disparus.

Age

L'attribution des *Couches du Chailley* et des *Tidalites de Vouglans* au Tithonien est fondée sur la découverte, près de St-Germain-de-Joux, d'une ammonite du genre *Gravesia* sp. (PELLETIER 1953). Sans entrer dans le détail d'une controverse aujourd'hui dépassée, on rappellera que certaines couches à *Exogyra virgula*, ici placées dans l'assise supérieure des *Couches du Chailley*, ont été considérées comme marquant la limite entre les étages du Kimméridgien et du Portlandien (FALCONNIER 1951), d'où un effort particulier pour en cartographier la distribution dans la région de la feuille Nyon (FALCONNIER 1955 et levés inédits 1948–1961).

Toutefois, LAGOTALA (1920) faisait déjà remarquer que la limite en question est peu nette, rarement trouvée, et que pour cette raison le Kimméridgien-Portlandien avait dû être cartographié comme un seul ensemble. Les marnes et calcaires argileux à *Exogyra virgula* sont surtout développés dans la région de Besançon, où leur âge est Kimméridgien supérieur.

i₈-c₁ **Formation de Goldberg («Purbeckien»)** (Tithonien – Berriasien inf.)

En dehors des zones tectonisées, les couches tendres du Purbeckien forment des combes herbeuses, humides, souvent tapissées de petits blocs. Le Purbeckien affleure mal le plus souvent. S'agissant d'un terrain tendre, il est parfois étiré au point de disparaître presque complètement.

La Formation de Goldberg a été définie dans la région de Bienne par HAEFELI (1966). Une étude récente dans cette région a été réalisée par MOJON & STRASSER (1987). Pour l'âge de la série voir CLAVEL et al. (1986), ainsi que BLONDEL (1990) et DEVILLE (1990).

Lithologie, épaisseur

On trouvera dans LAGOTALA (1920) la description de quelques coupes relevées aux Fruitières de Nyon, ainsi que dans les régions de Basse Ruche et du Vuarné. Une coupe plus détaillée est fournie par CAROZZI (1948) au sud de la Dôle, au lieu-dit «Sous les Creux». L'épaisseur est de 25–30 m.

Contenu fossilifère, milieu de dépôt

Les macrofossiles sont rares. CAROZZI (1948) signale des nérinées, des gastéropodes et des bivalves dans la moitié inférieure de la série.

Sous le microscope et à la loupe, on observe souvent (par exemple à 400 m au sud-ouest de l'alpage du Couvaloup de Crans, 496.420/143.880) des characées ainsi que des ostracodes indiquant un milieu lacustre. Ailleurs, on a des coprolithes de crustacés (milieu mixte) ou encore des foraminifères benthiques et des dasycladales (dont *Clypeina jurassica* parfois visible à la loupe), indiquant un milieu marin.

La moitié inférieure du Purbeckien est surtout d'origine marine, avec des calcaires compacts et bioclastiques, à texture grainstone ou packstone, intercalés de dolomies laminées, avec des traces de racines, des brèches polygéniques à matrice marno-dolomitique, des argiles vertes et des marno-calcaires.

La moitié supérieure est surtout lacustre, avec des calcaires gris à texture wackestone, légèrement argileux et quartzeux, localement sapropéliens, des marno-calcaires à ostracodes et characées, des trainées ferrugineuses et des calcaires bréchiques multicolores à petits cailloux noirs (par exemple 496.372/141.176).

Dans la région de la feuille Nyon, le Purbeckien correspond à une sédimentation mixte, en milieu aquatique très peu profond, lacustre, saumâtre et évaporitique. STRASSER & DAVAUD (1983) ont montré que les petits cailloux noirs, si fréquents dans le Purbeckien de la région, proviennent du démantèlement péné-contemporain de sédiments imprégnés de matière organique en milieu réducteur. Les faciès lacustres apparaissent tôt, déjà dans la partie supérieure des Tidalites de Vouglans, suggérant une modification progressive de la composition des eaux. Au toit du Purbeckien, par contre, l'apparition soudaine des calcaires oolithiques

formant la base de la Formation de Pierre-Châtel, indique une rétrogradation des faciès franchement marins de bordure de plate-forme, en direction du nord-ouest.

Age

Plusieurs ammonites récoltées dans la partie sommitale du Purbeckien du Jura méridional et au Grand Salève donnent un âge de Tithonien terminal à Berriasien basal (Zones à *Jacobi-Grandis*), donc à cheval sur la limite Jurassique-Crétacé. De même, une faune d'ostracodes, provenant de la partie supérieure de la série au Vuache, indique le Berriasien inférieur.

CRÉTACÉ

Crétacé inférieur

(par M.A. Conrad)

c_{1p} **Formation de Pierre-Châtel** (Berriasien moyen et supérieur p. p.)

La Formation de Pierre-Châtel, définie par STEINHAUSER & LOMBARD (1969) dans la cluse de Pierre-Châtel dans le Jura méridional, forme presque partout une crête compacte, ordinairement boisée, séparant les combes humides du Purbeckien et de la Formation de Vions. Pour la synonymie et la distribution régionale voir STEINHAUSER & LOMBARD (1969) et STEINHAUSER & CHAROLLAIS (1971), pour l'âge de la formation CLAVEL et al. (1986) et pour une étude détaillée de la formation WAEHRY (1989) et PASQUIER (1995).

Lithologie, épaisseur

A la base, on trouve toujours plusieurs mètres de calcaires bioclastiques cimentés (texture grainstone), grossiers, jaune clair à patine rousse, contenant des oolites en quantités variables, quelques grains de glauconie, ainsi que des galets de Purbeckien remaniés. Des bryozoaires rameux, visibles à la loupe, témoignent d'une sédimentation en milieu marin ouvert. Ces dépôts correspondent sans doute en partie à «l'Unité inférieure oolithique» de STEINHAUSER & CHAROLLAIS (1971), connue dans le Jura central vaudois et neuchâtelois. Généralement, ils sont séparés du reste de la Formation de Pierre-Châtel par une petite combe correspondant à des niveaux plus tendres.

Au-dessus, la Formation de Pierre-Châtel est formée de calcaires compacts en bancs métriques ou sub-métriques, parfois très légèrement argileux, beiges, jaune clair et même blancs dans la partie supérieure, susceptibles par conséquent d'être confondus avec certains affleurements de la Formation de la Chambotte.

Dans le détail, la lithologie varie beaucoup, verticalement et horizontalement, avec essentiellement des calcaires à pâte fine (wackestones) ou bioclastiques (grainstones, packstones) souvent bimodaux, parfois bioturbés. Une coupe à peu près complète de la formation peut être observée dans la carrière abandonnée du Molard au Cerf (504.300/144.140).

Dans la région de la feuille Nyon, la Formation de Pierre-Châtel est réduite, avec seulement 23 m d'épaisseur en moyenne. Elle augmente irrégulièrement vers le sud-ouest, avec 30 m dans la partie septentrionale de la Montagne du Vuache (BLONDEL 1990), 34,5 m à la Vasserode (PEREDO-ROMAN 1967) et 42 m au Grand Salève (DEVILLE 1990). Elle augmente aussi vers le nord-est, avec 50 m au Marchairuz (PASQUIER 1995). Au toit, soit à la base de la Formation de Vions, on note la présence d'une discontinuité sédimentaire, marquée par une surface durcie ou un ravinement. Cette discontinuité est aussi signalée au Vuache, avec un karst rempli de grès carbonaté (BLONDEL 1990).

Contenu fossilifère, milieu de dépôt

La Formation de Pierre-Châtel est pratiquement dépourvue de macrofossiles. Sous le microscope, on observe un riche assemblage de foraminifères benthiques, comprenant, en particulier l'espèce-guide *Pseudotextulariella courtionensis*, qui fait son apparition au sein de la formation. Les algues dasycladales (*Clypeina? solkani*, *Salpingoporella annulata*, etc.) sont aussi abondantes et diversifiées.

Le milieu est toujours marin. De bas en haut de la formation, avec des récurrences cycliques, il évolue d'une bordure de plate-forme à un domaine côtier émerusif. Au Marchairuz par exemple, PASQUIER (1995) reconnaît des dépôts variés de barres (dunes hydrauliques) externes ou internes, de tempestites, de lagon, d'estran et de plage, ainsi que des poches karstiques.

Age

CLAVEL et al. (1986) datent la base de la Formation de Pierre-Châtel du milieu du Berriasien moyen (Sous-Zone à *Privasensis*), grâce à une ammonite trouvée au Grand Salève. Selon ces mêmes auteurs, l'âge du sommet de la formation doit être compris entre le Berriasien moyen et la base du Berriasien supérieur.

c_{IV} Formation de Vions (Berriasien supérieur p. p.)

A l'instar du Purbeckien, la Formation de Vions, établie par STEINHAUSER & LOMBARD (1969) près du lac du Bourget, forme une combe prononcée, généralement herbeuse et déboisée, encadrée par les calcaires compacts des Formations de Pierre-Châtel et de la Chambotte. En cas de doute, le promeneur cherchera, dans les pâturages et sur les sentiers, la présence caractéristique de sable de quartz très fin (0,05–0,2 mm), gris-blanc, provenant de la décalcification des niveaux tendres de la Formation de Vions. Pour la synonymie et la distribution

régionale voir STEINHAUSER & LOMBARD (1969) et STEINHAUSER & CHAROLLAIS (1971), pour l'âge de la formation CLAVEL et al. (1986).

Lithologie, épaisseur

LAGOTALA (1920, fig. 5, niveaux 13–18) ainsi que MOREL (1947, p. 92, niveaux 10–25) fournissent chacun une coupe détaillée de cette unité, épaisse de 39 m dans la région. La Formation de Vions est formée essentiellement de calcaires roux ou beiges, bleus à la cassure, en partie gréseux et argileux, fortement bioturbés et grumeleux, localement riches en hydroxydes de fer. Dans le détail, les faciès varient beaucoup d'un affleurement à l'autre.

Contenu fossilifère, milieu de dépôt

A la base de la formation, la sédimentation est franchement marine, avec en général des calcaires échinodermiques bicolores et un intervalle peu épais (2–6 m) contenant un foraminifère porcelané caractéristique, *Pavlovecina (Keramosphaera) allobrogeneris*, visible à la loupe. Cette espèce fournit un niveau repère d'extension régionale, correspondant au plus à une période de dépôt de 300 000 ans (PASQUIER 1995).

Les bancs gréseux et argileux sont plus nombreux dans les derniers mètres de la série, et ont livré des macrofossiles récoltés par LAGOTALA (1920) et par MOREL (1947): des brachiopodes (essentiellement *Terebratula valdensis*), des bivalves (*Janira atava*) et des gastéropodes (*Leviathanian leviathan*), qui indiquent un milieu marin ouvert, juste avant le dépôt de l'unité suivante, la Formation de la Chambotte. Par contraste, le gros de la Formation de Vions correspond à une sédimentation toujours très peu profonde mais mixte, en milieu marin protégé avec de fréquentes fluctuations de salinité, comme en témoigne l'analyse des microfossiles: foraminifères, algues dasycladacées (*Zergabriella embergeri*, parfois visible à la loupe) et algues characées en débris.

Age

La base de la formation est datée du début du Berriasien supérieur (Zone à *Paramimimum*), grâce à la découverte d'une ammonite au Mont de Musiège, en Haute-Savoie (CLAVEL et al. 1986). A la Chambotte, en Savoie, la présence de *Calpionellites* sp. dans la partie moyenne de la formation indique le Berriasien supérieur.

c₁₋₂ Formation de la Chambotte (Berriasien sommital – Valanginien basal)

La Formation de la Chambotte, le «Marbre bâtard» des anciens auteurs genevois (LAGOTALA 1920), forme en général un petit crêt boisé, séparant la combe de la Formation de Vions des pâturages recouvrant le Calcaire roux. Dans les ré-

gions tectonisées, elle forme des noyaux résistants, séparant les unités encaissantes parfois étirées et écrasées au point de disparaître presque complètement (497.560/145.410, au sud de la Givrine). Cette formation a été définie par STEINHAUSER & LOMBARD (1969) près du lac du Bourget. Pour la synonymie et la distribution régionale voir STEINHAUSER & CHAROLLAIS (1971) et pour l'âge de la série CLAVEL et al. (1986).

Lithologie, épaisseur

La Formation de la Chambotte est constituée de calcaires massifs en bancs métriques ou submétriques, à patine blanche, ordinairement beige clair à la cassure et roses ou ocres sur les plans de fracture. Hors de son contexte, la Formation de la Chambotte peut être confondue avec l'«Urgonien supérieur», ou encore avec certains faciès de la Formation de Pierre-Châtel.

Dans la combe de Créva Tseveau à l'est de St-Cergue (502.940/144.120), les premiers mètres de la Formation de la Chambotte sont formés de calcaires beige clair finement bioclastiques, en plaquettes décimétriques. Près de l'alpage de l'Archette (499.880/144.150), cette même base est formée d'un calcaire jaune bioclastique, en partie oolithique, pouvant être confondu avec la base de la Formation de Pierre-Châtel.

Le toit de la Formation de la Chambotte est rubéfié, tarauté et limonitisé, avec parfois une brèche intraformationnelle, monogénique et bicolore. Localement (496.300/141.430), on note la présence d'un faciès corallien avec des cnidaires, des hydrozoaires et des spongiaires. En général, au toit de la formation, la pâte calcaire prend une couleur jaune paille, localement rose, soulignant une discontinuité sédimentaire visible en particulier dans le vallon du Vuarne (498.085/143.240).

CAROZZI (1948, p.26) a décrit du «Sidérolitique» d'âge berriasien à la carrière de la Violette (504.100/145.800), à 8,2 m sous la surface d'émersion du toit de la Formation de la Chambotte. Il s'agit d'un joint de stratification rempli notamment par des calcaires marneux et des marnes ocreuses et rouges, partiellement avec un aspect fortement gréseux. MOJON (à paraître) a trouvé dans ce remplissage des dents de crocodiles hétérodontes non marins (*Bernissartia*, *Theriosuchus*, *Goniopholis*), d'âge mésozoïque (Jurassique supérieur – Crétacé inférieur).

L'épaisseur de cette formation est variable: 17 m sous l'hôtel de St-Cergue, 14 m à la carrière de la Violette (LAGOTALA 1920) ainsi qu'à la Vasserode (YAZGAN 1967), 10 m seulement au village de Mourex, en territoire français (MOREL 1947).

STEINHAUSER & CHAROLLAIS (1971) ont montré que l'intervalle compris entre le toit de la Formation de la Chambotte et le Calcaire roux correspond à un hiatus ou à une condensation sédimentaire d'extension régionale. Cette discontinuité est marquée par une surface karstique observée également au Grand Salève

ainsi qu'au Vuache, où la formation a aussi une épaisseur de 16–17 m (BLONDEL 1990, DEVILLE 1990, DEVILLE & STROHMENGER 1990). La formation diminue progressivement d'épaisseur vers le nord, jusque dans le Jura central. A Cornaux (Neuchâtel), le Calcaire roux repose en discordance angulaire sur un équivalent latéral de la Formation de Vions.

Contenu fossilifère, milieu de dépôt

La Formation de la Chambotte s'est déposée en milieu de plate-forme très peu profonde, protégée à la fois du large et des apports terrigènes, avec des dépôts de plage et de dunes hydrauliques (BÖKER 1995). Sous le microscope, on observe des sables bioclastiques cimentés, souvent bimodaux, formés de débris de rudistes, de gastéropodes, de foraminifères, d'algues, etc. Un foraminifère caractéristique, *Pfenderina neocomiensis*, est visible à la loupe surtout dans les derniers mètres de la formation, avec d'autres gros foraminifères arénacés. Les macrofossiles sont virtuellement absents: seule une *Natica* (= *Leviathania*) *leviathan* est signalée par LAGOTALA (1920) sous la carrière de la Violette.

Age

Au sud du lac d'Annecy, la Formation de la Chambotte est subdivisée en trois unités, pour lesquelles CLAVEL et al. (1986) proposent les âges suivants:

- Berriasien sommital – Valanginien basal (Zone à *Callisto* et partie inférieure de la Zone à *Otopeta*) pour la Formation de la Chambotte inférieure, correspondant à la Formation de la Chambotte dans la région de la feuille Nyon.
- Valanginien basal (partie supérieure de la Zone à *Otopeta*) pour la Membre du Guiers, considéré comme un équivalent des Marnes d'Arzier. Toutefois, DEVILLE (1990) signale au Grand Salève un assemblage de calpionelles provenant d'un niveau attribué au Membre du Guiers. Cet assemblage est rapporté à la Zone à *Pertransiens*.
- Milieu du Valanginien inférieur (Zone à *Pertransiens*) pour la Formation de la Chambotte supérieure. Dans la région de la feuille Nyon, son équivalence avec le Calcaire roux du Salève est proposée par DEVILLE (1990).

c_{2m} **Marnes d'Arzier** (Valanginien inférieur)

La localité-type des Marnes d'Arzier est la carrière de la Violette, où elles ont été étudiées pour la première fois par DE LORIOLE (1868). LAGOTALA (1920) fournit une coupe ainsi qu'une liste de fossiles. Pour une description régionale de cette unité voir SCHNORF-STEINER & GUILLAUME (1965). Pour les échinides et l'âge de la série voir CLAVEL et al. (1986). Pour les palynomorphes voir MONTEIL (1995).

Lithologie, épaisseur

A l'échelle régionale, le toit rubéfié de la Formation de la Chambotte est surmonté de façon discontinue par les Marnes d'Arzier, très fossilifères à la Violette (504.150/145.800). Là, les marnes atteignent une épaisseur de 5,7 m (DE LA GRANDVILLE 1967).

En dehors de la carrière de la Violette, les Marnes d'Arzier affleurent sur une épaisseur de 3 m dans le vallon du Vuarne (498.085/143.230) et forment localement une petite combe mal caractérisée (496.800/144.460). Toutefois, dans la région de la feuille Nyon, elles ne sont le plus souvent représentées que par quelques centimètres de calcaires argileux peu fossilifères. Localement, elles sont remplacées, sur une distance de plusieurs centaines de mètres, par quelques centimètres d'une lumachelle compacte formée de débris de brachiopodes (496.285/141.400). Elles peuvent même manquer complètement, suggérant une sédimentation localisée dans les dépressions d'un paléorelief exprimé au toit karstifié de la Formation de la Chambotte. Au Vuache, BLONDEL (1990) signale dans les Marnes d'Arzier la présence de blocs décimétriques attribués au remaniement des calcaires de la Formation de la Chambotte, après émergence, fracturation et karstification.

Contenu fossilifère, milieu de dépôt

Plusieurs niveaux sont particulièrement fossilifères: brachiopodes tout spécialement abondants, mollusques bivalves, gastéropodes, cnidaires, bryozoaires, serpules, spongiaires, échinides, etc. De nombreuses espèces ont été décrites pour la première fois dans la carrière de la Violette (voir MONTEIL 1995, avec bibliographie). D'autres gisements ont été signalés par LAGOTALA (1920) à St-Cergue et par MOREL (1947) au Mont Mussy. Le milieu était marin ouvert, infralittoral.

Age

Les Marnes d'Arzier sont dépourvues d'ammonites. Leur datation du Valanginien inférieur (Zone à *Pertransiens*) est basée sur les associations palynologiques (MONTEIL 1995). Les ostracodes et les foraminifères benthiques récoltés au Vuache confirment l'âge Valanginien inférieur des Marnes d'Arzier (BLONDEL 1990).

c₂ Calcaire roux s.l. (Valanginien inférieur et supérieur)

L'unité du Calcaire roux s.l., terme adopté dans la présente notice, ou encore «Complexe des marnes et calcaires roux», terme informel utilisé par BÖKER (1995) et NUSSBAUMER (1995), affleure généralement mal et est souvent masquée par des pâturages.

Lithologie, épaisseur

Le Calcaire roux s.l. est essentiellement formé de calcaires bioclastiques cimentés (grainstones), intercalés ou non de marnes, gris-bleu en carrière, roux à l'altération, stratifiés en auges, se débitant en plaquettes centimétriques ou décimétriques, parfois un peu noduleux. Dans la région de la feuille Nyon cette unité est subdivisée en trois assises avec, de bas en haut:

Assise inférieure (18 m): formée de calcaires riche en oolithes, pauvres en grains de glauconie, intercalés de marnes. Ces couches affleurent mal à St-Cergue (LAGOTALA 1920, fig. 9). On a pu les observer en 1979 dans le vallon du Vuarne (498.085/143.230), après l'élargissement de la route conduisant à l'alpage, où l'on a le profil suivant (de bas en haut):

- | | | |
|----|--------|---|
| 1. | 2,5 m | calcaire fortement rubéfié, hétéroclastique, à petites oolithes, en bancs décimétriques. Au toit: surface onduleuse, ferrugineuse (Formation de la Chambotte) |
| 2. | 3,0 m | marne jaune peu fossilifère, très plastique (niveau attribué aux Marnes d'Arzier) |
| 3. | 8,0 m | calcaire partiellement oolithique, devenant entièrement oolithique vers le haut, en bancs centimétriques à décimétriques, à stratification oblique |
| 4. | 3,0 m | marne gris-brun, apparemment stérile |
| 5. | 4,0 m | calcaire roux plaqueté, finement biodétritique |
| 6. | 3,5 m | marne gris-brun, apparemment stérile |
| 7. | 10,0 m | calcaire roux, partiellement oolithique, en bancs centimétriques à décimétriques, à stratification oblique |

Les niveaux 2 à 6 de cette succession correspondent à peu près à ceux observés par MOREL (1947) dans la région de Divonne. Cet auteur place ces niveaux dans les Marnes d'Arzier.

Assise supérieure (18 m): essentiellement calcaire (c'est le «Calcaire roux» des anciens auteurs, *sensu stricto*), beaucoup plus spathique et glauconieuse, avec quelques pisolithes de limonite et des silicifications, et comprenant une intercalation marneuse.

L'assise supérieure a été relevée par LAGOTALA (1920, fig. 9), près de St-Cergue. Elle comprend une seule intercalation argileuse, le niveau 10 de Lagotala, avec 10 cm de marnes verdâtres contenant quelques térébratulidés. Ce même niveau forme une petite combe visible près du Couvaloup de Crans (497.050/144.650).

Assise terminale: «Calcaire à *Alectryonia rectangularis*» des anciens auteurs. Rarement visible (499.650/144.050).

L'épaisseur totale de 35 m environ observée dans la région de la feuille Nyon se retrouve au Vuache (BLONDEL 1990). Au Landeron (Neuchâtel), le Calcaire roux, ferrugineux à pisolithes, est réduit à une épaisseur de 8 m (MOJON 2002).

Contenu fossilifère, milieu de dépôt

Le Calcaire roux s.l. est riche en débris fragmentés d'échinides, crinoïdes, bryozoaires rameux, brachiopodes, éponges calcaires et bivalves. LAGOTALA (1920) signale aussi des dents de poissons. Des foraminifères sont visibles sous le microscope, dont l'espèce *Pfenderina neocomiensis*, déjà signalée dans la Formation de la Chambotte. Des petites huitres sont fréquentes à la surface des bancs. L'espèce *Alectryonia rectangularis*, présente surtout dans les derniers bancs de la série, est également signalée par LAGOTALA (1920) dans l'assise inférieure du Calcaire roux s.l.

Le Calcaire roux s.l. s'est déposé en milieu infralittoral marin ouvert, avec formation de dunes hydrauliques par les courants asymétriques de marée, sous une tranche d'eau de 20 m environ, selon BÖKER (1995) qui l'a étudiée dans la région du Crozet. La faune est caractéristique d'habitats en mode fixé sur des substrats indurés.

Age

Le Calcaire roux du Jura vaudois a été longtemps attribué au Valanginien supérieur (FALCONNIER 1931, STEINHAUSER & CHAROLLAIS 1971). Aujourd'hui, cette datation n'est prise en considération que pour le sommet de la série ou «Calcaire à *Alectryonia rectangularis*». Dans le Jura méridional, CLAVEL et al. (1986) placent la base du Calcaire roux s.l. dans le Valanginien inférieur, Zone à *Pertransiens*. Dans cette région, la série prend aussi le nom de Formation du Bourget, selon la nomenclature proposée par STEINHAUSER & LOMBARD (1969).

La présence du Valanginien terminal au Vuache est prouvée par la découverte d'une ammonite de la Zone à *Callidiscus*, *Teschenites* sp. (CHAROLLAIS et al. 1983). Au Salève, où les couches attribuées au Calcaire roux par DEVILLE (1990) mesurent 12 m au-dessus du Membre du Guiers, l'échinide *Pygopyrina incisa* permet de rapporter le niveau condensé du sommet de la série au milieu du Valanginien supérieur, Zone à *Trinodosum*.

c_{3m} Marnes d'Hauterive (Hauterivien inférieur p. p.)

L'assise des Marnes d'Hauterive, décrite pour la première fois par MARCOU (1859), forme une combe humide. Elle est habituellement masquée par des colluvions. LAGOTALA (1920) a publié une coupe détaillée près de St-Cergue, avec indication du contenu fossilifère. Pour une révision complète de la formation et de son contenu fossilifère voir REMANE (1989a, 1989b) et CHAROLLAIS et al. (1989).

Lithologie, épaisseur

La coupe du tunnel de St-Cergue, décrite par LAGOTALA (1920), est désormais inaccessible. Selon cet auteur, on y voyait de bas en haut les terrains suivants:

1. 7,0 m marne bleue ou brune, très fossilifère, intercalée de quelques niveaux décimétriques de calcaire échinodermique peu glauconieux
2. 4,6 m bancs de calcaire bioclastique, très spathique et lumachellique, riche en bryozoaires, pauvre en glauconie, séparés par de minces niveaux marneux; faisant saillie sur le terrain
3. 4,0 m alternances de marne bariolée à huitres, marno-calcaire et calcaire glauconieux
4. 4,0 m marne jaune, avec intercalations de marno-calcaire et calcaire glauconieux
5. 3,2 m calcaire spathique gris, glauconieux, intercalé de minces niveaux marneux contenant des échinides

Sur la feuille Nyon, le niveau 5 est rattaché à la Pierre jaune de Neuchâtel. On ajoutera à cette description la présence de quartz détritique, peu abondant dans les marnes. L'articulation de la série se retrouve dans la morphologie des régions à faible plongement (synclinal de la Prangine, synclinorium de Sonnaillen – les Léseneys, synclinal de Combe Grasse, etc.), la combe des Marnes d'Hauterive étant partagée en deux parties sensiblement égales par un léger crêt qui correspond au niveau 2 de calcaires bioclastiques. A l'échelle régionale, on retiendra toutefois que ce genre de corps sédimentaire a une extension relativement restreinte.

L'épaisseur générale est de 20 m environ.

Contenu fossilifère, milieu de dépôt

Les Marnes d'Hauterive, dans le Jura vaudois, ont fourni de nombreux macrofossiles dont on trouvera des listes dans la littérature spécialisée. Citons LAGOTALA (1920) pour la région de la feuille Nyon avec des huitres, échinides, bivalves, gastéropodes, brachiopodes, tous abondants. Les céphalopodes sont par contre très rares dans cette région: LAGOTALA (1920) mentionne avec doute *Holcostephanus astierianus*, et M. Conrad a trouvé un *Nautilus* sp. à l'est du Grand Sonnaillen. Les Marnes d'Hauterive contiennent également des foraminifères, des ostracodes, du nannoplancton et des palynomorphes. Pour plus de détails, le lecteur se référera aux articles spécialisés contenus dans l'ouvrage publié sous la direction de REMANE (1989b).

Le milieu de dépôt des Marnes d'Hauterive était franchement marin, d'abord à cheval entre les étages infralittoral et circalittoral, puis franchement circalittoral, donc plus profond, comme le montre l'étude des échinides et des ammonites. La présence de glauconie indique des eaux ne dépassant pas une température moyenne de 18°C.

Age

CLAVEL & CHAROLLAIS (1989a, 1989b) ont montré que, dans le Jura vaudois et le Jura méridional, le gros de l'assise des Marnes d'Hauterive correspond à l'Hauterivien basal, où l'espèce-guide d'ammonite *Acanthodiscus radiatus* est en effet présente. Toutefois, les premiers mètres de la série ont livré des ammonites permettant de placer la base des Marnes d'Hauterive dans le Valanginien terminal. L'épaisseur de 20 m mesurée sur la feuille Nyon est légèrement inférieure à celle observée au Salève (24 m pour les couches de la Zone à *Radiatus* selon DEVILLE 1990).

c_{3k} Pierre jaune de Neuchâtel (Hauterivien inférieur p. p.)

La Pierre jaune de Neuchâtel affleure de manière discontinue entre la combe des Marnes d'Hauterive et les calcaires urgoniens nettement plus résistants. Cette unité est mentionnée pour la première fois par MARCOU (1859). Des relevés détaillés ont été exécutés par REMANE et al. (1989) aux cantons de Neuchâtel et de Vaud, où la Pierre jaune est bien développée. Les datations par ammonites et des corrélations régionales sont traitées par CLAVEL & CHAROLLAIS (1989b). Enfin, on doit à KIRALY (1964) une étude détaillée des corps sédimentaires de la Pierre jaune aux alentours de Neuchâtel.

Lithologie, épaisseur

Nulle part, il n'a été possible de relever une coupe complète. Toutefois, les observations suivantes faites entre les alpages du Grand Sonnailey et de la Vullette (495.800/141.400) permettent de compléter les quelques indications fournies par LAGOTALA (1920). Au-dessus d'une zone couverte correspondant au niveau 4 des Marnes d'Hauterive, on a de bas en haut:

- calcaire gris, bioclastique à texture grainstone, glauconieux, se débitant en bancs pluricentimétriques
- zone tendre peu épaisse (2–3 m au plus), imperméable, comprenant un calcaire lumachellique un peu glauconieux, très fossilifère, pétri de rhynchonelles et térébratules mal conservées (voir ci-dessous pour une corrélation)
- calcaire roux, finement oolithique, très échinodermique, très peu glauconieux, se débitant en bancs pluricentimétriques

L'épaisseur est de 40–45 m à St-Cergue, correspondant à celle des couches des Zones d'ammonite à *Loryi* et *Nodosoplicatum* (voir plus bas), épaisseur qui augmente vers le sud-ouest: 53 m au Vuache (BLONDEL 1990, fig. 2) et 70 m au Salève (DEVILLE 1990, fig. 1), mais qui diminue en direction du nord-est, avec environ 30 m au Mont de Chamblon (REMANE et al. 1989, p. 42).

Contenu fossilifère, milieu de dépôt

Mis à part les brachiopodes, les macrofossiles manquent complètement. Sous le microscope, on observe un cortège de petits foraminifères benthiques (*Lenticulina* spp., *Dorothia* spp., etc.) caractéristiques d'un habitat circalittoral.

La Pierre jaune de Neuchâtel correspond à une sédimentation de mer ouverte, d'abord circalittorale, puis devenant moins profonde, comme en témoignent les calcaires partiellement oolithiques formant le terme supérieur de la série, avec formation de dunes hydrauliques.

Age

Se fondant sur des corrélations établies à l'échelle régionale, CLAVEL & CHAROLLAIS (1989b) attribuent à la Pierre jaune de Neuchâtel un âge Hauterivien inférieur non terminal : Zones à *Loryi* et *Nodosoplicatum*. Le genre d'ammonite *Lyticoceras* est en effet présent dans le niveau marneux de la carrière des Uttins, au Mont de Chamblon près d'Yverdon (BUSNARDO & THIEULOY 1989). Ce niveau marneux, qui mesure 3,5 m aux Uttins, partage la Pierre jaune de Neuchâtel en deux parties d'épaisseur inégale. On peut établir une corrélation entre ces marnes et la zone tendre lumachellique ci-dessus, observée au sud-ouest de la Vulliette.

c_{3U} «Urgonien jaune» («Urgonien inférieur»), Marne de la Russille (Hauterivien inférieur et supérieur p. p.)

L'«Urgonien inférieur», décrit dans le Jura pour la première fois par DESOR & GRESSLY (1859), est appelé aussi «Urgonien jaune». Il affleure dans les synclinaux de la feuille Nyon. Du point de vue orographique, il forme un léger relief entre la Pierre jaune de Neuchâtel, affleurant mal le plus souvent, et l'«Urgonien supérieur» (blanc), beaucoup plus fracturé et par conséquent moins résistant à l'érosion.

Un niveau plus argileux, la Marne de la Russille, introduit par JACCARD 1861, est présent sur quelques mètres au plus, au sommet de l'«Urgonien inférieur», formant localement une petite combe. Il est toutefois masqué par des éboulis ou des colluvions.

Pour un résumé historique et une description détaillée dans le nord-ouest du canton de Vaud, le lecteur consultera CONRAD & MASSE (1989) et pour la datation de la série CLAVEL & CHAROLLAIS (1989a et 1989b), ainsi que CLAVEL et al. (1995).

Lithologie, épaisseur

L'«Urgonien jaune» est formé de calcaires pseudo-noduleux ou grumeleux en bancs submétriques, beiges ou roux, très légèrement argileux et glauconieux.

La texture est généralement celle d'un packstone, localement d'un boundstone, partiellement oolithique.

L'épaisseur de l'«Urgonien jaune» est difficile à mesurer dans la région de la feuille Nyon, car les limites sont toujours masquées par des éboulis ou des colluvions. LAGOTALA (1920) ne se prononce pas, alors que MOREL (1947) propose 20 m au sud-ouest de Divonne, pour des affleurements qui se terminent par des marnes ou des marno-calcaires sans doute attribuables à la Marne de la Russille.

L'épaisseur de l'«Urgonien jaune» au lieu-dit «Tabagnoz» (495.200/142.900) est estimée à 10–12 m, valeur comparable à celles observées au Vuache par BLONDEL (1990) et au Salève par DEVILLE (1990). Dans le Jura vaudois, par contre, la formation mesure 57 m dans les gorges de l'Orbe (CONRAD & MASSE 1989), alors qu'elle manque complètement à la Rivière, dans la vallée de la Valserine, où elle semble remplacée par une épaisse série de calcaires bioclastiques (CONRAD 1969).

Contenu fossilifère, milieu de dépôt

Les macrofossiles sont réduits à quelques moules de brachiopodes et de rares piquants d'oursins attribuables à l'espèce *Pseudocidaris chunifera*. Au nord-est du village de St-Cergue (502.108/145.160), on a observé le développement de belles colonies de cnidaires (corail) branchus dans un gros bloc provenant de l'excavation d'une villa. Sous le microscope, ces calcaires se révèlent riches en bryozoaires, algues calcaires encroutantes, éponges calcaires et cnidaires.

L'«Urgonien jaune» correspond à l'installation de la plate-forme urgonienne, avec une sédimentation infralittorale en milieu marin ouvert, comme en témoigne la présence d'organismes filtrants.

Age

L'«Urgonien jaune» a été longtemps attribué au Barrémien inférieur. Se fondant sur quelques découvertes d'ammonites et sur une analyse séquentielle détaillée entreprise à l'échelle régionale, CLAVEL & CHAROLLAIS (1989b) et plus tard CLAVEL et al. (1995) proposent un âge à cheval entre l'Hauterivien inférieur et supérieur : Zones à *Cruasense* et *Sayni*.

c₃₋₄ «Urgonien blanc» («Urgonien supérieur») (Hauterivien supérieur p. p. et Barrémien inférieur ?)

L'«Urgonien blanc» (DESOR & GRESSLY 1859) affleure dans le cœur des synclinaux, en particulier celui de la Valserine, et forme généralement des massifs karstifiés, boisés de conifères. Très compact, sa résistance est toutefois réduite par la fracturation, en particulier au sud de la Givrine et du décrochement de St-Cergue.

Pour une étude régionale et les milieux de dépôt voir en particulier CONRAD (1969) et pour une révision de l'âge de la série CONRAD & MASSE (1989) et CLAVEL et al. (1994).

Lithologie, épaisseur

Il s'agit de calcaires formant des bancs métriques, pratiquement dépourvus d'argile, de couleur blanc ivoire, plus clairs que ceux de la Formation de la Chambotte, et veinés de rose par des infiltrations d'âge tertiaire. La texture, souvent difficile à distinguer à la loupe, est très variée, avec essentiellement des grainstones.

L'«Urgonien supérieur» a une puissance maximum de 50 m environ dans le synclinal de la Valserine. Son épaisseur d'origine est réduite par des érosions anté-éocène et néogènes.

Contenu fossilifère, milieu de dépôt

La macrofaune est essentiellement constituée par des rudistes (*Requienia* spp., *Monopleura* spp., *Toucasia* spp.), souvent à l'état de débris, parfois entiers et isolés, ou encore formant des biostromes de dimensions modestes associés à des nérinées. Sous le microscope, on observe des foraminifères benthiques (orbitolinidés, miliolidés, etc.), des algues dasycladacées, ainsi que des algues calcaires encroûtantes (surtout *Bacinella irregularis*).

Ce cortège est caractéristique d'un habitat marin infralittoral, très peu profond, protégé des influences du large, analogue à celui d'un lagon dans lequel les rudistes formaient des colonies fixées.

Age

L'«Urgonien supérieur» a été longtemps attribué au Barrémien supérieur. Une révision de l'échelle biostratigraphique des orbitolinidés et des corrélations à longue distance permettent désormais de placer la base des faciès à rudistes de l'«Urgonien supérieur» de la vallée de l'Orbe (Jura vaudois) dans l'Hauterivien supérieur, Zone à *Balearis* (CLAVEL et al. 1994, fig. 8). Pour ces mêmes auteurs, la Marne de la Russille est du même âge, du moins dans sa localité-type près d'Orbe. Par ailleurs, le Barrémien manque dans cette même région ainsi que dans le Jura neuchâtelois, sous des dépôts d'âge Aptien inférieur (CHAROLLAIS et al. 1994). Dans la région de la feuille Nyon, sa présence est par contre possible dans les calcaires à rudistes du sommet de l'«Urgonien supérieur».

TERTIAIRE (par M. Weidmann)

Eocène

e Sidérolithique

Cette formation existe sur le territoire de la feuille Nyon, contrairement à ce qu'affirmait LAGOTALA (1920, p.38). En effet, des petits affleurements très dégradés attribuables à des grès sidérolithiques ont été observés par M. Conrad en deux endroits:

- A la Givrine (497.950/145.570), sur les calcaires de l'«Urgonien supérieur», formant une amygdale tectonisée. Cet affleurement n'était plus visible en 2004.
- Au NE de l'alpage de Combe Grasse (499.400/145.950), sur les calcaires berriasiens de la Formation de Pierre-Châtel. Cet affleurement n'était plus visible en 2004.

CAROZZI (1948) avait décrit, dans la carrière de la Violette, un niveau de «Sidérolithique» d'âge berriasien, puissant de 60 cm. MOJON (à paraître) a trouvé récemment dans cette couche des dents de crocodiles du Mésozoïque (Jurassique sup. – Crétacé inf.).

La formation n'a pas été reconnue dans le sondage Messery-1, implanté tout près de la limite méridionale de la feuille Nyon (voir feuille 46 Coppet de l'Atlas géol. Suisse, coord. 512.130/133.710): les couches de base de la Molasse oligocène y reposent sur des grès, marnes et marno-calcaires datés du Crétacé supérieur (589–620 m). Pour une étude régionale, voir DUCLOZ (1981, 1983).

Oligocène

MOLASSE D'EAU DOUCE INFÉRIEURE

Situation générale

Les seuls bons affleurements de la Molasse visibles sur le territoire de la feuille Nyon sont ceux que le Boiron a dégagés presque tout le long de son cours et que HEIM (1919, p.26) avait déjà sommairement décrits. Ailleurs, les rares pointements ne montrent les couches de molasse que sur une faible épaisseur: ils jalonnent le contact basal des Gravieres de La Côte ou apparaissent sporadiquement dans le lit de quelques ruisseaux.

De nombreux sondages, souvent non carottés, ont atteint la Molasse sous la couverture quaternaire omniprésente. Les observations ainsi recueillies sont précieuses, mais toujours sommaires et elles n'ont jamais pu être vérifiées par l'examen des carottes ou des déblais. Les fondations de l'autoroute A1, entre Eysins et la Pierre Féline, avaient largement mis au jour la Molasse, permettant ainsi à J.-P. Vernet de faire, au début des années 1960, des observations qui ont été utilisées pour l'établissement de la présente carte (archives du Bureau de Construction des Autoroutes, Lausanne). La série molassique a été entièrement traversée par le sondage Messery-1.

D'après MOREL (1947), la Molasse affleurerait un peu à l'ouest de Divonne-Bains; cette donnée a été reportée sur la feuille Nyon, bien qu'on ne constate plus rien sur le terrain. Par contre, il n'a pas été tenu compte de l'ancienne observation qu'aurait faite H. Schardt, selon qui la colline du Trembley, entre Nyon et Prangins, serait molassique (GAGNEBIN 1950; CAROZZI 1947, p. 85; VIAL et al. 1989): en effet, des fouilles et sondages récents n'y ont révélé que de la moraine sur plusieurs mètres d'épaisseur.

En conclusion, il faut retenir que la Molasse ne peut guère être étudiée dans la région de la feuille Nyon: la nature et la répartition des diverses formations, de même que la structure régionale, demeurent très hypothétiques.

Les couches de base de la Molasse, surmontant les calcaires du Crétacé et le Sidérolithique éocène, n'affleurent pas sur le territoire de la feuille Nyon proprement dite, mais seulement à quelques centaines de mètres plus au sud: ce sont les *Calcaires de Grilly*, visibles dans le village d'Arbère (RIGASSI 1957, MICHEL 1966, DUCLOZ 1983). Ce membre basal a été reconnu dans le sondage Messery-1 entre 571 et 589 m. Son âge n'est pas fixé précisément; il devrait comprendre une partie du Rupélien et le début du Chattien (= zones à mammifères paléogènes MP22?–MP25?).

o₃ Marnes bariolées s. l. (Chattien inférieur)

(KISSLING 1974, JORDI 1995)

Lithologie, épaisseur

Succession monotone de séquences épaisses de 1 à 5 m, comprenant le plus souvent des grès fins à la base, passant à des marnes silteuses, puis argileuses, rouges, violettes, jaunes ou beiges, souvent marmorisées et parfois finement litées. Les marnes contiennent fréquemment des nodules carbonatés (caliche). La séquence peut être couronnée par un niveau argileux plus sombre, gris ou vert foncé, épais de moins de 20 cm, relativement riche en matière organique et montrant des traces de racines (paléosol). Il faut aussi noter la présence assez rare de bancs de grès plus épais (2 - 6 m), grossiers à moyens, ravinant profondément dans les marnes sous-jacentes. Ces grès fluviaux ne montrent presque jamais de conglomérat à galets mous («lag-deposit») à leur base.

Sur la rive droite de l'Asse (env. 504.800/139.720) affleure sporadiquement sur une centaine de mètres de longueur une couche d'argile jaune-beige épaisse de 15 cm: il s'agit d'une montmorillonite presque pure associée à des traces de dolomite (analyses FT-IR et XRD par F. Girod, Inst. de Minéralogie et Pétrographie, Univ. Lausanne). Il est probable, mais non démontré, qu'il s'agit là d'une bentonite d'origine volcanique.

Dans la région de la feuille Nyon, l'épaisseur de la formation peut être estimée à environ 500 m dans la région lémanique et probablement beaucoup moins au pied du Jura. Elle est de 510 m dans le sondage Messery-1.

Contenu fossilifère, milieu de dépôt

Les macrofossiles sont très rares dans les Marnes bariolées s.l.: DELAHARPE (1859) et JACCARD (1869) avaient signalé quelques *Helix ramondi* dans le Boiron; des rares fragments charbonneux de troncs et branches ont été trouvés dans les grès. De nombreux et volumineux échantillons de marnes rouges et de marnes sombres ont été prélevés et lavés sur tamis. Quelques-uns étaient stériles, mais la plupart ont livré des débris de mollusques, des charophytes, des ostracodes d'eau douce (*Moenocypris* spp., *Stenocypris* sp.), ainsi que des fragments d'os et de dents appartenant à des poissons, des rongeurs ou des petits reptiles.

La formation comprend surtout des dépôts de plaine d'inondation, dans lesquels alternent des phases lacustres ou palustres et des pédogénèses; quelques modestes rivières coulant vers l'W ou le SW devaient drainer ce paysage.

Age

Les microfossiles ayant permis une détermination plus ou moins précise de l'âge sont seuls détaillés ci-dessous:

- le Nant de Riond, 505.500/135.320: charophytes de la Zone à *Ungeri*,
- le ruisseau de Cordex, 506.640/142.850: charophytes de la Zone à *Notata*,
- le ruisseau de Cordex, 506.610/143.040: dents fragmentaires d'*Archaeomys* sp. indé.,
- la Serine, sous la ciblerie, 507.940/144.080: charophytes de la Zone à *Ungeri*,
- le Boiron, près de La Carrière, 503.090/136.290: charophytes de la Zone à *Ungeri*.; dents de *Eomys ebnatensis* et de Cainothéridé indé. = Zone de Wynau I à Zone de Rickenbach = MP27–29,
- le Boiron, au NE d'Arnex, 504.320/136.970: charophytes de la Zone à *Ungeri*.; dents de *Eomys major*, *Plesiosminthus promyaron*, *Gliravus* sp., Cricétidé indé., Théridomorphes indé. = Zone de Fornant 6 = MP28,
- le Boiron, au S d'Eysins, 505.570/136.940: charophytes de la Zone à *Ungeri*.

Ces résultats encore sommaires s'inscrivent fort bien dans la fourchette des âges déterminés jusqu'ici pour les Marnes bariolées s.l. dans les régions plus ou moins proches: bassin de Genève (ANGELILLO 1987, fig. 58 et 63), environs de Bougy, de Morges, d'Yverdon, du Gros-de-Vaud (KISSLING 1974, JORDI 1995, M. Weidmann et al., travaux en cours).

Dans la région de Nyon, la formation date donc probablement des zones MP27 à MP29, l’affleurement aval du ruisseau de Cordex étant le plus jeune de tous ceux qui ont été datés.

Un épisode lacustre (Série des calcaires d’eau douce et dolomie), daté du Chattien supérieur, épais d’environ 30 m, s’intercale dans le Gros-de-Vaud entre les Marnes bariolées s.l. et les Grès et Marnes gris à gypse (KISSLING 1974, JORDI 1995). Il n’affleure pas sur le territoire de la feuille Nyon et n’a pas été reconnu dans le sondage Messery-1.

o_{3y} Grès et Marnes gris à gypse (Chattien supérieur)
(KISSLING 1974, JORDI 1995)

La feuille Nyon ne montre que quelques affleurements de Grès et Marnes gris à gypse; le sondage Messery-1 en a traversé la base, sur une quarantaine de mètres d’épaisseur.

Lithologie, contenu fossilifère

L’affleurement amont de la Promenthouse, en rive droite et en face de l’usine électrique proche du pont coté 396 m (509.990/140.065), déjà décrit par NECKER (1841, p. 430), montre des grès fins et des silts gris bien lités, avec un niveau de marnes jaune rosée, puis sombres à fragments de mollusques (planorbes, limnées). Ces marnes ont livré au lavage des charophytes de la Zone à *Ungeri* ou de la Zone à *Notata*, des os, otolithes et dents pharyngiennes de poissons d’eau douce, dents de *Eucricetodon* sp., *Pseudocricetodon* sp., *Plesiosminthus* sp. qui ne permettent pas de fixer un âge précis.

L’affleurement aval a été dégagé par un glissement de terrain récent à l’extérieur d’un méandre de la Promenthouse (510.160/139.820) et doit se situer stratigraphiquement un peu au-dessus du précédent. On y observe sur une dizaine de mètres d’épaisseur des marnes bien litées, argileuses ou silteuses gris clair, souvent très riches en ostracodes, quelques lits centimétriques de grès fin, et des niveaux de calcaire vert clair ou brun, épais de 2–10 cm, associés à des feuillets de marne sombre à mollusques. Les lavages ont montré la présence de petites rosettes de gypse, de terriers pyritisés, de charophytes de la Zone à *Ungeri* ou de la Zone à *Notata*, de restes de poissons (os, dents pharyngiennes et otolithes de *Dapalis rhomboidalis* et *Palaeolebias* sp.), d’une riche faune d’ostracodes vivant en eau surtout saumâtre (*Hemicyprideis dacica*, *Hemicyprideis* cf. *roenana*, *Ilyocypris* cf. *essertinensis*, *Cytheromorpha* sp., *Heterocypris*? sp., *Moenocypris* sp., *Cypridopsis*? sp.) et d’une seule dent de mammifère (Cainothériidé indét.). Une datation précise n’est pas possible.

Une vaste et profonde excavation a été exécutée en 1996 près de Signy, sur le site d’un nouveau centre commercial. Sous 6–10 m de moraine de fond com-

pacte et très dure, dans l'angle ouest de la fouille (505.120/139.180), on a pu observer les Grès et Marnes gris à gypse, très fracturés et replissés par le passage d'un important accident décrochant. En plus des classiques marnes silteuses grises bien litées et très riches en ostracodes d'eau saumâtre (*Ilyocypris* sp., *Cytheromorpha* cf. *zinndorfi*, *Moenocypris*? sp., *Hemicypriedeis genavensis* très abondants), la formation comprend ici (fig. 2) de nombreux bancs de 5 à 40 cm de dolomie gypsifère blanche, beige ou grise et de rares lits de calcaire lacustre bitumineux. Les filons de gypse fibreux sont particulièrement fréquents et parfois épais de plus de 10 cm. Une datation précise n'est pas possible.

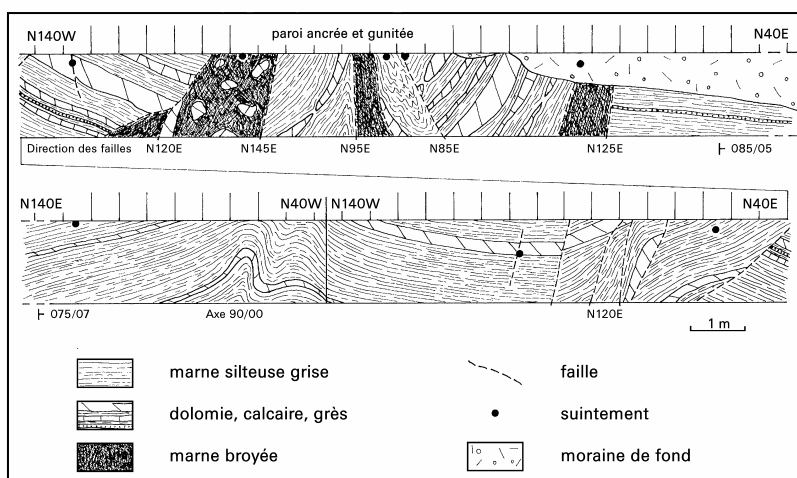


Fig. 2: Fouille du centre commercial de Signy (env. 505.120/139.180). Faces NW et SW de la fouille, profondeur env. 8–10 m: Grès et Marnes gris à gypse (Chattien supérieur), très fracturés et replissés par le décrochement de Bonmont-Yvoire.

Autour du château de Changins (env. 507.000/140.000), de nombreux sondages ont été exécutés lors de la construction des bâtiments de la Station fédérale de recherches agronomiques; plusieurs ont atteint la Molasse qui comprend ici des marnes tendres grises ou vertes, parfois gréseuses, riches en gypse, associées à quelques niveaux de calcaire blanc et de marne noire à mollusques (De Cérenville Géotechnique, Lausanne, rapport inédit). Les carottes de ces sondages n'ont pas été conservées et le plongement des couches n'a pas été relevé, si bien qu'on ne peut pas préciser quelles sont les relations des Grès et Marnes gris à gypse du château de Changins avec les Marnes bariolées s.l., redressées et fracturées, qui affleurent plus bas, dans le lit de l'Assé (507.030/138.930). Un peu en amont de

ce dernier point, quelques affleurements fort médiocres (marnes jaunes et grès fins) ont été attribués avec doute aux Grès et Marnes gris à gypse.

Près de Duillier, un sondage a révélé la présence de la Molasse à faible profondeur. Dans d'autres sondages, non carottés (à Gland et au bord du lac à Dully), la Molasse a été atteinte à plus grande profondeur. Ces roches n'ont pas fait l'objet d'une étude particulière et leur attribution stratigraphique au Chattien supérieur est hypothétique.

SCHROEDER (1957, p. 25) mentionne «près de Begnins» (voir aussi RIGASSI 1982a) un affleurement de Grès et Marnes gris à gypse, accompagné de calcaires et dolomie, mais cet affleurement n'a pas été retrouvé. Tous les sondages qui ont atteint la Molasse, dans le village de Begnins et dans les environs, n'ont semble-t-il rencontré que des Marnes bariolées s. l. Les affleurements visibles dans la Serine entre le Moulin à Colet et les cibles du stand de Begnins se rattachent à cette dernière formation. Cependant, une profonde excavation destinée aux fondations d'un immeuble, en aval de la route cantonale à la sortie ouest de Begnins (508.100/144.090), a révélé la présence de marnes grises sombres broyées et de petits bancs de calcaire lacustre fracturés et fortement redressés. Cet affleurement temporaire, aimablement signalé par le Prof. A. Parriaux en avril 2004, appartient très probablement aux Grès et Marnes gris à gypse et il permet en outre de préciser le tracé de l'accident St-Cergue–Luins.

JACCARD (1869, p.54) avait signalé entre Vincy et Vinzel «des calcaires marneux ou bitumineux, avec coquilles d'eau douce, et des marnes blanches à *Chara* et *Cypris*» en fragments ramenés en surface par les labours profonds dans les vignes, ce qui fut récemment confirmé par des sondages à la tarière exécutés par M. Gratier (Lausanne) à l'occasion d'études pédologiques. S'il s'agit bien là de Chattien supérieur, on pourrait alors supposer, à la suite de divers auteurs (Middleland Oil Co 1956, rapport inédit; VERNET 1972; GRICHTING 1974), qu'une importante faille normale détermine l'escarpement de La Côte et abaisse de près de 200 m le contact Chattien supérieur/Chattien inférieur sur son compartiment méridional; toutefois, les lignes sismiques récentes ne révèlent pas un tel accident.

Les Grès et Marnes gris à gypse mesurent normalement 150–170 m d'épaisseur.

Milieu de dépôt

La formation décrite ici s'est déposée dans un milieu tantôt lacustre et tantôt lagunaire (sabkha), avec une salinité très variable et de fréquents apports détritiques fins organisés en séquences régulières (ANGELILLO 1987, REGGIANI 1989, PLATT 1992). Elle n'est pas colorée et ne montre que peu de paléosols.

Age

Son âge recouvre le Chattien supérieur et la base de l'Aquitaniens (MP29 à MN1 = niveau de Rickenbach à niveau de Boudry 1).

La Molasse grise de Lausanne (Aquitanien) n'affleure pas sur la feuille Nyon et il n'y a pas d'indication permettant de supposer sa présence en profondeur, sous le Petit Lac. L'Aquitanien a par contre été reconnu dans le bassin de Genève, à Vandœuvres notamment, par ANGELILLO (1987, p. 150–153), mais il n'est pas conservé sur l'anticlinal de Messery. Plus loin vers le SE, la carte de RIGASSI (1982a) et le profil de VIAL (1976, fig. 14) indiquent que l'Aquitanien existe sous le Quaternaire, dans l'axe du synclinal de Douvaine.

QUATERNAIRE

(par R. Arn)

Pléistocène moyen – supérieur

PRÉWÜRM ET WÜRM ANCIEN

q₃₋₄ Dépôts glaciaires inframorainiques indifférenciés

La partie nord-est de la feuille comprend une importante assise de dépôts quaternaires antérieurs à ceux du Würm récent, au sein de laquelle on peut distinguer:

- le remplissage d'un réseau hydrographique ancien nettement plus déprimé que l'actuel,
- une masse d'au moins 100 m d'épaisseur (jusqu'à près de 300 m au nord-est de la feuille) formant le relief qui domine le vignoble de La Côte et le Bois de Chênes (plateau de Mont Choisi).

Aucun élément de datation n'est disponible pour cet ensemble exceptionnel. La différenciation des unités cartographiques ne peut donc se fonder que sur la lithologie. Les rares affleurements permettent de distinguer localement des alluvions fluvioglaciaires ou glaciolacustres, des sédiments fins glaciolacustres et des dépôts glaciaires jurassiens, dont la description est donnée aux paragraphes qui suivent. Ces trois types de dépôts bien caractérisés ont été cartographiés individuellement. La partie restante non différenciée est désignée par le terme plus général de *dépôts glaciaires inframorainiques*. Il s'agit de terrains à dominance sablo-limoneuse, contenant des galets à morphologie glaciaire et notamment des moraines de fond ou de surface. Ce regroupement dominé par des dépôts glaciaires peut toutefois contenir des intercalations discrètes de sédiments palustres ou fluviaux d'origine interglaciaire ou interstadiaire.

Sur le versant forestier dominant Luins, Vinzel et Bursins, on peut observer une de ces moraines anciennes gisant entre deux formations d'alluvions graveleu-

ses. Ce même versant contient un petit affleurement de limons tourbeux très compacts, dans le lit du ruisseau «la Vercatole» (509.640/144.730). Ces sédiments en place offrent des possibilités de datation par méthode isotopique ou par analyse pollinique. Mais la probabilité de se trouver au-delà des limites de la méthode ^{14}C est élevée.

Les «lignites» signalés par LAGOTALA (1913–1935) en rive droite de la combe de Begnins, environ 600 m en amont du pont de la Cézille, n'ont pas été retrouvés. Il faut ajouter à ces observations de niveaux organiques anciens, les «argiles limoneuses grises à tuf et matière organique» atteintes par forage sous 2,3 m de moraine limono-sableuse à galets alpins dans le versant occidental de la Serine (507.955/145.130, rapport inédit GEOLEP 1990). D'autres formations sablo-graveleuses, glaciolacustres ou fluvioglaciaires gisent plus au nord, notamment à Bassins (en dehors de la feuille Nyon) où plusieurs sondages non carottés ont traversé une succession complexe de terrains quaternaires jusqu'à 120 m de profondeur sans atteindre la Molasse.

q_{3-4s} *Dépôts fluvioglaciaires ou glaciolacustres sablo-graveleux anciens*

Les positions et natures lithologiques permettent de distinguer plusieurs formations:

Les Alluvions (ou Graviers) de La Côte: cette formation, reconnue pour la première fois par NECKER (1841), est définie par sa position en contact direct avec la Molasse, par son altitude et par son degré élevé de cimentation.

L'étude la plus récente (ARN 1984) distingue trois sous-formations. Les deux premières, qui s'individualisent par leur pétrographie, gisent à l'est entre Bougy et Tartegnin, hors de la feuille, avec une base située entre 620 et 600 m d'altitude. La troisième affleure entre Bursins et la scierie de Begnins, avec une base située entre 527 et 518 m.

Cette sous-formation occidentale très puissante est visible dans le versant jusqu'à une altitude comprise entre 570 et 580 m. On peut la suivre presque continuellement au sommet des vignes de Gilly à Luins (510.050/144.700). Des gravières réapparaissent ensuite brièvement au sud-ouest des Serraux-Dessus (509.250/144.250) et dans le lit du Nant (508.950/144.140) pour affleurer très largement dans le ravin de la Serine, en amont de la scierie de Begnins (en particulier en 507.750/144.500). Un forage les a traversés à l'ouest des Serraux (509.200/144.390) sous une moraine, entre 7,4 et 39 m de profondeur; ils reposent sur la Molasse, à 527 m d'altitude, et comprennent deux niveaux de limons d'aspect molassique (rapport inédit GEOLEP 1988).

Plus à l'ouest, les derniers gisements se trouvent peut-être sous la colline du Bochet, au pied de laquelle subsistent les traces d'anciennes gravières (507.000/144.300). Au sud, on peut en observer en rive droite de la Serine jusque peu en amont du Moulin du Creux (508.170/143.320).

L'ancienne gravière située au débouché droit de la combe de Bursins (511.630/145.800) permet d'observer encore aujourd'hui sous une moraine de fond de haut en bas:

- un niveau supérieur de graviers à stratification horizontale fruste, à galets souvent striés, à matrice sablo-limoneuse, contenant quelques galets jurassiens (14 m),
- un niveau intermédiaire plus mince de graviers mal classés mais bien lavés, caractérisé par sa stratification oblique et la présence de gros blocs jurassiens (3 m),
- un niveau inférieur de graviers sableux bien classés, stratifiés horizontalement et dépourvus d'éléments jurassiens (7 m).

Au-dessous, des forages ont révélé la présence de sables et de limons reposant sur la Molasse par l'intermédiaire d'un premier niveau de graviers.

Cet exemple illustre l'hétérogénéité des Graviers de La Côte qui sont pour l'essentiel d'origine fluvioglaciaire rhodanienne, mais contiennent localement des galets jurassiens (ROESSINGER 1908 a) et aussi des épisodes glaciolacustres.

A cet aspect complexe s'ajoute l'existence d'un second niveau graveleux à éléments rhodaniens superposé au premier par l'intermédiaire d'un épisode morainique en biseau observable au milieu du versant forestier entre Bursins et Luins. Ce niveau graveleux, d'épaisseur assez constante, a d'abord sa base vers 600 m, puis rejoint les alluvions inférieures vers 580 m ; il est aussi de genèse fluvioglaciaire.

L'âge des Alluvions de La Côte est inconnu. Les échantillons organiques prélevés au-dessus du niveau alluvial au Signal de Bougy et à Tartegnin fournissent des âges $\geq 34\,000$ ans BP, mais la relation de ces niveaux palustres avec les alluvions n'est pas parfaitement claire. La position de ces dernières à la base d'un complexe quaternaire pouvant atteindre près de 300 m d'épaisseur, sur une éminence molassique située à l'écart des principaux flux glaciaires, plaide en faveur d'un âge antérieur au Würm.

Le *Niveau sableux lithifié* souligne la base des Graviers de La Côte, entre Gilly et Vinzel. Ce niveau de sables fins à moyens git assez exactement entre 533 et 541 m. Les plus beaux affleurements se trouvent le long de la route de Burtigny (511.900/145.960), au nord-ouest du château de St-Vincent (511.400/145.550), et à la Chaponnière (510.150/145.070). Ces sables consolidés de genèse fluviale ont été signalés par différents auteurs comme appartenant à la Molasse. Ils y ressemblent en effet à s'y méprendre, mais la présence indéniable de graviers en dessous ne laisse aucun doute sur leur âge quaternaire, comme l'avait déjà remarqué NECKER (1841).

Les *dépôts sablo-graveleux du Bois de Chênes* ont été reconnus entre 1964 et 1988 lors de plusieurs campagnes de recherche d'eau (rapports inédits du bureau technique Norbert et du GEOLEP). Les sondages ont rencontré, sous des graviers supérieurs et une moraine de fond, au moins deux formations de graviers inférieurs gisant en partie au contact de la Molasse, avec un toit situé entre 553 et 507 m d'altitude et une base entre 512 et 492 m.

La première est de genèse fluvioglaciaire. Elle forme le remplissage d'un ancien vallon de la Serine dont l'axe passe un peu à l'ouest du cours actuel. Ces dépôts affleurent particulièrement bien sur les rives du ruisseau de la Combe, peu avant sa confluence avec la Serine. La seconde appartient à des dépôts glacio-lacustres qui occupent la partie nord du Bois de Chênes.

Le *Sillon des Pralies* (FALCONNIER 1953), mis en évidence en 1949 par E. Poldini grâce à la géophysique et parfois nommé sillon de Trélex ou sillon de Rolle, a été partiellement exploré par des forages de recherche d'eau potable (FALCONNIER 1953, rapport inédit de A. Falconnier & J. Norbert 1961). Il se présente sous forme d'une large dépression qui, partant des hauts de Chésérèx, suit d'abord brièvement le pied du Jura, puis oblique vers l'est pour rejoindre le lac au-dessous de Bursinel. L'axe de cette large vallée passe par Trélex, entre Duillier et Coinsins, puis un peu au nord de Gland et Dully. Sa partie amont a fait l'objet d'études gravimétrique (DI MARCO & PILLEVUIT 1989) et géoélectrique (TATIENOU 1986) qui s'accordent avec les conclusions de FALCONNIER (1953). Vers l'aval, plusieurs sondages profonds permettent de situer approximativement la suite du sillon, alors que les mesures géoélectriques ne montrent pas sa continuation vers l'est à partir de Gland, en raison d'un fort épaississement de la couverture morainique (MEYER DE STADELHOFEN 1975).

Le remplissage quaternaire est épais et complexe. Le sondage carotté d'Arpey (503.640/141.550) a montré, sur 130 m de profondeur, au moins quatre occupations glaciaires marquées chacune par le dépôt d'une moraine de fond (rapport inédit de A. Falconnier & J. Norbert 1961). Ces moraines sont séparées par des alluvions de diverses granulométries et/ou par des sédiments glaciolacustres, voire lacustres. L'analyse pollinique d'une séquence prélevée à la base du forage de Gingins (503.820/141.220; WEIDMANN 1962) révèle une flore de climat subarctique, où les herbacées dominent sur les espèces arborescentes représentées essentiellement par le pin et le bouleau. Ces données ne permettent pas de procéder à un calage chronologique et demeurent les seules disponibles.

Le niveau de base qui a dicté l'érosion de ce sillon est très nettement inférieur à celui du Léman actuel. Le forage de Bucleis (506.750/141.080), situé à au moins 6 km de son débouché dans la cuvette lémanique, révèle déjà un thalweg à une altitude inférieure à 407 m. Entre Gland et Vich, il devrait se situer au-dessous de 340 m. Un autre sondage implanté 1 km au sud de Bursinel montre que le thalweg est ici plus profond que la cote 285 m s.mer. Dans ce secteur, SIGRIST (1974) et HAUMGARTNER (1996) avaient mis en évidence sous le fond lacustre une zone de haute résistivité électrique pouvant correspondre à un ancien delta graveleux.

L'existence de sillons secondaires creusés lors d'une phase érosive plus jeune dans le sillon principal est suggérée par une série de sondages effectués dans les environs des sources du Frêne (coord. moyennes 507.800/141.200; divers rapports inédits et BURGER 1979) et peut-être par le gisement lenticulaire des alluvions qui alimentent la source de la Colline (505.160/142.050).

Les *Alluvions de Duillier* ont été reconnues par forages au sud du village de Duillier (507.430/140.390). La galerie de captage de la source du Château en touche la base. Altitudinalement, elles peuvent être corrélées avec les trois affleurements de Calèves et avec la coupe observée par LAGOTALA (1913–1935) dans l'ancienne gravière de Montelly (au sud de la Prairie, 506.130/138.600). Les altitudes observables de ces affleurements sont résumées dans le tableau suivant:

Site	Coordonnées moyennes	Altitude de la base [m s. mer]	Altitude du sommet [m s. mer]
Duillier, les Murettes	507.850/140.700	~ 435	~ 445
Duillier, le Château	507.400/140.300	~ 450	~ 460
Calèves	506.600/139.750	455	460
Petit Calèves	506.550/139.400	440	~ 455
Montelly	506.100/138.600	~ 435	440

Le *Sillon de Grens-Signy* a été mis en évidence par des investigations géophysiques et quatre forages. Ce petit sillon comblé d'alluvions surtout graveleuses alimente le puits communal de Signy.

Le *Sillon de la Châtaigneraie-Montfleury* prend naissance un peu au nord de Crans, et se poursuit vers le sud sur la feuille 1281 Coppet, d'après la carte du SERVICE CANTONAL DE GÉOLOGIE DE GENÈVE (1998).

Les *Alluvions d'Arzier* forment une séquence remarquablement épaisse que l'entaille du ruisseau d'Oujon (505.250/145.050) permet d'observer entre 690 et 760 m d'altitude. Leur origine est essentiellement fluvioglaciaire et alpine, localement glaciolacustre ou jurassienne. Un sondage profond non carotté implanté au-dessus de Genolier (504.950/143.710) a montré le profil suivant (de haut en bas):

6 m	fluvioglaciaire jurassien
20 m	moraine jurassienne
15 m	graviers propres rhodaniens
39 m	moraine de fond rhodanienne
20 m	sables et graviers propres rhodaniens

D'autres sondages profonds non carottés exécutés entre Arzier et Genolier n'ont apparemment traversé que 15–25 m de moraine jurassienne plus ou moins graveleuse au sommet, puis 40–50 m de moraine de fond rhodanienne incluant quelques intercalations de graviers fluvioglaciaires. On ne connaît ni l'âge, ni l'extension précise de ces Alluvions d'Arzier.

Les *Alluvions anciennes de Divonne-les-Bains* correspondent à un niveau de gravier, observé entre deux moraines de fond par JOUKOWSKY (1925) lors des travaux de captage de la source Vidart.

Les *Alluvions anciennes du versant jurassien* sont révélées par un petit affleurement d'alluvions fluvioglaciaires inframorainiques à 830 m d'altitude sur le

versant du Jura, dans la partie haute des Côtes de Givrins (503.660/144.400). Ces graviers rhodaniens sont stratifiés horizontalement et sont recouverts par une moraine de surface jurassienne.

q3-4L *Dépôts glaciolacustres fins anciens*

Toujours d'une très grande compacité lorsqu'ils sont en place, ces sédiments comprennent des sables généralement fins, des limons sableux ou argileux, plus rarement des argiles. La stratification est le plus souvent bien visible, horizontale, avec parfois des structures de mouvements sous-lacustres (slumps). L'origine glaciolacustre est attestée par la présence parfois très discrète de galets polis isolés dans la masse fine (drop-stones). Sur les spécimens calcaires, on distingue facilement la présence de stries glaciaires.

Les affleurements les plus remarquables se trouvent dans le vallon de la Dullive, au sud-ouest de Dully, et dans la partie aval de son affluent le Lavasson. La séquence glaciolacustre mesure ici près de 20 m d'épaisseur. Elle forme, avec la moraine de fond qui la surmonte, la partie supérieure du remplissage du sillon des Pralies.

Les sables et limons jaunes qui affleurent au nord-ouest du Mont Mussy, sur le talus de la route départementale 984c (498.000/134.550), sont également considérés comme anciens. Leur contenu en galets est très nettement dominé par les éléments d'origine jurassienne.

Les autres gisements cartographiés sont:

- l'importante formation atteinte par forage et observée dans certaines fouilles au sud, sud-est et à l'est de Gingins, qui semble elle aussi appartenir au remplissage du large sillon des Pralies,
- le bel affleurement du ravin de l'Oujon, à 780 m d'altitude, déjà signalé par LAGOTALA (1920: 504.900/145.100), mais confondu par cet auteur avec une moraine de fond,
- l'affleurement observé à l'ouest du Molard au Cerf à 720 m d'altitude (503.880/144.120),
- les limons argileux visibles dans le lit du Boiron, en amont et en aval du remblai de la voie CFF (non représentés sur la carte).

q3-4J *Dépôts glaciaires jurassiens anciens*

Parmi les autres terrains inframorainiques, les dépôts glaciaires jurassiens se distinguent par leur pétrographie: elle est dominée à plus de 95 % par des éléments provenant du Jura. La matrice sablo-limono-argileuse est abondante. Elle enrobe des graviers, pierres et blocs de toutes tailles. Les affleurements repérés ne sont pas d'une qualité suffisante pour que leur genèse soit déterminable avec certitude. En apparence, il s'agit plutôt de moraines de fond, en particulier en ce qui

concerne le Mont Mussy, mais il n'est pas exclu que ce soient des dépôts glacio-lacustres ou glaciotorrentiels.

A part le grand affleurement du Mont Mussy, les deux sites où de tels dépôts sont visibles sont situés dans le talus de la route Genolier – Le Muids (506.240/144.770, affleurement non figuré sur la carte) et non loin du sommet de la colline du Bochet (506.680/144.370).

La présence de ces dépôts sur le revers du Mont Mussy, à plus d'un kilomètre des moraines locales fraîches les plus avancées, témoigne d'une extension glaciaire jurassienne antérieure de plus grande ampleur, jusqu'ici inconnue dans la région de Nyon. Rappelons que AUBERT (1986) a observé une moraine jurassienne sur la rive du Veyron, à plus de 2 km des moraines de Montricher; il l'attribue à une première «récurrence jurassienne» tardiglaciaire, recouverte par l'oscillation rhodanienne du stade de Montosset (ARN 1984).

Pléistocène supérieur

WÜRM RÉCENT

q_{4m} Dépôts morainiques rhodaniens

L'extension glaciaire maximale de la période würmienne, à laquelle sont attribués les dépôts des moraines supérieures, se serait produite lors du Würm récent. Cette hypothèse n'est pas admise par tous les auteurs. KILIAN (1911), LAGOTALA (1920) et plus récemment BURRI (1977), MONTJUVENT (1978), MOSCARIELLO et al. (1998), TRIGANON (2002) et GUITER (2003) considèrent l'extension du Würm récent comme nettement plus modeste que celle du Würm ancien. A l'instar de FALCONNIER (1931), nous n'avons pas trouvé, sur le territoire de la feuille Nyon, d'argument en faveur de ce point de vue. L'aspect de la dernière moraine de fond semble en tous cas constant, aussi bien sur le plan morphologique que sur celui de son altération, et ce depuis les affleurements élevés tels que ceux d'Arzier (830 m) jusqu'à ceux de la rive lémanique. La question demeure ouverte.

Moraine de fond rhodanienne (moraine argilo-limoneuse, grise à beige)

Dépôts de granulométrie très variée, très compacts en dessous de 2 m de profondeur, décrits autrefois comme «argile à blocs», c'est un limon argilo-sableux avec graviers, pierres et blocs striés. La granulométrie varie un peu en fonction des terrains sous-jacents. La fraction limono-argileuse est ainsi plus importante dans les moraines recouvrant l'éminence molassique marneuse d'Arnex.

A l'échelle du mètre, cette moraine de fond est dépourvue de toute stratification. Au-delà de cette grandeur, on peut observer parfois un certain litage, souligné par des bandes plus caillouteuses ou plus sableuses.

En dehors de la zone superficielle teintée par l'oxydation du fer, la couleur tend partout vers le gris ou le gris beige, y compris sur les affleurements accrochés au flanc du Jura.

La pétrographie est très largement dominée par les éléments d'origine alpine ou molassique. Des galets jurassiens peuvent être présents dans les moraines du pied de la chaîne mais rarement dans une proportion pouvant prêter à confusion.

L'épaisseur de cette moraine est extrêmement variable. En moyenne voisine de 5 m, elle peut tendre vers zéro au sommet de certaines croupes molassiques ou au contraire former des accumulations de plus de 10 m sur de larges surfaces, à l'exemple de la zone s'étendant entre l'autoroute et la ville de Nyon.

La moraine de fond rhodanienne est présente sur l'ensemble de la partie basse de la feuille. Sur le flanc du Jura, les dépôts les plus élevés se situent comme suit:

Les Combettes / Arzier	505.800/145.970	830 m
Grande Côte de Bonmont N	500.570/141.220	800 m
Molard au Cerf	504.000/144.350	810 m
Grande Côte de Bonmont S	499.900/140.670	870 m
Bois Badis d'en Bas	499.400/140.200	915 m
Petite Côte	499.280/139.840	840 m
Bois de Majorat	497.900/137.700	810 m

Les cinq derniers sites consistent en des ravins où la moraine rhodanienne a été mise au jour par l'érosion, sous une moraine locale. L'appartenance de ces affleurements à une invasion glaciaire antérieure au Würm récent ne peut être exclue.

Moraine de surface rhodanienne (moraine sablo-graveleuse)

Graviers sablo-limoneux, avec pierres et blocs, souvent stratifiés obliquement, avec des structures d'effondrement liées à la fonte retardée de culots de glace morte. Ces dépôts très hétérogènes ont une granulométrie assez variée traduisant un faible transport par les eaux. L'interstratification de lentilles de moraine de fond ou de lits glaciolacustres est fréquente. Synonymes: moraine superficielle, moraine caillouteuse, moraine graveleuse, moraine de retrait.

Vallums morainiques rhodaniens

Sont considérés comme des vallums, les reliefs morainiques allongés, disposés souvent perpendiculairement à la pente générale, et déterminant ainsi presque toujours un cours d'eau subséquent héritier d'un drainage périglaciaire. Ces vallums sont fréquemment liés à des terrasses glaciolacustres, à l'exemple du Bois de Chênes (au nord de Coinsins), des alentours de Coinsins et de Trélex. Nombre d'entre eux n'ont pourtant pas la texture granulométrique grossière attendue pour ce type de dépôt et sont au contraire constitués de moraine de fond. Leur profil transversal, le plus souvent très arrondi au sommet et sans asymétrie systématique, n'est pas non plus caractéristique d'un vallum.

L'idée de les considérer comme des drumlins n'est pas satisfaisante en raison de l'allongement qui peut atteindre plus de 3 km (vallum de Messery, de Grens) et d'une certaine sinuosité (vallum de Dully-Bursinel). L'assimilation à des eskers est également pas pertinente à l'exception de quelques formes du Bois de Chêne et de la région de Divonne-les-Bains.

Le vallum d'Yvoire qui s'élève à 500 m au sud du bourg constitue un exemple frappant. En surface et dans la tranchée d'un chemin qui le traverse (514.800/135.480), on ne peut reconnaître que de la moraine de fond. Ce cordon, qui se prolonge en dehors de la feuille vers l'est, a déterminé sur son côté sud un lac de barrage comblé par des sédiments fins et des dépôts glaciolacustres.

L'ensemble des vallums, qu'ils soient formés de moraine de fond ou de moraine de surface, jalonne apparemment la succession des stades de retrait glaciaires. Le plus jeune est celui de Dully-Bursinel qui trouve peut-être sa terminaison frontale dans la barre sous-lacustre d'Yvoire (FOREL 1887). Aucun d'entre eux n'est daté. L'analyse pollinique de la Tourbière de Coinsins (WEGMÜLLER 1966), qui se trouve à l'extérieur de la moraine de Château Grillet, révèle une sédimentation qui débute durant le Dryas ancien inférieur, soit avant 13 000 ans BP (WELTEN 1982).

Blocs erratiques

Les blocs d'origine alpine, préalpine, jurassienne ou molassique ont été cartographiés. Dans la zone dominée par la moraine de fond rhodanienne, seuls ceux d'un volume supérieur à 1 m³ sont indiqués. En revanche, en bordure de cette zone et dans le domaine glaciaire jurassien, tous les blocs ou groupes de blocs observés sont signalés.

Très largement exploités pour les besoins de la construction, ces blocs subsistent aujourd'hui pour l'essentiel dans le fond des ravins et lits de cours d'eau, ainsi que dans les versants forestiers d'accès difficile. Les très nombreux blocs figurant sur les anciennes feuilles Siegfried au bord du Léman ont été pour la plupart dynamités pour les besoins de la navigation (AMBERGER et al. 1976, p.22).

Trois blocs sont aujourd'hui classés:

- «Menhir de Givrins», 504.520/142.600, poudingue (CABOUSSAT 1994),
- «Pierre du Grand Fey» ou «à Granfer», 507.820/144.740, gneiss, 430 m³,
- «Pierre Féline», 503.880/135.520, gneiss, ~3 000 m³ (DE LUC 1826, NECKER 1841, BADER 1959, etc.). Cette dernière est de loin la plus volumineuse. La partie non enterrée atteint 800 m³, mais des mesures microgravimétriques (AUBERT 1989) révèlent un volume enterré dépassant 2 000 m³.

On citera encore la «Pierre de Genolier» (505.290/144.220, SPAHNI 1951), et la «Pierre des Carmes» devant Yvoire (514.450/136.230, DE LUC 1826); voir aussi DELACRÉTAZ (1994) et SCHWEGLER (1992) au sujet de l'usage religieux ou magique des blocs erratiques.

Entre Arzier (506.200/146.000) et le Molard au Cerf (504.360/144.180), non loin de la limite entre les moraines de fond rhodanienne et jurassienne, on rencontre un très grand nombre de blocs gneissiques alignés entre 790 et 750 m. Des blocs identiques sont présents dans la Grande Côte de Bonmont (500.470/140.750, 710–730 m), à la Petite Côte (499.900/139.550, 680–700 m), à Contremble (498.920/138.020, 660–680 m) et au sud de la colonie de vacances de la Toupe (497.550/135.400, 640–660 m). Ces localités marquent la bordure du glacier du Rhône, inclinée vers SW avec une pente longitudinale entre 7 et 8‰. Cette valeur est voisine des valeurs calculées théoriquement pour une langue rhodanienne qui s'étendait à peu près jusqu'à Genève.

q_{4m,j} Dépôts morainiques jurassiens

Moraine de fond jurassienne (moraine limoneuse, jaune)

Elle se distingue facilement de la moraine de fond rhodanienne par sa couleur qui est partout jaune quelle que soit la profondeur. La granulométrie plus grossière reflète la qualité de la roche mère: il s'agit de sables et graviers très limoneux et un peu argileux, avec des blocs polis et striés. La composition pétrographique est largement dominée par des éléments jurassiens.

A l'intérieur de l'emprise des glaciers locaux, la présence de galets alpins est rare. En bordure de cette emprise, on peut en trouver jusqu'à 10 %, empruntés aux dépôts rhodaniens sous-jacents.

La stratification est absente, ou alors très fruste, marquée par un niveau plus riche en blocs, plus rarement par des lentilles sableuses ou graveleuses.

Sur les hauteurs du Jura, cette moraine de fond reste localisée dans le fond de certaines combes. En descendant le long du versant lémanique, les dépôts gagnent en étendue et en épaisseur. Ainsi, en dessous de 900 m, la puissance de la moraine notée dans des vallons tels que celui de la Colline en aval des Côtes de Givrins, ou du Creux Mariot, dépasse 90 m.

Moraine de surface jurassienne (moraine sablo-graveleuse)

Dépôts de graviers et pierres, sableux, plus ou moins limoneux, riches en blocs de toutes tailles; les éléments sont souvent encore striés, presque tous de provenance jurassienne. Tous les intermédiaires avec la moraine de fond peuvent être rencontrés.

Cette moraine se présente soit sous forme d'épandages de 1 à 3 m d'épaisseur en surface de la moraine de fond, soit sous forme de cordons morainiques latéraux ou frontaux. Les plus spectaculaires de ces derniers atteignent 20 m de hauteur et se trouvent dans les forêts au-dessus de Gingins et Trélex, au Pontet (502.350/140.950 et 502.180/141.240), dans le Bois d'Arpey (502.370/141.650) et au Bois à la Dame (503.360/142.760). Des formes un peu moins imposantes

mais d'une remarquable fraîcheur sont à signaler au Monteret (503.000/144.830), ainsi qu'au nord et à l'est de la Barillette. Synonymes: moraine graveleuse ou caillouteuse.

TARDIGLACIAIRE

Les terrains superposés à la dernière moraine de fond, comportant des traits sédimentologiques glaciaires tels que galets striés, drop-stones, structures liées à de la glace morte, ou dont le dépôt est causé par un barrage glaciaire, ou encore qui se rattachent morphologiquement à des accumulations périglaciaires, sont rattachés à la période tardiglaciaire (Tardiwürm).

q_{5a} Dépôts glaciolacustres fins (faciès de fond)

Ce sont des sables et limons plus ou moins argileux, bien stratifiés horizontalement, avec localement des galets striés dispersés de façon irrégulière. Ces sédiments peu compacts peuvent donner lieu à des glissements de terrain.

On les rencontre souvent en dessous des sédiments glaciolacustres grossiers dont ils représentent la partie distale plus profonde. Le gisement superficiel le plus important forme la partie nord-ouest de la ville de Nyon; l'épaisseur dépasse ici une dizaine de mètres.

La butte traversée par la route cantonale au lieu-dit «Grange des Bois» (510.000/139.900) est constituée de limons argileux gris-bleu passant vers l'est à des sables fins. Il s'agit d'un témoin d'une vaste terrasse, en grande partie démantelée lors du dépôt de la «terrasse de 30 m». Un second témoin, de nature graveleuse, est visible au nord des Villas Prangins (510.950/139.600).

q_{5d} Dépôts glaciolacustres grossiers (faciès deltaïque)

Graviers et sables graveleux, diversement triés et lavés, stratifiés obliquement à l'exception d'une couche supérieure de 1 à 2 m subhorizontale («top set bed»). L'épaisseur atteint 5 m en moyenne, mais peut dépasser 20 m (Bois de Ban). Ces matériaux comprennent parfois des lentilles de sables limoneux ou de limons sablo-argileux à galets striés, ou des blocs couchés sur les strates. La présence de poches soulignées à la base par un niveau non classé, avec une stratification d'abord fruste et concave, devenant progressivement plus nette et plane vers le haut, est fréquente. Elle traduit la fonte synsédimentaire de blocs de glace abandonnés.

C'est dans ce type de formation et dans les moraines de surface que JAYET & CAROZZI (1945) et CAROZZI (1945, 1947) ont observé des plis et des failles inverses témoignant de poussées glaciaires.

Sur le flanc et au pied du Jura, ces dépôts sont largement dominés sur le plan pétrographique par des matériaux d'origine jurassienne. En allant vers l'aval, la teneur en éléments alpins augmente progressivement.

Ces dépôts forment des terrasses jalonnant le retrait glaciaire rhodanien sur l'ensemble de la feuille. Les accumulations les plus élevées se trouvent au Molard (Arzier, 710 m), à l'Enclos (500.850/141.550, 800 m) et à la Grande Côte de Bonmont (500.150/140.450, 750 m). Les plus basses correspondent à la «terrasse de 30 m» (pour la définition de cette terrasse voir GALLAY 1981).

Sur le territoire de la feuille Nyon, il n'y a toutefois pas de terrasse bien individualisée avec un bord situé à 30 m au-dessus du niveau actuel du Léman. On rencontre en fait des terrasses glaciolacustres à toutes les altitudes jusqu'à celle de 10 m qui est franchement lacustre. Voir aussi l'analyse critique de SCHOENEICH (1999).

Les plus basses terrasses, dont l'origine glaciolacustre est établie, sont les suivantes (altitude au-dessus du niveau actuel du Léman):

Pré de Vers	514.550/144.800	18 m
La Lignière	511.700/142.200	20 m
La Bergerie	511.000/140.400	25 m
Point du Jour	509.500/139.070	18 m
Nyon Amphithéâtre	508.000/137.700	23 m
La Falaise	507.000/136.200	19 m

La surface des terrasses glaciolacustres est faiblement inclinée (1 à 1,5 %). Vers l'amont, elles passent le plus souvent à des alluvions fluvioglaciaires. La limite entre ces deux formations est indécélable sur le terrain: la granulométrie, la pétrographie, les structures sédimentaires («top set bed»), ainsi que la morphologie sont identiques. C'est donc essentiellement sur la base d'observations ponctuelles plus profondes (sondages, fouilles) que la limite a été placée, en prenant comme seuil un «top set bed» de 2 m d'épaisseur. En dessus de cette dimension, les dépôts sont cartographiés comme étant de genèse fluvioglaciaire. En dessous, elles sont considérées comme glaciolacustres.

La «terrasse de 30 m» est datée à Allaman de $13\,090 \pm 160$ ans BP (ARN 1984, os d'aurochs) et à Dornigen de $13\,210 \pm 180$ ans BP (GABUS et al. 1987, débris végétaux). L'ancienne gravière des CFF à Gland (509.640/141.400) avait livré quelques mollusques provenant d'un niveau de limon situé 1 à 2 m sous le niveau du terrain (~420 m). Selon JAYET (1953), les espèces terrestres de climat continental contenues dans ces limons prouvent la genèse périglaciaire et non lacustre de la «terrasse de 30 m». La possibilité d'un remplissage un peu plus tardif (Boréal?) d'une petite doline périglaciaire n'est pas envisagée par JAYET; elle nous paraît plus vraisemblable.

Dolines glaciaires

Lorsque les blocs de glace abandonnés par le glacier sont de grandes dimensions, leur fonte se prolonge au-delà de la phase de construction de la terrasse, alors

que le barrage glaciaire a déjà reculé pour donner naissance à la terrasse suivante. Il n'y a donc plus d'alluvionnement capable de combler les dépressions créées par la liquéfaction de la glace morte. Ces dolines ou tines périglaciaires (GAGNEBIN 1937) sont à l'origine de morphologies très tourmentées. Le Bois de Chênes, en dessus de Coinsins, en constitue le meilleur exemple: sur plus de 2 km², on peut admirer un champ de dolines juxtaposées, atteignant pour certaines d'entre elles plus de 400 m de diamètre et 25 m de profondeur. Le village de Begnins est construit sur des terrasses défoncées par des dolines. On en trouve également des exemples remarquables dans les forêts de Trélex (503.850/142.400). CAROZZI (1947, p.109) avait le premier reconnu ces «Sölle» dans la région de Coinsins, mais il limitait leur localisation à quelques dépressions marécageuses du Bois de Chênes.

q_{ss} Alluvions fluvioglaciaires fines (partie latérale ou distale)

Sables et limons formant souvent la partie latérale ou distale des épandages graveleux. Épaisseur excédant rarement 2 m.

q_{sg} Alluvions fluvioglaciaires grossières (partie centrale ou proximale)

Dépôts de graviers et pierres, comprenant souvent des niveaux de sables, plus rarement de limons, le tout étant stratifié horizontalement sous forme de chenaux emboîtés. L'intercalation de lentilles sableuses à stratifications obliques peut être observée localement. La présence de galets montrant encore des stries est rare. En revanche, on trouve de nombreux éléments dont la morphologie bifaciale trahit l'origine glaciaire.

Ces alluvions forment des épandages ou des terrasses à surface plane, légèrement bombée, qui se raccordent avec les terrasses glaciolacustres. Leur épaisseur est très variable, en moyenne voisine de 5 m. La genèse fluvioglaciaire n'est pas pour autant attestée puisque les galets peuvent provenir de l'érosion de dépôts morainiques par des cours d'eau postglaciaires. Le critère décisif retenu est celui de la relation morphologique des plaines et terrasses fluviales avec les dépôts glaciolacustres: toutes celles qui, par la règle des emboitements, sont antérieures à la «terrasse de 10 m» sont considérées comme fluvioglaciaires, et ceci bien que l'origine des eaux provenant du versant jurassien ne soit pas assurément la fonte de la calotte jurassienne.

q_{stg} Alluvions torrentielles grossières (partie centrale ou proximale)

q_{str} Alluvions torrentielles fines (partie latérale ou distale)

Ces sédiments occupent le fond des ravins jurassiens et forment la plupart des cônes de déjection cartographiés. Il s'agit de graviers, pierres et blocs dans une matrice sableuse et limoneuse, assez mal triés, stratifiés parallèlement à la

pente. Des lits de sables sont présents dès la partie médiane des cônes et tendent à augmenter en allant vers l'aval. L'épaisseur dépend de la taille du cône; elle peut atteindre plus de 20 m.

Sur le versant du Jura, leur composition pétrographique est largement dominée par les éléments d'origine locale. Les cônes se sont développés essentiellement au pied de la chaîne. Le plus important d'entre eux est celui d'Arpey (coord. moyennes 503.150/141.750) qui se prolonge au sud-est par celui des Tattes de Gingins.

Ces cônes sont aujourd'hui pratiquement inactifs, mais ont pu fonctionner durant le Postglaciaire, en particulier pour ceux qui sont situés au débouché de grandes combes. Toutefois, l'essentiel de leur formation relève de la phase de retrait des langues glaciaires jurassiennes caractérisées par l'abondance d'eau de fonte et l'absence de barrage.

Dans la région de La Côte, la pétrographie de ces alluvions est au contraire très largement dominée par des éléments alpins et molassiques. Les cônes se sont construits au débouché des combes qui entaillent profondément le versant (ROESSINGER 1908b); leur dimension est à la mesure de celle de la combe dont ils dépendent.

Le cône du Flon de Vincy est particulièrement spectaculaire: prenant naissance un peu au nord de la Capitaine, hors de la feuille, il s'étend jusqu'au lac sur 2,7 km de longueur et plus de 3 km de largeur. Sa moitié sud-ouest se fond avec les dépôts limnopalustres de la «Formation de Mély» à la hauteur du relais autoroutier de Bursins et de la gare de Bursinel. Sa partie orientale est nettement déprimée par rapport à la précédente et se raccorde à la terrasse glaciolacustre du Pré de Vers, en se terminant elle-même aussi par un talus d'érosion dont le sommet surplombe le lac de 18 m: elle est plus jeune.

L'examen morphologique attentif de la partie occidentale de ce cône de Vincy, ainsi que de celui adjacent de Bursins, décèle à une altitude comprise entre 450 et 445 m un bord émousé de terrasse qui traduit probablement l'existence temporaire d'un lac de barrage glaciaire. Un autre bord de terrasse, qui ne peut être dû qu'à la présence du glacier, s'observe entre l'Oujonet et la Dolle. Il apparaît dès lors clairement que ces cônes torrentiels se sont formés pour l'essentiel lors d'une phase très érosive, qui a accompagné le retrait du glacier du Rhône.

Alimentés par des bassins entièrement composés de terrains glaciaires meubles et plutôt fins, les cônes alluviaux de La Côte comportent une forte proportion de sables et de limons, en particulier dans leur partie distale. Ils ont été exploités au nord de l'Oujonet, en bordure de la voie ferrée. Les sondages exécutés dans cette zone distale, lors de la construction de l'autoroute, ont rencontré sur au moins 20 m d'épaisseur des sables limoneux, rarement graveleux, ou des limons argileux contenant fréquemment des niveaux riches en matière organique sous forme fine ou de débris végétaux. A la gare de Bursinel, cette séquence fine à ni-

veaux organiques atteint 23,5 m d'épaisseur; elle repose sur des sédiments à caractère glaciolacustre (q_{5d} et q_{5a}) reconnus jusqu'à 38 m de profondeur.

q_{5M} Dépôts limnopalustres («Formation de Mély»)

Limons argileux parfois sableux et argiles, bien stratifiés, comprenant localement des niveaux organiques ou des poupées calcaires. Cette formation n'a été identifiée qu'entre Vinzel et Bursinel. Dépourvue de galets, elle repose sur des sédiments fins glaciolacustres affleurant en particulier dans le lit du Fossy et atteints par forage au sud de Vinzel (511.060/144.220). Les lits tourbeux présents en surface sont probablement holocènes.

Deux étages peuvent être distingués, séparés par le bourrelet morainique de Ruyre. Le premier forme la plaine longée par l'autoroute en dessous de Luins et Vinzel entre 422 et 426 m; il a fait l'objet d'importantes exploitations d'argile. Le second s'étend devant les vallums de Dully-Bursinel et du Montoly entre 422 et 412 m; il est scindé par l'érosion de la Dullive.

L'absence de drop-stone traduit la perte du contact entre le glacier et la nappe d'eau et par conséquent l'existence d'un barrage exclusivement minéral représenté d'abord par la moraine de Ruyre, puis par celle de Dully-Bursinel. Ce dernier écran a très vite cédé aux assauts de la Dullive puisque l'on trouve au débouché de la rivière à la Lignière, une terrasse de 22 m (395 m s. mer) qui atteste la présence du glacier. La «Formation de Mély» peut donc être placée chronologiquement vers la fin du Dryas ancien inférieur ou le début du Bølling.

Récurrence des glaciers jurassiens

VENETZ (1843) a le premier expliqué la présence de moraines jurassiennes superposées à la moraine alpine par une réavancée tardiglaciaire des glaciers locaux, contenus dans la chaîne par l'appareil rhodanien lors du maximum würmien. Amplifiée par SCHARDT (1898), puis en grande partie réfutée par AEBERHARDT (1901) et BALTZER (1900), admise par GAGNEBIN (1937), cette hypothèse trouve une confirmation avec la brillante idée émise par AUBERT (1965) d'une calotte glaciaire jurassienne, développée plus récemment sur le flanc sud-est du Jura (ARN & CAMPY 1990).

Cette récurrence se manifeste particulièrement entre Gingins et Givrins sous forme d'un lobe de plus de 4 km de largeur échancré au centre. Deux autres lobes d'une certaine importance ont été repérés au-dessus de la Rippe et de Villard. Plus haut dans le versant, on trouve les traces encore bien préservées de nombreuses langues glaciaires.

La particularité des réavancées réside dans le fait qu'elles n'ont souvent pas laissé de vallums morainiques frontaux. On trouve à leur place d'importantes accumulations glaciolacustres, sous forme de terrasses défoncées

par des dolines glaciaires. L'explication fait intervenir la présence du glacier du Rhône, contre lequel les langues locales ont buté en déterminant de petits lacs de barrage.

Les altitudes atteintes par ces réavancées ont été repérées comme suit:

Lieu-dit	Coordonnées	Altitude la plus basse observée
Ravin de l'Oujon	505.420/144.820	680 m
La Bellangère	504.010/143.420	635 m*
Givrins / La Colline	504.540/142.730	550 m
Bois à la Dame	503.530/142.550	620 m*
La Gिंगine	502.900/141.380	580 m*
Château Blanc	502.720/141.110	575 m*
Le Pontet	502.450/140.910	575 m*
St-Bernard	500.760/140.570	665 m
Combe de la Joie	500.150/140.110	690 m
Bucley	499.920/138.700	590 m
Le Fleutron	498.830/136.840	560 m*
La Buzelle	497.700/136.140	610 m

* = associé à une terrasse glaciolacustre

La position du lobe principal de Gिंगins-Givrins en face du col de la Giringe était l'idée d'une vidange perdurante de la calotte glaciaire jurassienne.

L'âge de la phase maximale de la récurrence jurassienne dans la région n'est pas connu. A l'exception des formes frontales libres telles que celles du Ravin d'Oujon ou du vallon de la Colline, elle est contemporaine d'une extension rhodanienne atteignant Genève, que MOSCARIELLO et al. (1998) datent d'environ 19 000 ans BP, mais qui a aussi été mise en corrélation avec l'oscillation froide du Dryas ancien inférieur peu avant 18 000 ans BP (ARN 1984).

Il est parfois difficile de distinguer les «vallums latéraux jurassiens» (cartographiés en pointillés rouges) des formes parallèles résultant de l'érosion de l'épais manteau morainique qui recouvre le versant du Jura. Les critères permettant de les identifier sont l'incurvation de leur terminaison aval, leur granulométrie interne plus grossière et la présence marquée de blocs en surface.

Holocène

q_s Alluvions fluviales associées à la «terrasse lémanique de 10 m»

Ces alluvions ont des caractéristiques en tout point identiques à celles des alluvions fluvioglaciaires (q_{sg}). Leur distinction repose uniquement sur le critère morphologique de raccordement avec la «terrasse de 10 m».

q_{SL} **Dépôts lacustres postglaciaires**

Principalement représentés par la «terrasse de 10 m», ces sédiments comprennent des graviers littoraux, des sables, des craies, des limons argileux et plus rarement des fumiers lacustres. Aucune trace glaciaire n'y est décelée. Ils sont pour cette raison rattachés à l'Holocène bien que la seule date fiable de la «terrasse de 10 m» lui soit juste antérieure ($10\,520 \pm 140$ ans BP, GABUS et al. 1987). La faune malacologique extraite de la craie lacustre en dessous de Crans (505.250/134.100) est placée par CHAIX (1981) de la fin du Préboréal au début du Boréal. Il faut encore citer l'attribution par FAVRE (1925) au Subboréal de mollusques terrestres trouvés dans le niveau de limons argileux situé en haut de la coupe de la Falaise (affleurement des Tattes décrit par SCHARDT 1889); les craies sous-jacentes n'ont pas été examinées par Favre.

La «terrasse de 10 m» est bien développée à Mauverney (à l'est de Gland). Son bord est régulièrement situé à 385 m d'altitude, mais elle remonte jusqu'à 400 m. La gravière qui en occupe le centre n'a mis au jour que des dépôts graveleux et sableux stratifiés obliquement à partir de 2 m de profondeur. Il s'agit ici d'un ancien delta de la Promenthouse qui est séparé de l'actuel par un troisième édifice plus élevé, de genèse glaciolacustre.

L'actuel delta comprend lui aussi une «terrasse de 10 m», un peu plus basse toutefois puisque son bord se trouve à 381 m.s.mer (Château Napoléon).

De ces formations deltaïques, généralement stériles en surface et de grandes dimensions, il faut distinguer les terrasses fossilifères décrites en particulier par SCHARDT (1889). Ces dépôts forment des bandes littorales, situées très latéralement par rapport aux deltas, avec un bord situé à 380 m.s.mer. Ils n'offrent aujourd'hui plus aucun affleurement de qualité.

Entre l'embouchure du Boiron et le port de Crans, SCHARDT (1889) avait relevé plusieurs coupes montrant un niveau de craie lacustre. La plus complète est située au lieu-dit «Les Landes» (= coupe de Colovray); sous des graviers calcaires bien lavés, on y voyait 1 m de craie lacustre riche en mollusques, puis des sables fins avec quelques lits de graviers fins et sables grossiers, et une «argile glaciaire plastique» avec cailloux striés jusqu'au niveau du lac.

Une terrasse analogue s'allonge entre la pisciculture de Promenthouse et le pied de la colline de Prangins. Un forage y a atteint des craies gisant à 0,95 m sous une couche de tourbe (509.600/138.940; forage de 1,2 m, non reporté sur la carte).

On observe encore entre Choisi et Rolle une terrasse à 380 m dont la nature n'est pas connue. Elle domine une autre bande, très étroite gisant 3 m en dessus du lac. A part cette dernière, la rive suisse entre Crans et Dully ne montre pas de terrasses basses autres que celles des deltas actuels. En revanche, trois terrasses basses de ce genre ont été repérées à l'ouest d'Yvoire (La Penatière: 2 m, Nernier: 1 m et Rive: 1 m).

qL Limons de pente, colluvions

Ces termes désignent les limons et sables, parfois finement graveleux, qui s'accumulent au pied des versants sous l'effet conjugué du ruissellement, de la reptation et de la solifluxion. Pour des impératifs de simplification, ils englobent également les alluvions fines qui se déposent dans le fond des gouttières topographiques suite au ruissellement massif engendré par les fortes pluies. Dans ce dernier cas, ces sédiments sont assez bien classés et stratifiés, au contraire des colluvions de pied de versant, qui sont aussi plus terreux. L'épaisseur dépasse rarement 2 m.

Masse en tassement

Terrain déplacé par la force gravitaire, sans modification notable des structures sédimentaires; le terrain reste donc identifiable. On peut en voir de beaux exemples entièrement meubles sur le haut des versants de la Serine, en amont des zones glissées.

Les plus importants affectent l'ensemble du versant de La Côte, entre Begnins et Vinzel. Les terrains tertiaires et quaternaires sont concernés, mais l'instabilité de la Molasse chattienne est en cause en premier lieu.

Masse en glissement, masse glissée

Terrain déplacé par la force gravitaire, avec perturbation des structures sédimentaires, décompaction partielle, mélange lithologique.

Les versants de la combe de Begnins et de la Serine en amont de la Pierre à Granfer sont presque entièrement en glissements. Leurs formes sont très spectaculaires à Venchellez (508.200/145.900) et aux Prés de Vaux. Dans ces deux vallons, ce sont des dépôts glaciaires inframorainiques qui sont la cause de l'instabilité, avec la participation de petites sources jaillissant de niveaux perméables.

Les zones d'affleurement de la Molasse dans la partie nord-est de la feuille sont systématiquement affectées par des glissements, à tel point que la présence de ces derniers se révèle être un très bon indice pour localiser les pointements du soubassement tertiaire. On trouve de telles zones glissées à l'ouest de Begnins dans le vallon de la Serine, au sud-est de Genolier dans le vallon de Cordex, et sous le vignoble de La Côte de Luins à Bursins. Là encore, la présence de sources ou venues d'eau provenant des dépôts quaternaires superposés (Graviers de La Côte, dépôts glaciolacustres grossiers) est déterminante.

Le plus souvent, les glissements cartographiés paraissent plutôt superficiels, c'est-à-dire d'une profondeur moyenne inférieure à 5 m, et dépassant rarement 10 m. Des profondeurs plus importantes sont envisagées dans le vallon de la Serine, et pour les grands glissements de Bagnu, Luins et Vinzel.

Les glissements actifs peuvent être distingués des glissements substabilisés ou peu actifs sur la base des observations suivantes: présence de niches d'arra-

chement fraîches, de crevasses, de fissures ou d'affaissement de chaussées, d'arbres inclinés sur toute leur longueur, de fronts très bombés ou fluents ou empiétant sur un lit fluvial. Le degré d'instabilité des glissements peut varier dans le temps dans un sens ou dans l'autre. Sur la carte, les deux types de glissement ne sont pas différenciés.

Eboulis

Souvent encore actifs et bien reconnaissables à leur surface très régulière comportant les plus gros blocs à la base, les éboulis ne sont présents qu'au pied des parois rocheuses calcaires, en particulier celles des barres du Jurassique supérieur.

Plage moderne, cordon littoral sablo-graveleux

Graviers plus ou moins pierreux et sables, avec intercalations de fumiers lacustres. Ces dépôts littoraux résultent de la reprise et du déplacement par les vagues des alluvions déposées à l'embouchure des rivières. Un exemple remarquable de cordon littoral forme la pointe de Promenthoux (510.350/138.400).

Tuf calcaire

Des dépôts de tufs assez importants se sont développés au-dessus de Chésereux et de la Rippe entre 640 et 760 m d'altitude. Celui des Tuffières (500.900/140.850) s'allonge sur plus de 700 m et doit atteindre localement près de 10 m d'épaisseur; il est édifié sur des résurgences d'eaux karstiques. Cette origine est moins claire pour les autres dépôts.

De ces formations classiques de versant, il faut distinguer la formation de tuf qui occupe le fond de la combe de Begnins, en amont de la Cézille. Témoignant d'une longue période peu érosive, ces tufs ont été entaillés plus récemment par la rivière. A part les phases de dépôt concrétionnaire qui dominent, on peut observer des lits de tufs graveleux ou sableux provenant d'un remaniement par les eaux. Sur un profil de 8 m de hauteur, FAVRE (1925) a déterminé une abondante faune de mollusques comprenant notamment à la base *Discus rudatus* (Hartm.), gastéropode terrestre typique des époques préboréale et boréale; la coupe se termine au Subboréal.

Marais, terrain marécageux, tourbière

Les marais occupaient de très importantes surfaces sur la feuille Nyon, mais nombre d'entre eux ont été asséchés et mis en culture; ces travaux ont commencé déjà avant la fin du 18^{ème} siècle et ont été presque achevés au cours de la première guerre mondiale, vers 1916–1917 (ROCHAT 1980, 1981). Les anciens

marais se reconnaissent à la présence de terres noires en surface. Un inventaire partiel des marais non encore assainis avait été dressé par LÜDI (1950).

On trouve sur la feuille des bas-marais, des marais de pente et des haut-marais.

Les *bas-marais* sont essentiellement localisés dans les dépressions non drainées du domaine rhodanien. La sédimentation y débute dès le retrait glaciaire par des limons et argiles gris. Suivant la dimension de la cuvette et l'importance des apports fluviaux, on peut trouver ensuite des gyttjas et/ou des craies. Des tourbes à roseaux ou à carex, puis à bois terminent en général la séquence de remplissage.

Les plus beaux exemples se trouvent au centre et au sud du Bois de Chênes (au nord de la Ferme, Grand Marais) et au nord-est de Divonne-les-Bains (marais des Bidonnes). L'ancienne Tourbière de Coinsins, autrefois exploitée et aujourd'hui remblayée, a fourni un diagramme palynologique allant du Dryas ancien inférieur à l'Atlantique supérieur (WEGMÜLLER 1966, MARTINI 1970, WEGMÜLLER & WELTEN 1973, WEGMÜLLER 1977). Son profil comporte notamment le niveau de cendres volcaniques du Laacher See, daté de 11 230 ans BP (BOGAARD & SCHMINCKE 1985, BOGAARD 1995, HAJDAS et al. 1995).

Immédiatement au nord, le Grand Marais a également fait l'objet d'une analyse des pollens (REYNAUD 1982).

Les *marais de pente* sont localisés à la base des cônes torrentiels, sur ou au pied du versant jurassien. N'ayant jamais connu de nappes d'eau libre, ils sont constitués de tourbes et de tufs. Lorsque ces derniers dominent, ces marais sont cartographiés comme tufs. De beaux exemples typiques se trouvent à la Tropaz (501.300/140.850) et aux Chaux (499.400/137.000).

Des dépôts marécageux de type intermédiaire, c'est-à-dire de pente très faible, se rencontrent lorsque les cônes d'alluvions butent contre un obstacle morainique. Le Marais des Boeufs et celui juste à côté du Sachet en constituent des exemples remarquables.

Il est fréquent de rencontrer de petits marais sylvestres, à la faveur d'un affleurement de la nappe ou de l'abandon d'un méandre. Seuls les plus importants ont été cartographiés.

Le *haut-marais* de la Pile (cité parfois comme marais de la Trélasse) se trouve au pied du versant nord-ouest de la Dôle (497.500/145.150). WEGMÜLLER (1966) en a dressé un profil palynologique qui va du Dryas ancien au Subatlantique supérieur et qui témoigne de la déglaciation de ce site d'altitude au plus tard il y a 18 000 ans BP.

Cône de déjection, d'alluvions; delta

Les cônes alluvionnaires de la feuille se sont construits essentiellement durant le Tardiglaciaire. L'activité de certains d'entre eux s'est poursuivie durant

l'Holocène, en particulier dans la région de La Côte où des documents historiques relatent des crues catastrophiques (KEUSEN 1995).

Les cônes entièrement holocènes sont rares. On en trouve dans le fond des vallons fluviaux et à l'ouest de Rolle. Dans ce dernier cas, ils sont en partie de nature deltaïque. La partie holocène du delta de la Promenthouse s'étend sur plus de 50 ha. Sa moitié orientale plus ancienne se distingue par sa berge d'érosion.

Alluvions fluviales

Graviers sableux avec pierres et blocs, avec niveaux de sables et de limons, stratifiés horizontalement. Leur distinction des alluvions fluvioglaciaires ou contemporaines de la «terrasse lémanique de 10 m» repose sur une relation d'emboîtement. Ces alluvions contiennent par ailleurs des tufs, des niveaux tourbeux, des macrorestes végétaux et localement une faunule malacologique. L'affleurement du Cordex (SCHARDT 1889, 506.830/141.780) date pour l'essentiel du Subboréal et du Subatlantique (niveaux IIb et IIc, FAVRE 1925).

À l'embouchure des rivières dans le Léman, ces alluvions se mélangent à des formations littorales pour former la couverture de deltas holocènes dont la lithologie se distingue par une structure oblique et un meilleur classement granulométrique. Le plus important est celui de la Promenthouse; celui plus modeste de la Dullive est remarquable par sa forme typique.

L'épaisseur des alluvions fluviales est faible, probablement inférieure à 5 m. Les deltas sont en revanche plus puissants; une profondeur de près de 40 m est attendue à la pointe de Promenthoux (voir aussi BASTER 2002).

Dépôt artificiel

Ces dépôts comblent la plupart des anciennes gravières ou marnières. Leur nature exacte n'est pas reconnaissable depuis la surface; elle consiste le plus souvent en matériaux d'excavation sains et secondairement en déchets de démolition. La plupart des remblais comprennent en surface un sol reconstitué et sont rendus à l'agriculture ou à la sylviculture.

Des remblais terreux sont fréquents le long et au voisinage des axes de transports, en particulier la ligne CFF et l'autoroute A1. Seuls les plus importants ont été cartographiés. Il faut citer aussi les remblais effectués dans le cadre de travaux d'améliorations foncières, consistant souvent en des comblements de ravins ou de lits de ruisseaux. Enfin, signalons le grand remblai qui entoure le lac de Divonne, qui a été mis en place lors du creusement de ce lac entièrement artificiel.

GISEMENTS FOSSILIFÈRES

(par M. Weidmann)

Les dépôts du Quaternaire ancien n'ont à ce jour pas livré de fossiles d'animaux, ni de macrorestes organiques.

Une vertèbre cervicale de mammoth (*Mammuthus primigenius* Blum.) a été trouvée à «La St-Cergue» en 1906 dans des sables superficiels (GAGNEBIN 1935, 499.750/144.600). L'ancienne gravière de «Sur la Ville» à Genolier, ouverte dans des sédiments glaciolacustres tardiglaciaires, a livré en 1913 un fémur fragmentaire de mammoth (GAGNEBIN 1935, emplacement probable: 506.380/143.620). Enfin, une défense du même pachyderme, actuellement conservée au Musée de Nyon, avait été extraite à Coinsins en 1959, dans une gravière dont la situation est inconnue (WEIDMANN 1969).

Les autres gisements fossilifères ont été signalés plus haut: il s'agit de terrasses glaciolacustres, lacustres ou alluviales du Tardiglaciaire et de l'Holocène, dont différents auteurs ont extrait une faunule malacologique (SCHARDT 1889, FAVRE 1925, JAYET 1953 et CHAIX 1970, 1981).

GÉOLOGIE SOUS-LACUSTRE

(par M. Weidmann)

L'origine du bassin lémanique et son histoire ne sont pas encore bien connues; toutefois, on trouvera des résumés synthétiques de nos connaissances dans les travaux de VERNET et al. (1971), GALLAY (1981), BLAVOUX (1988), WOHLFARTH et al. (1994), MOSCARIELLO et al. (1998).

La portion du Léman sise sur le territoire de la feuille Nyon est relativement bien explorée d'un point de vue géologique et géophysique. On trouvera des généralités sur cette région dans l'incontournable monographie de FOREL (1892–1904), ainsi que dans les travaux de synthèse de VERNET et al. (1971) et AMBERGER et al. (1976).

Selon VERNET & HORN (1971), la Molasse affleure parfois sous l'eau dans les secteurs proches de la rive, mais ces auteurs ne précisent pas la position des affleurements. Ce sont des sédiments quaternaires souvent épais et de nature variée qui tapissent le fond et les bords de la cuvette lémanique; ils ont été reconnus par de nombreux sondages carottés et par des profils sismiques. La sédimentologie de ces dépôts a été étudiée à diverses reprises (ROMIEUX 1930, VERNET & PARENT 1970, VERNET et al. 1972, RIBORDY 1974, BARDE 1981, ROCHAT 1981, JAQUET et al. 1983, VERNET et al. 1984, ARBOUILLE et al. 1989), et il en est de même de la palynologie des sédiments carottés (SAUVAGE 1967, SERRUYA 1969, CHÂTEAUNEUF &

FAUCONNIER 1977, GAILLARD et al. 1981, REYNAUD 1982). La malacologie des sédiments holocènes a été magistralement décrite par FAVRE (1935).

Les travaux plus récemment entrepris par l'Institut Forel de Versoix ont sensiblement précisé les données antérieurement acquises (BASTER & GIRARD-CLOS 1999, RACHOUD-SCHNEIDER 1999, GIRARD-CLOS 2001, BASTER 2002, BASTER et al. 2003, J. Fiore, thèse Univ. Genève en cours) et un bref résumé en est donné ci-dessous.

Les sédiments datant du maximum glaciaire würmien sont particulièrement épais. Ils ont comblé et partiellement nivelé l'ancienne morphologie creusée dans la Molasse par le glacier et qui montrait une succession de verrous et de fosses plus ou moins profondes que reflète l'hypsométrie actuelle (FOREL 1892–1904). Ces sédiments glaciaires ont été identifiés au centre du bassin lacustre actuel et sont représentés par des eskers sablo-graveleux, par une moraine de fond et par des «debris flows» déposés sous ou devant le glacier. Au cours de la déglaciation, le front du glacier du Rhône s'est maintenu un certain temps dans le secteur de Nyon; ce stationnement et une brève réavancée ont été décrits par MOSCARIELLO et al. (1998) sous la dénomination de «stade de Nyon».

Puis le recul du glacier s'est poursuivi rapidement et la sédimentation glaciolacustre a duré pendant tout le Dryas ancien; elle était surtout sableuse et silteuse, avec une composante éolienne caractérisant la fonte printanière des glaces. La végétation était steppique et le lac gelait entièrement chaque hiver.

Le dépôt des loess cesse vers la transition Dryas ancien – Bølling (environ 14 500 ans BP), et le réchauffement du Bølling a notamment pour conséquence le début de la reforestation, ainsi que l'instauration de la sédimentation deltaïque vers la fin du Bølling (14 000 ans BP). La source des sédiments a donc progressivement passé des eaux de fonte glaciaires aux cours d'eaux locaux (Promenthouse, Asse et Boiron), si bien que des cônes alluviaux ont commencé à s'édifier dans le lac: six lobes deltaïques progradant sur les sédiments glaciaires ont été reconnus au bas du talus et dans la plaine lacustre. Le talus est très instable: dès le retrait glaciaire et jusqu'à nos jours, de nombreux slumps s'y déclenchent et affectent parfois des volumes considérables. Les sédiments lacustres datant de l'Allerød (environ 11 500 ans BP) sont des silts argileux gris, alors que ceux du Dryas récent (environ 10 500 ans BP) sont des silts argileux verdâtres très finement laminés.

Au cours de l'Holocène, d'importants changements des apports sédimentaires et des processus hydrodynamiques se sont succédés. La fraction grossière (gravier et sable) apportée par les rivières se dépose directement à l'embouchure, tandis que les sédiments les plus fins sont transportés jusqu'au milieu du bassin par des courants de surface ou de profondeur. Le transport et la répartition du matériel détritique par courants de turbidité a varié d'importance: du Préboréal à l'Atlantique (env. 8 000 à 5 000 ans BP), on constate un gros apport sableux turbiditique dans la partie nord-est du delta, alors qu'à d'autres périodes la sédimen-

tation argilo-silteuse est plus importante dans la plaine lacustre où dominent les mécanismes de transport par suspension. On relève en outre une succession de progradations et de rétrogradations des lobes deltaïques qui sont sans cesse partiellement érodés par des courants de fond.

MORPHOLOGIE

(par R. Arn)

Sur le plan morphologique, la feuille peut être divisée en quatre régions:

- La *chaîne calcaire jurassienne* avec son relief relativement doux mais très irrégulier, où les combes plus ou moins fermées se mêlent à des mamelons à peine soulignés par une barre rocheuse. De ces formes confuses ressortent principalement les grandes structures anticlinales et synclinales et la zone faillée de St-Cergue–la Givrine qui a déterminé une série parallèle de combes et de buttes oblongues orientées WNW–ESE. En ce qui concerne la morphologie karstique, on se reportera aux ouvrages classiques, notamment à celui d'AUBERT (1969), ainsi qu'à l'inventaire des cavités de la région par AUDÉTAT & HEISS (2002).
- Le *massif de La Côte* qui se présente comme un plateau un peu bombé dont le bord pentu s'allonge entre Gilly et Begnins et se termine à la colline du Bochet. Ce relief, constitué de terrains quaternaires sur au moins 100 m d'épaisseur, est profondément entaillé par les vallons du ruisseau de la Combe et de la Serine, puis plus au nord-est par les combes de Bursins et de Vincy.
- Le *pied du Jura*, du Muids à St-Gix, caractérisé par une série de glacis forestiers s'étendant au pied des ravins et par des témoins morainiques locaux.
- Le *domaine des moraines rhodaniennes*, où le paysage est dominé par des vallums ou des croupes morainiques ou encore des terrasses glaciolacustres, le plus souvent allongés dans la direction SW–NE. Ces témoins franchement glaciaires sont partiellement démantelés ou/et recouverts par des nappes alluviales fluvioglaciaires, des cônes torrentiels (Divonne, Bursins) et les grandes terrasses glaciolacustres inférieures (Gland, Nyon) dont les surfaces planes sont parfaitement conservées.

Les deux dernières régions morphologiques laissent l'impression assez nette que dans ses grands traits le relief n'a que peu changé depuis la disparition complète des glaces rhodaniennes et jurassiennes, il y a un peu plus de 15 000 ans. Les vallées se sont certainement creusées un peu plus, mais l'essentiel de l'érosion s'était déjà produit, comme en témoignent la position des terrasses fluvio-

glaciaires et l'âge des gisements fossilifères tels que les tufs de la Combaz et les limons du Cordex.

Des modifications morphologiques notables ont débuté beaucoup plus récemment, avec l'arrivée des premiers agriculteurs. Le déboisement, puis les siècles de labours ont émoussé les formes morainiques et les bords de terrasse. A l'inverse, des terrasses artificielles ont été créées pour faciliter les cultures, de même que le réseau parfois serré des anciens chemins a buriné les vieilles surfaces glaciaires ou périglaciaires (PICHARD SARDET 1989). Les plus importants changements sont intervenus dans la seconde moitié du 20^{ème} siècle, en parallèle avec l'urbanisation de la région, et se sont manifestés par le comblement de petits vallons, l'arasement de buttes graveleuses et l'exploitation des gravières, la mise en place de remblais routiers ou la création de terrains de golf.

PÉDOLOGIE

(par M. Weidmann)

Il n'y a pas encore de carte pédologique levée sur tout le territoire de la feuille Nyon, mais de vastes surfaces de terres agricoles, sises entre le pied du Jura et le lac, ont déjà fait l'objet d'études détaillées restées inédites. Ces travaux ont été mis à notre disposition par leurs auteurs L.-F. BONNARD (1974; 1982) et M. Gratier (Lausanne); ils ont très souvent contribué à lever des indéterminations de la cartographie géologique, car ils s'appuient sur plusieurs centaines de sondages à la tarière, profonds d'environ 1 m.

D'autres travaux se sont plus particulièrement attachés aux sols forestiers de basse altitude (SPALTENSTEIN 1980) ou du pied du Jura (GUENAT 1987).

Rappelons que l'âge des sols les plus évolués de la région n'excède pas 10 000 ans et que la plupart d'entre eux datent de l'Atlantique, c'est-à-dire d'environ 8 000–5 000 ans BP, une période au cours de laquelle le climat était un peu plus chaud qu'actuellement (JAYET 1945, JAYET & SAUTER 1953, GRATIER & BARDET 1980).

ARCHÉOLOGIE

(par M. Weidmann)

Les sites figurés sur la carte ne concernent que le territoire vaudois; ils sont tirés des recensements réalisés par la Section des Monuments historiques, Département des Infrastructures du canton de Vaud et par SCHWEGLER (1992). Les

trouvailles isolées et les sites mal connus ne sont pas indiqués. Nous n'avons pas reporté le détail des monuments et des quartiers de Noviodunum-Nyon: voir la synthèse de ROSSI (1998). Le tracé des voies anciennes, romaines ou plus récentes, n'est pas non plus reporté sur la carte: on consultera à ce propos l'étude de PICHARD SARDET (1989).

TECTONIQUE

INTRODUCTION

(par M. Meyer)

La feuille géologique Nyon au 1:25 000 englobe des terrains appartenant au plateau molassique suisse ainsi qu'aux chaînons les plus internes du Jura vaudois. Le Plateau suisse est un bassin molassique tertiaire d'avant-pays situé au front des Alpes. Le Jura, avec le bassin molassique d'ailleurs, est considéré comme la zone de déformation la plus externe des Alpes occidentales. C'est une chaîne plissée d'avant-pays, aussi appelée ceinture de chevauchement, située entre le plateau molassique et les grabens éocènes–oligocènes de la Bresse et du Rhin.

Le niveau de décollement préférentiel et la profondeur du socle

La théorie du «Fernschub» exposée par BUXTORF en 1907 propose un plissement du Jura ainsi qu'une avancée du bassin molassique par une poussée horizontale depuis les Alpes, avec un décollement de la série sédimentaire mésozoïque et cénozoïque au-dessus des évaporites triasiques. Cette hypothèse, largement acceptée, s'appuie sur de nombreuses études dont les plus récentes (SOMMARUGA 1997 par exemple) semblent montrer qu'une implication importante du socle dans la formation des plis jurassiens est à exclure. Toutefois, des exemples bien documentés par des données sismiques (voir BERGERAT et al. 1989) montrent un déplacement vertical du socle, avec chevauchements, failles et plis semblables à ceux que l'on observe dans la région de la feuille Nyon. Les deux hypothèses sont illustrées par la figure 3. Le comportement du socle sous les évaporites triasiques, en réponse aux raccourcissements qui s'opèrent dans la couverture sédimentaire, reste néanmoins très mal connu.

Le socle, composé de roches métamorphiques et plutoniques associées à l'orogénèse hercynienne, semble relativement lisse sous le bassin molassique et le Jura. Il montre une pente de quelques degrés en direction du sud-est et est surmonté, en particulier sous l'actuel Jura, par une grande épaisseur d'évaporites

triasiques. Le principal niveau de décollement correspond aux niveaux salifères du Muschelkalk moyen; les évaporites du Keuper sont elles aussi un très bon niveau de décollement potentiel.

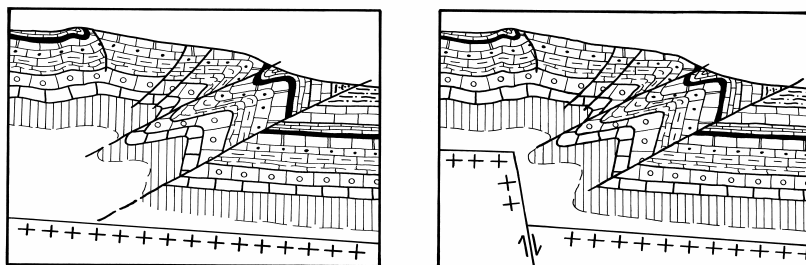


Fig. 3: Extrait du profil D-D' (voir planche IV), légèrement schématisé. Interprétation sans (à gauche) et avec (à droite) implication du socle dans la formation des plis et des failles inverses.

Il convient de rappeler ici que les lignes sismiques pétrolières ont révélé l'existence, en profondeur sous le bassin molassique et sous le Jura, de fossés longs et étroits (grabens ou demi-grabens) remplis de sédiments lacustres et fluviaux, avec niveaux de charbon, datant du Stéphanien–Autunien, surmontés de sédiments fluviaux du Permien supérieur (RIGASSI 1977b, fig. 14; voir aussi GORIN et al. 1993, SOMMARUGA 1997, L. Paolacci, thèse en cours). L'épaisseur de ces dépôts encore mal connus et mal délimités peut atteindre plusieurs milliers de mètres. Ils devraient exister sur le territoire de la feuille Nyon. La position de ces fossés paléozoïques et des failles qui les limitent aurait, lors de leur réactivation au cours du Tertiaire, joué un rôle essentiel dans la tectonique de la chaîne jurassienne.

La profondeur du socle pour la feuille Nyon n'est que très mal documentée par les sondages. En effet, les puits les plus proches ayant atteint ce dernier sont Treyconvignes au nord dans la région d'Yverdon, Humilly au sud du bassin genevois et Laveron au nord-ouest dans le Jura français.

Par contre l'interprétation des données sismiques (SIGNER 1992, SIGNER & GORIN 1995, SOMMARUGA 1997) livre une bonne image de la morphologie et de la profondeur du toit du socle. Dans le secteur des coupes accompagnant la présente notice, le socle cristallin se trouve à une profondeur d'environ 3 500–4 000 m sous la surface du terrain.

Style tectonique dans le bassin molassique

Le plateau molassique n'est affecté que par des anticlinaux de faibles amplitudes sous lesquels se développent des surépaissements triasiques (SOMMA-

RUGA 1997). Il semble en effet qu'aucun redoublement de la série supra-triasique par chevauchement n'existe sous le bassin molassique. La tectonique de la région molassique de la feuille Nyon est caractérisée avant tout par la présence de grands accidents décrochants qui seront détaillés ci-après.

Style tectonique dans le Jura

Le Jura dans son ensemble est divisé en deux parties (Jura interne et Jura externe) dont les styles structuraux sont très différents. La feuille Nyon n'englobe que les chainons les plus internes du Jura, dont le style structural est celui du Jura dit plissé. Une succession de plis chevauchant bien développés est observée. L'ensemble des chainons a une orientation SSW–NNE, bien que des changements locaux dans l'axe de certaines structures soient parfois marqués. La continuation latérale des structures est limitée parfois par des plongements axiaux et, plus souvent, par des décrochements dextres ou sénestres.

TECTONIQUE DU PLATEAU (par M. Weidmann)

Comme le montre la carte, les observations tectoniques (pendages, failles, etc.) sont très lacunaires sur les territoires du pied du Jura et des rives lémaniques: en effet, le recouvrement quaternaire et les eaux du Léman cachent une importante surface. Le schéma tectonique (voir planche II), ainsi que les coupes géologiques (planches III et IV), ont en conséquence été élaborés en grande partie à l'aide des divers documents disponibles: BITTERLI (1972), FALCONNIER (1951), GORIN et al. (1993), GUILLAUME & GUILLAUME (1968), GUILLAUME et al. (1972), OLIVE et al. (1987), RIGASSI (1977a, 1982a, 1983), SOMMARUGA (1997), VERNET & HORN (1971), VIAL (1976). Un profil passant par Nyon et Messery avait déjà été proposé par SERRUYA et al. (1966).

Les données sismiques ne reflètent quasiment pas la structure interne de la Molasse mais seulement celle du premier bon réflecteur régional, c'est-à-dire le toit du Mésozoïque. Ces données sont tirées des nombreux rapports issus des sociétés pétrolières actives dans la région au cours des 50 dernières années. Ces rapports sont déposés au Musée cantonal de géologie de Lausanne; on y constate de grandes différences entre les diverses interprétations, notamment en ce qui concerne le tracé des failles et les ondulations qui affectent la Molasse et son substratum. L'image que nous proposons comporte, comme on l'a déjà relevé, une grande part d'hypothèses et elle sera certainement modifiée à l'avenir.

Décrochement St-Cergue–Luins

Ce décrochement est dextre (fig. 4). Le rejet horizontal cumulé du faisceau des accidents qui lui sont associés est d'environ 1 km dans le secteur La Cure–St-Cergue; un peu plus loin vers l'est, il ne devrait plus être que de 0,5 km (RIGASSI 1977a, 1983). Entre Begnins et le Léman, la sismique pétrolière récente (Jura Vaudois Pétrole S.A., rapport inédit, 1978) a mis en évidence un important rejet vertical (faille inverse), probablement combiné avec le mouvement décrochant. La prolongation orientale de cet accident dans le Léman est vraisemblable, mais elle n'a pas encore été clairement reconnue. Plusieurs remontées d'eaux artésiennes d'origine jurassienne jalonnent ce décrochement (LAVANCHY 1988, 1990; voir le chapitre «Hydrogéologie»).

Décrochement Vuarne–Gland

Le décrochement Vuarne–Gland est plus hypothétique, du moins dans le Plateau. Il serait également dextre (RIGASSI 1983) et il peut être décelé sur certaines lignes sismiques, mais la valeur de son rejet horizontal ou éventuellement vertical n'est pas connue avec précision. Dans le Jura par contre, le décrochement Vuarne–Gland est un accident dextre dont la terminaison se situe à l'ouest de la Barillette, dans le synclinal du Vuarne.

Décrochement Bonmont–Yvoire

Le décrochement Bonmont–Yvoire est mieux documenté, aussi bien par des lignes sismiques que sur le terrain. Il serait sénestre selon VERNET & HORN (1971) et GORIN et al. (1993), mais dextre d'après RIGASSI (1983). La vaste et profonde excavation du centre commercial de Signy (505.120/139.180; fig. 2) a permis d'observer cet important accident: replis, fractures, broyage et bréchification affectent la Molasse sur une largeur de plus de 20 m. C'est probablement à son passage que l'on doit attribuer le fort pendage (35°) et l'intense fracturation observés dans le lit de l'Asse, au-dessous de Changins. Il est possible que, dans la région de Prangins, cet accident comporte un rejet vertical qui expliquerait la présence des Grès et Marnes gris à gypse sur le compartiment nord et son absence supposée au sud. Dans le Jura, l'accident Bonmont–Yvoire se prolonge dans l'anticlinorium Vesancière–Barillette, dans la région du Bois Badis d'en Haut.

Accident de Divonne

L'accident de Divonne se poursuit vers l'ouest par le décrochement de la Faucille (RIGASSI 1977b, SIGNER & GORIN 1995), alors que son prolongement vers l'est n'est pas bien documenté. Son compartiment septentrional paraît être fortement abaissé (> 250 m?), si bien qu'il pourrait s'agir d'une simple faille nor-

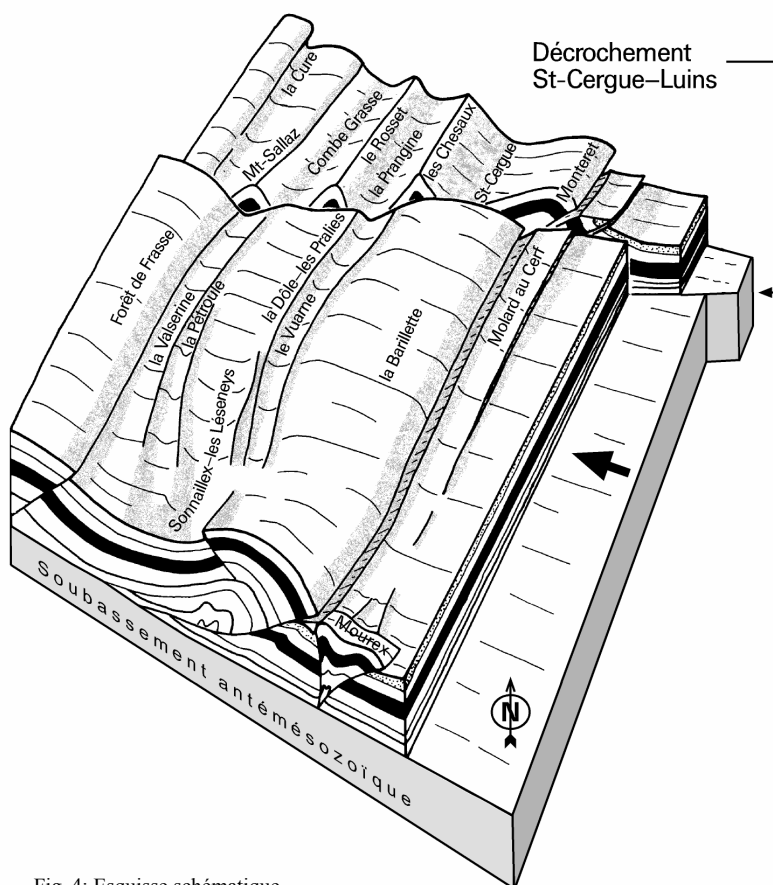


Fig. 4: Esquisse schématique
du décrochement St-Cergue-Luins.

male. Cependant, SIGNER & GORIN (1995, fig. 15) estiment que l'accident de Divonne et celui qui limite au sud le Mont Mourex appartiennent à une même et large structure décrochante compressive qui pourrait être la suite du décrochement de l'Arve, comme AMBERGER & RUCHAT (1977) l'avaient déjà suggéré.

Autres failles

Quelques autres failles, apparemment peu importantes et diversement orientées, ont été observées sur le terrain, notamment dans le lit du Boiron et sur le tracé de l'autoroute A1 au sud d'Arnex (faille normale avec rejet vertical > 4 m).

Des failles normales parallèles aux deux rives avaient été situées dans le Petit Lac par divers auteurs (WINNOCK 1965; SNPA, rapport inédit, 1966; VERNET & HORN 1971; VIAL 1976, fig. 13 et 14), cependant les résultats des campagnes plus récentes de sismique lacustre (Jura Vaudois Pétrole S.A., rapport inédit, 1978; GORIN et al. 1993; J. Fiore, thèse Univ. Genève, en cours) ne confirment pas un tel schéma structural qui n'a donc pas été retenu ici. Ces études montrent cependant que l'axe du Petit Lac est dicté par une faible inflexion synclinale.

Au sud-est du Léman, sur territoire français, le tracé des failles et de l'axe de l'anticlinal de Messery est également fort hypothétique; il est tiré de documents inédits élaborés par les sociétés PREPA et SNPA et par le BRGM.

Pour autant que la sismique et les rares observations faites en surface permettent d'en juger, la série molassique est donc très peu inclinée et plonge doucement vers l'E ou le SE; elle est affectée par quelques faibles ondulations d'axe N-S ou SW-NE. Un seul pli semble pouvoir se suivre quelque peu, au moins au niveau du sommet du Crétacé: c'est l'anticlinal sis entre Riamont et Mont Mussy, qui pourrait se prolonger vers le nord en profondeur, après avoir été abaissé par l'accident de Divonne.

TECTONIQUE DU JURA (par M.A. Conrad et M. Meyer)

La zone jurassienne de la feuille Nyon est géographiquement le prolongement vers le nord-est des chainons internes du Jura de la région genevoise. En effet, les monts du Reculet et du Crêt de la Neige sont prolongés au nord par le Colomby de Gex puis par la Dôle et enfin, au-delà du décrochement St-Cergue-Luins, par le Crêt de la Neuve puis le Mont Tendre. Cependant cette continuité morphologique n'est pas synonyme de continuité géologique, puisque le chevauchement vers l'ouest de la Haute-Chaine sur la vallée de la Valserine au niveau du Reculet se perd vers le nord-est. En effet, la vallée (ou synclinal) de la Valse-rine disparaît graduellement en direction du NNE. De même, le flanc normal de la Haute-Chaine jurassienne sur le bassin genevois devient graduellement un

flanc inverse dans la région de Gex, ce qui trahit un changement important dans la structuration de cette région.

Il semble clair que les raccourcissements importants qui ont affecté cette région au cours de la structuration tertiaire ne se sont pas effectués de la même manière dans les régions genevoise et nyonnaise. Il se pourrait fort bien que le chevauchement principal de la première chaîne, qui s'opère en direction du nord-ouest dans la région genevoise, s'amortisse en direction du nord et soit relayé par deux rétrochevauchements dirigés vers le sud-est dans la région nyonnaise.

Ce manque de cylindrisme à grande échelle des structures jurassiennes est peu visible sur les coupes très locales qui accompagnent cette notice, mais est un fait marquant et important de la tectonique régionale.

Les grands décrochements dextres qui structurent cette région ne sont probablement pas complètement postérieurs aux phases de plissement. En effet, bien qu'on puisse trouver une continuité aux principaux axes anticlinaux et synclinaux de part et d'autre de ces accidents, et en particulier du décrochement St-Cergue-Luins, les structures n'y sont pas totalement identiques.

Dès lors, on peut imaginer que les premières phases de déformation ont impliqué des plis plus ou moins cylindriques que les principaux décrochements ont segmenté relativement tôt dans l'histoire de la structuration de l'ensemble. Par la suite, plis et décrochements ont dû fonctionner de manière synchrone, afin d'accommoder les raccourcissements, jusqu'à la situation qui prévaut aujourd'hui.

Les coupes géologiques annexées (planches III et IV) intègrent au mieux les informations précises de la géologie de surface dans un cadre plus général qui dépasse la zone de la feuille Nyon. Ces coupes sont assez hypothétiques dans leurs zones profondes. En effet, les structures complexes que le Trias en particulier doit adopter en ces zones de forts raccourcissements sont très difficiles à évaluer. Néanmoins ces coupes sont équilibrées en deux dimensions (les longueurs des unités compétentes sont toutes identiques) et en trois dimensions entre elles, et les volumes (y compris ceux du Trias) sont préservés.

Dans cette notice, les structures principales seront décrites avant d'aborder les points structuraux particulièrement intéressants. Les principaux anticlinaux et synclinaux (voir fig. 5) seront décrits du SE vers le NW ou, autrement dit des zones les plus internes vers les chaînons externes. Pour la commodité de l'exposé et suivant la méthode déjà adoptée par LAGOTALA (1920), la nomenclature et la description se feront séparément de part et d'autre de l'important décrochement St-Cergue-Luins.

Structures tectoniques au sud du décrochement St-Cergue-Luins

Les premiers contreforts jurassiens, en partant depuis la côte lémanique, se développent dans un flanc inverse tourmenté, qui semble montrer des replis serrés que les affleurements limités ne mettent qu'assez mal en évidence. Ces contreforts, qui laissent apparaître de rares affleurements tectonisés de Crétacé

(503.000/144.000 et 499.000/139.300), sont remontés par deux surfaces de chevauchement «à regard suisse». Le rétrochevauchement principal, le plus à l'est des deux, marque à peu près le bord du bassin molassique, et l'accident secondaire, passant plus haut dans la pente, ramène le Malm de la Haute-Chaine sur le Crétacé mentionné ci-dessus. Les unités qui chevauchent ce flanc inverse présentent quelques ondulations qui peuvent être suivies sur l'ensemble de la feuille Nyon, du sud-ouest au nord-est. Ces principaux replis, recoupés par divers décrochements surtout dextres, seront décrits en allant des zones internes vers les chaînons externes.

Anticlinal Mont Mourex–Mont Mussy

Cet avant-ppli de la Haute-Chaine du Jura a été amplement décrit par MOREL (1947). Lié à l'accident de la Faucille, il est localisé dans la partie nord-ouest d'une zone décrochante en forme de coin (SIGNER & GORIN 1995, fig. 15). L'axe général de la structure a une direction d'environ N35°E. Cette structure haute faillée est limitée au sud-ouest par un accident orienté SE–NW et au nord-est par celui de Divonne, grosso modo E–W, dans le prolongement de la zone accidentée de la Faucille. De plus, le front sud-est de cette structure est lui aussi marqué par un contact anormal entre le Mésozoïque et la Molasse. Dès lors, la zone haute du Mont Mouret–Mont Mussy correspond à une pyramide, inversée et replissée, limitée sur ses quatre côtés par des failles. Il est important de noter que cette structure particulière se développe dans une zone où le chevauchement de la Haute-Chaine sur la Valserine disparaît et où le rétrochevauchement de la Haute-Chaine sur le bassin molassique n'a pas encore atteint l'ampleur qu'il a plus au nord-est. Dès lors, l'avant-ppli que forme cette structure a été nécessaire pour accommoder les raccourcissements importants qui s'opèrent par chevauchements plus au nord-est et plus au sud-ouest. Il est fort probable que l'amorce de cette structure se poursuive au nord-est de l'accident de Divonne, sous la Molasse.

Anticlinal du Molard au Cerf

Cette structure est visible au nord de la Bellangère dans la région de l'ancienne carrière du Molard au Cerf. Approximativement symétrique, elle est mal caractérisée en raison du petit nombre d'affleurements du Crétacé. Au nord-est, elle butte contre le décrochement St-Cergue–Luins. Au sud-ouest, très hypothétiquement, elle se prolonge jusque dans la région de Divonne, au nord de l'accident du même nom.

Synclinal des Côtes de Givrins

Les calcaires compacts de l'«Urgonien supérieur» sont entaillés par un canyon (503.000/144.000) à l'est de la Capite à Moto. Ils forment l'ossature du

synclinal des Côtes de Givrins, qui établit le raccord entre l'antiforme du Molard au Cerf et le flanc sud-est, inverse et faillé, de l'anticlinorium de la Barillette. Au nord-est, le synclinal butte contre le décrochement St-Cergue–Luins, au-delà duquel il se prolonge peut-être dans la région des Côtes de Genolier, couverte de dépôts glaciaires. Au sud-ouest, le synclinal butte contre un accident sénestre passant par le lieu-dit «Le Jambon».

Anticlinorium de la Barillette

Cette grande structure anticlinale, dont la largeur diminue vers le nord-est, laisse apparaître les calcaires karstifiés du Tithonien qui en forment l'ossature. Elle prolonge la chaîne du Reculet et du Crêt de la Neige au-delà de l'accident de la Faucille. Du point de vue structural, il s'agit d'un pli asymétrique, coiffé avec une crête structurale déjetée vers le nord-ouest. La structure montre quelques faibles ondulations ainsi qu'une lèvre sud-est renversée, en partie tout au moins, à proximité du rétrochevauchement sur le flanc inverse sous-jacent. Entre les décrochements Bonmont–Yvoire et Vuarne–Gland, le flanc inverse, pour autant qu'il existe partout, est masqué par des dépôts glaciaires. LAGOTALA (1920) se prononce pour un flanc inverse à partir du Saut à l'Ours (499.460/140.800) et au-delà en direction du nord-ouest. En fait, les «plongements vers le NW» observés par cet auteur correspondent à des plans de fracture qui annoncent probablement la présence du flanc inverse, masqué par des dépôts glaciaires plus loin en direction du sud-est.

L'anticlinorium est pris en écharpe par les trois principaux décrochements dextres déjà mentionnés dans la tectonique du Plateau ainsi que par plusieurs accidents de moindre importance, dont le décrochement Sauguet–Sonnailley et la faille du col de Porte. Au-delà de l'accident décrochant dextre de St-Cergue–Luins, il se poursuit par l'anticlinal du Monteret, dans une région en grande partie couverte par des dépôts glaciaires.

Zone synclinale des Creux et synclinal du Vuarne

Le cœur de cette structure, relativement étroite, est essentiellement en Crétacé. Prenant naissance au nord du décrochement Sauguet–Sonnailley, cette zone synclinale est segmentée par divers accidents, principalement les failles sub-méridiennes de la Dôle et du col de Porte, puis par le décrochement Vuarne–Gland, et enfin par le décrochement St-Cergue–Luins. Au-delà de ce dernier, elle est relayée par le synclinal de St-Cergue, décroché de manière dextre d'environ un kilomètre.

Dans un premier compartiment, entre le décrochement Sauguet–Sonnailley et la faille de la Dôle, la structure est relativement complexe: en forme de double synclinal, elle est légèrement chevauchée par l'anticlinorium de la Barillette (fig. 6). L'axe de la structure s'élève d'environ 10° jusqu'à être pris en écharpe par la faille dextre de la Dôle, puis par l'étroite culmination anticlinale (pli-faille) du même nom, elle-même limitée au nord-est par la faille du col de Porte.

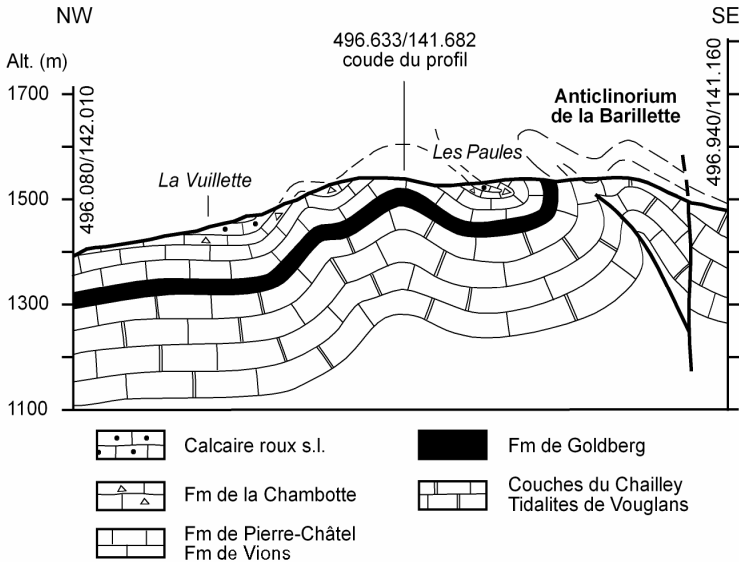


Fig. 6: Coupe géologique passant par la Vuillette, au SW de la Dôle.

Au-delà de la faille du col de Porte, le synclinal du Vuarne est relativement simple, bien qu'affecté par plusieurs failles transversales et longitudinales. Il a été amplement décrit par LAGOTALA (1920). Cet auteur (1920, pl.I, fig.16) dessine au sud du décrochement Vuarne–Gland un petit anticlinal secondaire qui n'a pas été retrouvé. L'axe synclinal plonge de 4–5° en moyenne vers le décrochement St-Cergue–Luins.

Anticlinorium de la Dôle–les Pralies

Cette large structure, dont l'axe anticlinal principal relaie le pli-faille de la Dôle, affleure en Jurassique supérieur et s'étend entre la zone synclinale des Creux, le synclinal du Vuarne et l'anticlinal de la Pétroule. Elle se poursuit au-delà du décrochement St-Cergue–Luins dans l'anticlinal des Chesaux. L'anticlinorium de la Dôle–les Pralies est recoupé par le système de failles du Kikajon et du Couvaloup de St-Cergue, décrit plus loin.

Synclinatorium du Sonnailey–les Léseneys

Cette large structure a un cœur crétacé tout au sud sur territoire français, où elle forme une digitation du synclinal de la Valserine. Le long de la frontière franco-suisse, elle est prise en écharpe par le décrochement dextre Saugét–

Sonnailley. Puis elle butte contre la faille de la Dôle, au-delà de laquelle elle se perd rapidement. On note la présence de deux synclinaux secondaires, localisés respectivement à l'ouest du Sonnailley au Prince et à l'est du Grand Sonnailley.

Anticlinal de la Pétroule

Cette structure, étroite et symétrique, flanque au sud-est le synclinal de la Valserine. Au nord du décrochement Sauguet–Sonnailley, en territoire suisse, son axe s'élève légèrement, d'abord dans le Crétacé, puis dans le Tithonien, jusqu'à son intersection avec la faille de la Dôle. Plus loin, il se confond avec l'anticlinorium de la Dôle–les Pralies et en représente la bordure nord-ouest. Sa continuité au-delà du décrochement St-Cergue–Luins est représentée par l'anticlinal du Rosset.

Synclinal de la Valserine

Au sud de la frontière Suisse-France, cette structure est chevauchée sud-est par la Haute Chaîne du Jura. Elle change de morphologie en direction du nord, lorsque le chevauchement s'inverse et commence à se faire en direction du bassin molassique suisse. Quasi horizontal au sud, le synclinal de la Valserine joue un rôle important à l'échelle régionale puisqu'il correspond au premier «vrai» synclinal depuis les chainons internes, les synclinaux précités n'étant que des ondulations de l'entité chevauchant le bassin molassique.

Le cœur de ce synclinal, formé de calcaires urgoniens, se poursuit du sud vers le nord jusqu'au décrochement St-Cergue–Luins, où il est pris en écharpe par un faisceau de failles satellites. Au-delà, il se poursuit dans le synclinal de Combe Grasse. Dans la région située entre les alpages de la Pile Dessus et de la Trélasse, le contact entre le synclinal de la Valserine et l'anticlinal de la Forêt de la Frasse est partout anormal, manifestement écrasé.

Anticlinal de la Forêt de la Frasse

Affleurant dans le Tithonien, cette large structure à peu près symétrique est affectée par quelques failles NW–SE qui sont des satellites du décrochement St-Cergue–Luins. Au-delà de ce dernier, elle se poursuit dans l'anticlinorium du Mont Sallaz.

Structures tectoniques au nord du décrochement St-Cergue–Luins

Anticlinal du Monteret

Cette structure, qui représente la continuité vers le nord de l'anticlinorium de la Barillette, est couverte en grande partie par des dépôts glaciaires. Dans la

région du Monteret, à cause de mouvements transpressifs liés au décrochement St-Cergue–Luins, l'anticlinal prend un axe approximativement N60°E. L'axe semble ensuite se redresser pour se poursuivre au-delà d'une faille passant par le ruisseau de l'Oujon.

Synclinal de St-Cergue

Le village de St-Cergue est construit dans le cœur du synclinal portant le même nom, sur les terrains du Crétacé inférieur. La structure, à peu près symétrique et orientée NE–SW, est affectée par quelques accidents transversaux localisés au voisinage du décrochement St-Cergue–Luins, ainsi qu'au lieu-dit «Sous-Roches». A Tancouex, l'axe du synclinal semble affecté par un accident longitudinal marqué par la présence de deux dépressions probablement d'origine karstique. Plus au nord-est, le synclinal de St-Cergue est recoupé par une faille passant par le ruisseau de l'Oujon. Au-delà, on peut le suivre jusque dans la région du Pré de Rolle. En direction du SW, le synclinal butte contre le décrochement St-Cergue–Luins, au sud duquel il est relayé par le synclinal du Vuarne, nettement plus étroit.

Synclinal de la Prangine et anticlinal des Chesaux

L'anticlinal des Chesaux, très étroit, a une direction N60°E. Sa longueur semble être au moins de 2,3 km, entre le décrochement St-Cergue–Luins et la continuation probable, sous les dépôts glaciaires, d'une faille passant par le ruisseau de l'Oujon. Pour LAGOTALA (1920), l'anticlinal des Chesaux est le prolongement de celui de la Dôle. Nous confirmons cette interprétation en notant que, le décrochement St-Cergue–Luins ayant probablement été actif de manière très précoce après le début des plissements, l'anticlinal de la Dôle – les Pralies s'est structuré de manière très différente de celle de l'anticlinal des Chesaux. En effet, la forme de ces deux anticlinaux n'est pas comparable, celui des Chesaux étant beaucoup plus étroit.

De même, le synclinal de la Prangine, qui fait suite à l'anticlinal des Chesaux, pourrait représenter, sous une forme très différente, la continuation vers le nord de la zone plane située entre les axes anticlinaux de la Pétroule et de la Dôle – les Pralies. A l'ouest du chalet de la Prangine, le synclinal est affecté par deux failles longitudinales, elles-mêmes recoupées par plusieurs failles transversales dans la région très encaissée de Basse Ruche.

Anticlinal du Rosset

Cette large structure forme probablement la continuation septentrionale de l'anticlinal de la Pétroule, avec toutefois, comme pour les structures vues précédemment, un comportement différent de part et d'autre du décrochement St-Cergue–Luins. Alors qu'au sud on note un axe anticlinal étroit, au nord

on rencontre une voute asymétrique assez large et affectée par une série d'accidents transversaux, qui se poursuit sur une distance considérable en direction du col du Marchairuz.

Synclinal de Combe Grasse

Le synclinal de Combe Grasse forme la suite du synclinal de la Valserine au nord du décrochement St-Cergue–Luins. Il s'agit d'une structure relativement simple dont le cœur est constitué essentiellement de calcaires urgoniens. Au nord du décrochement, la structure est recoupée par de nombreuses failles essentiellement dextres, qui déterminent son inflexion vers le NE. Deux de ces failles, situées de part et d'autre du chalet de Combe Grasse, ont une longueur d'environ 2 km: l'une d'entre elles intéresse également l'anticlinal du Rosset, jusqu'à être prise en écharpe par le décrochement St-Cergue–Luins à l'est de la Chenalette; l'autre peut être suivie jusqu'à Basse Ruche, dans le synclinal de la Prangine.

Anticlinorium du Mont Sallaz

Cette large structure anticlinale affleure essentiellement dans les calcaires du Tithonien. Elle est la continuation, au nord du décrochement St-Cergue–Luins, de l'anticlinal de la Forêt de la Frasse. La structure est grosso modo symétrique, avec un axe principal aboutissant à l'ouest de la Givrine. A cet endroit, le rejet, par rapport à la crête axiale de l'anticlinal de la Forêt de la Frasse, est de 600 m environ. A l'est de la Givrine, la marge sud-est de la structure est marquée par la présence de replis secondaires qui annoncent le synclinal de Combe Grasse et se poursuivent sur plusieurs kilomètres vers le nord-est, en direction de la Grande Ennaz. Au nord-est de la Givrine, les calcaires de la Formation de Pierre-Châtel sont visibles dans le Bois de la Merderettaz. Ils soulignent la présence de l'un de ces synclinaux secondaires, délimité à l'est par une faille distensive subméridienne.

Synclinorium de la Cure

Cette structure affleurant dans les roches du Crétacé est une digitation du synclinal de la vallée de Joux. Son flanc sud est visible dans le coin nord-ouest de la feuille Nyon.

Localités structurellement particulières

Région de la Dôle

Le pli-faille formant la crête de la Dôle est une structure en compression, formant un coin surélevé («pop-up») entre les failles de la Dôle et du col de

Porte. Sa direction NNE est presque perpendiculaire à celle des grands accidents décrochants. Ici, la formation du pli-faille de la Dôle est interprétée comme résultant d'un mécanisme de torsion, par compression différentielle entre les décrochements Saugey–Sonnailley et St-Cergue–Luins. MCCLAY & BONORA (2001) ont étudié des mécanismes semblables en modèle réduit.

Quant aux replis formant le synclinorium des Creux, aux contreforts de la Dôle (fig. 6), ils s'expliquent par un mécanisme analogue de torsion différentielle, entre la faille de la Dôle et le décrochement Saugey–Sonnailley.

Couvaloup de St-Cergue et le Kikajon

Par contraste avec la Dôle, la cuvette du Couvaloup de St-Cergue est une structure distensive. Elle est liée à un système de failles WNW–ESE qui abaissent l'axe de l'anticlinorium de la Dôle—les Pralies vers le nord-est et permettent aux terrains du Kimméridgien et du Berriasien d'affleurer entre deux axes anticlinaux.

Le mécanisme invoqué est celui de la formation d'un petit bassin de «pull-apart», par décompression et chevauchement latéral («releasing stepover»). Au pied du Kikajon, une première série d'accidents distensifs est à l'origine de la formation d'une dépression karstique au fond de laquelle affleurent les Couches à céphalopodes du Kimméridgien inférieur. Un nouvel accident, compressif cette fois, met en contact le fond de la dépression avec la Formation de Vions sur laquelle est construit le chalet du Couvaloup. Le rejet à cet endroit est de 350 m environ. Puis, en direction du nord-est, d'autres accidents, à nouveau distensifs, annoncent le décrochement St-Cergue–Luins.

Creux du Pralet et Creux à la Griffes

Ces dépressions correspondent à des intersections de failles distensives. Elles interrompent la continuité de l'anticlinorium de la Barillette, au passage des accidents du col de Porte et Vuarne–Gland.

La Givrine–La Trélasse

Une zone intensément faillée s'étend au sud de la voie ferrée, entre la Givrine et la Trélasse. Elle correspond au cisaillement des terrains du Tithonien et du Crétacé, dans une région relayant les synclinaux de la Valserine et de Combe Grasse. Ce relais s'établit entre le décrochement St-Cergue–Luins, et plus à l'ouest, la continuation de ce dernier en direction de la Cure et de Morez. Le mécanisme est compressif, du type «restraining stepover», avec formation d'amygdales en contact anormal les unes avec les autres, les calcaires résistants tels l'«Urgonien supérieur» formant relief.

Combe de Créva Tseveau

A l'est de St-Cergue, la Combe de Créva Tseveau est un ravin très encaissé formant le lit du ruisseau de la Colline, dans lequel affleurent les terrains cisailés du Kimméridgien. Le lieu-dit «Capite à Moto» donne la clé de cette région qui correspond à la terminaison nord-est de l'anticlinal de la Barillette et de son flanc inverse, en contact anormal avec le synclinal des Côtes de Givrins. Au sud de la Capite à Moto, le flanc inverse est pris en écharpe par un accident sénestre probablement compressif. Au nord de la Capite à Moto, le flanc inverse jusqu'ici orienté NNE–SSW prend une direction NE–SW, est affecté par d'autres accidents sénestres et finit par se perdre à mi-chemin entre le fond du ravin et le décrochement St-Cergue–Luins.

En accord avec RIGASSI (1983), la continuation du flanc inverse est envisagée au nord du décrochement St-Cergue–Luins, le long de la retombée sud-est de l'anticlinal du Monteret, masquée par des dépôts glaciaires. Le rejet, par rapport au tracé du flanc inverse au sud du décrochement, semble être de l'ordre de 1–1,5 km.

MATÉRIAUX EXPLOITABLES

(par R. Arn)

Minerai de fer

Les pisolithes ferrugineux du Sidérolithique ou/et la limonite valanginienne ont vraisemblablement fait l'objet d'anciennes exploitations dans cette région, notamment à Combe Grasse (env. 499.500/148.875; PELET 1970, p. 100–107, SERNEELS 1993), mais on ignore tout de la localisation topographique et stratigraphique précise des gisements ainsi que des périodes d'exploitation.

Calcaires

Les calcaires massifs du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur ont été extraits en divers points de la feuille. Toutes ces carrières sont actuellement abandonnées ou en sommeil.

Grès molassiques

Les grès du Chattien inférieur ont été jadis exploités dans des modestes carrières artisanales, là où les bancs étaient assez épais et relativement bien cimentés, par exemple à «La Carrière» au sud de Borex (ROCHAT 1978) et au-dessus de St-Vincent/Bursins et de Vinzel. Dans le lit du Boiron, vers Bougival près de

Nyon, des traces d'exploitations, localement assez vastes, sont visibles. Elles pourraient avoir débuté déjà à l'époque romaine: les ruines de Noviodunum recèlent en effet un volume considérable de moëllons, dalles et autres pièces taillées dans des grès molassiques (ROSSI 1998).

Tuf

Les tuffières du pied du Jura n'ont pratiquement pas été exploitées, ce qui laisse planer quelques doutes sur leur qualité. En revanche, les tufs de la combe de Begnins (env. 507.200/145.280) montrent des traces de front de taille; ils ont fourni notamment les matériaux de construction de l'église de Begnins (GERVAIS 1940).

Sables et graviers

Il suffit d'examiner sur la carte l'étendue des zones de remblais qui occupent le plus souvent d'anciennes gravières pour mesurer à quel point la région a produit des matériaux graveleux. Jusqu'au milieu des années 1950, les exploitations sont restées assez modestes. Le rythme d'extraction a ensuite augmenté rapidement, notamment avec la construction de l'autoroute A1, pour atteindre en 1990 un volume annuel proche de 300 000 m³.

Actuellement, les quelques gravières encore en exploitation ne suffisent pas à assurer l'approvisionnement de la région. Ce tassement de la production est lié à l'épuisement des gisements, mais aussi aux contraintes urbanistiques et de protection des eaux qui réduisent encore les possibilités d'exploiter les réserves existantes.

Le Plan directeur cantonal vaudois des carrières (DÉPARTEMENT DES TRAVAUX PUBLICS 1991) recense sur la feuille Nyon huit gisements terrestres dont l'exploitation peut être envisagée, totalisant 25 millions de mètres cubes hors nappe, ainsi que trois gisements sous-lacustres disposant de 11,5 mio m³. Les volumes réellement exploitables sur terre, dans les sites retenus, sont vraisemblablement nettement plus faibles en raison de contraintes environnementales ou de problèmes de rentabilité d'exploitation (épaisseur de la couverture stérile ou qualité des matériaux).

Les formations quaternaires graveleuses ou sableuses superficielles forment des gisements exploitables dès que la tranche hors nappe dépasse 2 m d'épaisseur. Avec les moyens mécanisés actuels, les formations alluviales infrahelvétiques sont intéressantes tant que l'épaisseur de la couverture ne dépasse pas celle de la tranche de graviers secs. Les formations entrant en ligne de compte pour une exploitation sont énumérées ci-après.

Alluvions fluvioglaciaires grossières: Ce sont des gisements qui figurent parmi les meilleurs en raison de leur homogénéité et de la proportion élevée de granulats grossiers. Ils ont été très largement exploités à Vich, Gland et Pont Farbel.

Alluvions fluviales associées à la «terrasse lémanique de 10 m»: Leurs qualités sont comparables à celles des alluvions fluvioglaciaires.

Dépôts glaciolacustres grossiers: Ils constituent les principales ressources du territoire de la feuille Nyon. Les parties graveleuses présentent l'avantage d'être souvent bien lavées; en revanche, les gisements sont souvent hétérogènes avec des bancs stériles ou de médiocre qualité.

Dépôts lacustres postglaciaires: Les zones deltaïques de la «terrasse de 10 m» fournissent de très bons matériaux, bien lavés, dans l'ensemble plutôt fins (les pierres sont peu abondantes).

Alluvions torrentielles: Le potentiel encore exploitable est considérable, mais se trouve restreint par des impératifs de protection de la forêt et du paysage. Les meilleurs gisements sont situés au pied du Jura. Ils ont été exploités au nord de la Rippe. Sur La Côte, la proportion de limon devient importante et a limité les tentatives d'extraction.

Moraines sablo-graveleuses: Ces gisements sont caractérisés par un tri très partiel laissant une proportion notable de limons et de blocs, et par leur hétérogénéité. Les moraines jurassiennes contiennent dans l'ensemble moins de fines que leur homologues rhodaniennes. Toutes deux n'ont fait l'objet que d'exploitations mineures, à l'exception de celles de Givrins et des Côtes de Genolier.

Eboulis: Ils forment de petits gisements exploités de tous temps de façon artisanale.

Dépôts fluvioglaciaires ou glaciolacustres inframorainiques: Ces matériaux de qualité participent dans la plupart des cas au remplissage d'anciennes vallées; la couverture, souvent importante, en rend l'exploitation couteuse. Par ailleurs, ces alluvions abritent fréquemment des ressources en eau captées ou à préserver.

Les Gravieres de La Côte ont alimenté quelques gravières en dessus de Bursins et à l'ouest de Begnins. Ils se distinguent par une teneur en éléments cristallins plus élevée.

Gisements sous-lacustres profonds: Le plus important (10 mio m³) se trouve devant Bursinel, entre les Fougères et Choisi (SIGRIST 1974). Il s'agit de graviers et sables graveleux inframorainiques appartenant à la terminaison du sillon des Pralies. Les autres gisements sont en relation avec des deltas tardiglaciaires ou holocènes. Celui des Villas Prangins (511.200/139.250) semble se rapporter à la «terrasse de 30 m» et contient 1,5 mio m³. Ceux de la Dullive, de Rolle (ancien delta du Flon de Vincy, 514.900/144.700), de Nernier et d'Yvoire sont plus modestes et vraisemblablement plus sableux.

Marnes, argiles

Les marnes de la Molasse chattienne n'ont vraisemblablement jamais été exploitées dans la région de la feuille Nyon.

La formation lacustre tardiglaciaire de Mély a fait l'objet d'une exploitation assez soutenue au sud-est de Vinzel et au sud de Bursins, probablement dès le Moyen-Age et jusqu'au milieu du 20^{ème} siècle (KEUSEN 1995, CABOUSSAT 1990). D'abord extraite de façon assez désordonnée et ponctuelle au sud de la Tuilière, l'argile est prise ensuite dans une grande fosse nommée «En Baffa». LETSCH (1907) note deux couches d'argile fine grise ou jaune totalisant 1,65 m. Une ancienne briqueterie est signalée par ce même auteur au lieu-dit «La Dolle», à l'ESE de Gilly. L'argile bleue, maigre ou grasse, y alterne avec des lits de sable sur 6 à 9 m de hauteur.

Une tuilerie est signalée par MOREL (1947) dans la partie distale du cône alluvial de Divonne. Cette fabrique, attestée dès le 16^{ème} siècle (GROTE 1996), trahit l'existence de dépôts lacustres ou glaciolacustres sous les alluvions sablo-graveleuses du cône. JAYET (1964) avait cartographié sur la feuille Coppet des argiles feuilletées, mais nous ne les avons pas retrouvées en surface sur la feuille Nyon.

Enfin, entre Nernier et Yvoire, des argiles glaciolacustres assez fines affleurent dans le lit du Mercube et à son embouchure; elles alimentaient les proches «Tuilières» qui, attestées déjà au 16^{ème} siècle, livraient leur production par barque dans tout le bassin lémanique (GROTE 1996).

Tourbe

Les gisements sont rares, la plupart des marais de la feuille n'étant pas situés à des altitudes favorables au développement des tourbières. Le marais de la Pile (WEGMÜLLER 1966) comprend en surface 5 m de tourbe à sphaignes. L'intérêt floristique d'un tel site exclut toute exploitation. A notre connaissance, seule la tourbière de Coinsins (507.150/142.450) a été exploitée.

HYDROGÉOLOGIE

(par R. Arn)

La position de la région nyonnaise au pied d'un massif karstique, ainsi que sa richesse en formations glaciaires sablo-graveleuses concourent à une relative abondance et surtout à une grande diversité des ressources en eau. Nombre de sources du pied du Jura ou de formations quaternaires superficielles tendent toutefois à tarir en été, si bien que les besoins des zones urbaines actuelles et de l'agriculture ne peuvent pas partout être couverts. La ville de Nyon en particulier a recours à l'eau du Léman pour compléter son alimentation.

Les aquifères et leurs sources

Sources d'origine karstique

La chaîne calcaire jurassienne comprend dans la région de la feuille Nyon deux aquifères principaux. Le premier est celui du Jurassique supérieur qui, ayant pour base imperméable les marnes de l'Oxfordien, regroupe les calcaires du Kimméridgien, du Tithonien et en partie ceux du Berriasien-Valanginien. L'autre aquifère est celui du Crétacé inférieur, confiné par les Marnes d'Hauterive et comprenant l'Hauterivien supérieur et le Barrémien (faciès urgonien).

De petits aquifères peuvent fonctionner localement sur le Purbeckien, les Marnes d'Arzier et certains niveaux de l'Hauterivien supérieur. LAVANCHY et al. (1986) relèvent que les eaux du Jurassique supérieur ont une conductivité électrique inférieure à 420 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et que celles du Crétacé sont situées au-dessus de 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$. A l'exception des sources basses de Divonne, les débits connaissent d'importantes fluctuations allant parfois jusqu'au tarissement complet. A cette faiblesse, il faut ajouter celles inhérentes à la circulation karstique: l'absence de filtration et la vitesse de transit souterrain élevée. Un certain nombre d'expériences de coloration documentent ces circulations profondes à longues distances (AUBERT et al. 1970, 1979, GEOLEP rapports inédits, etc.).

Les sources de Divonne-les-Bains jaillissent à travers le Quaternaire (et peut-être le Tertiaire) d'une faille E-W déterminant l'abrupt nord du Mont Musy. Celles qui alimentent l'établissement thermal (sources Vidart, Ausone, Emma, Barbilaine, Amélie et Divonne-Versoix est) sont issues du Jurassique supérieur. La source Vidart débite à elle seule jusqu'à 2 m^3/s et descend rarement en dessous de 0,72 m^3/s . MOREL (1981), qui fournit ces chiffres, distingue ces sources orientales d'un groupe occidental compris entre les sources de la Divonne et la Toupe, groupe alimenté par un impluvium plus proche. Le même auteur signale d'autres sources, non alignées sur l'accident tectonique précité, jaillissant non loin du contact Barrémien-Molasse, et caractérisées par une hyperthermie et des eaux sulfatées magnésiennes (La Cressonnière, Etang et Pré du Château, Mi-Fontaine); ces sources sont citées également, mais en partie sous d'autres noms (Magdelon, Fontaine d'Arbère) par MARTI (1983) et LAVANCHY (1986). On trouvera des analyses des eaux de Divonne dans les travaux de MOREL (1981), LAVANCHY (1986), DUBOIS & FLÜCK (1985).

Le grand décrochement St-Cergue-Luins draine lui aussi des eaux souterraines du Jura jusque dans le domaine molassique. Sur la base de leur chimisme, et en particulier de leur basse teneur en barium, LAVANCHY (1988) démontre que les sources du Montant (506.325/144.250), de la Confrairie (507.810/144.130), de la Dullive (510.750/144.200) et de Baffà (511.375/144.250), situées respectivement à 2, 3,5, 6,5 et 7 km des derniers affleurements mésozoïques, sont d'origine karstique (aquifère du Jurassique supérieur). Relevons encore que la teneur en sulfates de la source de la Dullive est attribuée par LAVANCHY (1988) au transit des eaux vauclusiennes à travers la formation des Grès et Marnes gris à

gypse; en période de crue, ces eaux remontent en surface de menus fragments de marne rouge arrachés à la formation des Marnes bariolées s.l. (RIGASSI 1983). Les variations du débit de ces résurgences vauclusiennes sont de très grande amplitude; la source du Montant a connu un tarissement complet en 1802, 1858, 1921, 1947 et 1972 (ROCHAT 1973).

Les sources de la Grande Côte de Bonmont sont pour une bonne part d'origine karstique. On relèvera l'alignement des résurgences au sud des Tuffières.

Sources issues de la Molasse

Les bancs de grès molassiques abritent parfois une circulation d'eau, très dépendante de leur fissuration. Ces petits aquifères, isolés par des marnes, alimentent quelques sources entre Luins et Begnins, à Changins et au sud d'Eysins.

Sources des alluvions et vallées anciennes

L'excellente filtration qu'offrent ces sables et graviers inframorainiques, ainsi que la protection assurée par la couverture, font des dépôts fluvioglaciaires et glaciolacustres préwürmiens les meilleurs aquifères de la région. Les Gravières de la Côte forment notamment l'aquifère des sources communales de Gilly, Bursins et Vinzel, saisies au contact de la Molasse. Parmi les nombreux autres exemples de sources gravitaires issues d'alluvions anciennes, citons:

Source(s)	Coordonnées	Réseau alimenté
La Tuffière, au N		
du Bois de Bioley	508.600/146.050	Begnins
La Cézille	507.860/144.220	Begnins
Nantouse	508.140/141.520	Gland
Le Frêne	507.810/141.220	Nyon
Château de Duillier	507.400/140.260	
La Colline	505.190/142.050	Nyon
Combe Froide	503.700/143.000	Trélex

Il faut ajouter à cette liste le puits de Bucley (506.750/141.070) foncé dans le sillon des Pralies, qui alimente Nyon et qui a succédé à l'ancien puits exécuté sous la direction de FALCONNIER (1953), situé à 500 m vers l'WNW (voir aussi BURGER 1979). Le prolongement oriental du sillon des Pralies au-delà de Gland jusqu'au Léman pourrait contenir d'importantes ressources encore inexploitées.

Sources des alluvions torrentielles jurassiennes

La terminaison aval des cônes alluviaux est souvent marquée par des zones d'affleurement de la nappe donnant naissance à des zones marécageuses.

Ces exutoires souvent assez dispersés sont dus à l'amincissement des matériaux alluvionnaires perméables superposés à une moraine de fond rhodanienne

peu perméable. Des exemples de captages se trouvent au sud d'Arpey (503.500/141.500), aux Echaux (502.330/140.350), au Sachet (501.150/139.340) et au Creux du Chêne (500.770/138.820). Ces eaux ont aussi été saisies plus haut dans les cônes, à la faveur d'un resserrement du lit alluvial ou d'une ondulation du fond. Ce type d'aquifère offre des ressources assez abondantes et pas entièrement exploitées, en particulier en France, mais avec un fort fléchissement du débit à la fin de l'été et une qualité qui souffre parfois d'une profondeur de circulation insuffisante.

Autres formations quaternaires aquifères

La plupart des autres terrains perméables cartographiés sont susceptibles d'alimenter des sources ou des puits. Dans l'ordre de fréquence observé, ce sont :

- les dépôts glaciolacustres grossiers,
- les alluvions fluvioglaciaires tardiglaciaires ou fluviales,
- les moraines de surface jurassiennes,
- les dépôts lacustres postglaciaires,
- les moraines de surface rhodaniennes.

Les terrasses glaciolacustres et lacustres riveraines offrent encore des possibilités de captage d'eau potable par puits, en particulier dans l'ancien delta tardiglaciaire de la Promenthouse. Ces terrasses sont également intéressantes pour l'extraction d'énergie géothermique (pompes à chaleur).

Eaux thermales et minérales

A part les sources hyperthermes de Divonne signalées plus haut, mais qui ne semblent précisément pas être utilisées par les établissements balnéaires, il n'existe pas d'eau thermale sur le territoire de la feuille Nyon.

En ce qui concerne les eaux minérales, il faut mentionner la source de Prangins, très connue au 18^{ème} siècle, qui fut analysée mais qui était déjà perdue en 1779 (MOTTAZ 1914). Décrite comme ferrugineuse et purgative par OLIVIER (1939) et comme sulfureuse par MEYER-AHRENS (1860), cette source devait se situer au lieu-dit «En Chenalette», non loin de l'intersection de la voie ferrée avec le ruisseau du Creux du Loup (508.275/139.160), ceci d'après un plan de 1743 cité par RAPP (1983). Aucune source n'est toutefois recensée en ce lieu par les services cantonaux, ni ne se voit sur le terrain.

Une autre source renommée et qui a aussi disparu depuis longtemps est la «Bonne Fontaine» de St-Cergue. On ignore tout de son chimisme et pense qu'elle était probablement située au pt 498.450/145.825. Source sacrée, qualifiée de miraculeuse, elle faisait l'objet de pèlerinages depuis des temps immémoriaux. Les autorités religieuses réformées, tant bernoises que genevoises, avaient en vain tenté d'éradiquer ces croyances et d'interdire le pèlerinage; elles firent donc

détruire le captage et remblayer le site vers la fin du 16^{ème} siècle (OLIVIER 1939, MEYLAN 1956, VOLET 1981).

Sources sous-lacustres

Le prolongement vers l'est du sillon des Pralies, mis en évidence par des mesures géophysiques (MEYER DE STADELHOFEN 1973, SIGRIST 1974, BAUMGARTNER 1996) suggère l'existence de sources sous-lacustres au sud de Rolle. Des recherches effectuées au large de Rolle sur la base d'indications de pêcheurs sont toutefois restées négatives (ANDRÉ 1926). FALCONNIER (1953) signale quant à lui la découverte «récente» de telles sources entre la Falaise et la Villa Luisenburg, sans donner d'autres précisions, ni affirmer leur relation avec l'ancienne vallée. DELEBECQUE (1894) attribue à une source sous-lacustre sise au large d'Yvoire le nettoyage de la vase et la mise à nu de la moraine immergée édifiant la «barre d'Yvoire» de FOREL (1887).

Dérivations de cours d'eau

La région nyonnaise a connu dès l'époque romaine, et peut-être même avant, de nombreuses dérivations de cours d'eau pour satisfaire aux besoins alimentaires des habitants, permettre l'irrigation des cultures et fournir de l'énergie aux moulins, scieries et usines diverses (DELACRÉTAZ 1991, MONBARON 1986, GLAUSER 2002, p. 179–202). Nombre de ces biefs et canaux subsistent. Parmi les plus importantes dérivations, il faut citer:

- l'aqueduc romain alimentant Nyon à partir des sources de Divonne; il n'en subsiste que quelques témoins en ruine (ROSSI 1998);
- les dérivations de la Versoix vers Céligny et Coppet à partir du sud du marais des Bidonnes, et vers Crans par Jean des Bois, à partir des Longs Prés (à l'est de Divonne); elles sont encore en eau;
- les deux dérivations de l'Asse à partir du Marais du Sachet vers le Boiron et le Boironnet, actuellement remplacées par une canalisation;
- celle de l'Asse vers le centre-ville de Nyon à partir de Petit Calèves;
- celle du ruisseau de la Colline vers l'Asse à partir de Benières;
- celle du ruisseau de Montant vers celui d'Oujon (506.550/143.400);
- celle du Nant de Begnins vers le Lavasson;
- et enfin celle du ruisseau de Pierruet vers Bellerive (514.400/145.150).

Il existe encore d'autres petits canaux le long de l'Asse (Moulin de Chibins), de la Colline (504.500/142.700), du ruisseau de Cordex (Mimorey et Moulin de Coinsins), de la Serine (Moulin du Creux) et de la Promenthouse (Fabrique de Clarens, pisciculture de Promenthoux).

Enfin, il faut signaler le remarquable réseau superficiel d'adduction des très nombreuses sources de la Grande Côte de Bonmont, réseau aménagé afin d'alimenter les étangs de l'ancien monastère.

Dans certains sites, on assiste à une dérivation de la totalité de l'eau disponible. C'est le cas en particulier sur un tronçon important du cours de l'Asse entre le Marais des Boeufs et Le Ruisseau. Ces anciens cours d'eau détournés par l'homme sont pour la plupart indiqués sur la carte.

GÉOPHYSIQUE

(par M. Weidmann)

Géoélectricité

Une bonne partie du territoire de la feuille Nyon est couverte par la carte des résistivités apparentes mesurées en $AB=60$ m ou 100 m correspondant à une profondeur d'investigation de quelques dizaines de mètres au maximum (MEYER DE STADELHOFEN 1973). D'autres données figurent dans les travaux de BÜCHLI et al. (1976), SIGRIST (1974) et BAUMGARTNER (1996). De nombreuses études ponctuelles, également complétées par des sondages électriques, sont inédites et ont été réalisées en diverses longueurs de ligne par des bureaux privés qui ont bien voulu autoriser leur consultation. Tous ces travaux donnent de précieuses indications concernant l'épaisseur et les caractères lithologiques des sédiments quaternaires, ainsi que la localisation approximative des sillons anciens creusés dans la Molasse.

Gravimétrie

La carte gravimétrique au 1:100 000 (OLIVIER 1983, DUMONT et al. 1994) ne comporte pas une densité suffisante des points de mesure pour permettre une analyse détaillée, cependant les anomalies résiduelles soulignent certains traits de la structure profonde, par exemple le tracé du sillon des Pralies ou l'anticlinal de Messery (BÜCHLI et al. 1976).

Magnétisme

La carte aéromagnétique de la Suisse publiée par la Commission géophysique suisse à l'échelle du 1:500 000 donne un aperçu régional des variations du champ magnétique total mesuré à une altitude de 5000 m (KLINGELÉ 1982). BITTERLI (1972, p.24) signale qu'une anomalie positive a été révélée près d'Arzier par une campagne de prospection aéromagnétique; elle est peut-être due à la présence en profondeur de roches basiques (basaltes tholéitiques ?) reposant sur la

limite Permien/Trias (RIGASSI 1987; voir aussi SCHWAB 1960 et KLINGELÉ & MÜLLER 1987).

Séismicité

Les données historiques (VOLGER 1857) et celles plus récentes rassemblées par le Schweiz. Erdbebendienst (FÄH et al. 2003) ne révèlent pas d'activité sismique particulièrement forte sur le territoire de la feuille Nyon. D'assez nombreux séismes de faible intensité ont toutefois été enregistrés dans le secteur de Nyon–Gland–Trélex (PAVONI 1977); ils sont vraisemblablement causés par des mouvements le long des grands décrochements E–W. Cependant le risque sismique demeure faible dans cette région (AMATO et al. 1987, SAMBETH & PAVONI 1988, RÜTTENER 1995).

Géothermie

D'après les mesures de température réalisées dans les sondages profonds les plus proches de la feuille Nyon, VOLLMAYR (1983) et JENNY et al. (1995) montrent que le gradient géothermique est actuellement normal dans la région: env. 30°C/km. La carte de MEDICI & RYBACH (1995) indique un flux thermique plutôt modeste par rapport à d'autres secteurs plus orientaux du Plateau molassique ou du Jura.

Prospection pétrolière

Une première étape de la prospection a débuté dans les années 1950 au sud comme au nord du Léman, sur des territoires dépassant largement les limites de la feuille Nyon.

En Haute-Savoie, la société PREPA a implanté en 1958 le sondage Messerly-1 (512.130/133.710/425 m; profondeur totale = 738 m) tout près de la limite méridionale de la feuille Nyon, sur l'anticlinal de Messerly mis en évidence à la suite d'une campagne sismique. Ce sondage n'a révélé qu'un douteux indice d'huile à 541 m dans le Chattien inférieur et un peu d'eau salée dans les grès albiens entre 620 et 640 m.

Sur territoire vaudois, c'est tout d'abord la Middleland Oil Co qui a procédé à une étude géologique de détail et à quelques essais de géophysique. Son permis fut ensuite repris par la SNPA qui, au cours des années 1960, a réalisé une importante campagne sismique, sur terre comme sur le lac (WINNOCK 1965), campagne dont les résultats n'ont pas mené à la découverte d'une structure justifiant l'implantation d'un forage.

Dès 1971, les sociétés Swisspetrol et Shell ont repris l'exploration de la région, tant jurassienne que molassique et lémanique, avec une concession accor-

dée à Jura Vaudois Pétrole S.A. (BITTERLI 1972). Une campagne de prospection aéromagnétique a précédé l'exécution de nombreuses lignes sismiques terrestres et lacustres. Ces travaux sont récemment devenus disponibles et ont été en partie réinterprétés par GORIN et al. (1993), SOMMARUGA (1995, 1997), L. Paolacci (thèse Univ. Genève, en cours).

BIBLIOGRAPHIE

(par M. Weidmann)

Cette liste ne comprend pas seulement les références des travaux cités dans le texte de la notice explicative, mais aussi la plus grande partie de ceux qui concernent le territoire de la feuille Nyon.

- AEBERHARDT, B. (1901): Etude critique sur la théorie de la phase de récurrence des glaciers jurassiens. – *Eclogae geol. Helv.* 7, 103–119.
- (1902): Etude sur les alluvions anciennes des environs de Genève. – *Eclogae geol. Helv.* 7, 271–286.
- AMATO, E., AMBERGER, G., BLONDEL, T. & CHAROLLAIS, J. (1987): Evaluation de la situation sismique du canton de Genève. – *Cah. Fac. Sci. Univ. Genève* 15, 95–108.
- AMBERGER, G., BERGIER, J.F., GÉROUDET, P., MONOD, R., PITTARD, J.-J., REVACLIER, R. & SAUTER, M.-R. (1976): Le Léman, un lac à découvrir. – Office du Livre, Fribourg.
- AMBERGER, G. & RUCHAT, C. (1977): Etude de la fracturation tectonique active dans le canton de Genève et ses environs. – *Rapp. Serv. cantonal de Géol., Genève* (inédit).
- ANDRÉ, E. (1927): Sur les sources sous-lacustres du Léman. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 56, 286–287.
- ANGELILLO, V. (1987): Les Marnes et Grès gris à gypse («Molasse grise») du bassin genevois. Géologie, sédimentologie, stratigraphie. – *Diplôme Sci. Terre Univ. Genève* (inédit).
- ARBOUILLE, D., HOWA, H., SPAN, D. & VERNET, J.-P. (1989): Etude générale de la pollution par les métaux et répartition des nutriments dans les sédiments du Léman. – *Rapp. Comm. Int. Protect. Eaux Léman (CIPEL), Lausanne, Campagne 1988*, 139–172.
- ARN, R. (1984): Contribution à l'étude stratigraphique du Pléistocène de la région lémanique. – *Thèse Univ. Lausanne*.
- ARN, R. & CAMPY, M. (1990): Un problème de paléogéographie glaciaire au maximum würmien dans la zone circumalpine: le glacier jurassien. – *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.* 113, 115–131.
- AUBERT, D. (1965): Calotte glaciaire et morphologie jurassienne. – *Eclogae geol. Helv.* 58/1, 555–578.
- (1969): Phénomènes et formes du Karst jurassien. – *Eclogae geol. Helv.* 62/2, 325–399.
- (1986): La récurrence des glaciers jurassiens entre la Venoge et l'Aubonne. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 78, 21–46.
- (1989): La protection des blocs erratiques dans le canton de Vaud. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 79/3, 185–207.
- AUBERT, D., PETCH, M. & JEMELIN, L. (1970): Expérience de coloration à la Dôle (Jura vaudois). – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 70/8, 375–382.
- AUBERT, D., BADOUX, H. & LAVANCHY, Y. (1979): La carte structurale et les sources du Jura vaudois. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 74/4, 333–343.
- AUDÉTAT, M. & HEISS, G. (2002): Inventaire spéléologique de la Suisse. Tome IV: Jura vaudois, partie ouest. – *Comm. spéléol. Acad. suisse Sci. nat., La Chaux-de-Fonds*.
- BADER, P.-L. (1959): La Pierre Féline, dans les bois de Crans. – *Rev. hist. vaud.* 67, 38–40.
- BARDE, B. (1981): Etude sédimentologique et géochimique de la Baie de Nyon. – *Diplôme Sci. Terre Univ. Genève* (inédit).
- BALTZER, A. (1900): Beiträge zur Kenntnis des diluvialen Rhonegletschers. – *Eclogae geol. Helv.* 6, 378–391.
- BARON, P.J. (1969): Spéléologie du canton de Vaud. – *Attinger, Neuchâtel*.

- BASTER, I. (2002): Holocene delta in western Lake Geneva and its palaeoenvironmental implications: seismic and sedimentological approach. – *Terre & Environ.* 38.
- BASTER, I. & GIRARD-CLOS, S. (1999): Dynamique lacustre et environnements sédimentaires du Petit-Lac (Léman) depuis -15 000 ans à aujourd'hui. In: BERTOLA, C., GOUMAND, C. & RUBIN, J.-F. (Ed.): Découvrir le Léman. 100 ans après François-Alphonse Forel (p. 51–456). – Slatkine, Genève.
- BASTER, I., GIRARD-CLOS, S., PUGIN, A. & WILDI, W. (2003): High-resolution seismic stratigraphy of an Holocene lacustrine delta in Western Lake Geneva (Switzerland). – *Eclogae geol. Helv.* 96 (spec. Issue), 11–20.
- BAUMGARTNER, F. (1996): Développement d'une nouvelle méthode de prospection géophysique lacustre appliquée à l'étude du bassin lémanique. – Thèse Univ. Lausanne.
- BERGERAT, F., CAZES, M., DAMOTTE, B., GUELLEC, S., MUGNIER, J.L., ROURE, F. & TRUFFERT, C. (1989) Les structures distensives en Bresse d'après les données du profil sismique Jura-Bresse (programme ECORS). – *C. R. Acad. Sci. (Paris)* 309/2, 325–332.
- BERGOUGNAN, H. (1969): La structure profonde du Risoux et le décrochement de Morey dans le Jura interne. – *Bull. Soc. géol. France* (7), *XI*, 338–344.
- BERNIER, P. (1984): Les formations carbonatées du Kimméridgien et du Portlandien dans le Jura méridional - Stratigraphie, micropaléontologie, sédimentologie. – *Doc. Lab. Géol. Lyon*, 92/1+2, 1–803.
- BERTSCHY, R. (1958): Geologie der Kreide und Molasse in der Umgebung von Grandson (Kt. Waadt). – *Eclogae geol. Helv.* 51/2, 217–263.
- BITTERLI, P. (1972): Erdölgeologische Forschungen im Jura. – *Bull. Ver. Schweiz. Petroleum.-Geol. u. -Ing.* 39, 13–28.
- BLAVOUX, B. (1988): L'occupation de la cuvette lémanique par le glacier du Rhône au cours du Würm. – *Bull. Assoc. franç. Etud. Quatern.* 2/3, 69–79.
- BLONDEL, T. (1990): Lithostratigraphie synthétique du Jurassique et du Crétacé inférieur de la partie septentrionale de la Montagne du Vuache (Jura méridional, Haute-Savoie, France). – *Arch. Sci. (Genève)* 43/1, 175–191.
- BOGAARD, P., VAN DEN (1995): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of sanidine phenocrysts from Laacher See Tephra (12 900 yr BP): Chronostratigraphic and petrological significance. – *Earth and planet. Sci. Lett.* 133, 163–174.
- BOGAARD, P., VAN DEN & SCHMINCKE, H.U. (1985): Laacher See Tephra: A widespread isochronous Late Quaternary tephra layer in central and northern Europe. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 96, 1554–1571.
- BÖKER, E. (1995): Interprétation des milieux de dépôt et recherche des discontinuités sédimentaires dans une coupe de la Haute-Chaîne à la limite Berriasien-Valanginien. – *Diplôme Sci. Terre Univ. Genève* (inédit).
- BONNARD, L.-F. (1974): Cartographie des sols agricoles des communes de Chésereux et de Gingins VD. – *Rapp. Stn. féd. Rech. Agron., Zürich-Reckenholz* (inédit).
- (1982): Les sols du domaine de Changins. Etude régionale. – *Rapp. Stn. féd. Rech. Agron., Zürich-Reckenholz* (inédit).
- BUCHLI, H., DONZÉ, A. & PAQUIN, R. (1976): Etude géoélectrique et gravimétrique du Chablais entre Anières et Evian. – *Matér. Géol. Suisse, Géophys.* 18, 1–169.
- BURGER, A. (1979): Etude hydrogéologique de la nappe des Pralies en vue de sa régularisation et de son enrichissement artificiel. – *Gaz, Eaux, Eaux usées* 59/7, 317–322.
- BURO, Y.A. (1976): Notice explicative des feuilles 1261 E, F et G au 1:10 000. – *Diplôme Sci. Terre Univ. Genève* (inédit).
- BURRI, M. (1977): Sur l'extension des derniers glaciers rhodaniens dans le bassin lémanique. – *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne* 223.

- BURRI, M. (1981): Les terrasses lémaniques: géologie. – Arch. suisses d'anthropolog. gén. Genève 45/2, 107–115.
- BURRUS, D. (1980): Levé géologique de la feuille Douvaine au 1:50 000. – Diplôme Sci. Terre, Univ. Genève (inédit).
- BUSNARDO, R. & THIEULOY, J.-P. (1989): Les ammonites de l'Hauterivien jurassien: révision des faunes de la région du stratotype historique de l'étage Hauterivien. – Mém. Soc. neuchât. Sci. nat. 11, 101–147.
- BUXTORF, A. (1907): Zur Tektonik des Kettenjura. – Ber. Versamml. oberrh. geol. Ver. 30, 40. Versamml. (1907), 29–38.
- CABOUSSAT, E. (1990): Bursins, empreinte du temps. – Cabédita, Yens-sur-Morges.
- (1994): Givrins, le temps de son histoire. – Cabédita, Yens-sur-Morges.
- CAMBROSIO, P. (1990): Etude géologique de la Dôle, Jura (avec carte au 1:6 000). – Certificat Inst. géol. Univ. Lausanne (inédit).
- CAROZZI, A. (1945): Les plissements des graviers morainiques de retrait würmien. – C.R. séances Soc. Phys. Hist. nat. Genève 62/3, 88–92.
- (1947): Les stades de retrait würmiens entre Crassier et Begnins. – Arch. Sci. (Genève) 29, 79–111.
- (1948): Etude stratigraphique et micrographique du Purbeckien du Jura suisse. – Thèse Univ. Genève 1122.
- CHAIX, L. (1970): Essai de corrélation entre palynologie et malacologie dans les sédiments post-glaciaires du sud du bassin lémanique. – C.R. séances Soc. Phys. Hist. nat. Genève [n.s.] 5/1, 74–87.
- (1981): Le contenu paléontologique des terrasses du Léman et sa signification. – Arch. suisses d'anthropolog. gén. Genève 45/2, 123–128.
- CHAROLLAIS, J., CLAVEL, B., AMATO, E., ESCHER, A., BUSNARDO, R., STEINHAUSER, N., MACSOTAY, O. & DONZE, P. (1983): Etude préliminaire de la faille du Vuache (Jura méridional). – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 76/3, 217–256.
- CHAROLLAIS, J., CLAVEL, B., BUSNARDO, R. & MAURICE, B. (1989): L'Hauterivien du Jura du bassin genevois. – Mém. Soc. neuchât. Sci. nat. 11, 49–72.
- CHAROLLAIS, J., CLAVEL, B. & BUSNARDO, R. (1994): Biostratigraphy and evolution of the Urganian Platform from the Jura to the Northern Subalpine Chains (SE France). – In: Perimediterranean Carbonate Platforms (p. 33–35). – Int. Assoc. Sedimentologists, 1. Int. Meet., Marseille-France, 5–10. Sept. 1994.
- CHÂTEAUNEUF, J.-J. & FAUCONNIER, D. (1977): Etude palynologique des sondages du Lac Léman. – INQUA 1977, Bull. Assoc. franç. Etud. Quatern. 14/1 (1977), Suppl., 371–412.
- CHOFFAT, P. (1938): Au sujet de gisements d'ossements humains à la Promenade des Tilleuls, à Rolle. – Feuille d'Avis de la Côte 2, 5, 9, 12, 16, 19, 23 et 26 août 1938, Rolle.
- CLAVEL, B. & CHAROLLAIS, J. (1989a): Biostratigraphie de l'Hauterivien du Jura méridional. – Mém. Soc. neuchât. Sci. nat. 11, 291–298.
- (1989b): Corrélation des formations hauteriviennes du Jura méridional au Jura neuchâtelois. – Mém. Soc. neuchât. Sci. nat. 11, 299–305.
- CLAVEL, B., CHAROLLAIS, J., SCHROEDER, R., OERTLI, H. & BUSNARDO, R. (1994): Révision de «l'Aptien» de Boveresse et nouvelle attribution chronostratigraphique de l'Urganien du Jura neuchâtelois et vaudois. – Publ. Dépt. Géol. Paléont. Univ. Genève 14, 25–56.
- CLAVEL, B., CHAROLLAIS, J., SCHROEDER, R. & BUSNARDO, R. (1995): Réflexions sur la biostratigraphie du Crétacé inférieur et sur sa complémentarité avec l'analyse séquentielle: exemple de l'Urganien jurassien et subalpin. – Bull. Soc. géol. France 166/6, 663–680.
- CONRAD, M.A. (1969): Les calcaires urgoniens dans la région entourant Genève. – Eclogae geol. Helv. 62/1, 1–79.

- CONRAD, M.A. & MASSE, J.-P. (1989): Corrélations des séries carbonatées de l'Hauterivien et du Barrémien pro parte dans le nord-ouest vaudois (Suisse). – Mém. Soc. neuchât. Sci. nat. 11, 307–322.
- DELA CRÉTAZ, P. (1991): Les biefs et canaux de la région de Nyon. – Rapp. inédit déposé aux Archives cant. vaud., Lausanne.
- (1994): Pierres mystérieuses: Histoires, légendes, énigmes. – Cabédita, Yens-sur-Morges.
- DELAHARPE, P. (1859): *Helix ramondi* dans les marnes de la molasse rouge près Nyon. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 6, 333.
- DELEBECQUE, A. (1894): Sur les omblières d'Yvoire. – Arch. Sci. (Genève) 31, 617–620.
- DÉPT. TRAVAUX PUBLICS, AMÉNAGEMENT, TRANSPORTS VAUD (1991): Plan directeur des carrières (1 vol. et annexes). – Secrétariat gén. du Dépt.
- (1996): Inventaire cantonal des décharges (1 vol. et annexes). – Secrétariat gén. du Dépt.
- DESOR, E. & GRESSLY, A. (1859): Etudes géologiques sur le Jura neuchâtelois. – Mém. Soc. Sci. nat. neuchât. 4.
- DEVILLE, Q. (1990): Chronostratigraphie et lithostratigraphie synthétique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de la partie méridionale du Grand-Salève (Haute-Savoie, France). – Arch. Sci. (Genève) 43/1, 215–235.
- DEVILLE, Q. & STROHMENGER, C. (1990): Paleokarst features in the Chambotte Formation (Lower Valanginian) of the Salève Mountain (SE-France). – 13th Int. Sedimentol. Congr., 26th–31st August 1990, Nottingham, England, Abstr. of Posters.
- DONZEAU, M., WERNLI, R. & CHAROLLAIS, J. (1998): Interprétation nouvelle de la géométrie de l'accident du Vuache dans le Jura méridional: le relais de failles transpressif sénestre Léaz-Champfromier (Ain). – Géol. France 2, 25–45.
- DONZEAU, M., WERNLI, R., CHAROLLAIS, J. & MONTJUVENT (1997): Carte géologique spéciale de la Suisse N° 124: St-Julien-en-Genevois 1:50 000, avec notice explicative. – BWG, Ittigen.
- DUBOIS, J.-D. & FLÜCK, J. (1985): Données analytiques des sources de la région entre Loostorf et Genève. – Rapp. NEFF 165, IB 062.
- DUCLOZ, C. (1981): Observations géologiques aux sources de l'Allondon (Ain, France). – C.R. séances Soc. Phys. Hist. nat. Genève [n.s.] 15/2, 167–178.
- (1983): Les croûtes calcaires des environs de Genève: comparaisons avec les encroûtements du Jura oriental, de l'Allemagne méridionale et du sud-est de la France. – Arch. Sci. (Genève) 36/2, 265–289.
- DUMONT, B., KLINGELÉ, E., LOGEAN, P., OLIVIER, R., PERRET, F. & RISNES, K. (1994): Atlas gravimétrique Suisse 1:100 000, anomalies de Bouguer, feuille 40: Le Léman. – Comm. suisse Géophys., Zürich.
- ENAY, R. (1955): Contribution à l'étude géologique des formations jurassiques supérieures de l'Île Crémieux. – Dipl. Etud. sup. Géol., Univ. Lyon (inédit).
- (1959): La stratigraphie du Jurassique supérieur dans la chaîne anticlinale Faucille–Grand Crêt d'eau. – C.R. Acad. Sc. (Paris) 248, 125–128.
- FÄH, D., GIARDINI, D., BAY, F. et al. (2003): Earthquake Catalogue of Switzerland (ECOS) and the related macroseismic database. – Eclogae geol. Helv. 96/2, 219–236.
- FALCONNIER, A. (1931): Etude géologique de la région du Col du Marchairuz. – Mat. Carte géol. Suisse [n.s.] 27, 1–31.
- (1951): Feuille 1241 Les Plats–Gimel–Marchairuz–Arzier (avec notice expl.). – Atlas géol. Suisse 1: 25 000, Carte 25.
- (1953): Découverte de la nappe phréatique des Pralies (district de Nyon). – Bull. Techn. Suisse rom. 79/15, 353–357.
- (1955): Etude du décrochement de St Cergue - La Cure. – Eclogae geol. Helv. 48/2, 389–394.

- FAVRE, A. (1879): Description géologique du canton de Genève (2 vol.), avec carte géologique du canton de Genève; 4 feuilles au 1:25 000. – Bull. Classe d'agric. Soc. des Arts Genève 79 et 80.
- FAVRE, J. (1927): Les mollusques post-glaciaires et actuels du bassin de Genève. – Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève 40/3, 171–434.
- (1935): Etudes sur la partie occidentale du lac de Genève. Histoire malacologique du Lac de Genève. – Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève 41/3, 295–409.
- FOREL, F.A. (1886): La barre d'Yvoire au Lac Léman. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 22, 125–130.
- (1892–1904): Le Léman. Monographie limnologique (3 vol.). – Rouge, Lausanne.
- GABUS, J.-H., LEMDAHL, G. & WEIDMANN, M. (1987): Sur l'âge des terrasses lémaniques au SW de Lausanne. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 78/4, 419–429.
- GAGNEBIN, E. (1935): Ossements de Mammouth trouvés dans la moraine de Renens, près Lausanne et recensement des restes de Mammouths connus dans la région lémanique. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 58, 385–391.
- (1937): Les invasions glaciaires dans le bassin du Léman. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 59, 335–416.
- (1939): La géologie du Chablais (feuille de Thonon, au 1:80 000, 2^e éd.). – Bull. Soc. géol. France [5] 9, 673–690.
- (1950): Carte géol. France 1:80 000: Feuille 150 Thonon (2^e éd.). – Serv. Carte géol. France, Paris.
- GAILLARD, M.-J. (1993): Quinze mille ans de paysage végétal en Suisse romande. – Paysages découverts. Groupe rom. étud. archeol. territ. Lausanne (GREAT) 2, 37–60.
- GAILLARD, M.-J., REYNAUD, C., WEBER, B. & WEGMÜLLER, S. (1983): Les variations tardiglaciaires et postglaciaires du niveau du Léman: apport des données palynologiques. Aperçu bibliographique. – Arch. suisses d'anthropolog. gén. Genève 45/2 (1981), 117–121.
- GALLAY, A. (1981): Un bilan de nos connaissances sur les terrasses lémaniques. – Arch. suisses anthropol. gén. Genève 45/2, 105–106.
- GERVAIX, F. (1940): Notes sur l'église de Begnins. – Rev. hist. vaud. 48/4, 168–178.
- GIRARD-CLOS, S. (2001): Sismostratigraphie et structure sédimentaire en 3D d'un bassin lacustre: du retrait glaciaire à nos jours (Lac Léman, Suisse). – Terre & Environ 33.
- GLAUSER, D. (2002): Les maisons rurales du canton de Vaud. Tome 3: De La Côte à la Venoge. – Soc. suisse traditions populaires, Bâle.
- GORIN, G.E., SIGNER, C. & AMBERGER, G. (1993): Structural configuration of the western Swiss Molasse Basin as defined by reflection seismic data. – Eclogae geol. Helv. 86/3, 693–716.
- GRAEZER, P. (1995): Géologie de la Montagne des Moines (Ain, France). Cartographie, stratigraphie, tectonique. – Diplôme Sci. Terre Univ. Genève (inédit).
- GRANDVILLE, B. DE LA (1967): Etude géologique de la région de St-Cergue, Givrins, Gingins et Chésèrèx. – Diplôme Sci. Terre Univ. Genève (inédit.).
- GRATIER, M. & BARDET, L. (1980): Les sols du plateau vaudois. – Mém. Soc. vaud. Sci. nat. 16/3.
- GRICHTING, E. (1974): Carte géologique des feuilles 1261 C, D et G au 1:10 000. – Diplôme Sci. Terre Univ. Genève (inédit).
- GROTE, M. (1996): Les tuiles anciennes du canton de Vaud. – Cah. d'archéol. romande 67.
- GUENAT, C. (1987): Les sols forestiers non hydromorphes sur moraines du Jura vaudois: pédogénèse et relations sol–végétation. – Thèse EPFL 693.
- GUILLAUME, A., GUILLAUME, S., OLIVE, P., LLAC, F., CARON, C., TOUSSANT, J.F. & BERGOUNGAN, H. (1968): Carte géol. France 1:50 000: Feuille 605 Morez-Bois d'Amont (avec notice expl.). – BRGM, Orléans.

- GUILLAUME, A., GUILLAUME, S., LLAC, F. & MEURISSE, M. (1971): Carte géol. France 1:50 000: Feuille 628 St-Claude, (avec notice expl.). – BRGM, Orléans.
- HAEFELI, C. (1966): Die Jura/Kreide-Grenzschieben im Bielerseegebiet (Kt. Bern). – *Eclogae geol. Helv.* 59/2, 565–696.
- HAJDAS, I., IVY, S.D., BONANI, G., LOTTER, A.F., ZOLITSCHKA, B. & SCHLÜCHTER, C. (1995): Radiocarbon age of the Laacher See Tephra: 11 230±40 B.P. – *Radiocarbon* 37, 149–154.
- HEIM, ARN. & HARTMANN, A. (1919): Untersuchungen über die petrolführende Molasse der Schweiz. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 6.
- JACCARD, A. (1861): Sur quelques points de la géologie du Jura. – *Actes Soc. helv. Sci. nat.*, p.74.
- (1869): Description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois. – *Matér. Carte géol. Suisse* 6.
- JAQUET, J.-M., RAPIN, F., DAVAUD, E. & VERNET, J.-P. (1983): Géochimie des sédiments du Léman. – *Matér. Géol. Suisse, Hydrol.* 30.
- JAYET, A. (1945): L'âge des terres rouges et la rubéfaction quaternaire dans les régions voisines de Genève. – *C.R. séances Soc. Phys. Hist. nat. Genève* 62, 38–41.
- (1953): Age et origine de la terrasse de 30 m à Gland (canton de Vaud, Suisse). – *Arch. Sci. (Genève)* 6/4, 235–238.
- (1964): Feuille 1281 Coppet (avec notice expl.). – *Atlas géol. Suisse* 1:25 000, Carte 46.
- (1971): Sur trois gisements épiglaciaires würmiens dans la partie ouest du bassin lémanique. – *C.R. séances Soc. Phys. Hist. nat. Genève [n.s.]* 6/1, 11–18.
- JAYET, A. & CAROZZI, A. (1945): Sur la découverte d'un plissement dans les graviers de retrait würmiens à Trélex (canton de Vaud). – *C.R. séances Soc. Phys. Hist. nat. Genève* 62, 41–43.
- JAYET, A. & SAUTER, M.-R. (1953): Observations géologiques et archéologiques récentes sur les terres rouges. – *Bull. Inst. nat. genevois* 56, 151–166.
- JENNY, J., BURRI, J.-P., MURALT, R., PUGIN, A., SCHEGG, R., UNGEMACH, P., VUATAZ, F.-D., WERNLI, R. (1995): Le forage géothermique de Thônex (canton de Genève): aspects stratigraphiques, tectoniques, diagénétiques, géophysiques et hydrogéologiques. – *Eclogae geol. Helv.* 88/2, 365–396.
- JORDI, H.A. (1995): Feuille 1203 Yverdon-les-Bains. – *Atlas géol. Suisse* 1:25 000, Carte et Notice expl. 94.
- JOUKOWSKY, E. (1920): Topographie et géologie du bassin du Petit-Lac, partie occidentale du bassin du Léman. – *Le Globe: Mém. Soc. Géogr. Genève* 59, 15–31.
- (1925): A propos de la formation du Petit Lac (Rectifications et faits nouveaux). – *Le Globe: Mém. Soc. Géogr. Genève* 64, 1–5.
- JOUKOWSKY, E. & BUFFLE, J.-PH. (1938): Etudes sur la partie occidentale du lac de Genève: Constitution physique et chimique des sédiments du lac de Genève. – *Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève* 41/4, 415–466.
- KILIAN, W. (1911): Contribution à l'histoire de la vallée du Rhône à l'époque pléistocène. Le défilé de Fort-de-l'Ecluse (Ain). – *Z. Gletscherkd.* 6/1, 31–67.
- KIRALY, L. (1964): Etude de la stratification entrecroisée dans la Pierre jaune (Hauterivien supérieur) aux environs de Neuchâtel (Suisse). – *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.* 87, 181–207.
- KISSLING, D. (1974): L'Oligocène de l'extrémité occidentale du bassin molassique suisse. Stratigraphie et aperçu sédimentologique. – Thèse Univ. Genève.
- KEUSEN, L. (1995): Vinzel, une terre et un passé. – Cabédita, Yens-sur-Morges.
- KLINGELÉ, E. (1982): Carte aéromagnétique de la Suisse. – *Cartes géophys. Suisse* 1:500 000, Carte 9.
- KLINGELÉ, E. & MÜLLER, S. (1987): La cartographie du soubassement magnétique du bassin molassique et du Jura suisse. – *Eclogae geol. Helv.* 80/1, 17–36.

- LAGOTALA, H. (1913–1935): Quaternaire du pied du Jura (France-Suisse). – Notes illustrées inédites (1 classeur), archives D. Rigassi, Genève.
- (1918): Sur la géologie des environs de St-Cergue (Vaud). – C.R. Séances Soc. Phys. Hist. nat. Genève 46, 54–56.
- (1919): Carte géologique de la région de St-Cergue–La Dôle. – Carte spéciale N°88.
- (1920): Etude géologique de la région de La Dôle (texte explicatif de la carte spéciale N°88). – Matér. Carte géol. Suisse [n. s.] 46/4, 1–39.
- (1921): Le Quaternaire du Jura (environs de St Cergue). – Actes Soc. helv. Sci. nat., 101^e Sess. Neuchâtel, p. 252–253.
- (1926): Contribution à l'étude des dépôts quaternaires du bassin du lac de Genève. In: Soc. GÉOL. BELG. (Ed.): Livre jubilaire du cinquantenaire (p. 123–139). – Soc. géol. Belg., Liège.
- (1934): Excursion V/ 3: St Cergue-La Dôle. In: Guide géol. Suisse (p. 27–331). – Wepf, Bâle.
- (1953): Les pseudo-dépôts glaciaires rhodaniens de la Dôle (Jura suisse). – Arch. Sci. (Genève) 6/5, 269–274.
- (1955): Pseudo-dépôts glaciaires et récurrence des glaciers jurassiens. – Arch. Sci. (Genève) 8/1, 15–18.
- LAHL, H. & LAVANCHY, Y. (1991): Hydrogeological application of trace element analysis with ICP-AES for the characterization of groundwater categories at the foot of the Swiss Jura between Geneva and Lausanne. – Fresenius J. Anal. Chem. 341, 559–563.
- LAUBSCHER, H.P. (1961): Die Fernschubhypothese der Juraftaltung. – Eclogae geol. Helv. 54/1, 221–281.
- (1992): Jura kinematics and the Molasse basin. – Eclogae geol. Helv. 85/3, 653–675.
- (1997): The decollement hypothesis of Jura folding after 90 years. – Bull. Géol. appl. 2/2, 167–182.
- LAVANCHY, Y. (1986): La source de la Cressonnière à Moiry (VD): une source hypertherme peu connue. – Bull. Cent. hydrogéol. Univ. Neuchâtel 6, 27–41.
- (1988): Observations concernant des circulations d'eau profondes dans les calcaires en relation avec le décrochement de Saint-Cergue (région de La Côte, canton de Vaud, Suisse). In: 4^e Colloque d'hydrologie en pays calcaire et en milieu fissuré, Besançon 29.9.–1.10.1988 (vol. 1, p. 9–16). – Ann. sci. Univ. Besançon, Géol., Mém. hors sér. 6.
- (1990): Les circulations d'eau profondes et froides en relation avec un accident majeur du Jura vaudois (Suisse). In: PARRIAUX, A. (Ed.): Mem. 22nd Congr. IAH (Int. Assoc. Hydro-geol.), Lausanne (part 1, p. 662–669). – EPF/GEOLEP Lausanne.
- LAVANCHY, Y., BÖCKMANN, J. & LAHL, H. (1986): L'utilisation des éléments-traces comme traceurs au pied du Jura vaudois: l'exemple du baryum. – Bull. Cent. hydrogéol. Univ. Neuchâtel 7, 305–319.
- LETSCH, E., MOSER, R., ROLLIER, L. & ZSCHOKKE, B. (1907): Die schweizerischen Tonlager. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 4.
- LOMBARD, A. & FALCONNIER, A. (1933): Le Virgulien et la stratigraphie du Portlandien de la région du Col du Marchairuz (Jura vaudois). – C.R. Séances Soc. Phys. Hist. nat. Genève 50, 38–40.
- LORIOU, P. DE (1868): Monographie des couches de l'étage valangien des carrières d'Arzier (Vaud). – Matér. Paléont. Suisse (4^e sér.).
- LÜDI, W. (1950): Moore im Kanton Waadt In: Moore der Schweiz. Gutachten für den schweiz. Bund f. Naturschutz. – Rapp. inédit, Musée de Botanique, Lausanne.
- LUC, J.-A. DE (1826): Mémoire sur le phénomène des grandes pierres primitives alpines, distribuées par groupes dans le bassin du lac de Genève et dans la vallée de l'Arve; et en particulier des groupes qui sont entièrement composés de granites, suivi de conjectures sur la cause qui les a ainsi distribués. – Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève 3/2, 147–200.

- MCCLAY, K. & BONORA, M. (2001): Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems. – *Bull. AAPG* 85/2, 233–260.
- MARCO, G. DI & PILLEVUIT, A. (1989): Etude gravimétrique du sillon graveleux de Trélex. – *Diplôme Inst. Géophys. Univ. Lausanne* (inédit).
- MARCOU, J. (1859): Sur le Néocomien du Jura et son rôle dans la série stratigraphique. – *Arch. Sci. Phys. nat. [n.s.]* 4, 42–66 et 113–154.
- MARTI, L. (1983): Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique du Mt Mourex-Mt Mussy (Ain, France). – *Diplôme Sci. Terre Univ. Genève* (inédit).
- MARTINI, J. (1970): Recherches de retombées volcaniques quaternaires dans le SE de la France et en Suisse occidentale. – *Arch. Sci. (Genève)* 23/3, 641–674.
- MASTRANGELO, B. (1973): Etude géologique sur le Col de la Faucille dans la première chaîne du Jura (Ain, France). – *Diplôme Sci. Terre Univ. Genève* (inédit).
- MEDICI, F. & RYBACH, L. (1995): Geothermal map of Switzerland 1995 (heat flow density). – *Matér. Géol. Suisse, Geophys.* 30.
- MEYER, M. (2000): Le Complexe récifal kimméridgien-tithonien du Jura méridional interne (France), évolution multifactorielle, stratigraphie et tectonique. – *Terre & Environ.* 24.
- MESTRAL, C. DE (1975): Cartographie géologique des feuilles 1261 B, C et G au 1:10 000. – *Diplôme Sci. Terre Univ. Genève* (inédit).
- MEYER-AHRENS, C. (1867): Die Heilquellen und Kurorte der Schweiz und einiger der Schweiz zunächst angrenzenden Gegenden der Nachbarstaaten (2. Ausg.). – Orell Füssli, Zürich.
- MEYER DE STADELHOFEN, C. (1975): Atlas des résistivités électriques apparentes du Moyenn-pays vaudois. In: *Cah. de l'aménagement régional* 15, pl. 1–20. – *Dépt. travaux publics, Lausanne*.
- MEYLAN, H. (1956): La Bonne-Fontaine de Saint-Cergue. – *Rev. hist. vaud.* 64, 99–106.
- MICHEL, R. (1966): Les calcaires oligocènes de Grilly (Ain, France). – *C.R. séances Soc. Phys. Hyst. nat. Genève* 18/3, 706–711.
- MOJON, P.-O. (2002): Les Formations mésozoïques à Charophytes (Jurassique moyen - Crétacé inférieur) de la marge téthysienne nord-occidentale (Sud-Est de la France, Suisse occidentale, nord-Est de l'Espagne). – *Géol. alp. (Grenoble), Mém. hors sér.* 41.
- (à paraître): Paléokarst, crocodiles nains et micropaléontologie du Valanginien d'Arzier (Jura suisse). – *Arch. Sci. (Genève)*.
- MOJON, P.-O. & STRASSER, A. (1987): Microfaciès, sédimentologie et micropaléontologie du Purbeckien de Bienne (Jura suisse occidental). – *Eclogae geol. Helv.* 80/1, 37–58.
- MONBARON, P.-R. (1984): Les petites eaux de Bonmont au XVIIIe siècle: permanence de l'enjeu agricole et énergétique. – *Pro Bono Monte* (1984), 14–20.
- MONJUVENT, G. (1978): Le Drac. Morphologie, stratigraphie et chronologie quaternaire d'un bassin alpin. – *Thèse Inst. Dolomieu, Univ. Grenoble*.
- MONTEIL, E. (1995): Carrière de la Violette entre Arzier et St-Cergue. In: CHAROLLAIS, J. & WERNLI, R. (Ed.): 23^{ème} Colloque européen de micropaléontologie (Suisse et France), guide de l'excursion (p.13–18). – *Publ. Dépt. géol. paléont. Univ. Genève, Sér. Guides géol.* 7.
- MOREL, P. (1947): Riamont, Mont-Mourex, Mont-Mussy. Etude de quelques avant-plis du Jura gessien; avec une carte géol. au 1:10 000. – *Bull. Soc. naturalistes archéol. de l'Ain* 60 (1946), 86–117 et 61 (1947), 37–46.
- (1981): Observations hydrologiques sur les sources de Divonne-les-Bains (Ain). – *Arch. Sci. (Genève)* 34/1, 37–57.
- MOSCARIELLO, M., PUGIN, A., WILDI, W. et al. (1998): Déglaciation wurmienne dans des conditions lacustres à la terminaison occidentale du bassin molassique (Suisse occidentale et France). – *Eclogae geol. Helv.* 91/2, 185–201.

- MOTTAZ, E. (1914): Dictionnaire historique, géographique et statistique du canton de Vaud. – Rouge, Lausanne.
- NECKER, L. -A. (1841): Etudes géologiques dans les Alpes. – Pitois, Paris.
- NUSSBAUMER, C.D. (1995): Geological study of the Northern Grand Credo (Ain, France): Geological map, stratigraphy, tectonics. – Diplôme Sci. Terre Univ. Genève (inédit).
- OLIVE, P., VIAL, R., ALAIN, Y., CONRAD, M.A. & VERNET, J.-P. (1987): Carte géol. France 1: 50 000: Feuille 629 Douvaine (avec notice expl.). – BRGM, Orléans.
- OLIVIER, E. (1939): Médecine et santé dans le Pays de Vaud au XVIII^e siècle, 1675–1798. – Bibl. hist. vaud. 31 et 32 (2 vol.).
- OLIVIER, R. (1983): Atlas gravimétrique du Plateau suisse au 1:100 000, partie ouest. – Bull. Inst. géophys. Univ. Lausanne 5.
- PASQUIER, J.-B. (1995): Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie de la marge nord-téthysienne au Berriasien en Suisse occidentale (Jura, Helvétique et Ultrahelvétique; comparaison avec les séries de bassin des domaines vocontien et subbriançonnais). – Thèse Univ. Fribourg 1088.
- PAVONI, N. (1961): Faltung durch Horizontalverschiebung. – Eclogae geol. Helv. 54/2, 515–534.
- (1977): Erdbeben im Gebiet der Schweiz. – Eclogae geol. Helv. 70/2, 351–370.
- PELET, P.-L. (1970): La politique du fer des autorités «helvétiques» et vaudoises, 1798–1833. – Rev. hist. vaud. 78, 83–129.
- PELLETIER, M. (1953): Observations stratigraphiques sur les formations coralligènes du Bugey (Ain). – C.R. Acad. Sci. (Paris) 237/2, 1540–1542.
- PEREDO-ROMAN, H. (1967): Etude géologique, région occidentale de la Dôle. – Diplôme Sci. Terre Univ. Genève (inédit.).
- PICHARD SARDET, N. (1989): Voies anciennes et Etraz: recherches sur le réseau routier de Nyon. – Paysages découverts. Group. rom. étud. archéol. territ. Lausanne (GREAT) 1, 39–54.
- PLATT, N.H. (1992): Fresh-water carbonates from the Lower Freshwater Molasse (Oligocene, Western Switzerland): sedimentology and stable isotopes. – Sediment. Geol. 78/1+2, 81–99.
- RACHOUD-SCHNEIDER, A.-M. (1999): Le Léman palynologique depuis le dernier âge glaciaire. In: BERTOLA, C., GOUMAND, C. & RUBIN, J.-F. (Ed.): Découvrir le Léman. 100 ans après François-Alphonse Forel (p. 431–450). – Slatkine, Genève.
- RAPP, G. (1983): La commune vaudoise de Prangins: aspects de son passé rural. – Bibl. hist. vaud. 76.
- REGGIANI, L. (1989): Faciès lacustres et dynamique sédimentaire dans la Molasse d'eau douce inférieure oligocène (USM) de Savoie. – Eclogae geol. Helv. 82/1, 325–350.
- REMANE, J. (1989a): The historical type Hauterivian of the Jura mountains: original definition, actual concept, lithostratigraphic subdivision. – Mém. Soc. neuchât. Sci. nat. 11, 9–18.
- (Dir., 1989b): Révision de l'Etage Hauterivien (Région-type et environs, Jura franco-suisse). – Mém. Soc. neuchât. Sci. nat. 11.
- REMANE, J., BUSNARDO, R., CHAROLLAIS, J., CLAVEL, B. & THIEULOY, J.-P. (1989): Description de profils dans l'Hauterivien de la région neuchâteloise, du Mont-de-Chamblon et des environs de Sainte-Croix (cantons de Neuchâtel et de Vaud, Suisse). – Mém. Soc. neuchât. Sci. nat. 11, 19–48.
- RENEVIER, E. (1861): Note sur quelques dépôts récents, avec mollusques terrestres et d'eau douce. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 7, 249–253.
- RENEVIER, E. & LUGEON, M. (1894): Carte géol. France 1:80000: Feuille 150 Thonon, (1^{ère} éd.). – Serv. Carte géol. France, Paris.
- RENEVIER, E. & SCHARDT, H. (1899): Notice explicative de la feuille XVI Genève-Lausanne de la Carte géol. Suisse 1: 100 000 (2^e éd.). – Eclogae geol. Helv. 6/2, 81–99.

- REYNAUD, C. (1982): Etude stratigraphique, sédimentologique et palynologique des dépôts du Pléistocène supérieur au sud du bassin genevois. – Thèse Univ. Genève.
- RIBORDY, E. (1974): Etude de trois sondages dans le Petit-Lac. – Diplôme Sci. Terre Univ. Genève (inédit).
- RICOUR, J. (1956): Le chevauchement de la bordure occidentale du Jura sur la Bresse dans la région de Lons-le-Saunier. Indices d'hydrocarbures dans le Trias. – Bull. Ver. Schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 23, 57–70.
- RIGASSI, D. (1957): Le Tertiaire de la région genevoise et savoissienne. – Bull. Ver. Schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 24, 19–34.
- (1977a): Encore le Risoux. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 73/4, 379–413.
- (1977b): Genèse tectonique du Jura: une nouvelle hypothèse. – Paleolab News 2.
- (1982a): Bassin molassique sud-occidental: carte géologique interprétative au 1:200 000. (Projet PICG. 73/1/25, section 5). – Doc. Lab. Géol. Univ. Lyon, H. S. 7.
- (1982b): Livret-guide de l'excursion Jura-Savoie de juin 1982. – Doc. Inst. Géol. Univ. Fribourg (inédit).
- (1983): Profils géologiques de trois décrochements jurassiens et subjurassiens (Vaud). – Rapp. NEFF 165, IB 025.
- (1987): Tectonique de l'Ouest vaudois. – Réunion. Groupe suisse tect., Fribourg, résumés, p.37.
- ROCHAT, GIL. (1973): Histoire de Genolier. – Municipalité de Genolier.
- (1978): Borex, au rythme du temps. – Ed. du Couchant, Nyon.
- (1980): Duillier. – Ed. du Couchant, Nyon.
- (1981): Trélex. – Commune de Trélex.
- ROCHAT, GUY (1981): Etude sédimentologique et géochimique des dépôts récents de la Baie de Rolle. – Diplôme Sci. Terre Univ. Genève (inédit).
- ROESSINGER, G. (1908a): Fossiles erratiques dans la région de La Côte. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 44, P. V. II–III.
- (1908b): Sur les grands ravins de La Côte. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 44, P. V. XXX.
- ROMIEUX, J. (1930): Les carbonates dans les sédiments du Lac de Genève. – Arch. Sci. phys. nat. (Genève) 12, 202–216, 244–254.
- ROSSI, F. (1998, Coord.): Nyon, une colonie romaine sur les bords du Léman. – Dossiers d'Archéol. 232.
- RÜTTENER, E. (1995): Earthquake hazard evaluation for Switzerland. – Beitr. Geol. Schweiz, Geophys. 29.
- ROULIN, J.-M. (1974): Levé géologique, étude tectonique et morphologique dans la région comprise entre le village de St-Cergue, la Givrine, la Crête de Poêle Chaud et le Plateau de la Barillette (avec carte 1:10 000). – Certificat Inst. géol. Univ. Lausanne (inédit).
- SAMBETH, U. & PAVONI, N. (1988): A seismotectonic investigation in the Geneva basin, southern Jura Mountains. – Eclogae geol. Helv. 81/2, 433–440.
- SAUVAGE, J. (1967): Etude palynologique des sédiments du Lac Léman: «Oldest Dryas» à Actuel. – C. R. Acad. Sci. (Paris) [D] 264, 250–253.
- SCHARDT, H. (1889): Etude géologique sur quelques dépôts quaternaires fossilifères du canton de Vaud. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 25, 79–98.
- (1891): Etudes géologiques sur l'extrémité méridionale de la chaîne du Jura (Chaîne du Reculet et du Vuache). – Bull. Soc. Vaud. Sci. nat. 27, 69–159.
- (1895): Sur les terrains de charriage dits: «Alluvions anciennes» du bassin du Léman. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 31, 16–17.
- (1898): Über die Rekurrenzphase der Juragletscher nach dem Rückzug des Rhonegletschers. – Eclogae geol. Helv. 5/7, 511–513.
- SCHARDT, H., RENEVIER, E. & LUGEON, M. (1899): Feuille XVI Genève-Lausanne (2^e éd.). – Carte géol. Suisse 1: 100 000.

- SCHIPPERIJN, M.D. & PORTIER, P.-L. (1985): Levé géologique de la feuille Nyon (cartes au 1:10 000). – Diplôme Sci. Terre Univ. Genève (inédit).
- SCHNORF-STEINER, A. & GUILLAUME, S. (1965): Les Marnes d'Arzier, leur extension, leur valeur stratigraphique. – Mém. BRGM 34, 49–59.
- SCHOENEICH, P. (1999): Les terrasses quaternaires du Léman. In: BERTOLA, C., GOUMAND, C. & RUBIN, J.-F. (Ed.): Découvrir le Léman: 100 ans après François-Alphonse Forel (p. 415–429). – Slatkine, Genève.
- SCHROEDER, J.-W. (1956): Géologie du pétrole des régions lémanique, genevoise et savoyarde (bassin molassique périalpin). – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 23, 17–31.
- SCHWAB, R.F. (1959): Einige Ergebnisse einer aeromagnetischen Studie im Gebiet des Waadt-länderjuras. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 26, 31–32.
- SCHWEGLER, U. (1992): Schalen- und Zeichensteine der Schweiz. – Schweiz. Ges. Ur- u. Frühgesch., Reihe Antiqua 22 (complété par le fichier dactylographié déposé au Dépt. Trav. publics, Sect. Monuments hist., Lausanne).
- SERNEELS, V. (1993): Archéométrie des scories de fer. Recherches sur la sidérurgie ancienne en Suisse occidentale. – Cah. Archéol. romande 61.
- SERRUYA, C. (1969): Les dépôts du lac Léman en relation avec l'évolution du bassin sédimentaire et les caractères du milieu lacustre. – Arch. Sci. (Genève) 22/1, 125–254.
- SERRUYA, C., LEENHARDT, O. & LOMBARD, Aug. (1966): Etudes géophysiques dans le lac Léman. Interprétation géologique. – Arch. Sci. (Genève) 19/2, 179–196.
- SERVICE CANTONAL DE GÉOLOGIE GENÈVE (1998): Carte des isohypses du contact Molasse-Quaternaire (carte inédite au 1:25 000). – Dépt. de l'intérieur, de l'agriculture, de l'environnement et de l'énergie, Genève.
- SIGNER, C. (1992): Interprétation sismique structurale et sismostratigraphique entre Jura et front alpin dans la région genevoise. – Diplôme Sci. Terre Univ. Genève (inédit).
- SIGNER, C. & GORIN, G. (1995): New geological observations between the Jura and the Alps in the Geneva area, as derived from reflection seismic data. – Eclogae geol. Helv. 88/2, 235–265.
- SIGRIST, W. (1974): Contribution à l'étude géophysique des fonds du Lac Léman. – Matér. Géol. Suisse, Géophys. 16.
- SOMMARUGA, A. (1997): Geology of the Central Jura and the Molasse Basin: new insight into an evaporite-based foreland fold and thrust belt. – Mém. Soc. neuchât. Sci. nat. 12.
- SPAHNI, J.-C. (1951): Les pierres énigmatiques de Genolier et de Givrins. – Rev. hist. vaud. 59/2, 49–55.
- SPALTENSTEIN, H. (1980): Les principaux types de sols du Bois de Chênes (VD) et modèle de répartition spatiale. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 75/1, 23–37.
- STEINHAUSER, N. (1970): Recherches stratigraphiques dans le Crétacé inférieur de la Savoie occidentale (France). – Thèse Univ. Genève 1506.
- STEINHAUSER, N. & CHAROLLAIS, J. (1971): Observations nouvelles et réflexions sur la stratigraphie du «Valanginien» de la région neuchâteloise et ses rapports avec le Jura méridional. – Géobios Lyon 4/1, 7–59.
- STEINHAUSER, N. & LOMBARD, A. (1969): Définitions des unités lithostratigraphiques dans le Crétacé inférieur du Jura méridional (France). – C.R. Séances Soc. Phys. Hist. nat. Genève [n.s.] 4/1, 100–113.
- STRASSER, A. & DAVAUD, E. (1983): Black pebbles of the Purbeckian (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin. – Eclogae geol. Helv. 76/3, 551–580.
- TATIENOU, P. (1986): Etude géoélectrique de la région de Coinsins (Vaud). – Certificat Inst. Géophys. Univ. Lausanne (inédit).

- VENETZ, I. (1843): Sur le glacier du Rhône et les anciens glaciers jurassiens. (Contribution à la discussion). – Actes Soc. helv. Sci. nat. 28^{ème} Sess., 78.
- VERNET, J.-P. (1963): Quelques observations géologiques dans la région de Commugny-Coppet. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 68, 241–247.
- (1972): Feuille 1242 Morges (avec notice expl.). – Atlas géol. Suisse 1: 25 000, Carte 62.
- VERNET, J.-P., DOMINIK, J. & FAVARGER, P. Y. (1984): Texture and sedimentation rates in Lake Geneva. – Environmental Geol. 5/3, 143–149.
- VERNET, J.-P. & HORN, R. (1971): Etudes sédimentologique et structurale de la partie occidentale du lac Léman par la méthode sismique à réflexion continue. – Eclogae geol. Helv. 64/2, 291–317.
- VERNET, J.-P., HORN, R., BADOUX, H. & SCOLARI, G. (1974): Etude structurale du Léman par sismique réflexion continue. – Eclogae geol. Helv. 67/3, 515–530.
- VERNET, J.-P., MEYBECK, M., PACHOUD, A. & SCOLARI, G. (1971): Le Léman: une synthèse bibliographique (géologie, structure, sédimentation et hydrologie). – Bull. BRGM [Sect. IV] 2, 47–84.
- VERNET, J.-P. & PARENT, C. (1970): Limnologie physique du Léman. Partie 1: étude des sédiments de la fosse de Nernier. – C.R. séances Soc. Phys. Hist. nat. Genève [n.s.] 5/2+3, 205–215.
- VERNET, J.-P., THOMAS, R. L., JAQUET, J.-M. & FRIEDLI, R. (1972): Texture of the sediments of the Petit Lac (Western Lake Geneva). – Eclogae geol. Helv. 65/3, 591–610.
- VIAL, R. (1975): Le Quaternaire dans le Bas-Chablais (Haute-Savoie). Les derniers épisodes de retrait glaciaire. – Géol. alp. (Grenoble) 5/1, 129–144.
- (1976): Etude géologique et hydrogéologique de la région Thonon-Douvaine (Haute-Savoie). – Thèse 3^e cycle Univ. Grenoble.
- VIAL, R., CONRAD, M. A. & CHAROLLAIS, J. (1989): Notice explicative de la feuille 629 Douvaine de la Carte géol. France 1:50 000. – BRGM, Orléans.
- VOLET, J.-M. (1981): St Cergue. – Commune de St-Cergue.
- VOLGER, G. H. O. (1857): Untersuchungen über das Phänomen der Erdbeben in der Schweiz. I. Theil (p. 1–367): Chronik der Erdbeben in der Schweiz. – J. Perthes, Gotha.
- VOLLMAYR, T. (1983): Temperaturmessungen in Erdölbohrungen der Schweiz. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 49, 15–27.
- WAEHRY, A. (1988): Faciès et séquences de dépôt dans la Formation de Pierre-Châtel (Berriasien moyen, Jura méridional/France). – Diplôme Sci. Terre Univ. Genève (inédit).
- WEGMÜLLER, S. (1966): Über die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des südwestlichen Jura. – Beitr. geobot. Landesaufn. Schweiz 48.
- (1977): Pollenanalytische Untersuchungen zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte der französischen Alpen (Dauphiné). – Paul Haupt, Bern.
- WEGMÜLLER, S. & WELTEN, M. (1973): Spätglaziale Bimstufungen des Laacher Vulkanismus im Gebiet der westlichen Schweiz und der Dauphiné (F). – Eclogae geol. Helv. 66/3, 533–541.
- WEIDMANN, M. (1962): Analyses polliniques d'argiles quaternaires des environs de Gingins (Vaud). – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 68/3, 117–123.
- (1969): Le mammoth de Praz-Rodet (Le Brassus, Vaud). – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 70/6, 229–240.
- WELTEN, M. (1982): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den westlichen Schweizer Alpen: Bern-Wallis. – Denkschr. schweiz. natf. Ges. 95.
- WILDI, W., BLONDEL, T., CHAROLLAIS, J., JAQUET, J.-M. & WERNLI, R. (1991): Tectonique en rampe latérale à la terminaison occidentale de la Haute-Chaîne du Jura. Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse du 2 octobre 1990. – Eclogae geol. Helv. 84/1, 265–277.

- WINNOCK, E. (1965): Sismique sur le Léman. Résultats obtenus avec le Sparker. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 32, 39–48.
- WOHLFARTH, B., GAILLARD, M.-J., HAEBERLI, W. & KELTS, K. (1994): Environment and climate in southwestern Switzerland during the last ice age termination, 15–10 ka BP. – Quatern. Sci. Rev. 13, 312–394.
- YAZGAN, E. (1967): Diplôme de géologie entre les Dappes et le Vattay, Ain/Jura, France. – Diplôme Sci. Terre Univ. Genève (inédit).

CARTES GÉOLOGIQUES PUBLIÉES ¹⁾

(avec topographie)

Carte géologique générale de la Suisse 1:200 000

Flle 5 Genève–Lausanne, par P. CHRIST, 1948.

Carte géologique de la Suisse 1:100 000

Flle XVI Genève–Lausanne (2^e édition), par H. SCHARDT, E. RENEVIER & M. LUGEON, 1899.

Atlas géologique de la Suisse 1:25 000

N° 25 Les Plats – Marchairuz – La Cure – Arzier – Gimel (AS 430–433), par A. FALCONNIER, 1950 (réimpression 1994).
 N° 62 Morges (CN 1242), par J.-P. VERNET, 1972.
 N° 46 Coppet (CN 1281), par A. JAYET, 1964.

Cartes géologiques spéciales

N° 88 Carte géologique de la région de St-Cergue–la Dôle, 1:25 000, par H. LAGOTALA, 1919.

Carte géologique de la France 1:250 000

Flle 25 Thonon-les-Bains, par P. BROQUET, M. GIDON & G. MONJUVENT, 1987.

Carte géologique de la France 1:80 000

Flle 149 St-Claude (2^e édition), par M.M. DREYFUSS (Coord.), 1965.
 Flle 150 Thonon (2^e édition), par E. GAGNEBIN, 1950.

Carte géologique de la France 1:50 000

N° 605 Morez–Bois d'Amont, par A. GUILLAUME & S. GUILLAUME (Coord.), 1968.
 N° 628 St-Claude, par A. GUILLAUME, S. GUILLAUME, F. LLAC & M. MEURISSE, 1971.
 N° 629 Douvaine, par P. OLIVE, R. VIAL, Y. ALAIN, M.A. CONRAD & J.-P. VERNET, 1987.

¹⁾ La carte d'assemblage s'y rapportant se trouve dans la légende de la feuille Nyon, en haut à gauche.

Autres cartes (depuis 1900)

- A AEBERHARDT, B. (1901): Carte du phénomène erratique des environs de Gingins (Nyon), 1:25 000. In: Etude critique sur la théorie de la phase de récurrence des glaciers jurassiens (pl.1, p. 153). – *Eclogae geol. Helv.* 7/2.
- J JEANNET, A. (1923): Esquisse géologique du Signal-de-Bougy, 1:20 000. In: Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz (Textfig. p. 515). – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser., Liefg.* 8.
- R RAVEN, TH. (1932): Carte géologique de la région de Morez–Les Rousses (Dépt. du Jura), 1:20 000. In: Etude géologique de la région de Morez–Les Rousses. – *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, Fasc. XX, Mém.* 17.

Bases topographiques

1240–1242	}	Feuilles de la Carte nationale de la Suisse 1:25 000
1260–1262		
1280–1281		

ANNEXES

- Planche I: Quelques faciès et microfossiles communément observables à la loupe dans les calcaires du Jura
- Planche II: Esquisse tectonique 1: 100 000
- Planche III: Coupes géologiques à travers la région de la feuille Nyon (I)
- Planche IV: Coupes géologiques à travers la région de la feuille Nyon (II)

1. Bryozoaires

Calcaire bioclastique à bryozoaires rameux (flèches), pellets, coraux et échinodermes. Milieu marin ouvert, avec formation de dunes hydrauliques. Echelle: 1 mm. Provenance: «Urgonien jaune» («Urgonien inférieur», Hauterivien supérieur) du Mt Salève, Haute-Savoie. Inédit.

2. Algues calcaires dasycladales

Plusieurs sections de l'espèce *Clypeina jurassica* Favre & Richard dans un calcaire du type wackestone à pellets. Milieu marin peu profond et protégé. L'espèce est présente dans les Couches du Chailley (Tithonien), la Formation de Goldberg («Purbeckien», Tithonien–Berriasien), la Formation de Pierre-Châtel et la Formation de Vions (Berriasien). Echelle: 1 mm. Provenance: Cluse de Pierre-Châtel, Savoie. Inédit.

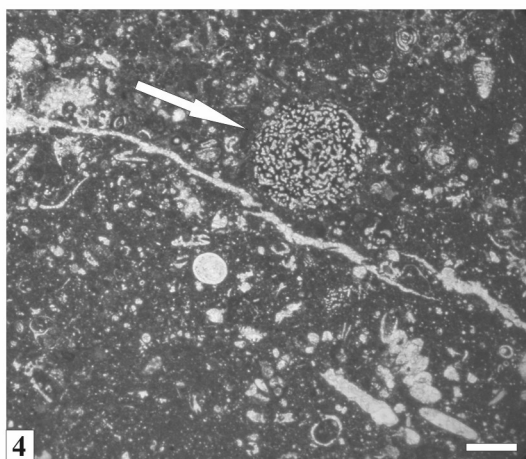
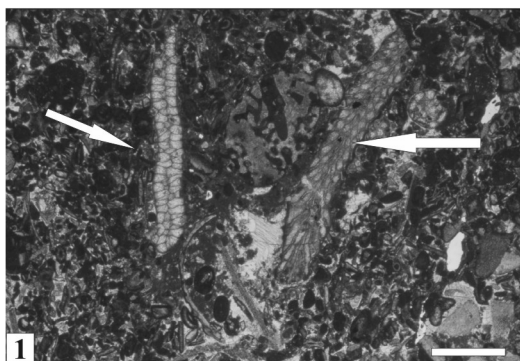
3. *Pfenderina neocomiensis* (Pfender)

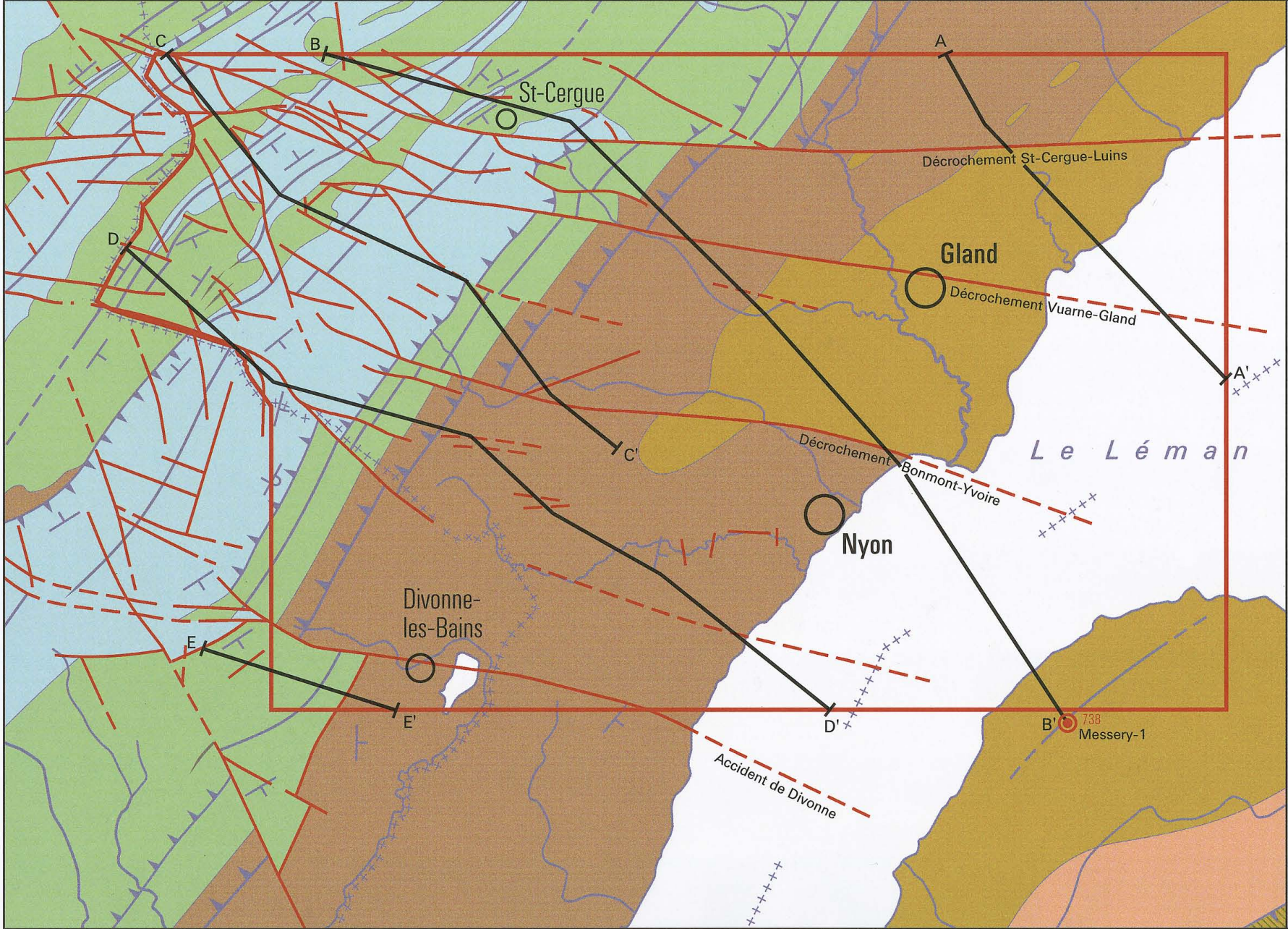
Foraminifère fréquent dans la partie supérieure de la Formation de la Chambotte (Berriasien terminal – Valanginien basal). Milieu marin peu profond et protégé. Section subaxiale. Echelle: 1 mm. Provenance: Mt Mussy - Mourex, Ain. In: MURAT, R. & SCOLARI, G (1956): Arch. Sci. (Genève) 9/1, planche, fig. 1.

4. *Pavlovecina allobrogensis* (Steinhauser et al.)

Calcaire du type wackestone à algues dasycladales et foraminifères, dont *Pavlovecina allobrogensis* (flèche). Ce dernier forme exclusivement un niveau caractéristique dans les premières mètres de la Formation de Vions (Berriasien). Milieu marin peu profond et protégé. Section tangentielle profonde. Echelle: 1 mm. Provenance: Jura vaudois. Inédit.

Planche I: Quelques faciès et microfossiles communément observables à la loupe dans les calcaires du Jura.





Esquisse tectonique

par

Marc Weidmann

Molasse subalpine



«Chattien supérieur» Molasse d'eau douce inférieure (USM)

Molasse du Plateau



«Aquitarien»



«Chattien supérieur»



«Chattien inférieur»

Molasse d'eau douce inférieure (USM)

Jura interne



Crétacé



Jurassique



Faïlle principale, décrochement



Chevauchement



Axe anticlinal principal



Orientation générale des couches (normales – renversées)



Sondage pétrolier (avec profondeur totale)



Frontière franco-suisse



Tracé des coupes



A A'



Echelle 1: 100 000

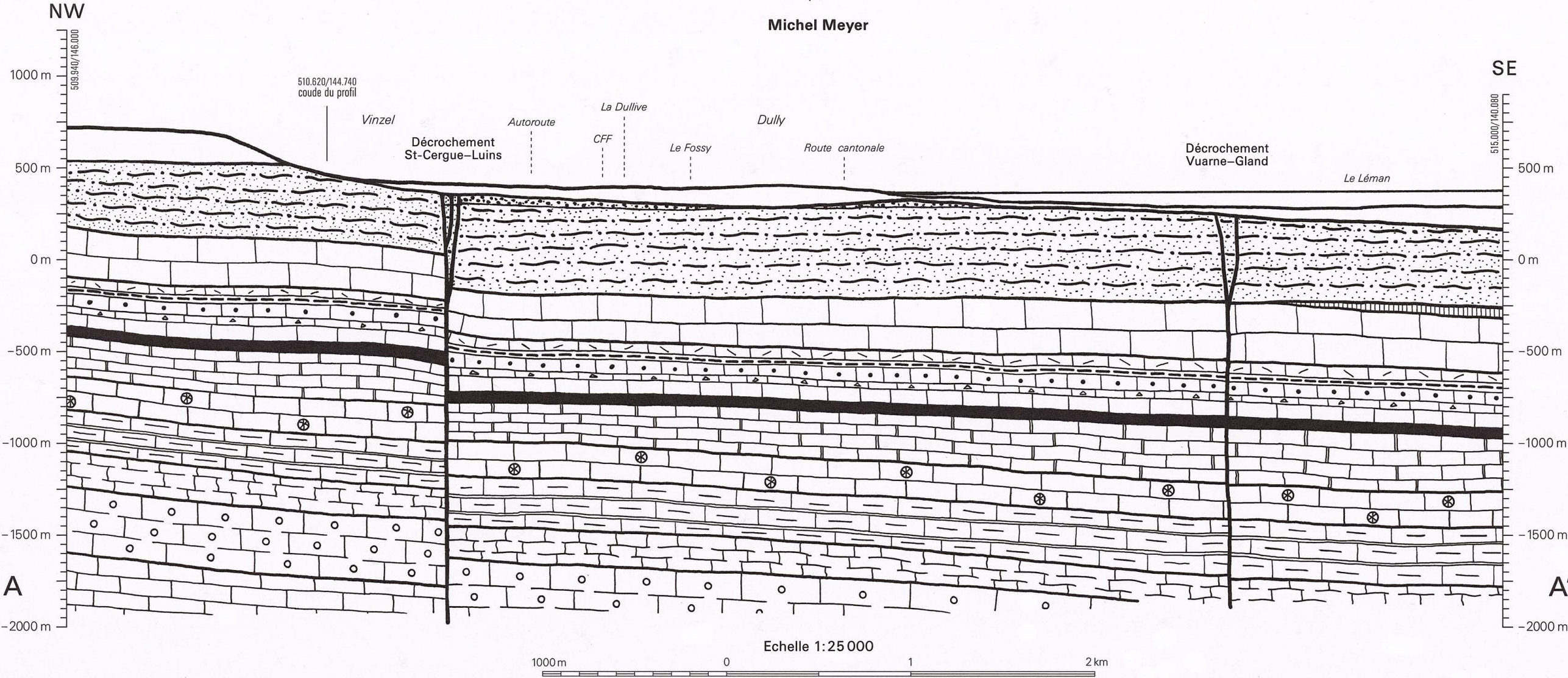


Contour de la feuille Nyon



Coupes géologiques à travers la région de la feuille Nyon (I)

par
Michel Meyer



Quaternaire

□ Dépôts morainiques, fluvioglaciaires, glaciolacustres et lacustres

Tertiaire

Chattien

«Chattien supérieur»
«Chattien inférieur»

} Molasse d'eau douce inférieure (USM)

Crétacé

Barr.

Hauteriviens

Val.

Berriasien

Crétacé moyen-supérieur
«Urgonien inférieur et supérieur»
Pierre jaune de Neuchâtel
Marnes d'Hauterive
Calcaire roux s. l., Marnes d'Arzier
Formation de la Chambotte
Formation de Pierre-Châtel, Formation de Vions
Formation de Goldberg («Purbeckien»)

Jurassique

Oxford.

Kimérid.

Tithon.

Couches du Chailley, Tidalites de Vouglans
Complexe récifal
Couches à céphalopodes, Calcaires lités, Calcaires pseudolithographiques
Couches de Birmenstorf, Couches d'Effingen, Couches du Geissberg
Dogger indifférencié
Lias indifférencié