

Le complexe turbiditique de Platé (massif de Platé, Haute-Savoie, France) : un olistolite de flysch sudhelvétique surmontant les Grès de Taveyannaz

Autor(en): **Piguet, Benoit / Morend, Didier / Kindler, Pascal**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **91 (1998)**

Heft 2

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-168422>

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.

Le complexe turbiditique de Platé (massif de Platé, Haute-Savoie, France): Un olistolite de flysch sudhelvétique surmontant les Grès de Taveyannaz

BENOIT PIGUET, DIDIER MOREND, PASCAL KINDLER & MARIO SARTORI¹

Key words: France, Haute-Savoie, paleogene, Helvetic Alps, prealps, flysch, biostratigraphy, sedimentology, structural geology, paleogeography

RESUME

Notre étude biostratigraphique, sédimentologique et structurale du mélange suprahelvétique inférieur (wildflysch ultrahelvétique) dans la partie méridionale du massif de Platé (Haute-Savoie, France) démontre que, à cet endroit, cet ensemble n'est pas un mélange, mais qu'il constitue un complexe turbiditique cohérent (le complexe turbiditique de Platé, CTP) d'âge Eocène moyen à Oligocène basal. Ce complexe comprend des dépôts turbiditiques s.s. (les Grès de Samoëns), des olistolites simples et composites et des coulées de débris (le conglomérat de Platé). Les éléments constitutifs du complexe sont représentés par des fragments de roches ignées et métamorphiques d'origine inconnue, des clastes carbonatés intrabasinaux d'âge Paléogène, et des lithoclastes sédimentaires d'âge Mésozoïque montrant des ressemblances pétrographiques avec certains termes des séries helvétiques internes et sudhelvétiques. Le CTP et la série helvétique sous-jacente sont affectés l'un et l'autre par une seule schistosité d'orientation 45°/110°, vraisemblablement liée au plissement de la nappe de Morcles. Le contact basal du CTP se présente comme une surface plane, peu visible, pratiquement dépourvue de structures de déformation. La mise en place du CTP est par conséquent antérieure à la structuration du domaine helvétique et résulte probablement d'un glissement sous-marin. Notre travail souligne également l'importance d'une approche pluridisciplinaire dans l'étude des corps rocheux d'apparence chaotique.

ABSTRACT

Biostratigraphical, sedimentological and structural studies of the so-called lower Suprahelvetetic melange (Ultrahelvetetic wildflysch) in the southern part of the Platé massif (Haute-Savoie, France) show that, in this region, this rock body corresponds to a coherent turbiditic complex (the CTP) of middle Eocene to early Oligocene age, constituted of muddy and sandy turbidites (the Samoëns Sandstones), olistoliths of various lithologies, and debris-flow deposits (the Platé conglomerate). The CTP includes igneous and metamorphic fragments of unknown origin, intrabasinal carbonate clasts of Paleogene age and sedimentary lithoclasts of Mesozoic age showing petrographic similarities with Helvetic and South Helvetic series. Both the CTP and the underlying Helvetic series show a slaty cleavage (45°/110°) generated during the folding of the Morcles nappe. The CTP basal contact appears as an inconspicuous planar surface devoid of any early deformation structures (veins, tectonic microbreccia). Consequently, the CTP emplacement predates the folding of the Morcles nappe and probably results from submarine sliding. Our work demonstrates the importance of a multidisciplinary approach in the study of seemingly chaotic rock bodies.

1. Introduction

Entre Arve et Rhône, les flyschs tertiaires de la nappe de Morcles (domaine helvétique, Alpes occidentales) sont généralement surmontés par des ensembles rocheux chaotiques («wildflysch ultrahelvétique», Lillie 1937; «flysch de la nappe de la Plaine Morte», Godel 1965; «mélanges suprahelvétiques», Jeanbourquin et al. 1992) dont l'origine et la nature restent très controversées. Avant 1975, ces ensembles étaient considérés comme des corps sédimentaires formés dans un bassin plus interne que le domaine helvétique et transportés tectoniquement sur ce dernier (modèle de la diverticulation, Lugeon 1943). Plus récemment, ils ont été réinterprétés comme des olistostromes en *continuité stratigraphique* avec leur substrat (p. ex. de Lépinay 1981), pouvant même dans certains cas remplir des canyons entaillés dans les dépôts sous-jacents (Mayoraz et al. 1988). Enfin, selon Jeanbourquin (1994),

la genèse et la mise en place de ces ensembles chaotiques résulteraient exclusivement d'une tectonique d'imbrication par compression arrière au front d'un système chevauchant. Cette controverse est d'importance car la résolution de ce problème permettrait de mieux comprendre l'évolution tectonique du bassin d'avant-pays nord-alpin au Paléogène.

Lillie (1937) avait signalé plusieurs klippen de terrains chaotiques dans la partie méridionale du massif de Platé (Haute-Savoie, France). La plus grande d'entre elles, dans le secteur de la Pointe du Dérochoir, semblait devoir apporter des éléments nouveaux au sujet de la controverse rappelée ci-dessus. Cependant, nous avons découvert que cette klippe n'est pas constituée par un mélange, mais par un corps rocheux *cohérent*, que nous désignons sous le terme de complexe turbiditique de Platé (CTP). En outre, son origine est à rechercher

¹ Département de géologie et de paléontologie, Université de Genève, 13 rue des Maraichers, CH-1211 Genève 4

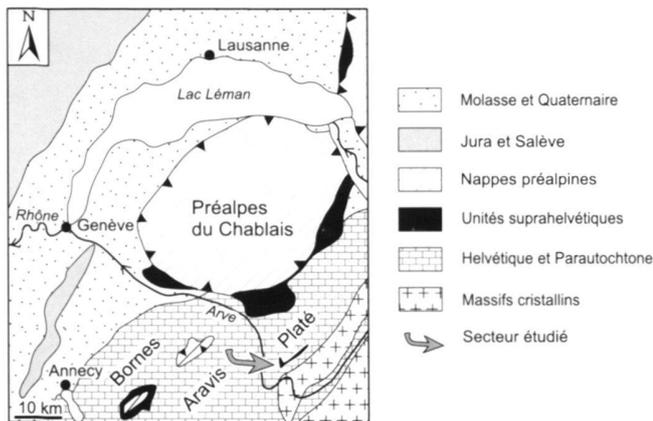


Fig. 1. Situation géographique et structurale du secteur étudié.

dans un secteur du bassin d'avant pays nord-alpin dont le substrat était constitué d'une série d'affinité helvétique interne.

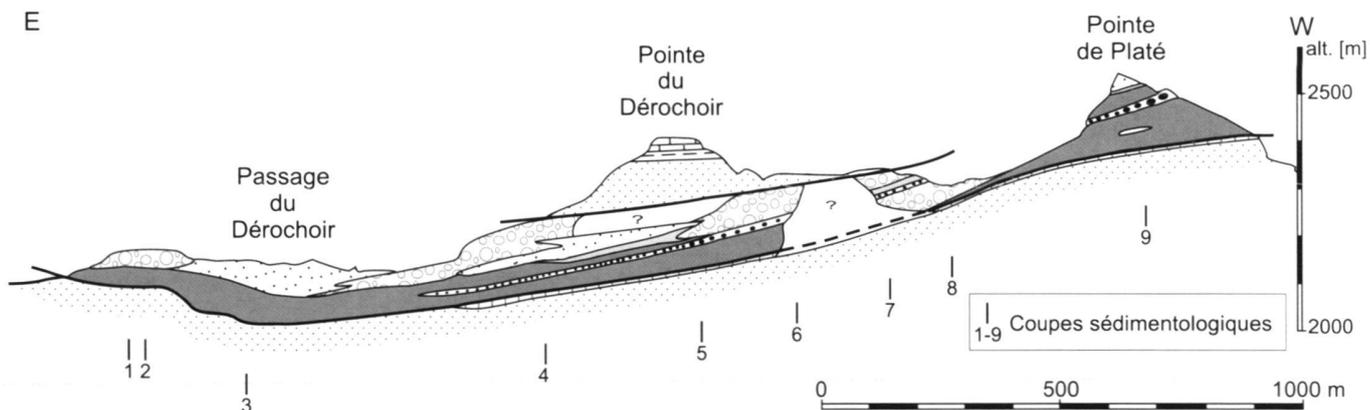
En raison de l'ambiguïté du terme «ultrahelvétique» (cf. Jeanbourquin et al. 1992), nous utilisons dans ce travail le mot

suprahelvétique (Homewood & Caron 1982) pour désigner les unités chaotiques (wildflyschs) qui surmontent les flyschs paléogènes des nappes helvétiques et nous appliquons le qualificatif *sudhelvétique* à l'aire paléogéographique située au sud du domaine dont est issue la nappe du Wildhorn.

2. Situation géographique et géologique

Le terrain d'étude se situe en Haute-Savoie (France) à environ 55 km au SE de Genève. Il forme la bordure sud du massif de Platé entre la Pointe de Platé et le Passage du Dérochoir (figs. 1 et 2) et se présente comme une arête effilée, dont l'altitude moyenne est supérieure à 2200 m. En raison de cette altitude élevée, la couverture végétale est peu importante et les affleurements d'excellente qualité. Allochtone par rapport au socle cristallin des Aiguilles Rouges, le massif de Platé représente la prolongation en France de la nappe de Morcles (Lugeon 1914; Epard 1990). Sa série stratigraphique, épaisse d'environ 2000 m, comporte essentiellement des calcaires, des marnes et des grès mésozoïques et cénozoïques (Parris et al. 1992).

Le secteur compris entre la Pointe de Platé et le Passage du Dérochoir est constitué par une série normale, légèrement in-



Massif de Platé, Nappe de Morcles

- Conglomerat du Dérochoir
- Grès de Taveyannaz
- Marnes à foraminifères
- Calcaires nummulitiques

Complexe turbiditique de Platé

- Lentilles simples et composites associées à des dépôts turbiditiques
- Conglomerat de Platé
- Olistolite renversé de la Pointe de Platé
- Grès de Samoëns
 - Chenaux et dépôts de débordement
 - Lobes turbiditiques
 - Turbidites distales, contourites, hémipélagites

Fig. 2. Profil géologique entre le Passage du Dérochoir et la Pointe de Platé, localisation des coupes sédimentologiques et répartition des divers faciès sédimentaires au sein du complexe turbiditique de Platé.

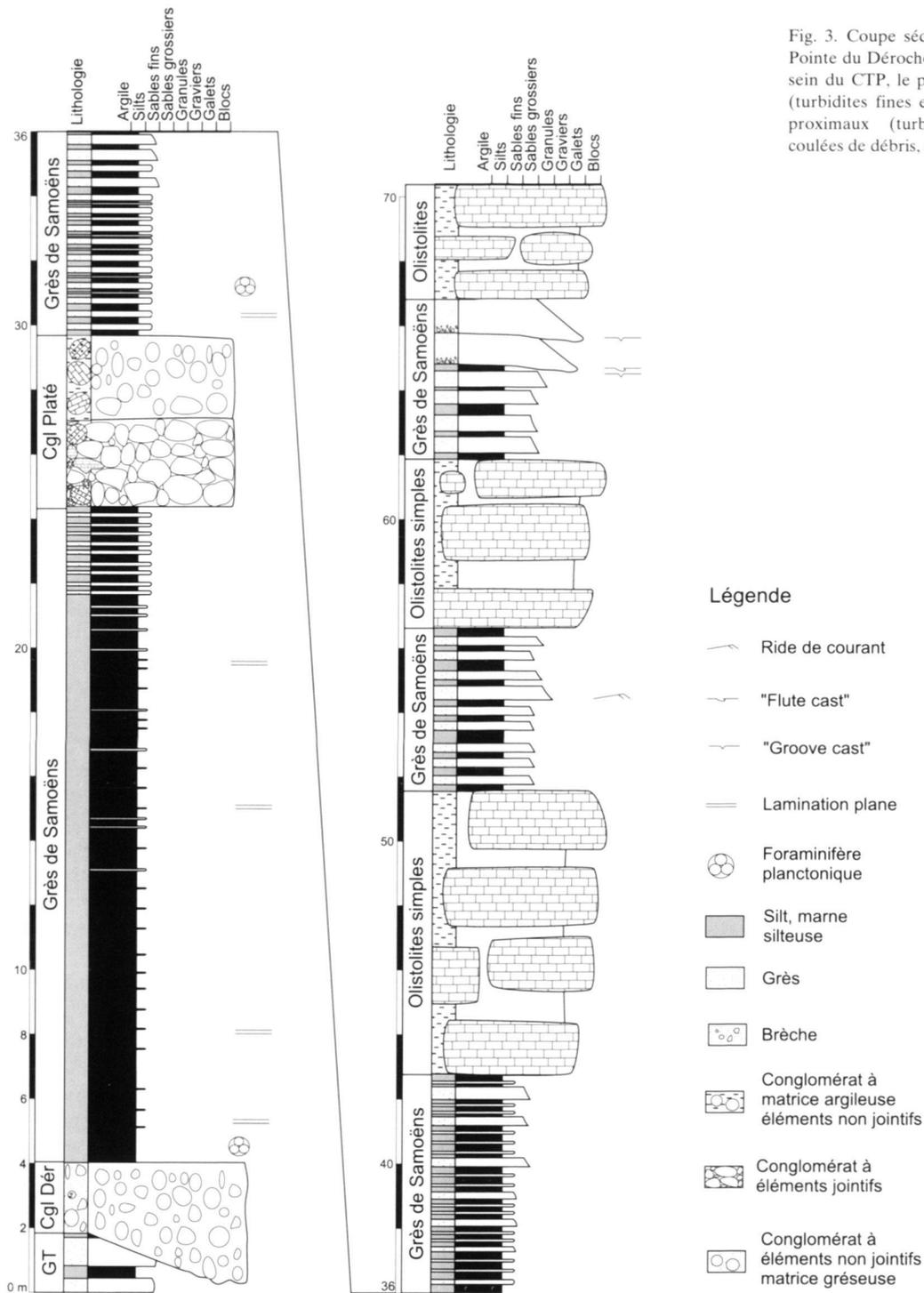


Fig. 3. Coupe sédimentologique détaillée sous la Pointe du Dérochoir (coupe n° 5, fig. 2). Notez, au sein du CTP, le passage rapide des faciès distaux (turbidites fines et dépôts pélagiques) aux faciès proximaux (turbidites grossières chenalisées, coulées de débris, olistolites).

clinée vers l'E, à l'exception du sommet de la Pointe du Dérochoir formé par le flanc inverse d'un pli-faille presque complètement érodé (Morend & Piguet 1995; fig. 2). Le terrain d'étude comprend deux unités lithologiques principales, de bas en haut: (1) les Grès de Taveyannaz (Martini 1968; Lateltin 1988), représentés par une série turbiditique d'âge Oligocène infé-

rieur (zone NP 23, Ruffini et al. 1995, 1997; Wernli et al. 1997) à éléments volcaniques basiques et (2) le CTP (complexe turbiditique de Platé) jusqu'ici non daté. Le CTP était considéré comme un wildflysch, ou mélange, par les auteurs plus anciens bien que Feugueur & Goguel (1955) y aient reconnu localement une certaine cohérence sédimentaire, les faciès les plus

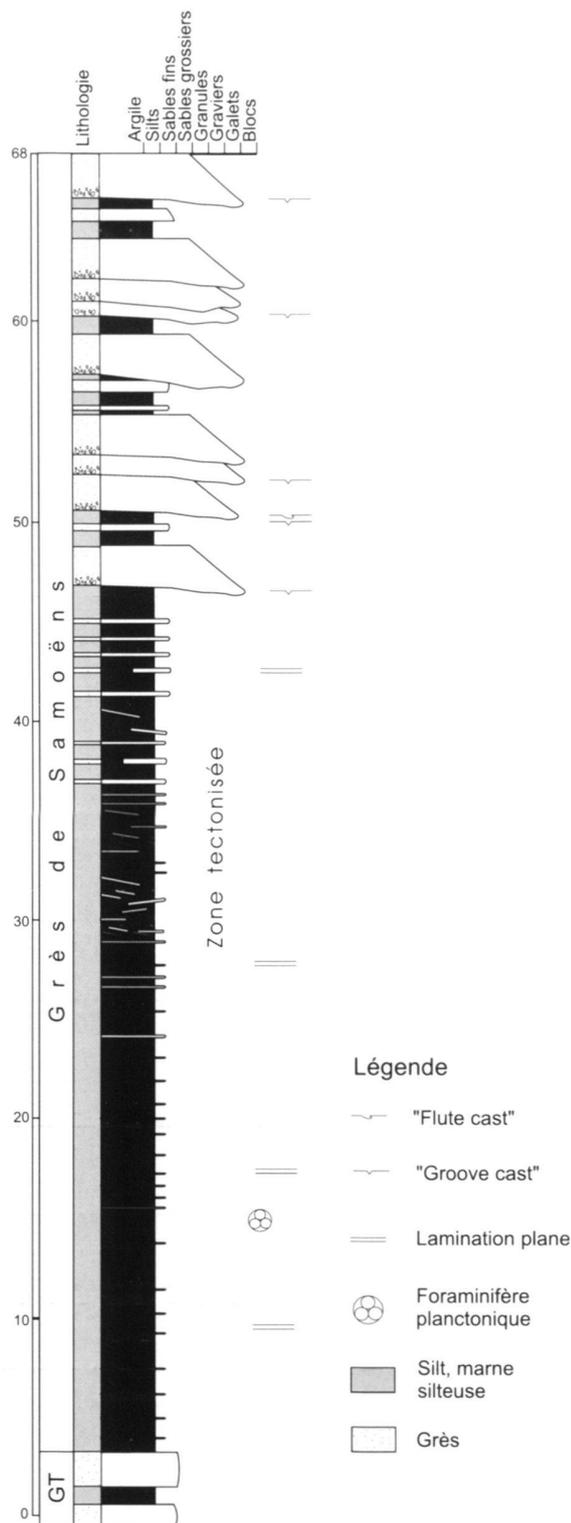


Fig. 4. Coupe sédimentologique détaillée sur le versant sud du Passage du Dérochoir (coupe n° 3, fig. 2). Le conglomérat du Dérochoir n'est pas représenté dans ce secteur; les turbidites distales des Grès de Samoëns surmontent directement les Grès de Taveyannaz. Cette coupe comporte une zone tectonisée qui se situe cependant plus de 25 m au-dessus du contact basal.

fins se trouvant à la base, les plus grossiers au sommet. Le contact basal du CTP était interprété comme une limite tectonique majeure entre les Préalpes et la nappe de Morcles (Feu-
gueur & Goguel 1955; Martini 1968; Pairis & Pairis 1975). L'origine des constituants du complexe est placée dans le domaine sudhelvétique, à l'exception d'un conglomérat à galets d'origine helvétique (Martini 1968; Kindler 1990) affleurant sur l'arête NNW de la Pointe de Platé.

3. Méthodologie

Le terrain étudié qui couvre environ 8 km² a été levé au 1:10'000. Les zones inaccessibles en raison de leur pente ont été cartographiées avec l'aide de photos aériennes et de photos panoramiques. Nous avons effectué neuf coupes sédimentologiques détaillées à travers le CTP (figs. 2, 3 et 4; Kindler 1990, figs. 5 et 6; Morend & Piguet, 1995) afin de mettre en évidence les variations verticales et latérales des faciès rencontrés. Pour la description de ces faciès, nous avons utilisé la terminologie de Pickering et al. (1989). Nous avons également comparé la composition pétrographique des divers éléments du complexe avec celle de séries stratigraphiques connues afin d'en déterminer l'origine paléogéographique. Nos données biostratigraphiques nouvelles reposent sur l'étude des foraminifères planctoniques tertiaires en section. Les détails de cette méthode et la discussion concernant la validité de nos résultats paléontologiques ont été publiés séparément (Wernli et al. 1997). L'analyse structurale, essentielle pour déterminer l'allochtonie ou l'autochtonie du CTP, est basée sur la mesure des schistosités et des directions de fracturation.

4. Résultats

Nous apportons ici des précisions nouvelles sur la biostratigraphie, la sédimentologie et la déformation de la partie sommitale des Grès de Taveyannaz et du CTP, ainsi que sur l'aspect et la nature du contact entre ces deux ensembles lithologiques.

4.1 Le conglomérat du Dérochoir

Dans la partie occidentale du terrain étudié, la formation des Grès de Taveyannaz est recouverte par un niveau conglomératique de faible épaisseur (1-4 m) que nous avons appelé *conglomérat du Dérochoir*. Dans une matrice finement gréseuse, ce niveau mal trié (A1.4, Pickering et al. 1989) comprend des blocs centimétriques à métriques d'arkose à ciment calcaire, de brèche à éléments sédimentaires et cristallins, de grès argileux, de brèche riche en bioclastes carbonatés (algues rouges, bryozoaires, nummulites, échinodermes) et de calcaire fin. La composition pétrographique des blocs gréseux et bréchiques est très proche de celle des faciès analogues observés dans les Grès de Samoëns (Lillie 1937; Kindler 1988), mais contraste nettement avec celle des grès à éléments volcaniques basiques sous-jacents. Cependant, la nature ravinante du contact basal du conglomérat du Dérochoir et l'absence totale

Tab 1. Pétrographie qualitative des Grès de Samoëns en fonction de la granulométrie. La fraction minérale (quartz, feldspaths) est plus importante dans les faciès fins que dans les faciès grossiers où prédominent les bioclastes et les lithoclastes.

COMPOSITION PÉTROGRAPHIQUE DES GRÈS DE SAMOËNS	
Faciès pélitiques	<i>fragments minéraux</i> : rares grains de quartz, de mica et de calcite fibreuse
Arénites fines (taille des grains < 0.5 mm)	<i>fragments minéraux</i> : quartz, feldspaths (albite, orthose, microcline), muscovite, zircon, tourmaline, phosphate, glauconie
Arénites moyennes (taille des grains comprise entre 0.5 et 2 mm)	<i>fragments minéraux</i> : quartz, feldspaths (orthose, albite, microcline), zircon, tourmaline, amphibole (très rare) <i>bioclastes</i> : Nummulitidae, Discocyclinidae, <i>Lithothamnium</i> s.l., bryozoaires, échinodermes <i>lithoclastes</i> : calcaire dolomitique
Faciès bréchiqes (taille des grains > 2 mm)	<i>fragments minéraux</i> : quartz, feldspaths (orthose, albite), zircon, tourmaline, <i>bioclastes</i> : Nummulitidae, Discocyclinidae, <i>Lithothamnium</i> s.l., bryozoaires, échinodermes <i>lithoclastes sédimentaires</i> : micrite à foraminifères planctoniques (Crétacé supérieur), microsparite à spicules (couches de Wang), calcaire marneux, micrite à pithonelles (Crétacé supérieur), agrégats phosphatés (Aptien-Albien), grès glauconieux (Aptien-Albien), micrite à radiolaires, micrite à calponelles (Jurassique supérieur), calcaire dolomitique (? Trias) <i>lithoclastes ignés et métamorphiques</i> : granite à biotite, gneiss, mica-schiste rhyolite, andésite

de déformation à ce niveau (fig. 5) nous conduisent à rattacher stratigraphiquement cette unité à la formation des Grès de Taveyannaz. Le conglomérat du Dérochoir peut être interprété comme un dépôt turbiditique de haute densité ou une coulée de débris. En l'absence de marqueurs biostratigraphiques, un âge maximal oligocène inférieur peut lui être attribué par superposition.

4.2 Le complexe turbiditique de Platé

Séparé des Grès de Taveyannaz et du conglomérat du Dérochoir par un contact anormal (voir plus bas), ce complexe est essentiellement représenté par une importante série marno-gréseuse à caractère turbiditique, les Grès de Samoëns (Lillie 1937; Kindler 1988). De plus, il renferme localement des lentilles simples et composites ainsi qu'un épais niveau de conglomérat grossier, le conglomérat de Platé. Nous décrivons brièvement ci-dessous les principaux caractères lithologiques, sédimentologiques et paléontologiques de ces différentes unités.

4.2.1 Les Grès de Samoëns

L'épaisseur de cette série atteint 60 m à l'est du Passage du Dérochoir et plus de 100 m dans le secteur de la Pointe de

Tab. 2. Pétrographie quantitative sur quelques échantillons des Grès de Samoëns. Notez la grande abondance de ciment calcaire, en particulier dans les faciès arénitiques. Ces données sont basées sur le comptage de 500 points par lame mince.

PETROGRAPHIE QUANTITATIVE DES GRÈS DE SAMOËNS										
Echant.	taille gr.	% Grains	Ciment	Bioclastes	Minéraux détritiques			Lithoclastes		
					quartz	feldspath	autres	ignés	métam.	sédim.
PK 728	rudite	74.0	26.0	65.3	5.7	0.0	0.0	0.0	20.9	8.1
BP 105	rudite	73.4	26.6	76.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6	23.3
		73.7	26.3	70.8	2.9	0.0	0.0	0.0	10.8	15.7
PK 726	arénite	61.0	39.0	6.6	81.0	5.6	2.0	2.3	0.0	2.6
PK 739	arénite	68.2	31.8	2.3	62.5	15.0	3.6	5.0	7.9	3.9
BP 106	arénite	62.4	37.6	1.9	79.2	10.9	2.9	2.2	0.0	2.9
BP 109	arénite	68.0	32.0	80.9	12.9	2.9	0.0	0.6	0.0	2.7
		64.9	35.1	22.9	58.9	8.6	2.1	2.5	2.0	3.0

Platé. Elle est formée de bancs centimétriques à métriques de brèche polygénique à fragments sédimentaires et cristallins, d'arkose lithique grisâtre, de calcarénite gréseuse et de pélite marneuse. Un inventaire des éléments constitutifs pour chaque classe granulométrique des Grès de Samoëns est présenté dans le tableau 1. Les horizons arénitiques sont caractérisés par un ciment calcitique dont la proportion dépasse généralement 30% (tab. 2). Souvent amalgamés, ces bancs sont généralement granoclassés et peuvent montrer des laminations planes et obliques (intervalles Ta-c de Bouma). Leur base est plane ou ravinante, dessinant parfois des chenaux (fig. 6), et comporte des structures de type «groove cast» et «flute cast» caractéristiques des dépôts turbiditiques. L'orientation de ces hyporeliefs semble indiquer un vecteur de transport du SSW au NNE tandis que l'absence de figures de houle ou de tempête permet de supposer un milieu de dépôt relativement profond (> 250 m, Walker 1992). Au nord de la Tête du Dérochoir, les bancs turbiditiques gréseux présentent localement des replis métriques d'orientation variée que nous avons interprétés comme des figures de glissement («slump»). Sur le terrain, les dépôts turbiditiques fins (fig. 2), qui constituent le faciès le plus répandu des Grès de Samoëns dans notre secteur d'étude, se distinguent difficilement des pélites marneuses pélagiques qui sont parfois laminées, probablement suite à un remaniement par des courants de contour. En lame mince par contre, ces dernières sont facilement identifiables par la richesse de leur contenu faunistique: radiolaires et foraminifères planctoniques. L'étude en section des foraminifères planctoniques a permis de dater la base des Grès de Samoëns de l'Eocène moyen (zones P13-P14) et leur sommet de l'Oligocène basal (Wernli et al. 1997).

4.2.2 Les lentilles simples et composites

De taille décimétrique à hectométrique, les lentilles simples sont généralement associées aux faciès gréseux et bréchiqes des Grès de Samoëns et comprennent deux types lithologiques. D'une part, des calcaires micritiques à calcispères et

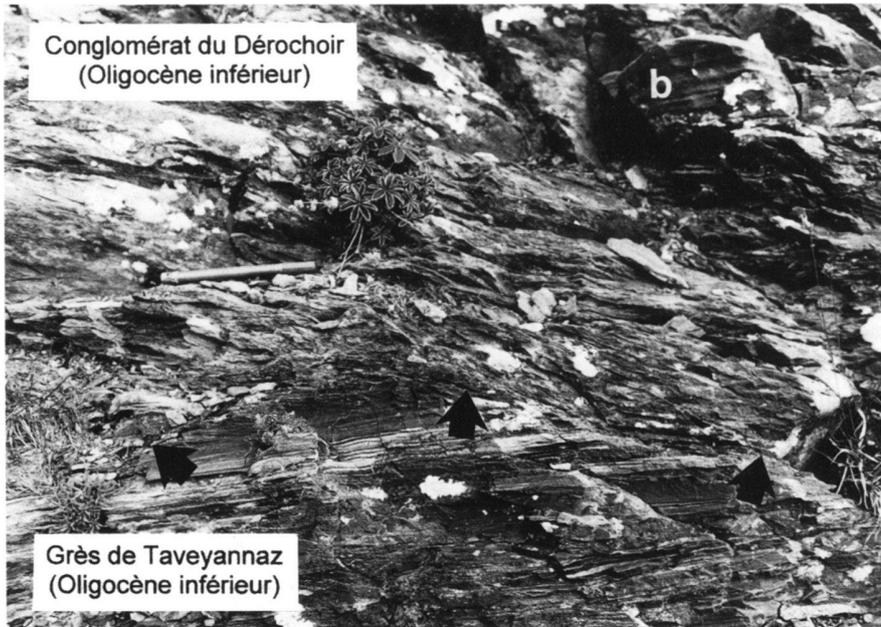


Fig. 5. Limite (flèches) entre les Grès de Taveyannaz et le conglomérat du Dérochoir, coupe n° 9, face nord de la Pointe de Platé. La nature érosive du contact est démontrée par l'irrégularité de la surface tronquant les laminites de la partie supérieure des Grès de Taveyannaz; (b) = bloc de grès arkosique à ciment calcaire; longueur du stylo-feutre: 13 cm.



Fig. 6. Bancs chenalisés (c) dans les faciès turbiditiques proximaux des Grès de Samoëns. Coupe n° 4, à l'E de la Pointe du Dérochoir. Longueur du marteau 33 cm.

foraminifères planctoniques d'âge Turonien moyen à Santonien et Maastrichtien (datation M. Caron). D'autre part, des calcilutites argilo-gréseuses contenant des spicules d'éponges et des foraminifères planctoniques à test globuleux présentant des traces d'usure. Les foraminifères observés sont d'âge Albien (datation R. Wernli), mais l'homogénéité des tailles et l'usure des tests suggèrent que ces calcilutites ont été probablement resédimentées à une époque ultérieure (voir p. ex. Kindler et al. 1995).

La plus grande des lentilles composites affleure dans le secteur de la Pointe de Platé. Comprise dans les faciès fins des Grès de Samoëns, elle mesure 100 m de longueur et 10 m d'épaisseur. Décrite en détail par Kindler (1990), elle présente, en position renversée, une série constituée des termes suivants: (1) grès et calcaire spathique d'âge Albien moyen (Grès des Lindars, Formation des Aravis, comm. orale, M. Delamette); (2) calcaire micritique à foraminifères planctoniques d'âge Turonien moyen à Coniacien renfermant à sa base un niveau



Fig. 7. Extrémité d'une lentille composite constituée de calcaire spathique d'âge Albien moyen (a) et de calcaire micritique d'âge Turonien (c), coupe no 9, face nord de la Pointe de Platé. L'absence de déformation sur son pourtour permet d'interpréter cette lentille comme un olistolite. La flèche indique la polarité de la lentille.



Fig. 8. Aspect du conglomérat de Platé, coupe n° 9, face nord de la Pointe de Platé. La matrice est peu abondante; les éléments, mal triés, présentent parfois à leur base un pédoncule (flèches) analogue à ceux observés dans les laves en coussins. Ces pédoncules indiquent que certains éléments n'étaient pas complètement lithifiés lors du dépôt et confirment la normalité de la série. Longueur du marteau 33 cm.

gréso-glaucconieux à phosphoclastes albiens (base des calcaires de Seewen, comm. orale, M. Delamette); (3) brèche à galets de calcaire fin d'âge Maastrichtien supérieur; (4) calcaire marneux à foraminifères planctoniques du Paléocène moyen (couches de la Vouardaz, Kindler 1990).

Les lentilles simples et composites comprises dans le CTP ne présentent pas de trace de déformation sur leur pourtour (fig. 7). Cette particularité permet de les interpréter comme des olistolites.

4.2.3 Le conglomérat de Platé

Puissant d'une vingtaine de mètres dans la partie occidentale du terrain étudié, le conglomérat de Platé affleure également à la base de la Pointe du Dérochoir où son épaisseur ne dépasse pas 50 cm. Il se présente comme une succession de couches de conglomérat polygénique, d'épaisseur métrique, délimitées par des surfaces irrégulières. La matrice du conglomérat de Platé peut être relativement abondante et de composition argileuse

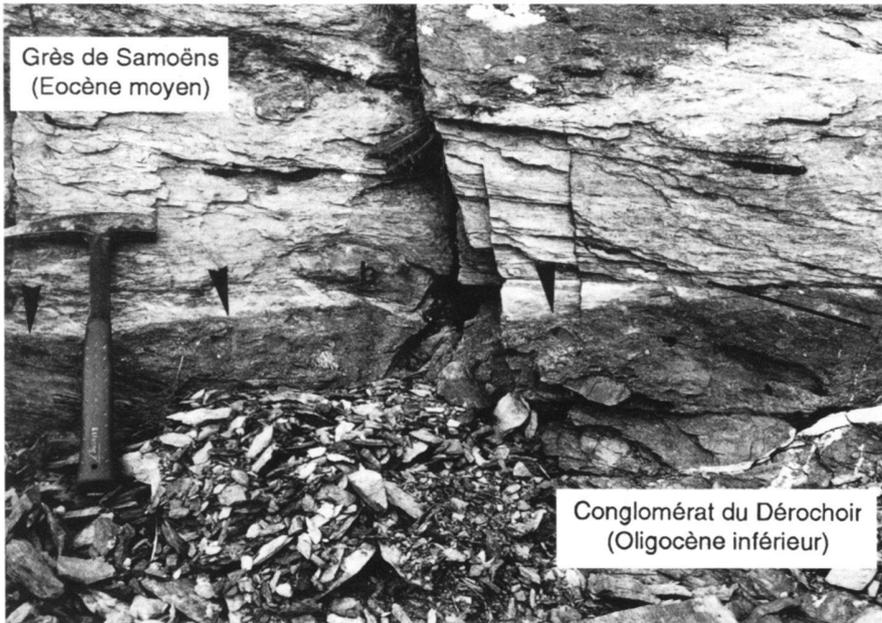


Fig. 9. Limite (triangles) entre le conglomérat du Dérochoir et le CTP représenté par les faciès fins des Grès de Samoëns, coupe no 9, face nord de la Pointe de Platé. Notez l'absence de déformation (fractures, veines, horizons mylonitiques) au niveau du contact. La présence d'un bloc (b, «rip-up clast») décimétrique isolé de conglomérat du Dérochoir à la base du CTP pourrait indiquer une mise en place par glissement de ce dernier. La schistosité (marquée par un trait noir) recoupe le contact entre les deux formations. Elle est donc postérieure à la mise en place du CTP sur le conglomérat du Dérochoir. Longueur du marteau: 33 cm.



Fig. 10. Limite (flèches noires) entre les Grès de Taveyannaz montrant des dépôts chenalisés (c) et le CTP qui comporte à sa base une lentille mince et allongée de calcaire micritique du Crétacé supérieur (flèche blanche), coupe n° 1, E du Passage du Dérochoir. Se reporter au texte pour une explication plus détaillée.

(faciès A1.2, Pickering et al. 1989) ou, au contraire, rare et carbonatée (faciès A1.1, Pickering et al. 1989). De taille centimétrique à décimétrique, les éléments du conglomérat sont mal classés et ne présentent pas d'organisation verticale. De forme rectangulaire ou arrondie, ils montrent parfois une sorte de pédoncule dirigé vers le bas (fig. 8), analogue à ceux observés dans les basaltes en coussins. Ces pédoncules indiquent que certains galets n'étaient que partiellement lithifiés lors de la formation du conglomérat de Platé et confirment le caractère

normal de la série. Quatre types lithologiques ont été identifiés parmi ces galets: calcaires argileux bioturbés à spicules de spongiaires (Couches de Wang); calcaires micritiques à foraminifères planctoniques d'âge Maastrichtien ou Paléocène; grès sparitiques à phosphoclastes et prismes d'inocérames d'âge Turonien; calcaires bioclastiques à nummulites et algues rouges d'âge Eocène moyen à supérieur. Des bioclastes isolés (algues rouges, bryozoaires, foraminifères benthiques, échinodermes) sont en outre omniprésents dans la matrice carbona-

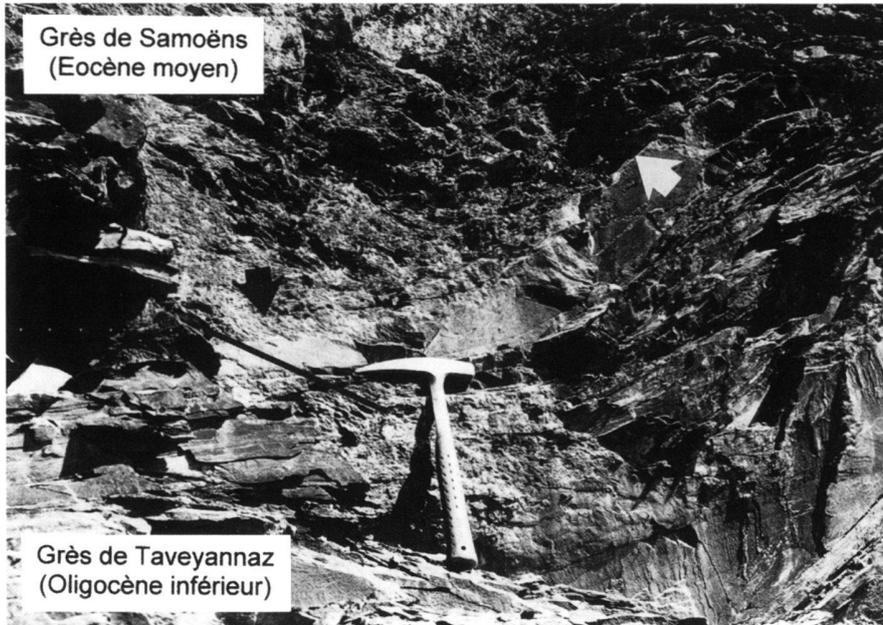


Fig. 11. Limite (flèches) entre les Grès de Taveyannaz et le CTP représenté par les faciès fins des Grès de Samoëns, coupe n° 3, versant sud du Passage du Dérochoir (Fig. 4). La série de Taveyannaz se termine par des bancs gréseux; les marnes sus-jacentes ont fourni des globigérines d'âge Eocène moyen. La schistosité (soulignée par un trait noir) recoupe le contact entre les deux formations. Longueur du marteau: 33 cm.

tée. Le conglomérat de Platé peut être interprété comme une succession de coulées de débris. La matrice argileuse contient de rares foraminifères planctoniques tertiaires indéterminables spécifiquement. Un âge maximal Eocène supérieur peut être attribué à ces couches sur la base des galets les plus jeunes qu'elles contiennent. En outre, à la Pointe de la Corne (massif entre Arve et Giffre, Haute-Savoie), un faciès comparable au conglomérat de Platé a également été daté de l'Eocène supérieur (zones P15–P17) sur la base d'une riche association de foraminifères planctoniques (Wernli et al. 1997).

4.3 Le contact basal du CTP

Le CTP est allochtone par rapport aux unités oligocènes qu'il surmonte (conglomérat du Dérochoir à l'W, Grès de Taveyannaz à l'E) car sa base a pu être datée de l'Eocène moyen par l'étude de foraminifères planctoniques en section (Wernli et al. 1997). Le complexe se présente en outre comme un ensemble légèrement discordant sur la série helvétique. Le contact apparaît toujours comme une limite plane peu visible, pratiquement dépourvue de figures de déformation (fractures, veinules calcitiques, microplissement de bancs gréseux, fig. 9). Seule une étude biostratigraphique minutieuse a permis de mettre en évidence une superposition anormale. A l'E du Passage du Dérochoir, le contact est souligné par une lentille très particulière de calcaire sublithographique à foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur. Epaisse de 20 cm, cette lentille mesure une dizaine de mètres de longueur et repose sur un banc chenalisé de Grès de Taveyannaz (fig. 10). L'absence de structures de déformation, aussi bien à l'échelle macroscopique (fractures, veinules) que microscopique (étire-

ment des tests de foraminifères) indique que la mise en place et la forme très allongée de cette lentille ne peuvent s'expliquer que par le glissement de matériel crétacé non consolidé. Le CTP est affecté par une schistosité dominante d'orientation 45°/110° qui affecte également les marnes à foraminifères et les Grès de Taveyannaz de la série helvétique et se poursuit dans le flanc renversé de la Pointe du Dérochoir. Cette schistosité recoupe ainsi le contact basal du CTP (figs. 9 et 11). Elle est donc postérieure à la mise en place de celui-ci. Elle possède en outre la même orientation que la schistosité dominante S2 observée dans la chaîne des Aravis, en rive gauche de l'Arve, qui, selon Epard (1990), est associée au plissement de la nappe de Morcles. Les rares structures de déformation présentes au sein du CTP (zones de cisaillement, boudinage) ne se retrouvent pas au voisinage du contact basal mais affectent essentiellement les horizons marneux situés dans la partie supérieure du complexe (fig. 4).

5. Discussion

Nos nouvelles données sédimentologiques, pétrographiques et biostratigraphiques permettent de préciser la nature et l'origine paléogéographique du CTP. Elles fournissent en outre quelques éléments d'information sur l'évolution paléogéographique du bassin d'avant-pays nord-alpin au Paléogène dans le secteur étudié.

5.1 Nature du CTP

Confirmant les observations préliminaires de Feugueur & Goguel (1955), nos résultats démontrent que le CTP se présente

comme une unité stratigraphiquement et sédimentologiquement cohérente (figs. 2, 3 et 4). D'âge Eocène moyen, la partie basale du complexe renferme une épaisse série marno-silteuse comprenant des turbidites distales, des sédiments hémipélagiques et des contourites (faciès fins des Grès de Samoëns). La partie haute, d'âge Oligocène inférieur, est par contre caractérisée par des dépôts gréseux et bréchiques chenalisés (faciès grossiers des Grès de Samoëns) auxquels sont associés la plupart des olistolites simples et composites ainsi que les coulées de débris du conglomérat de Platé. La transition entre ces deux faciès sédimentaires est brutale. Les turbidites distales et les sédiments hémipélagiques sont surmontés directement par les dépôts proximaux (chenaux, coulées de débris, olistolites, fig. 3). Les faciès de lobes turbiditiques (classe C, Pickering et al. 1989) sont très rares. Au vu de ces résultats, le CTP ne peut plus être considéré comme un ensemble chaotique, mélange ou wildflysch. Les seules portions chaotiques de cet ensemble sont représentées par des coulées de débris dont l'extension est trop limitée pour mériter l'appellation de mélange ou d'olistostrome.

5.2 Origine paléogéographique du CTP

Le CTP comprend des éléments issus de trois ensembles rocheux bien distincts: un socle cristallin acide (fragments pluto-niques et métamorphiques) recouvert d'un tégument permotriassique (éléments dolomitiques et volcaniques acides), une couverture sédimentaire jurassico-crétacée (lithoclastes calcaires et calcaréo-gréseux) et des clastes carbonatés attribuables à l'Eocène (biosparites, grands foraminifères, algues rouges). L'origine des éléments cristallins, qui ne se rencontrent que dans les Grès de Samoëns, reste incertaine. Par contre, les fragments carbonatés et calcaréo-gréseux d'âge Mésozoïque, présents dans toutes les parties du complexe, proviennent certainement de l'érosion d'une série helvétique ou sudhelvétique. L'abondance de galets de Couches de Wang et l'absence de fragments de calcaire urgonien permettent de la comparer plus précisément avec les successions de la partie interne de la nappe du Wildhorn (Masson et al. 1980) ou des unités ultrahelvétiques (Anatra 1986). Certains fragments gréseux et calcaires attribuables à l'Albien ressemblent beaucoup aux Grès des Lindars reconnus dans la nappe de Morcles (Delamette *in* Kindler 1990). Il n'est pas exclu cependant que ces fragments représentent un faciès formé de Grès des Lindars resédimentés (au Crétacé) dans un secteur plus interne du domaine helvétique. Les clastes calcaires éocènes présents dans les faciès proximaux des Grès de Samoëns et dans le conglomérat de Platé proviennent sans doute d'une plate-forme carbonatée bordant le bassin d'avant-pays nord-alpin et contemporaine de la sédimentation de ces unités (p. ex. Herb 1988; Lihou 1995). En résumé, le matériel constituant le CTP semble provenir d'un secteur relativement interne du bassin d'avant-pays nord-alpin où devaient affleurer un socle cristallin et une série jurassico-crétacée d'affinité helvétique interne ou sudhelvétique.

A l'échelle de la formation, les Grès de Samoëns présentent des analogies pétrographiques et sédimentologiques avec le Flysch de la nappe du Wildhorn (Herb 1988), avec le Flysch de l'unité du Blattengrat (Lihou 1995) et celui de la nappe de la Plaine Morte (Gabus 1958; Mercanton 1963) et avec certaines séries turbiditiques observées dans la klippe de Sulens (Flysch de l'unité de Nantbellet, Rosset et al. 1976). Ils sont cependant sensiblement plus jeunes que ces unités puisque les faciès sommitaux ont pu être datés de l'Oligocène basal sur la base de foraminifères planctoniques en section. D'âge probable Eocène supérieur, le conglomérat de Platé est contemporain des brèches du flanc inverse de la nappe de Morcles (Mayoraz 1995) et du Mont Charvin (Villars et al. 1988) dont il diffère cependant par sa composition pétrographique (absence de matériel cristallin et de blocs de calcaire urgonien). Le conglomérat de Platé et la lentille composite observée en-dessous du sommet de la Pointe de Platé montrent par contre de grandes ressemblances pétrographiques et sédimentologiques avec le conglomérat de Rutenen qui est interstratifié dans les marnes à Globigérines éocènes (zone P15) de la nappe du Wildhorn (Herb 1988).

5.3 Reconstitution paléogéographique

Vu l'aspect local de notre travail, nous n'avons pas la prétention de présenter un tableau complet de l'évolution tectono-sédimentaire du bassin d'avant-pays nord-alpin au Paléogène. Nos résultats nous autorisent cependant à distinguer trois étapes successives dans l'évolution de ce bassin. La première correspond à la formation du CTP; la seconde est marquée par la sédimentation du conglomérat du Dérochoir; la dernière voit la mise en place du CTP sur le conglomérat du Dérochoir et les Grès de Taveyannaz.

5.3.1 Eocène moyen – Oligocène basal: formation du CTP

L'âge exact du début de la sédimentation des Grès de Samoëns dans la partie interne du bassin d'avant-pays nord alpin ne peut être fixé avec certitude car la base de la série n'est pas observable dans le secteur étudié. Cependant, par comparaison avec les flyschs analogues de l'unité de Nantbellet (klippe de Sulens) dont le substrat est bien daté (Kindler et al. 1995; Ujetz 1996), cet événement pourrait correspondre à la partie moyenne de l'Eocène moyen (zone P12). En raison de l'absence de structures sédimentaires liées à l'effet des tempêtes, la profondeur *minimale* de dépôt peut être estimée à environ 250 m (Walker 1992). Les marnes hémipélagiques et les minces lits turbiditiques de la partie basale indiquent un environnement distal de faible énergie pendant l'Eocène moyen. Par contre, les faciès bréchiques et gréseux, les coulées de débris (conglomérat de Platé) et les divers olistolites caractérisant le sommet du complexe reflètent une sédimentation de haute énergie dans un milieu proximal instable, vraisemblablement une pente sous-marine, entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène basal. Ce changement brusque de régime sédimentaire pour-

rait correspondre à un abaissement global du niveau marin (limite de séquence à 33 ou 36 ma, Haq et al. 1987) et/ou à une phase tectonique régionale liée à l'avancée du front orogénique alpin («Eocene Penninic phase», Laubscher 1991). Les rares hyporeliefs observés dans les turbidites de Samoëns semblent montrer que les apports détritiques se sont effectués approximativement du sud vers le nord. La différence de composition pétrographique entre les Grès de Samoëns et le conglomérat de Platé (absence de fragments de roches ignées et métamorphiques dans ce dernier) indique l'existence de plusieurs sources d'apport n'ayant pas toujours fourni du matériel au même moment. Le taux de sédimentation moyen des Grès de Samoëns peut être estimé grossièrement à environ $10 \text{ mm}/10^3 \text{ an}$ ($100 \text{ m}/10 \text{ ma}$), une valeur bien inférieure à celles mesurées sur les turbidites actuelles ($100\text{--}200 \text{ mm}/10^3 \text{ an}$, Pickering et al. 1989) et à celles évaluées pour les Grès de Taveyannaz du massif de Platé ($100 \text{ mm}/10^3 \text{ an}$, sans tenir compte de la compaction, d'après les données de Lateltin 1988). Cette valeur très faible semble plutôt refléter une caractéristique du milieu de dépôt (maigres apports sédimentaires, fréquence réduite des événements turbiditiques, érosions sous-marines) qu'une compaction très importante. En effet, sous le microscope, les bancs arénitiques des Grès de Samoëns montrent souvent des grains non-jointifs et un pourcentage de ciment supérieur à 35% (tab. 2). Les indices de compaction (interpénétration des grains, «*pressure solution*») sont par contre très peu répandus. L'olistolite renversé de la Pointe de Platé indique que le soubassement jurassico-crétacé du CTP était en partie structuré au moment du dépôt. En effet, en raison de la forme allongée de cette lentille, le renversement stratigraphique ne peut pas s'expliquer par une rotation lors du transport sous-marin. L'olistolite serait issu du flanc renversé d'un pli ou d'un pli-faille formé dans une zone en compression (Masson, comm. orale) qui, en raison de l'affinité helvétique des éléments du complexe, devait se trouver en avant du front pennique.

En résumé, le CTP s'est formé entre l'Eocène moyen et l'Oligocène basal dans un milieu relativement profond (> 250 m) caractérisé par un taux d'accumulation sédimentaire peu important. Distal à l'Eocène moyen, le milieu devient brusquement proximal à la fin de l'Eocène supérieur suite à un abaissement du niveau marin et/ou à un épisode tectonique. Le matériel constitutif du complexe provient d'un substrat en partie structuré situé en avant du front pennique.

5.3.2 Oligocène basal – Oligocène moyen?: diagenèse des Grès de Samoëns et formation du conglomérat du Dérochoir

Le conglomérat du Dérochoir contient des galets de lithologie identique aux faciès proximaux des Grès de Samoëns, datés de l'Oligocène basal, et surmonte stratigraphiquement les Grès de Taveyannaz d'âge Oligocène inférieur (Ruffini et al. 1995, 1997; Wernli et al. 1997). Ainsi, dans un intervalle très bref à l'échelle des temps géologiques (1 à 5 ma), les turbidites proximales de Samoëns ont été déposées, cimentées, soulevées et

charriées tectoniquement pour pouvoir être remaniées sous forme de coulée de débris sur la série de Taveyannaz qui devait se déposer dans un secteur plus externe du bassin d'avant-pays nord-alpin. La forte proportion de ciment dans les arénites et les brèches de Samoëns indique une faible compaction du sédiment lors de la cimentation et confirme la nature précoce de cette dernière. La rapidité de la cimentation pourrait être liée d'une part au fort pourcentage de fragments carbonatés et d'autre part au soulèvement lui-même qui aurait pu mettre ces roches en contact avec des eaux d'origine météorique. Notons que sur les pentes de certaines plate-formes carbonatées actuelles, la cimentation sous-marine peut suivre immédiatement la sédimentation (Grammer & Ginsburg 1992). En outre, l'étude des terrasses marines quaternaires dans des régions actives tectoniquement (p. ex. à Chypre: Poole et al. 1990) a permis de mettre en évidence des taux de soulèvement largement compatibles avec la chronologie esquissée ci-dessus. Ainsi, le conglomérat du Dérochoir correspond à un dépôt de coulée de débris, alimentée par le démantèlement du CTP (en particulier des Grès de Samoëns précocement cimentés) en cours de structuration, qui scelle localement la sédimentation des Grès de Taveyannaz.

5.3.3 Oligocène supérieur?: mise en place du CTP

Si nos résultats micropaléontologiques démontrent clairement que le CTP est allochtone par rapport à son substrat (Grès de Taveyannaz, conglomérat du Dérochoir), son mode de mise en place reste par contre à discuter. En effet, vu sa taille, le CTP pourrait être interprété comme une écaille mise en place par un processus interne (p. ex. compression arrière, Choukroune 1995; «*diverticulation tectonique*», Burkhard 1988; Jeanbourquin 1994), ou comme un olistolite résultant d'un processus superficiel (glissement sous-marin).

Le volume du complexe préservé par l'érosion (env. 0.06 km^3 ; $2.0 \times 0.3 \times 0.1 \text{ km}$) est du même ordre de grandeur que celui d'une petite digitation ou d'une écaille (Gidon 1987), mais également de celui d'une masse glissée (jusqu'à 30 ou 50 km^3 ; Barnes & Lewis 1991; Macdonald et al. 1993). De plus, la légère discordance observée entre le complexe et son substrat peut s'expliquer aussi bien par une mise en place tectonique (p. ex. Jansma & Speed 1993) que par un glissement sous-marin (p. ex. Macdonald et al. 1993). L'absence d'indices d'érosion au niveau du contact basal n'indique pas nécessairement un emplacement par compression arrière puisque les masses glissées peuvent présenter également des bases planes (p. ex. Steen & Andresen 1997). Dans notre secteur, l'absence d'un horizon mylonitique ou cataclastique entre les Grès de Taveyannaz et le CTP indiquerait plutôt une mise en place par glissement, cependant cette absence de déformation peut également s'expliquer par un chevauchement sur des roches partiellement consolidées sous forte pression fluide (p. ex., Jansma & Speed 1993). Par contre, l'absence de veines calcitiques ou quartzieuses au niveau du contact basal constitue un argument de poids, mais malheureusement négatif, en faveur d'une

mise en place par glissement du CTP. Un emplacement par compression arrière, même dans un contexte de forte pression fluide, aurait dû se marquer par le développement de telles veines. Cette mise en place a précédé la formation de la schistosité principale liée au plissement de la nappe de Morcles (phase D2, Epard 1990; phase Kiental, Oligocène supérieur – Miocène inférieur, Burkhard 1988).

6. Conclusions

Notre étude pluridisciplinaire du complexe turbiditique de Platé (CTP) démontre que cet ensemble n'est pas un mélange, ou un wildflysch, mais qu'il forme une entité cohérente, constituée d'une série turbiditique progradante d'âge Eocène moyen à Oligocène basal (les Grès de Samoëns) qui comprend en outre des olistolites de lithologie diverse et des dépôts de coulée de débris (le conglomérat de Platé). Le CTP contient essentiellement des lithoclastes d'âge Mésozoïque et d'affinité helvétique interne ou sudhelvétique, ainsi que des clastes calcaires éocènes issus d'une plate-forme carbonatée située dans le bassin d'avant-pays nord-alpin. Ainsi, son origine est à rechercher à l'intérieur de ce bassin, plutôt que sur le front des nappes penniques. L'histoire géologique du CTP peut se diviser en trois phases: (1) sédimentation du complexe dans la partie interne du bassin d'avant-pays nord-alpin (Eocène moyen - Oligocène basal); (2) diagenèse et structuration du complexe, puis sédimentation du conglomérat du Dérochoir dans le bassin des Grès de Taveyannaz (Oligocène basal-Oligocène moyen?); (3) mise en place du CTP dans le bassin des Grès de Taveyannaz (Oligocène supérieur?). L'étude de la schistosité montre que ce dernier événement est antérieur au plissement de la nappe de Morcles; en outre, l'absence totale de structures de déformation au niveau du contact basal semble indiquer une mise en place par un processus superficiel de glissement sous-marin plutôt que par un mécanisme tectonique.

Les caractéristiques sédimentologiques du CTP, la nature pétrographique de ses constituants et l'âge de sa mise en place indiquent qu'il doit être considéré non plus comme un mélange préalpin, mais comme un olistolite de flysch d'origine helvétique interne ou sudhelvétique surmontant la nappe de Morcles dans la partie méridionale du massif de Platé. Outre cette interprétation nouvelle, notre étude souligne l'importance d'une approche pluridisciplinaire dans l'étude des corps rocheux d'apparence chaotique.

Remerciements

Ces recherches s'inscrivent dans le cadre du projet n° 20-43118.95 (J. Charollais et P. Kindler) du Fonds national suisse de la recherche scientifique que nous remercions pour son soutien financier. Nos remerciements s'adressent également à M. Lemoine, M. Séguret et J. Remane pour leurs critiques constructives ainsi qu'à M. Caron, M. Delamette et R. Wernli pour leurs déterminations paléontologiques et pétrographiques. J. Metzger a réalisé une partie des figures, nous le remercions.

REFERENCES

- ANATRA, S. 1986: Les faciès pélagiques de l'Ultraselvétique entre Arve et Simme. Thèse, Univ. de Fribourg, non publié, 1-206.
- BARNES, P.M. & LEWIS, K.B. 1991: Sheet slides and rotational failures on a convergent margin: the Kidnappers Slide, New Zealand. *Sedimentology* 38, 205-221.
- BURKHARD, M. 1988: L'Helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique). *Eclogae geol. Helv.* 81, 63-114.
- CHOUKROUNE, P. 1995: Déformations et déplacements dans la croûte terrestre. Masson, Paris, 1-226.
- DE LEPINAY, B. 1981: Etude géologique de la région des Gets et de Samoëns (Haute-Savoie). Les rapports entre les Préalpes du Chablais (nappe de la Brèche et nappe des Gêts) et les unités delphino-helvétiques. Thèse, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 1-217.
- EPARD, J.-L. 1990: La nappe de Morcles au sud-ouest du Mont-Blanc. *Mém. Géol. (Lausanne)* 8, 1-165.
- FEUGUEUR, L. & GOGUEL, J. 1955: Présence du Wildflysch sous une digitation supérieure de la nappe de Morcles au Dérochoir (Haute-Savoie). *C.R. somm. Soc. géol. France*, 96-99.
- GABUS, J.H. 1958: L'Ultraselvétique entre Derborence et Bex. *Matér. Carte géol. Suisse, N.S* 106, 1-47.
- GIDON, M. 1987: Les structures tectoniques. In: *Manuels et méthodes* (Ed. par Bur. Rech. Géol. Min.) 15, 1-206.
- GODEL, M. 1965: Géologie des environs de la Croix de Culet, Val d'Illeaz, Valais. *Matér. Carte géol. Suisse, N.S.* 123, 1-51.
- GRAMMER, G.M. & GINSBURG, R.N. 1992: Highstand versus lowstand deposition on carbonate platform margins: insight from Quaternary foreslopes in the Bahamas. *Marine Geol.* 103, 125-136.
- HAO, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. 1987: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235, 1156-1167.
- HERB, R. 1988: Eocaene Paläogeographie und Paläotektonik des Helvetikums. *Eclogae geol. Helv.* 81, 611-657.
- HOMEWOOD, P. & CARON, C. 1982: Flysch of the Western Alps. In: *Mountain building processes* (Ed. par HSÜ, K.J.) Academic Press, London, 157-168.
- JANSMA, P.E. & SPEED, R.C. 1993: Deformation, dewatering, and decollement development in the Antler foreland basin during the Antler orogeny. *Geology* 21, 1035-1038.
- JEANBOURQUIN, P. 1994: Early deformation of Ultraselvetic mélanges in the Helvetic nappes (Western Swiss Alps). *J. struct. Geol.* 16, 1367-1383.
- JEANBOURQUIN, P., KINDLER, P. & DALL'AGNOLO, S. 1992: Les mélanges des Préalpes internes entre Arve et Rhône (Alpes occidentales franco-suisse). *Eclogae geol. Helv.* 85, 59-83.
- KINDLER, P. 1988: Géologie des wildflychs entre Arve et Giffre. *Publ. Dépt. Géol. Paléont. Univ. Genève* 6, 1-134.
- 1990: Géologie du sommet de la Pointe-de-Platé (Domaine helvétique, Haute-Savoie, France); calcaires paléocènes et faciès chaotiques. *Eclogae geol. Helv.* 83, 7-19.
- KINDLER, P., UJETZ, B., CHAROLLAIS, J. & WERNLI, R. 1995: Submarine re-sedimentation of Cretaceous deposits during the Paleogene: the «Formation grésoglaucouneuse» from the Ultraselvetic Prealps (Haute-Savoie, France). *Bull. Soc. géol. France* 166, 507-515.
- LATELTIN, O. 1988: Les dépôts turbiditiques oligocènes d'avant-pays entre Anecy (Haute-Savoie) et le Sanetsch (Suisse). Thèse, Univ. de Fribourg, non publié, 1-127.
- LAUBSCHER, H.P. 1991: The arc of the Western Alps today. *Eclogae geol. Helv.* 84, 631-659.
- LIHOU, J.C. 1995: A new look at the Blattengrat unit of eastern Switzerland: Early Tertiary foreland basin sediments from the South Helvetic realm. *Eclogae geol. Helv.* 88, 91-114.
- LILLIE, A. 1937: Les préalpes internes entre Arve et Giffre. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.* 9/3, 233-298.
- LUGEON, M. 1914: Sur l'ampleur de la nappe de Morcles. *C.R. Acad. Sci. (Paris)* 158, 2029-2030.
- 1943: Une nouvelle hypothèse tectonique: la diverticulation (note préliminaire). *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 62/ 260, 301-303.

- MACDONALD, D.I.M., MONCRIEFF, A.C.M. & BUTTERWORTH, P.J. 1993: Giant slide deposits from a Mesozoic fore-arc basin, Alexander Island, Antarctica. *Geology* 21, 1047–1050.
- MARTINI, J. 1968: Etude pétrographique des Grès de Taveyanne entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France). *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 48, 535–654.
- MASSON, H., HERB, R. & STECK, A. 1980. Helvetic Alps of Western Switzerland. In: *Geology of Switzerland, part B.* (Ed. par TRUMPY, R.) Wepf & Co., Basel, 109–153.
- MAYORAZ, R. 1995: Les brèches tertiaires du flanc inverse de la Nappe de Morcles et des unités parautochtones (Bas Valais, Suisse). *Eclogae geol. Helv.* 88, 321–345.
- MAYORAZ, R., LOUP, B., HOMEWOOD, P. & LATELTIN, O. 1988: Un paléocanyon oligocène dans le parautochtone du Haut Val d'Illeiez (Valais, Suisse). *Eclogae geol. Helv.* 81, 539–551.
- MERCANTON, C.H. 1963: La bordure ultra-helvétique du massif des Diablerets. *Matér. Carte géol. Suisse, N.S* 116, 1–75.
- MOREND, D. & PIGUET B. 1995: Géologie du rebord méridional du massif de Platé (Haute-Savoie, France): biostratigraphie, sédimentologie et tectonique de l'unité supra-Taveyannaz «Platé – Dérochoir». *Diplôme, Univ. de Genève*, non publié, 1–133.
- PAIRIS, J.L., BELLIERES, J. & ROSSET, J. 1992: Notice explicative. Carte géol. France (1/50 000), feuille Cluses (679), Orléans, BRGM, 1–89.
- PAIRIS, B. & PAIRIS, J.L. 1975: Précisions nouvelles sur le Tertiaire du massif de Platé (Haute-Savoie). *Géol. alp. (Grenoble)* 51, 83–127.
- PICKERING, K.T., HISCOTT, R.N. & HEIN, F.J. 1989: Deep-marine environments. *Clastic sedimentation and tectonics.* Unwin Hyman, 1–416.
- POOLE, A.J., SHIMMIELD, G.B. & ROBERTSON, A.H.F. 1990: Late Quaternary uplift of the Troodos ophiolite, Cyprus: uranium-series dating of Pleistocene coral. *Geology* 18, 894–897.
- ROSSET, J., CHAROLLAIS, J., TOURMARKINE, M., MANIVIT, H., CHATEAUNEUF, J.-J. & SCHAUB, H. 1976: Présentation des différentes unités du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France). *Eclogae geol. Helv.* 69, 359–402.
- RUFFINI, R., COSCA, M.A., D'ATRI, A., HUNZIKER, J.C. & POLINO, R. 1995: The volcanic supply of the Taveyanne turbidites (Savoie, France): a riddle for Tertiary Alpine volcanism. *Acad. Naz. Sci., detta dei XL, Scritti e Doc. XIV, Atti del Convegno «Rapp. Alpi-Appennino»*, 359–376.
- RUFFINI, R., POLINO, R., CALLEGARI, E., HUNZIKER, J.C. & PFEIFER, H.R. 1997: Volcanic clast-rich turbidites of the Taveyanne sandstones from the Thônes syncline (Savoie, France): records for a Tertiary postcollisional volcanism. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 77, 161–174.
- STEEN, O. & ANDRESEN, A. 1997: Deformational structures associated with gravitational block gliding: examples from sedimentary olistoliths in the Kalvag melange, western Norway. *Amer. J. Sci.* 297, 56–97.
- UJETZ, B. 1996: Micropaleontology of Paleogene deep water sediments, Haute-Savoie, France. *Publ. Dépt. Géol. Paléont. Univ. Genève* 22, 1–144.
- VILLARS, F., MÜLLER, D. & LATELTIN, O. 1988: Analyse de la structure du Mont Charvin (Haute-Savoie) en termes de tectonique synsédimentaire paléogène. Conséquences pour l'interprétation structurale des chaînes subalpines septentrionales. *C.R. Acad. Sci. (Paris)* 307/II, 1087–1090.
- WALKER, R.G. 1992: Turbidites and submarine fans. In: *Facies models. Response to sea-level change.* (Ed. par WALKER, R.G. & JAMES, N.P.) *Geol. Assoc. Canada*, 239–263.
- WERNLI, R., MOREND, D. & PIGUET, B. 1997: Les foraminifères planctoniques en sections de l'Eocène et de l'Oligocène des Grès de Samoëns (Ultraselvétique du massif de Platé, Haute-Savoie, France). *Eclogae geol. Helv.* 90, 581–590.

Manuscrit reçu le 12 novembre 1997

Révision acceptée le 12 juin 1998

