

Chronostratigraphie et lithostratigraphie synthétique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de la partie méridionale du Grand Salève (Haute-Savoie, France)

Autor(en): **Deville, Quentin**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Archives des sciences et compte rendu des séances de la Société**

Band (Jahr): **43 (1990)**

Heft 1

PDF erstellt am: **22.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-740126>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Archs. Sci. Genève	Vol. 43	Fasc. 1	pp. 215-235	1990
--------------------	---------	---------	-------------	------

**CHRONOSTRATIGRAPHIE
ET LITHOSTRATIGRAPHIE SYNTHÉTIQUE
DU JURASSIQUE SUPÉRIEUR
ET DU CRÉTACÉ INFÉRIEUR DE LA PARTIE MÉRIDIONALE
DU GRAND SALÈVE (HAUTE-SAVOIE, FRANCE)**

PAR

Quentin DEVILLE *

RÉSUMÉ

Cette étude présente le premier document synthétique lithologique et chronostratigraphique des terrains mésozoïques du Salève. Les coupes, qui ont été levées dans la partie méridionale du Grand Salève, permettent de décrire quatorze Formations et Membres. L'essentiel provient de la région comprise entre le hameau du Coin et la Corraterie — la Tine (Kimméridgien supérieur *sensu gallico* au Valanginien supérieur), complété par le sommet de la Gorge de la Varappe (Hauterivien inférieur et Hauterivien supérieur *pro parte*) et terminé sur les crêtes et le versant sud-ouest (sommet de l'Hauterivien supérieur et Barrémien basal). Les éléments de datation qui proviennent de ces levés sont clairement explicités. Parmi les nouveaux éléments, il faut noter l'âge Kimméridgien supérieur (*sensu gallico*) de la base de la série et la datation par calpionelles du Membre du Guiers (milieu du Valanginien inférieur).

La description lithologique devrait permettre d'effectuer un levé cartographique sans rencontrer de difficultés majeures, à l'exception des cinq lithofaciès du type «calcaire roux». En effet, certaines lithologies de la Formation de Vions, le Membre du Guiers, le Membre de la Chambotte supérieur (sous sa forme atypique), la Formation du Calcaire roux (*sensu stricto*) et le faciès «Pierre jaune de Neuchâtel», qui s'étagent du Berriasien supérieur à l'Hauterivien inférieur, se présentent très similairement à l'affleurement au Salève. De surcroît, deux discordances majeures (à la base du membre du Guiers et du Calcaire roux), liées à une phase d'émersion/érosion plus ou moins prononcée (paléokarst au sommet de la Chambotte inférieure), peuvent provoquer la superposition directe de certains faciès «calcaires roux». Ainsi amalgamés, leur analyse devient délicate, et cette possibilité de confusion paraît avoir entraîné des difficultés d'appartenance (à une Formation) et de corrélation régionalement.

* Université de Genève, Département de Géologie et de Paléontologie, 13, rue des Maraîchers, 1211 Genève 4, Suisse.

I. INTRODUCTION

Si, au cours du siècle dernier, le Mont-Salève a été le terrain de nombreuses et fructueuses recherches — essentiellement paléontologiques — le XX^e siècle a été marqué, en son début, par l'étude monographique de JOUKOWSKY & FAVRE (1913). Suit une période de désintéressement, sans doute liée à la proximité de cette montagne devenue trop banale, durant laquelle sont entrepris des travaux sporadiques ou ponctuels (A. CAROZZI et A. LOMBARD et ses élèves). Le lecteur, intéressé par l'aspect historique du Salève, est renvoyé à la publication collective de AMBERGER *et al.* (1988), qui traite d'une façon très complète ce sujet.

Depuis une vingtaine d'années, et plus particulièrement ces dix dernières années, le Département de Géologie et de Paléontologie de l'Université de Genève a repris le Salève comme terrain d'investigations. Les résultats publiés ici découlent d'une partie de ces recherches, auxquelles ont été intégrées certaines données — révisées — empruntées aux anciens auteurs.

II. LOCALISATION DES AFFLEUREMENTS

La coupe a été levée en deux sections principales: dans les falaises qui dominent le hameau du Coin pour les Formations des Calcaires de Tabalcon au Calcaire roux, et, au sud-ouest de la Grande Gorge, dans la Gorge de la Varappe pour les «Marnes d'Hauterive» et la «Pierre jaune de Neuchâtel». Les Calcaires urgoniens inférieurs affleurent sur la crête du Salève ainsi que sur son versant sud-est (côté Mont-Blanc), qui est en pente structurale.

















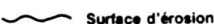







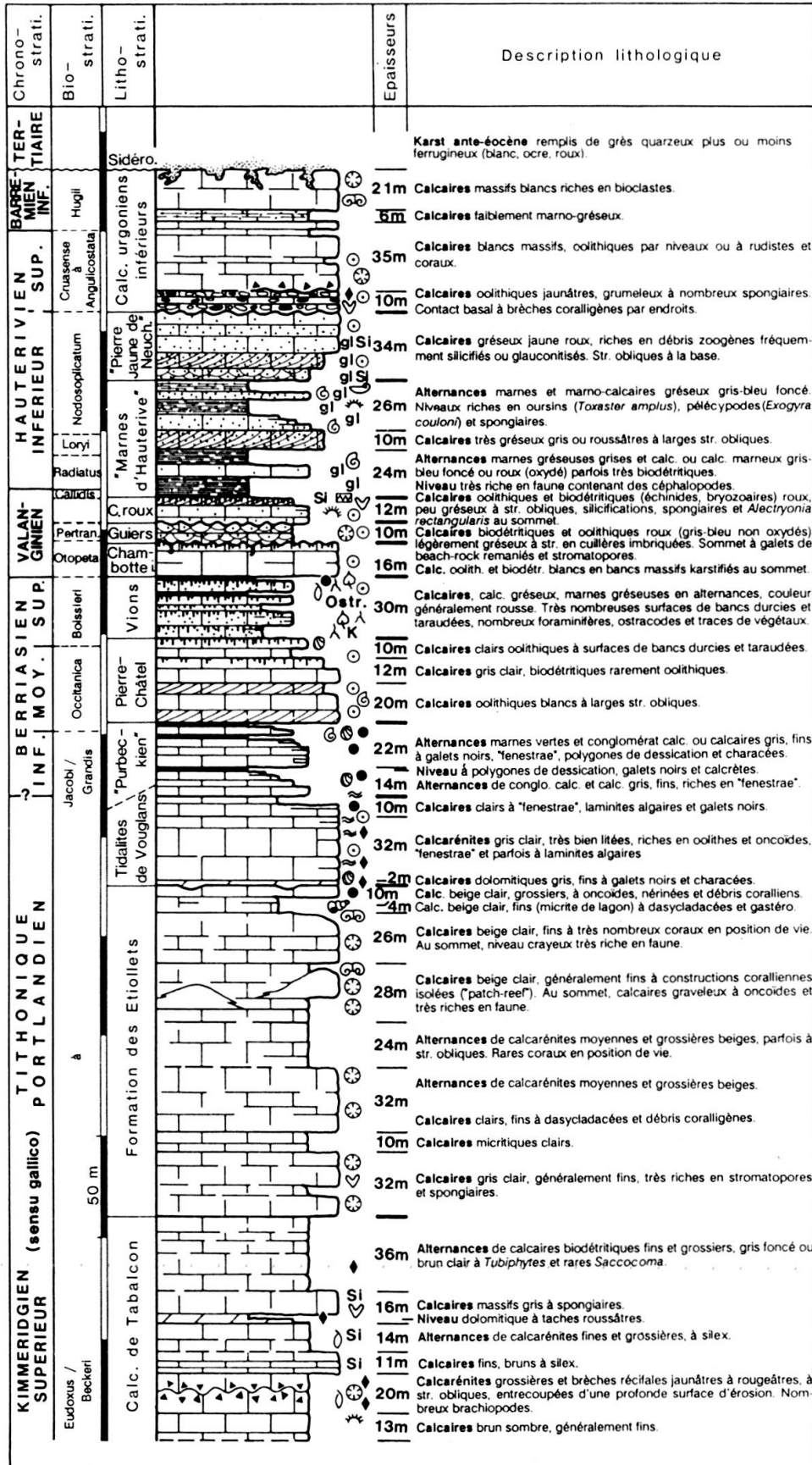
Légende des symboles utilisés dans les logs lithostratigraphiques					
	Echinodermes (crinoïdes et échinides)		Ammonites		Traces de végétaux
	Gastéropodes (nérinées)		Brachiopodes		Nodules siliceux
	Bivalves		Charophytes		Glauconie
	Rudistes		Ostr. Ostracodes		Oolithes
	Coraux		Traces de racines		Galets noirs
	Eponges				Surface d'érosion
	K Niveau à <i>Keramosphaera allobrogensis</i>				Surface durcie lithophagée
	Brèches		Stratifications obliques		Calc. peu gréseux à gréseux
	Conglomérats		Calc. dolomitiques		

FIG. 1.

Chronostratigraphie, biostratigraphie et lithostratigraphie synthétique des Formations du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur, affleurant dans la partie méridionale du Grand Salève.



III. PRÉSENTATION DES RÉSULTATS

Le document, présenté ici (fig. 1), contient deux catégories d'informations :

- l'aspect lithostratigraphique, auquel est rattachée la notion de formation. Les formations, à forte conotation régionale par définition, regroupent des ensembles de strates qui présentent une certaine unité lithologique reconnaissable sur le terrain. Les principaux caractères de chaque formation sont donnés succinctement par une description lithologique;
- l'aspect chronostratigraphique, qui est basé, dans le Mésozoïque, sur la succession des Zones à ammonites (biostratigraphie). A ces zones ont été rattachés les étages, compris au Salève entre le Kimméridgien supérieur et le Barrémien inférieur. Il est important de préciser qu'il s'agit ici de la subdivision stratigraphique selon l'usage français (*sensu gallico*), en raison de la confusion qui découle de la définition différente de certains étages selon l'usage anglais (*sensu anglico*), et cela particulièrement durant le Jurassique supérieur et le Crétacé basal.

IV. DESCRIPTION DES FORMATIONS

Les formations seront décrites dans l'ordre logique de dépôt, c'est-à-dire de bas en haut. A la suite de leur description lithologique, le problème de leur âge sera abordé. Il sera clairement fait état des découvertes à valeur biostratigraphique provenant du Salève, qu'elles soient récentes ou qu'elles découlent de révisions d'anciennes données. Lorsque ces éléments font défaut au Salève, l'âge attribué aux formations tiendra compte des données issues du contexte régional.

Les **Calcaires de Tabalcon** ont été définis dans le Jura méridional par BERNIER (1984). Il s'agit de calcaires gris, riches en «*Tubiphytes*» («*T.*» *morroneis* CRESCENTI), en pelotons d'annélides serpulidés, en spongiaires hexactinellides et en oncolithes ferrugineux. Au Salève, à l'exception du dernier terme, la description correspond aux faciès des terrains les plus anciens. La stratification est souvent mal définie et seuls les bancs de calcaire fin ou de dolomie permettent d'apprécier la géométrie des couches. Vers le milieu de la formation, les niveaux à calcaire fin contiennent différents types d'accidents siliceux: rognons, centimétriques à décimétriques, homogènes ou à zonations concentriques et silex bréchiformes (DEVILLE 1985). Cependant, les calcaires, essentiellement biodétritiques ou parfois lithoclastiques, ont une granulométrie très variable (particules millimétriques à blocs métriques). Les niveaux, dont la granulométrie est moyenne à très grossière, ont été mis en place par des processus gravitaires de resédimentation, contrairement aux niveaux fins qui enregistrent une sédimentation autochtone (DEVILLE 1986, 1988).

Cette formation est entrecoupée, à deux reprises, par un changement prononcé de faciès.

Le premier changement se marque par un paroxysme détritique où les éléments bréchiques peuvent devenir métriques. Ces blocs sont contenus dans une matrice micritique, parfois biodétritique, fortement dolomitisée et de couleur ocre à rouge. Ils sont composés de faciès remaniés de la plate-forme carbonatée interne (grainstones biodétritiques, mudstones à pelotes de dasycladacées, boundstones à coraux ou à stromatopores, etc.). Certains blocs remaniés contiennent des indices qui attestent que la plate-forme a émergé avant d'être démantelée et resédimentée en milieu d'avant-récif.

Le second changement marqué de faciès, vers le milieu de la formation, est souligné par un rentrant morphologique très prononcé. Il s'agit d'un niveau dolomitique à taches rousses, encadré de part et d'autre par des calcaires fortement dolomitisés où foisonnent des spongiaires en place (hexactinellides principalement), qui forment par endroits de réels biostromes.

Etant donné l'aspect remarquable sur le terrain et le lien génétique avec des événements sédimentaires globaux (STROHMENGER *et al.* 1989), il est proposé ici de donner un nom spécifique à ces deux ensembles sédimentaires: les Brèches ocre-rouge (qui atteignent une quinzaine de mètres d'épaisseur), et les Dolomies à spongiaires (d'une puissance totale de 16 mètres) qui présentent une vire profondément entaillée, vers la base, dans le niveau dolomitique à taches rousses (épais de près de 2 mètres).

JOUKOWSKY & FAVRE (1913) signalent la présence de *Cidaris glandifera* MUNSTER dans les Brèches ocre-rouge. Cet échinide (détermination confirmée par B. Clavel) donne un âge qui remonte, au maximum, à la Zone à *Eudoxus* (CLAVEL 1984), c'est-à-dire au Kimméridgien supérieur (*sensu gallico*). ENAY (1965, note infrapaginale), avait déjà émis une hypothèse qui allait dans ce sens. De surcroît, *Alveosepta jaccardi* (SCHRODT) a été dernièrement observé une dizaine de mètres au-dessus du sommet des Dolomies à spongiaires. Il est reconnu (BERNIER 1984) que l'extension d'*A. jaccardi*, à de très rares exceptions près, s'arrête avec le début du Portlandien (*sensu gallico*). De ce fait, la formation des Calcaires de Tabalcon, au Salève, serait d'âge Kimméridgien supérieur (*sensu gallico*), Zones à *Eudoxus/Beckeri*. Ce résultat vient donc infirmer l'hypothèse d'un âge Kimméridgien basal proposé récemment (DEVILLE 1988).

La **Formation des Etiollets** est nouvellement définie ici. En effet, aucune définition régionale ne correspond bien à la lithologie, très variée tant à petite échelle que dans le détail, de ces «calcaires récifaux» (JOUKOWSKY & FAVRE 1913). Il faut noter que ce nom convient mal à l'ensemble des couches dans son acceptation stricte (calcaires récifaux: où les organismes sont en position de vie) car, mis à part quelques niveaux dans la partie inférieure, de la formation, les calcaires ne sont réellement construits que dans la moitié supérieure (DEVILLE 1985). La base est

essentiellement composée de calcaires biodétritiques où les organismes constructeurs, si ils sont parfois très abondants, sont rarement en position de vie, et généralement sous forme de débris. La partie supérieure de la formation voit la quantité d'organismes constructeurs en position de vie augmenter fortement. Ces organismes forment des niveaux (généralement mal définis géométriquement) de calcaires construits. Ils peuvent aussi participer à l'édification de constructions coralliennes isolées («patch-reefs») dont la masse centrale est essentiellement composée de micrite. Les calcaires bioconstruits sont fréquemment entrecoupés de grainstones biodétritiques — curieusement jamais oolithiques — qui attestent d'un hydrodynamisme élevé. D'autres niveaux sont composés de boue carbonatée (mudstones) où prolifèrent des algues à squelette calcaire (dasycladacées, solenoporacées).

Morphologiquement, le sommet de la formation est marqué par un replat. Les calcaires — des grainstones mal cimentés se désagrégant facilement — sont essentiellement composés d'oncoïdes centimétriques (oncoïdes micritiques, DEVILLE 1985) et de débris roulés de nérinées, de coraux et de pélecipodes. En fait, ce niveau, appelé successivement «l'Oolithe corallienne» (FAVRE 1843), puis «la Grosse oolithe» (JOUKOWSKY & FAVRE 1913), ne contient aucune oolithe répondant à la stricte définition actuelle. C'est de ce niveau, ainsi que d'un autre similaire situé une quarantaine de mètres plus bas, qu'ont été extraites les très riches faunes coralliennes et péricoralliennes citées par JOUKOWSKY & FAVRE (1913).

La Formation des Etiollets n'a révélé, à ce jour, aucun élément de datation qui permette de la subdiviser d'une façon précise ou même d'en certifier l'âge. Selon JOUKOWSKY & FAVRE (1913), s'agissant de la riche faune du sommet de la formation: «... cette faune peut être attribuée au Tithonique inférieur». Une révision récente mais très partielle puisque ces auteurs ne mentionnent pas moins de 85 espèces d'invertébrés, confirme la présence «d'espèces significatives d'échinides» (CLAVEL 1984) tels: *Acropeltis aequituberculata* AGASSIZ ou *Pseudosorella orbignyana* COTTEAU. Si la première persiste durant tout le Tithonique, la seconde n'occupe que le Tithonique inférieur et pourrait cependant perdurer dans la lacune documentaire qui comprend le Tithonique moyen et la base du Tithonique supérieur (CLAVEL 1984, fig. 5.10).

Concrètement, la formation des Etiollets, ainsi que les Tidalites de Vouglans, ne sont datées que par encadrement: à la base, les Calcaires de Tabalcon du Kimméridgien terminal (voir ci-dessus), au toit le «Purbeckien» dont le sommet, au Salève, est daté par ammonites du Berriasien inférieur (CLAVEL *et al.* 1986). Ainsi, il ne serait pas surprenant que le Tithonique débute déjà vers la base de la formation des Etiollets. Manquant d'informations, JOUKOWSKY & FAVRE (1913, p. 304) avaient déjà émis cette hypothèse: «Il se pourrait, il est vrai, que ce grand massif coralligène (les 150 premiers mètres de la formation des Etiollets) appartînt en partie encore au Tithonique inférieur, mais en l'absence de toute preuve, nous préférons placer notre limite là où un léger changement de faciès s'est produit». Cette clairvoyance dans

le texte ne transparaît plus dans les documents graphiques (carte, coupes et photos «habillées») et ceci dans un légitime souci de clarté. Mais de ce fait, les falaises du Jurassique supérieur du Salève devenaient implicitement kimméridgiennes.

La **Formation des Tidalites de Vouglans** (définie par BERNIER 1984) marque un changement important dans la morphologie du Salève. Elle débute la base de la série très bien stratifiée et en constitue la première barre qui, résistant bien à l'érosion, marque une falaise abrupte. Les bancs généralement métriques, parfois décimétriques, sont formés de calcaires — plus rarement de dolomies — péritidaux. Chaque banc est organisé en une petite séquence marquant une tendance à l'émersion («shallowing-upward»), avec des faciès subtidaux à la base et des faciès intertidaux à supratidaux au sommet (STRASSER 1988). Ces calcaires sont essentiellement constitués de bioclastes (foraminifères benthiques, ostracodes, dasycladacées, gastéropodes, etc.), d'oncoïdes, de pelleteïdes, d'oolites au sens strict (STRASSER 1986), de laminations algaires très souvent dolomitisées et exceptionnellement de galets noirs ou de charophytes. Des structures fenestrae («birds eyes» et «keystone vugs») sont fréquemment surimposées aux sédiments inter- et supratidaux. Cette Formation passe sans limite bien définie au «Purbeckien». Lors d'une récente étude, portant sur une analyse détaillée des séquences sédimentaires, STRASSER (1988) propose pour cette limite trois emplacements répartis sur une quinzaine de mètres.

De même que la précédente, cette Formation n'a pas révélé d'éléments permettant une datation précise et irréfutable. Néanmoins, il semble raisonnable de l'attribuer au Tithonique supérieur, comme le suggéraient déjà JOUKOWSKY & FAVRE (1913), et comme le confirme MOJON (1988) qui en a étudié la microflore (Charophytes) et la microfaune (Foraminifères benthiques dont *Anchispitocyclina lusitanica* (EGGER), Ostracodes).

Le «**Purbeckien**» reprend les caractères des Tidalites de Vouglans avec cependant une tendance générale encore plus marquée des caractères émergifs: Charophytes et Ostracodes laguno-lacustres (MOJON 1988), galets noirs (STRASSER & DAVAUD 1983), calcrettes (STRASSER & DAVAUD 1982), polygones de dessiccation (JOUKOWSKY & FAVRE 1913), évaporites (STRASSER 1988). Sur le terrain, le «Purbeckien» se distingue principalement des Tidalites de Vouglans par des bancs décimétriques — rarement métriques —, de fréquentes intercalations de marnes vertes (DECONINCK & STRASSER 1987) et la présence de nombreux niveaux conglomératiques contenant ou non des galets noirs. La limite supérieure du «Purbeckien» est extrêmement nette, autant dans le changement de faciès que dans la morphologie de l'affleurement.

STRASSER (1988) a donné, à cet ensemble sédimentaire, le nom de **Formation de Goldberg** (définie par HÄFELI 1966), qui correspond à l'ensemble des faciès laguno-lacustres typiques du Purbeckien. Si la définition de cette Formation peut s'appliquer aux terrains du Salève, cette nomenclature paraît cependant trop peu usitée et peu explicite, en comparaison avec le terme de «Purbeckien», pour qu'elle

soit retenue. D'autre part, «Purbeckien» est placé entre guillemets pour le distinguer de la Formation de Purbeck, définie dans le sud de l'Angleterre (Isle of Purbeck, Dorset), et spécifier qu'il ne s'agit ici que de faciès semblables à ceux du Purbeckien.

La partie sommitale de cette Formation a fourni, dans le Jura méridional, plusieurs spécimens d'ammonites, dont *Pseudosubplanites lorioli* (ZITTEL) et *Pseudosubplanites combesi* (LE HEGARAT), ce qui selon CLAVEL *et al.* (1986) «... indiquerait un âge Tithonique terminal-Berriasien basal (Zone à Jacobi-Zone à Grandis)».

La **Formation de Pierre-Châtel** (STEINHAUSER & LOMBARD 1969), récemment étudiée régionalement par WAEHRY (1989), débute par une épaisse barre de calcaires blancs à larges structures obliques qui forme un surplomb prononcé au contact avec les faciès purbeckiens. Les bancs, délimités par des joints faiblement marqués, de 2 à 3 mètres d'épaisseur à la base de la Formation, diminuent progressivement vers son sommet pour n'y atteindre plus que quelques décimètres. Cette relation géométrique («thinning-up») va à l'inverse de celle («thickening-up») décrite dans la coupe type (STEINHAUSER & LOMBARD 1969). La moitié inférieure est essentiellement constituée de calcaires oolitiques et biodétritiques (coraux, gastéropodes, échinides, brachiopodes, dasycladacées) de haute énergie hydrodynamique (grainstones, rudstones). La partie supérieure voit cette tendance diminuer graduellement au profit de niveaux de plus faible énergie où la proportion de boue carbonatée augmente fortement. Ces niveaux fins présentent souvent les traces d'une intense bioturbation et, dans les derniers mètres, quelques surfaces de bancs taraudées font leur apparition. Des grains de quartz, en très faible quantité, sont présents dans l'ensemble de la série. Morphologiquement, la Formation de Pierre-Châtel ressort bien dans les falaises du Salève (deuxième barre dure dans la morphologie des couches stratifiées) avec un contact franc à la base, une zone légèrement en retrait en son milieu (due à l'érosion différentielle de niveaux très fortement diaclasés en petits prismes) et un passage graduel à la Formation de Vions au sommet.

Il convient de préciser ici que la Formation de Pierre-Châtel ne correspond pas sensiblement à «l'Assise à *Heterodicerias luci*» (JOUKOWSKY & FAVRE 1913) comme l'ont mentionné STEINHAUSER & LOMBARD (1969) et l'ont repris CLAVEL *et al.* (1986, fig. 3). La puissance de la Formation de Pierre-Châtel est d'au minimum 42 mètres au Salève, ce qui représente près du double de la puissance de «l'Assise à *Heterodicerias luci*» (23 mètres). Au Salève, la formation de Pierre-Châtel comprend en totalité «l'Assise à *Heterodicerias luci*» et la base de «l'Assise à *Natica leviathan*» (une vingtaine de mètres sur les septante qu'elle compte au total). La limite supérieure étant transitionnelle, sa position ne peut être placée précisément et va étroitement dépendre du ou des critères définissant la base de la Formation de Vions (voir ci-dessous).

La découverte, quelques mètres au-dessus de la base de la Formation de Pierre-Châtel, d'un exemplaire d'ammonite a été l'objet d'une récente révision (CLAVEL *et al.* 1986). Selon ces auteurs: «l'ammonite doit être rapportée au genre *Subalpinites*,

dont l'extension s'étend de la sous-zone à *privasensis* (milieu du Berriasien moyen jusqu'à la sous-zone à *paramimounum* (base du Berriasien supérieur)»).

La **Formation de Vions** débute sans transition morphologique marquée avec Pierre-Châtel, contrairement aux lieux où ont été définies ces Formations (STEINHAUSER & LOMBARD 1969). Lorsque les affleurements ne sont pas enduits d'une patine grise, ce qui n'est pas le cas de la région de la Corraterie, la caractéristique la plus remarquable de cette Formation, sur le terrain, est la couleur ocre-rouge que prend la roche. Devenant de plus en plus tendres, les terrains forment un versant pentu, recouvert en grande partie par la végétation, qui est délimité par les falaises des deux formations résistantes qui l'encadrent. L'hétérogénéité de la lithologie constitue un caractère marquant de cette Formation. Les bancs, généralement pluridécimétriques, sont formés d'alternances de calcaires, parfois gréseux, avec des grès, des grès-calcaire, des marnes ou des marno-calcaires. Il s'agit d'une sédimentation mixte (carbonates et terrigène) avec cependant une prépondérance carbonatée. Le quartz et les argiles n'y sont pas répartis d'une façon homogène mais par passées pouvant même être parfois dépourvues de carbonates. Les calcaires, lorsqu'ils sont micritiques, sont généralement bioturbés. Certaines de ces bioturbations, vers le sommet de la Formation, sont à rapporter aux terriers de crustacés décapodes («crevettes») décrits par BLONDEL *et al.* (1989) au Vuache. La bioturbation se développe en s'intensifiant vers le sommet des bancs, montrant par là une diminution, voire un arrêt, de la sédimentation. Nombreux sont les bancs qui présentent une surface taraudée. Ces calcaires fins sont entrecoupés d'épisodes à sédimentation plus grossière, souvent riches en oolites, et exempts de micrite. La base de la Formation, soulignée par l'apparition de *Keramosphaera allobrogensis* STEINHAUSER, BRÖNNIMANN & KOEHN-ZANINETTI (*in* SALVINI-BONNARD *et al.* 1984), présente des niveaux de calcaires gréseux très riches en traces carbonées de végétaux. A son sommet, dans un banc argilo-gréseux décimétrique qui surmonte un calcaire gréseux à traces (parfois carbonées) de racines, se trouve un filon discontinu de charbon (cité par JOUKOWSKY & FAVRE 1913) qui peut atteindre jusqu'à 3 centimètres d'épaisseur. A l'intérieur de la Formation, plusieurs niveaux présentent des indices d'émersion: Charophytes et Ostracodes lacustres (MOJON & DEVILLE, étude en prép.), polygones de dessiccation (SALVINI 1982), et galets noirs. L'absence de brèches à cailloux noirs ne peut donc plus être utilisée, comme le préconisaient STEINHAUSER & LOMBARD (1969), comme critère de distinction entre cette Formation et les faciès «purbeckiens». La limite supérieure de la Formation de Vions est extrêmement nette et la barre de la Chambotte, qui la surmonte, peut former un surplomb de plusieurs mètres d'avancée.

La base de la Formation de Vions est marquée par l'apparition de *Keramosphaera allobrogensis*. CLAVEL *et al.* (1986) ont démontré que ce foraminifère benthique «... appartient à la sous-zone à *paramimounum* (première sous-zone du Berriasien supérieur)». Cependant, ZANINETTI *et al.* (1988) relativisent cette affirmation en précisant que «... l'âge précis est encore en discussion (sommet du Berriasien moyen ou

base du Berriasien supérieur), ...». Vers le milieu de la Formation, les mêmes auteurs reprenant le matériel récolté par JOUKOWSKY & FAVRE (1913) aux carrières de Monnetier, signalent la présence d'un exemplaire de «...*Calpionellopsis oblonga* (CADISH) du Berriasien supérieur (zone D)». L'étude des Ostracodes et des Charophytes (MOJON & DEVILLE, en prép.), des niveaux marneux des carrières de Monnetier, confirme un âge Berriasien supérieur à terminal.

La **Formation de la Chambotte**, définie par STEINHAUSER & LOMBARD (1969), est composée de deux Membres calcaires clairs, généralement massifs (la Chambotte inférieure et la Chambotte supérieure), séparés par un Membre de couleur rousse (gris-bleu foncé lorsque non altéré) à bancs lenticulaires finement lités, à joints onduleux et à structures obliques (le Membre du Guiers).

La barre de calcaires blancs et massifs qui surmonte la Formation de Vions correspond au **Membre de la Chambotte inférieure**. Elle forme la troisième barre résistante et massive de la partie bien stratifiée du Salève. Les calcaires, presque totalement dépourvus de quartz et d'argiles, forment des bancs métriques à joints peu prononcés. Les faciès, redevenus franchement marins, sont essentiellement bioclastiques avec une proportion importante de boue carbonatée (packstones) à la base de la formation qui va fortement diminuer vers le sommet pour laisser la place à des faciès de haute énergie (grainstones). Certains de ces niveaux recèlent des «keystone vugs» (SALVINI 1982) qui indiquent un environnement proche de l'émersion permanente (intertidal supérieur à supratidal, DEVILLE 1989). Le sommet de la formation est très net et les faciès sus-jacents, appartenant au Membre du Guiers, contrastent très fortement. Cette surface décrite par SALVINI (1982) comme un «hard-ground à surface onduleuse, rubéfiée et perforée par des organismes lithophages» doit être réinterprétée au vu de nouvelles observations (DEVILLE, thèse en prép.). Il s'agit d'une surface karstifiée, en connection directe avec un réseau paléokarstique qui recoupe la Chambotte inférieure ainsi que des Formations antérieures. Le Membre du Guiers vient sceller cette surface. De ce fait, le sommet de la Chambotte inférieure, à l'endroit précis de cette coupe, est marqué par une émersion importante et durable qui a permis le développement et l'enregistrement d'importants phénomènes karstiques.

Au Salève, la Formation de la Chambotte inférieure n'a pas révélé d'éléments biostratigraphiques irréfutables. Régionalement, CLAVEL *et al.* (1986) lui ont attribué un âge Berriasien terminal (Zone à *Callisto*) à Valanginien basal (Zone à *Otopeta*). Selon MOJON (thèse en prép., comm. pers.), la présence de grandes formes (typiques) de *Pfenderina neocomiensis* (PFENDER) et de *Valdanchella miliani* SCHROEDER, un Orbitolinidé primitif inconnu dans le Berriasien, restreindrait la Formation au Valanginien. Selon toute vraisemblance, le Membre inférieur de la Chambotte serait à attribuer au Valanginien basal.

Le **Membre du Guiers**, défini par STEINHAUSER & LOMBARD (1969), présente des calcaires de couleur rousse (gris-bleu foncé lorsque non altérés) répartis en niveaux

lenticulaires décamétriques à joints onduleux. Les niveaux, généralement décimétriques, à structures obliques étroitement enchevêtrées, sont composés de grainstones calcarénitiques à oolites et bioclastes. Certains joints sont soulignés par un intervalle centimétrique de marnes rouges. La présence d'huîtres (de taille très variable) et des terriers de type *Thalassinoïdes* est commune à toute la formation. Vers le haut, mais encore nettement dans la Formation, le niveau de «calcaire-brèche zoogène à galets de plage» signalé par JOUKOWSKY & FAVRE (1913) à la Gorge de la Grande Varappe, a été retrouvé dans la région de la Tine. Son épaisseur n'y est plus que de 80 centimètres (180 cm à la Grande Varappe) et les galets (des éléments de «beach-rock» démantelés) sont souvent associés à des stromatopores, qui les ont utilisés comme supports stables dans ces faciès peu profonds à haute énergie hydrodynamique. Quelques mètres plus haut, une surface onduleuse érosive marque le sommet de la Formation de la Chambotte (au sens large) et la base du Calcaire roux. Cette surface est difficilement observable car les deux faciès qui l'encadrent sont fortement similaires. Amalgamés, ils paraissent ne former qu'un ensemble, rattaché en totalité à la Formation du Calcaire roux jusqu'à présent (JOUKOWSKY & FAVRE 1913, SALVINI 1982).

Récemment, vers le milieu du Membre, des Calpionelles ont été découvertes dans de la micrite piégée dans des pelotes de Serpules (DEVILLE & REMANE, en prép.). L'assemblage, qui comprend *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU) et *Calpionellites darderi* (COLOM) (détermination J. REMANE), rapporte indiscutablement ce niveau à la partie inférieure de la Zone à Calpionelles E (ALLEMANN & REMANE 1979). Cette Zone E correspond à la Zone à *Pertransiens* à l'exception de son extrême partie basale, c'est-à-dire à la partie moyenne du Valanginien inférieur.

Le **Membre de la Chambotte supérieure**, sous sa forme décrite par STEINHAUSER & LOMBARD (1969), c'est-à-dire une barre de calcaires massifs blancs et résistants à l'érosion, n'a pas été observé au Salève. Cependant, il est possible que la limite entre le Membre du Guiers et la Chambotte supérieure corresponde au niveau à galets de beach-rock remaniés (DEVILLE thèse en prép.). En effet, ce banc n'a pu être mis en place que dans des conditions extrêmement proche de l'émersion alors que les faciès surincombants indiquent un approfondissement du milieu. Le niveau à galets marquerait ainsi une surface d'inondation maximale, et les couches superposées la suite de l'intervalle transgressif (VAIL *et al.* 1987). Les bancs de calcaires ocre-roux, compris entre le niveau à galets de plage et la surface basale d'érosion de la formation du Calcaire roux, seraient à rattacher à un faciès atypique de la Chambotte supérieure. Plus au nord, toujours dans le chaînon du Grand Salève, l'épaisseur de ce faciès atypique de la Chambotte supérieure augmente considérablement, et la qualité de certains affleurements rend plus claire la relation géométrique qui associe ces différents corps sédimentaires. Il convient de noter ici que STEINHAUSER (1970) signalait déjà une variation latérale du faciès de la Chambotte supérieure, puisqu'il mentionne: «La partie supérieure de la Formation [immédiatement superposée au

Membre du Guiers] peut être fortement colorée (gris-bleu et roux). On observe ce phénomène au Molard de Vions et au Val de Fier».

Ces calcaires n'ont révélé aucun élément de datation. CLAVEL *et al.* (1986) attribuent ce Membre supérieur de la Chambotte à la Zone à *Pertransiens* (milieu du Valanginien moyen) ce qui recoupe l'âge obtenu pour le Membre du Guiers au Salève (voir ci-dessus). La valeur de cette attribution sera débattue dans la brève discussion qui suit la description des Formations.

Le **Calcaire roux**, nom de Formation utilisé par les géologues jurassiens, repose sur la Formation de la Chambotte. La surface qui les sépare est très largement onduleuse et érosive. Malheureusement, le manque de contrastes, entre les faciès sus et sous-jacents, la rend difficilement discernable sur le terrain. Le Calcaire roux est composé, à sa base, de niveaux essentiellement bioclastiques, très riches en débris de crinoïdes, d'échinides et en bryozoaires souvent bien conservés. A la base de la Formation, les grainstones s'agencent en structures obliques étroitement imbriquées de faible amplitude puis, vers le haut, en larges faisceaux obliques tangentiels d'amplitude métrique. Dans la partie supérieure, la glauconie fait son apparition en se développant préférentiellement dans les réseaux perforés d'articles d'échinodermes et dans les loges de bryozoaires. Dans les mêmes niveaux débutent les accidents siliceux qui épigénisent d'abord des tests de spongiaires puis une quelconque partie du sédiment, formant des nodules pluridécimétriques. Le sommet de la Formation disparaît sous la couverture végétale des pâturages, qui vraisemblablement recouvrent la base des faciès «Marnes d'Hauterive».

La présence du niveau à *Alectryonia rectangularis* (ROEMER), qui caractérise le faciès sommital du Calcaire roux (le Calcaire à *Alectryonia rectangularis*), est très peu marquée dans la région de la Tine. En fait, cet ostréidé est étroitement lié à un niveau métrique qui contient plusieurs surfaces durcies («hard-ground») plus ou moins intensément perforées. La faune, très riche en individus (bivalves, brachiopodes, échinides) mais très limitée spécifiquement, y est condensée. Un substrat induré, ainsi qu'un très faible taux de sédimentation, semblent avoir été nécessaires au développement de cette assemblage faunique. En cartographie, lorsque l'on observe un calcaire à faciès roux, dans un contexte où la continuité de l'affleurement fait défaut, la présence d'*A. rectangularis* (bivalve aisément identifiable) est significative du sommet du Calcaire roux.

La base de la Formation du Calcaire roux n'a pas encore révélé d'éléments de datation au Salève. CLAVEL *et al.* (1986) lui attribuent un âge correspondant au milieu du Valanginien inférieur (base de la Zone à *Pertransiens*), ce qui paraît improbable puisque cet âge est celui du Membre du Guiers au Salève. Ces résultats divergents seront confrontés plus loin, dans la partie discussion. Le sommet de la Formation du Calcaire roux, l'horizon à *Alectryonia rectangularis*, a délivré l'échinide *Pygopyrina incisa* AGASSIZ, qui rapporte ce niveau condensé à la Zone à *Trinodosum*, soit au milieu du Valanginien supérieur.

Les «**Marnes d'Hauterive**», historiquement définies dans la région neuchâteloise sous le nom de «Marne bleue d'Hauterive» (voir à ce sujet REMANE 1989), représentent la seule formation mésozoïque du Salève à forte tendance marno-gréseuse. Le terme «Marnes d'Hauterive», de même que la «Pierre jaune de Neuchâtel», faciès qui surmonte les calcaires argilo-gréseux, sont placés entre guillemets pour deux raisons. CHAROLLAIS *et al.* (1988) proposent de ne plus employer ces noms en tant que Formations, car si la base des «Marnes d'Hauterive» est généralement aisément identifiable, il n'en va pas de même de son sommet qui passe graduellement, par des récurrences de faciès marno-gréseux, aux calcaires de la «Pierre jaune de Neuchâtel». La limite supérieure est donc, à moins d'observer une coupe de terrain continue, ce qui est exceptionnel, difficilement cartographiable. Ces derniers recommandent, en conséquence, de parler du faciès de type «Marnes d'Hauterive» et du faciès de type «Pierre jaune de Neuchâtel». La seconde raison, invoquée ici, est que le faciès des terrains marno-gréseux du Salève diffère considérablement du faciès typique de la «Marne bleue d'Hauterive». Cette différence provient essentiellement de l'importance que prend la composante gréseuse, qui en fait une roche bien souvent à la limite du grès calcaire (à partir de 50% de quartz détritique). D'autre part, ces faciès contiennent de la glauconie qui peut occuper, dans certains cas, plus de 50% du volume du sédiment. Ces faciès sont, à plusieurs reprises, entrecoupés d'horizons marneux qui généralement s'avèrent très fossilifères (ammonites, belemnites, échinides, péléciopodes, brachiopodes, spongiaires). La série marno-gréseuse est interrompue par des barres plus massives qui ressortent assez bien dans la morphologie de cette «Formation» qui est généralement recouverte de végétation. La première barre est fortement carbonatée alors que les suivantes, calcaréo-gréseuses à forte composante biodétritique montrent parfois de larges structures obliques de dépôt. La partie supérieure est essentiellement composée d'alternances de bancs décimétriques de marnes grésoglauconieuses, parfois très fossilifères (horizons à *Toxaster amplus*, *Exogyra couloni*), et de calcaires grésoglauconieux. Le sommet des «Marnes d'Hauterive» est assez bien marqué au Salève, les intervalles marno-gréseux disparaissent et le calcaire, toujours grésoglauconieux, prend une couleur rousse et des structures de courants font leur apparition indiquant le passage au faciès de la «Pierre jaune de Neuchâtel».

Cette «Formation», déposée essentiellement en milieu hémipélagique, est de loin la plus riche en Céphalopodes (ammonites, nautilus et belemnites). Près de 200 spécimens, appartenant à diverses collections (DE LORIOU, PICTET, A. FAVRE, etc., voir DECROUEZ 1985), sont déposés au Muséum d'Histoire naturelle de Genève. Malheureusement, la provenance de ces découvertes n'est jamais reportée avec la précision que requiert actuellement une étude stratigraphique. Seules quelques découvertes récentes ont permis à CHAROLLAIS *et al.* (1989) de proposer le découpage retenu ici. Il convient néanmoins de préciser, que ce découpage repose sur des spécimens récoltés le long d'affleurements souvent discontinus, qu'il n'est pas toujours aisé de replacer

dans la seule coupe continue de référence (JOUKOWSKY & FAVRE 1913). Une campagne d'échantillonnage macropaléontologique, de cette coupe de référence (coupe de la Varappe), sera organisée au cours du printemps 1990. Elle devra permettre de préciser et d'assurer le découpage stratigraphique de cette «Formation». De façon générale, la faune récoltée (*Acanthodiscus radiatus*, *A. pseudoradiatus*, *Leopoldia leopoldina*, *Breistrofferella castellanensis*, *Saynella clypeiformis*, *Lyticoceras nodosoplicatum*, *Crioceratites* sp., *Lyticoceras* sp., CHAROLLAIS *et al.* 1989) appartient à l'Hauterivien inférieur, Zones à *Radiatus* à *Loryi* et à *Nodosoplicatum p. p.* Conformément au positionnement délicat de certains spécimens (relevé plus haut), CHAROLLAIS (1988) indique que les limites entre ces Zones sont attribuées «par référence au schéma séquentiel [non sensu VAIL *et al.* 1987] du Jura neuchâtelois» (voir aussi CLAVEL & CHAROLLAIS 1989a). D'autre part, les premiers mètres de la base du faciès «Marnes d'Hauterive» (intercalations calcaires-marnes au-dessus de l'horizon à *Alectryonia rectangularis*), seraient à rattacher au Valanginien terminal (Zone à *Callidiscus*). En effet, CHAROLLAIS *et al.* (1989) font état, à la Montagne du Vuache, d'un niveau dans lequel «*Teschenites* sp. a été découvert, ce qui peut correspondre à la Zone à *Callidiscus*, dernière zone du Valanginien supérieur».

La «**Pierre jaune de Neuchâtel**» est, comme le faciès des «Marnes d'Hauterive» décrit ci-dessus, rattachée au faciès de la «Pierre jaune» défini dans la région neuchâteloise (voir REMANE 1989). Ce faciès carbonaté, de couleur jaune-roux, se présente sous forme d'ensembles de bancs pluridécimétriques assez mal définis géométriquement à structures obliques multidirectionnelles. Ces ensembles sont entrecoupés de lits onduleux centimétriques grés-marneux. Les structures sédimentaires, la granulométrie, très grossière à la base et diminuant vers le sommet, et la quasi-absence de boue carbonatée (rudstones et grainstones) attestent d'un milieu de dépôt de haute énergie. Les particules carbonatées sont essentiellement bioclastiques et oolitiques. Ces dernières, bien que moins fréquentes de façon générale, peuvent être très abondantes dans certains niveaux. La quantité de quartz et de glauconie, encore abondante vers la base de la série, diminue sensiblement vers le sommet. La base de la série voit les structures internes de dépôt soulignées par un liseré noirâtre d'aspect ferrugineux. Ce caractère diminue pour disparaître dans la moitié supérieure de la «Formation» où apparaît de la silicification sous forme de nodules ou d'épigénisation de restes d'organismes (spongiaires, rares coelentérés). Le passage à la Formation sus-jacente des Calcaires urgoniens (Membre des Calcaires urgoniens inférieurs) se fait par l'intermédiaire d'une zone de transition inférieure (CONRAD 1969) où les faciès de la «Pierre jaune de Neuchâtel», interstratifiés dans des calcaires blancs à faciès urgonien, voient leur proportion diminuer graduellement avant de laisser place aux Calcaires urgoniens.

Au Salève, le faciès «Pierre jaune de Neuchâtel» n'a pas révélé d'éléments de datation jusqu'à présent. Sans autres précisions, CHAROLLAIS *et al.* (1989) notent «Par comparaison avec d'autres secteurs du Jura méridional, la «Pierre jaune de

Neuchâtel» correspond, dans la région du Vuache, au sommet de la Zone à *Nodosoplicatum*».

La Formation des Calcaires urgoniens, étudiée récemment par CONRAD (1969) et CONRAD & DUCLOZ (1977), dans la région genevoise, a été subdivisée en plusieurs assises redéfinies par CONRAD (1969). Cette terminologie sera utilisée pour la partie supérieure de la coupe qui représente une synthèse des terrains urgoniens du Salève. En effet, ceux-ci affleurent d'une manière très discontinue sur les crêtes ainsi que sur le flanc sud-ouest qui, en pente structurale et fortement boisé, n'offre pas plus de continuité pour un levé de coupe.

La base de la Formation débute, sur une dizaine de mètres, par la **zone de transition inférieure**. Celle-ci est constituée de niveaux décimétriques peu résistants à l'érosion, d'aspect généralement noduleux (réurrences de «Pierre jaune de Neuchâtel»), à faciès calcaire ou calcaréo-gréseux (parfois dolomitiques) de couleur ocre-jaune alternant avec des bancs pluridécimétriques à métriques (vers le sommet) de calcaires oolitiques et bioclastiques blancs résistants à l'érosion, qui sont à assimiler au faciès urgonien sus-jacent.

La datation de cet ensemble n'est possible que par corrélation régionale. CONRAD (1969) fait de ce faciès de la zone de transition inférieure un équivalent latéral des «Marnes de La Russille». Plus récemment, CLAVEL *et al.* (1987) notent: «nous avons pu démontrer que les «calcaires jaunes oolithiques à *C. emerici* et *P. cruasense*» de REVIL, correspondant aux «marnes et calcaires jaunes de la Russille» de SCHARDT,... représentaient en fait la Zone à *Cruasense* de l'Hauterivien inférieur». Ainsi, il s'agirait de la partie sommitale de l'Hauterivien inférieur.

Le Membre des Calcaires urgoniens inférieurs forme la dernière barre calcaire massive de la série du Grand Salève. D'après CONRAD (1969), ce membre comprend trois parties distinctes.

A la base de la première, le faciès est fortement oolitique et la texture grainstone atteste d'un environnement de haute énergie. Parfois, un contact basal ravinant est surmonté par une brèche coralligène (J. CHAROLLAIS comm. pers.). Plus haut, la tendance oolitique diminue au détriment des bioclastes, et le sédiment prend une texture packstone/wackestone, démontrant par là une diminution de l'hydrodynamisme du milieu. Près du sommet, une récurrence du faciès oolitique de haute énergie s'observe dans un niveau plurimétrique de calcaires plaquetés.

La deuxième partie forme un rentrant assez prononcé dans la morphologie du Membre des Calcaires urgoniens inférieurs. Le faciès, à forte teneur en boue carbonatée, est dépourvu d'oolites. De nombreux organismes y ont été trouvés (bryozoaires, spongiaires, hexacoralliaires, brachiopodes) et il comporte une faible proportion d'éléments détritiques terrigènes (quartz, argiles). Bien qu'il ne contienne pas l'échinide

Heteraster couloni AGASSIZ, CONRAD & DUCLOZ (1977) considèrent ce niveau comme l'équivalent des **Calcaires marneux de la Rivière** (CONRAD 1969).

La troisième partie correspond au faciès urgonien *sensu stricto*. Il s'agit de calcaires massifs de couleur blanche, essentiellement composés de biomicrites à nombreux rudistes et polypiers, entiers ou sous forme de débris. Cette partie est généralement riche en dasycladacées et en foraminifères benthiques. Bien que très riche par niveaux en micro et/ou macrofaune, le Membre des Calcaires urgoniens inférieurs ne comporte pas encore d'éléments irréfutables de datation au Salève. La terminaison septentrionale de la Montagne du Vuache apporte une contribution stratigraphique d'importance. BLONDEL & SCHROEDER (1986) — voir aussi SCHROEDER *et al.* (1989) et BLONDEL (1990, ce volume) — signalent, dans les Calcaires marneux de la Rivière, une association de foraminifères caractéristiques du Barrémien inférieur. Ainsi, au Salève, si les faciès attribués par CONRAD & DUCLOZ (1977) au Calcaire marneux de la Rivière en font bien partie, la limite Hauterivien-Barrémien devrait se situer, selon CHAROLLAIS *et al.* (1988), «dans le premier tiers de la «falaise urgonienne».

Les terrains du Membre des Calcaires urgoniens inférieurs sont les derniers enregistrements sédimentaires du Mésozoïque en cet endroit. Ils sont localement surmontés par les grès plus ou moins ferrugineux du **Sidérolithique** (CONRAD & DUCLOZ 1977). Ces quartzarénites sont attribuées à l'Eocène (Barthonien? à Ludien?), ce qui implique une lacune sédimentaire d'environ 65 millions d'années. L'événement sédimentaire marquant, qui a été enregistré durant ce laps de temps (le processus a cependant pu être réitéré plusieurs fois), est une karstification qui a affecté intensément les calcaires du Crétacé inférieur, et qui a, sans doute, érodé les couches du Crétacé supérieur qui se seraient déposées.

V. DISCUSSION CONCERNANT LA BASE DU VALANGINIEN

La présence de calpionelles (détermination J. Remane), dans le Membre du Guiers au Salève, apporte un élément qui certifie l'appartenance de ce niveau à la Zone à *Pertransien*, à l'exception de l'extrême partie basale de cette Zone. Ce fait nouveau vient donc infirmer la proposition de CLAVEL *et al.* (1986), qui consistait à «rattacher les Marnes d'Arzier et son équivalent lithologique latéral le Membre du Guiers, au sommet de la Zone à *Otopeta*/base de la Zone à *Pertransiens*».

D'autre part, les datations du Membre supérieur calcaire de la Chambotte et de la base du Calcaire roux sont problématiques. S'il paraît logique d'attribuer au Membre de la Chambotte supérieure le sommet de la Zone à *Pertransiens*, l'argumentation avancée par Clavel *et al.* (1986) semble contradictoire: «Quant au terme supé-

rieur de la Chambotte («Chambotte supérieure»), il ne peut être daté jusqu'à présent qu'à partir des faunes récoltées à Sainte-Croix et à Metabief, dans la partie inférieure du Calcaire roux. Dans cette région, la base du Calcaire roux a livré notamment *Thurmanniceras thurmanni* (PICTET & CAMPICHE) et surtout *Platylenticeras gervilili* D'ORBIGNY, ammonite caractéristique de la base de la Zone à *Pertransiens*. Il s'agit là d'une datation par encadrement. Mais, STEINHAUSER (1969) puis STEINHAUSER & CHAROLLAIS (1971) ont montré que la Chambotte supérieure, du moins sous sa forme typique, était absente de cette partie du Jura. De surcroît, si la base de ce «Calcaire roux» est datée de la base de la Zone à *Pertransiens*, comment la Chambotte supérieure, qui lui est sous-jacente, peut-elle faire aussi partie de cette même Zone à *Pertransiens*? Il semble que cette constatation soit à l'origine de l'équivalence latérale établie entre le Calcaire roux, à sa base, et la Chambotte supérieure (CLAVEL *et al.* 1986, fig. 7, p. 334). Cette solution, qui n'a pas été reprise dans les travaux récents (DETRAZ & STEINHAUSER 1988, DETRAZ & MOJON 1989), va à l'encontre du modèle proposé par STEINHAUSER & CHAROLLAIS (1971). D'autre part, elle n'est pas confirmée par les observations sédimentologiques au Salève, qui montrent les deux Formations superposées et séparées par un contact érosif. Régionalement, ce contact basal, qui fait reposer le Calcaire roux sur différentes formations sous-jacentes, marque une très nette discordance, et certaines illustrations présentées par STEINHAUSER (1969, fig. 74) et STEINHAUSER & CHAROLLAIS (1971, fig. 6) permettent de lui attribuer, pour les localités citées, une origine vraisemblablement karstique.

En ce qui concerne la datation de la base du Calcaire roux, il paraît assez probable que ce «Calcaire roux» de Sainte-Croix et de Metabief qui, à sa base, «a livré notamment *Thurmanniceras thurmanni* (PICTET & CAMPICHE) et surtout *Platylenticeras gervilili* D'ORBIGNY, ammonites caractéristiques de la base de la Zone à *Pertransiens*». (CLAVEL *et al.* 1986), soit à rattacher à un équivalent latéral atypique du Membre de la Chambotte supérieure. Comme au Salève, il prendrait un faciès «calcaire roux». Si cette hypothèse s'avère exacte, il y aurait donc cinq Formations (ou Membres) à faciès de type «calcaire roux»... (certaines lithologies de la Formation de Vions, le Membre du Guiers, la Chambotte supérieure forme atypique, le Calcaire roux (*sensu stricto*), le faciès «Pierre jaune de Neuchâtel»). Associés à deux épisodes émergifs d'importance régionale, voire certainement globale (la «chart», de HAQ *et al.* 1987, ne mentionne cependant qu'un seul événement eustatique global au cours du Valanginien, mais «la chart est un instrument imparfait et perfectible» J. Hardenbol comm. pers. d'octobre 1989), ces faciès «calcaires roux» peuvent se retrouver amalgamés les uns sur les autres. Seules des études sédimentologiques et biostratigraphiques extrêmement fines, menées de front, pourront dans le meilleur des cas permettre de dissocier et de rapporter à chacun des termes (Membres ou Formations), les «calcaires roux» du terrain. C'est dans cette optique qu'est abordée actuellement (DEVILLE, thèse en prép.) l'étude du Salève.

VI. CONCLUSIONS

Cette étude est la première à présenter une synthèse lithologique et chronostratigraphique des Formations rencontrées au Salève. Si son objectif est atteint, elle devrait servir de document de référence pour l'établissement de relevés en cartographie géologique. A l'avenir, la description lithologique des Formations sera vraisemblablement peu sujette à des modifications, par contre l'aspect chronostratigraphique verra sans doute de nombreux ajustements et rectifications intervenir.

Parmi les résultats nouveaux les plus marquants du Salève, il faut citer: la datation de la base de la série jurassique qui appartient au Kimméridgien supérieur (*sensu gallico*, Zones à *Eudoxus/Beckeri*), la datation du Membre du Guiers par les Calpionelles qui confirment un âge Valanginien inférieur (Zone à Pertransiens à l'exception de l'extrême partie basale), l'existence d'un paléokarst au sommet du Membre de la Chambotte inférieure, l'existence d'un Membre supérieur de la Chambotte présentant un faciès atypique se rapprochant du faciès «calcaire roux».

Certaines de ces découvertes entraînent une implication à l'échelle régionale. A ce titre il faut noter l'émergence précédant le dépôt du Membre du Guiers, qui est documentée au Salève par un paléokarst. Cette émergence, ainsi que celle située à la base du Calcaire roux (déjà reconnue par STEINHAUSER & CHAROLLAIS 1971, mais dont le caractère paléokarstique, par endroits, est nouvellement avancé ici), sont responsables, au moins en partie, des importantes lacunes sédimentaires marquées sur la plate-forme jurassienne au cours du Valanginien (STEINHAUSER & CHAROLLAIS 1971, DÉTRAZ & MOJON 1989). Au même titre, il faut signaler le caractère atypique, déjà remarqué par STEINHAUSER (1969) plus au sud, que peut prendre le Membre de la Chambotte supérieure, de sorte qu'il existe cinq Formations (ou Membres) qui peuvent développer un faciès du type «calcaire roux». Entrecoupés par au moins deux importants épisodes émergifs, et donc vraisemblablement érosifs, ces «calcaires roux» sont fréquemment amalgamés les uns sur les autres, ce qui en rend l'analyse délicate, voire difficile.

REMERCIEMENTS

Ce travail n'aurait pas été aussi complet sans l'aide précieuse des paléontologues qui ont contribué à l'établissement du cadre biostratigraphique du Salève: B. Clavel pour la détermination des échinides, le professeur J. Remane pour celles de calpionelles et Mme le professeur L. Zaninetti pour sa connaissance des foraminifères benthiques, sont vivement remerciés ici. Que le soit aussi Mme D. Decrouez, conservatrice au Département de Paléontologie des invertébrés du Muséum d'Histoire

naturelle de Genève, qui a rendu aisée la consultation des nombreuses collections du Muséum.

Un remerciement particulier va au professeur J. Charollais et à P. O. Mojon, qui ont aimablement relu et critiqué le manuscrit.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLEMANN, F. et J. REMANE (1979). Les faunes de Calpionelles du Berriasien supérieur/Valanginien. *In* Hypostratotype mésogéen de l'étage Valanginien sud-est de la France). *Les stratotypes français*, Vol. 6, Edts CNRS, pp. 99-109.
- AMBERGER, G., A. V. CAROZZI, J. CHAROLLAIS, D. DECROUEZ, C. RUCHAT et L. ZANINETTI (1988). Histoire géologique du Salève d'Horace-Bénédict de Saussure à nos jours. *Archs. Sci. Genève*, Vol. 41, Fasc. 1, pp. 1-42.
- BERNIER, P. (1984). Les formations carbonatées du Kimméridgien et du Portlandien dans le Jura méridional: stratigraphie, micropaléontologie, sédimentologie. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, Vol. 92, 2 fasc., 803 p.
- BLONDEL, Th., F. DE BROIN et S. SECRETAN (1989). Découverte de chéloniens et de crustacés décapodes dans le Berriasien supérieur du Jura méridional. *Rev. Paléobiol.* Genève, Vol. 8, Fasc. 3, (sous presse).
- BLONDEL, Th. (1990). Lithostratigraphie synthétique du Jurassique et du Crétacé inférieur de la partie septentrionale de la Montagne du Vuache (Jura méridional, Haute-Savoie, France). *Archs. Sci. Genève*, ce volume.
- BLONDEL, Th. et R. SCHROEDER (1986). Jura méridional. Excursion à la Montagne du Vuache (Haute-Savoie) - Fort-l'Ecluse (Ain, France). *In* BLONDEL, T., J. CHAROLLAIS, B. CLAVEL et R. SCHROEDER. Excursion du Congrès Benthos '86. Jura méridional et chaînes subalpines. *Livret-Guide Excursion Nr. 1. Publ. Dpt Géol. Paléont. Univ. Genève*, Série Guide géologique, n° 5, pp. 6-55.
- CHAROLLAIS, J., R. BUSNARDO, M. CARDIN, B. CLAVEL, D. DECROUEZ, M. DELAMETTE, G. GORIN, M. LEPILLER, P.-H. MONDAIN, J. ROSSET et F. VILLARS (1988). Notice explicative de la feuille Annecy-Bonneville à 1/50000. Ed. BRGM, Orléans.
- CHAROLLAIS, J., B. CLAVEL, R. BUSNARDO et B. MAURICE (1989). L'Hauterivien du Jura du bassin genevois. *Mém. Soc. neuchâteloise Sci. nat.*, Tome 11, pp. 49-72.
- CLAVEL, B. (1984). Echinides *in* ENAY R., Chapitre Jurassique supérieur: Malm, Synthèse géologique du sud-est de la France. *Mém. BRGM*, France, n° 125.
- CLAVEL, B., J. CHAROLLAIS et R. BUSNARDO (1987). Données biostratigraphiques nouvelles sur l'apparition des faciès urgoniens du Jura et du Vercors. *Ecl. geol. Helv.*, Vol. 80, pp. 59-68.
- CLAVEL, B., J. CHAROLLAIS, R. BUSNARDO et G. LE HEGARAT (1986). Précisions stratigraphiques sur le Crétacé inférieur basal du Jura méridional. *Ecl. geol. Helv.*, Vol. 79, pp. 319-341.
- CLAVEL, B. et J. CHAROLLAIS (1989a). Biostratigraphie de l'Hauterivien du Jura méridional. *Mém. Soc. neuchâteloise Sci. nat.*, Tome 11, pp. 291-298.
- (1989b). Corrélation des Formations hauteriviennes du Jura méridional et du Jura neuchâtelois. *Mém. Soc. neuchâteloise Sci. nat.*, Tome 11, pp. 299-305.
- CONRAD, M. A. (1969). Les calcaires urgoniens dans la région entourant Genève. *Eclog. geol. Helv.*, Vol. 62/1, pp. 1-79.
- CONRAD, M. A. et Ch. DUCLOZ (1969). Nouvelles observations sur l'Urgonien et le Sidérolithique du Salève. *Eclog. geol. Helv.*, Vol. 70/1, pp. 127-141.

- DECONINCK, J. F. et A. STRASSER (1987). Sedimentology, clay mineralogy and depositional environment of Purbeckian green marls (Swiss and French Jura). *Ecl. geol. Helv.*, Vol. 80, pp. 753-772.
- DECROUEZ, D. (1985). Les collections du Département de Géologie et de Paléontologie des Invertébrés du Muséum d'Histoire naturelle de Genève: 14. La collection du Salève (suite et fin). *Rev. Paléobiol.*, Vol. 4, n° 2, pp. 409-420.
- DETRAZ, H. et N. STEINHAUSER (1988). Le bassin delphino-helvétique et sa marge jurassienne sous contrôle tectonique entre le Kimméridgien et le Valanginien. *Ecl. geol. Helv.*, Vol. 81, pp. 125-155.
- DETRAZ, H. et P. O. MOJON (1989). Evolution paléogéographique de la marge jurassienne de la Téthys du Tithonique-Portlandien au Valanginien: corrélations biostratigraphiques et séquentielles des faciès marins à continentaux. *Ecl. geol. Helv.*, Vol. 82/1, pp. 37-112.
- DEVILLE, Q. (1985). Etude sédimentologique et paléontologique du Jurassique supérieur du Grand-Salève, dans la région du Coin (Haute-Savoie, France). *Trav. Dipl. Univ. Genève*, inédit, 130 p., 7 pl.
- (1986). Characteristic elements of carbonate slope deposits, in upper Jurassic of Mount-Salève (Haute-Savoie, France). *Abstr. 12th IAS Int. Sed. Congress*, Canberra, p. 80.
- (1988). Analyse sédimentologique et séquentielle des terrains les plus anciens du Salève: les traces d'un récif à la base (?) du Kimméridgien. *Archs. Sci. Genève*, Vol. 41, Fasc. 1, pp. 65-84.
- (1989). New observations on «keystone vugs»: their formation and preservation in recent beaches, and consequences for interpreting ancient sedimentary deposits. *Ext. Abstr., 10th IAS Reg. Meet. Budapest*, pp. 71-72.
- FAVRE, A. (1843). Considérations géologiques sur le Mont-Salève et sur les terrains des environs de Genève. *Mém. Soc. Phys. et Hist. nat. Genève*, Vol. 10, 114 pp.
- JOUKOWSKY, E. et J. FAVRE (1913). Monographie géologique et paléontologique du Salève. *Mém. Soc. Phys. et Hist. nat. Genève*, Vol. 37/4, pp. 295-523.
- HÄFELI, C. (1966). Die Jura/Kreide-Grenzsichten im Bielerseegebiet (Kt. Bern). *Ecl. geol. Helv.*, Vol. 59, pp. 565-696.
- MOJON, P. O. (1988). Contribution à l'étude micropaléontologique, paléoécologique et biostratigraphique des faciès «portlandiens» et «purbeckiens» (limite Jurassique-Crétacé) du Salève (Haute-Savoie, France). *Archs. Sci. Genève*, Vol. 41, Fasc. 1, pp. 99-102.
- REMANE, J. (1989). The historical type Hauterivian of the Jura Mountains: original definition, actual concept, lithostratigraphic subdivision. *Mém. Soc. neuchâteloise Sci. nat.*, Tome 11, pp. 9-18.
- SALVINI, G. (1982). Etude géologique des formations de Pierre-Châtel, Vions, Chambotte s. str. et du Calcaire roux (Crétacé inférieur) dans la région de la Corraterie, Grand-Salève (Haute-Savoie, France). *Trav. Dipl. Univ. Genève*, inédit, 101 p., 13 pl.
- SALVINI-BONNARD, G., L. ZANINETTI et J. CHAROLLAIS (1984). Les foraminifères dans le Crétacé inférieur (Berriasien moyen-Valanginien inférieur) de la région de la Corraterie, Grand-Salève (Haute-Savoie, France): Inventaire préliminaire et remarques stratigraphiques. *Rev. Paléobiol. Genève*, Vol. 3, Fasc. 2, pp. 175-184.
- SCHROEDER, R., R. BUSNARDO B. CLAVEL et J. CHAROLLAIS (1989). Position des couches à *Valserina brönnimanni* SCHROEDER et CONRAD (Orbitolinidés) dans la biozonation du Barrémien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, T. 309, Série II, pp. 2093-2100.
- STEINHAUSER, N. (1970). Recherches stratigraphiques dans Crétacé de la Savoie occidentale (France). *Thèse 1506, Genève*, Ed. «Médecine et Hygiène».
- STEINHAUSER, N. et A. LOMBARD (1969). Définition de nouvelles unités lithostratigraphiques dans le Crétacé inférieur du Jura méridional (France). *C. R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, Vol. 4, Fasc. 1, pp. 100-113.
- STEINHAUSER, N. et J. CHAROLLAIS (1971). Observations nouvelles et réflexions sur la stratigraphie du «Valanginien» et la région neuchâteloise et ses rapports avec le Jura méridional. *Geobios*, n° 4, Fasc. 1, pp. 7-59.

- STRASSER, A. (1986). Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. *Sedimentology*, Vol. 33, pp. 711-727.
- (1988). Enregistrement sédimentaire de cycles astronomiques dans le Portlandien et Purbeckien du Salève (Haute-Savoie, France). *Archs. Sci. Genève*, Vol. 41, Fasc. 1, pp. 85-97.
- STRASSER, A. et E. DAVAUD (1982). Les croûtes calcaires (calcretes) du Purbeckien du Mont-Salève (Haute-Savoie, France). *Ecl. geol. Helv.*, Vol. 75, pp. 287-301.
- (1983). Black pebbles of the Purbeckian (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin. *Ecl. geol. Helv.*, Vol. 76, pp. 551-580.
- STROHMENGER, C., Q. DEVILLE et E. FOOKES (1989). Apport de l'eustatisme dans la corrélation entre les plates-formes dinarique et jurassienne au Kimméridgien supérieur. *Strata*, Sér. 1, Vol. 5, pp. 101-103.
- VAIL, P. R., J.-P. COLIN, R. JANDU CHENE, J. KUCHLY, F. MEDIAVILLA et V. TRIFILIEFF (1987). La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. France*, Série 8, Tome 3, n° 7, pp. 1301-1321.
- WAEHRY, A. (1989). Faciès et séquences de dépôt dans la Formation de Pierre-Châtel (Berriasien moyen, Jura méridional/France). *Trav. Dipl. Univ. Genève*, inédit, 83 p., 30 pl., 10 tab.
- ZANINETTI, L., J. CHAROLLAIS, B. CLAVEL, D. DECROUEZ, G. SALVINI-BONNARD et N. STEINHAUSER (1988). Quelques remarques sur les fossiles du Salève (Haute-Savoie, France): (1) Note sur *Heterodicerias luci* et «*Natica leviatha*»; (2) Micropaléontologie dans le Crétacé inférieur (Berriasien moyen-supérieur) des carrières de Monnetier, d'après le matériel de JOUKOWSKY et FAVRE, 1913. *Archs. Sci. Genève*. Vol. 41. Fasc. 1, pp. 43-63.