

Le massif de Sixt (Haute-Savoie)

par Xavier PIERRE et Jean-Pierre USELLE

RÉSUMÉ : Les complications progressives des structures de la zone subalpine se suivent, du Sud au Nord, jusqu'au Massif de Sixt qui a longtemps été considéré comme faisant partie de la Nappe de Morcles. Cependant, la stratigraphie continue dans le Cirque du Fer à Cheval et dans celui des Fonts, ainsi que l'absence de Malm réduit autochtone à Moëde nous permettent de conclure à l'autochtonie relative de ce massif.

Des changements notables de direction de plis s'observent dans la partie septentrionale et les structures deviennent Ouest-Est : la présence des Préalpes du Chablais ainsi que des failles profondes permettent de comprendre l'anomalie apparente des déversements du contenu du bassin de Sixt, tandis que la Nappe de Morcles voit son origine rejetée plus à l'Est, dans la zone du Val Ferret.

INTRODUCTION

A) Cadre géographique.

Situé sur le versant occidental des Aiguilles Rouges, le massif de Sixt est ainsi délimité :

- au Nord-Nord-Ouest : Samoëns, Terres Maudites, Dents Blanches de Champéry, Grand Mont Ruan ;
- au Sud-Ouest : les Rochers des Fis ;
- au Sud-Est : chalets de Moëde, Buet, col de Tenneverge ;
- au Nord-Est : la ligne de crête Tenneverge-Grand Mont Ruan.

B) Cadre géologique (fig. 1).

Le massif de Sixt constitue une partie de la couverture sédimentaire de la retombée occidentale du massif cristallin des Aiguilles Rouges. A ce titre, il occupe, dans la zone externe des Alpes, la même place que le Vercors, la Chartreuse, les Bauges et les Aravis. Pourtant, en se déplaçant du Sud au Nord dans la zone subalpine, on constate une complication des structures et une tendance à la tectonique souple. Insensiblement la couverture décollée et plissée des environs de

Grenoble va passer à des structures d'amplitude plus forte pour aboutir aux nappes helvétiques.

Par sa position, le massif de Sixt semble, alors, devoir prendre un caractère propre : celui de *zone de transition*. Les travaux de J. ROSSET sur la chaîne des Aravis (1957) ont montré que la tectonique de cette région s'expliquait très bien sans faire intervenir la notion de nappe : or, et nous le verrons par la suite, nous avons pu faire de nombreuses constatations analogues à celles de J. ROSSET. Les auteurs suisses, conduisant leurs études à partir d'un domaine où les nappes sont évidentes, pensent, par contre, que l'origine du Massif de Sixt est à rechercher dans le synclinal de Chamonix.

Pour l'ensemble de ce massif, plusieurs problèmes se sont posés : fallait-il toujours considérer les plis du Jurassique supérieur du Fond de la Combe comme représentant le flanc inverse d'une nappe, et la « fenêtre du Pelly » comme un témoin de l'autochtone ? Au Sud notre étude s'est orientée sur la « fenêtre des Fonts » et sur la présence d'un éventuel Jurassique au contact du Cristallin des Aiguilles Rouges près des chalets de Moëde.

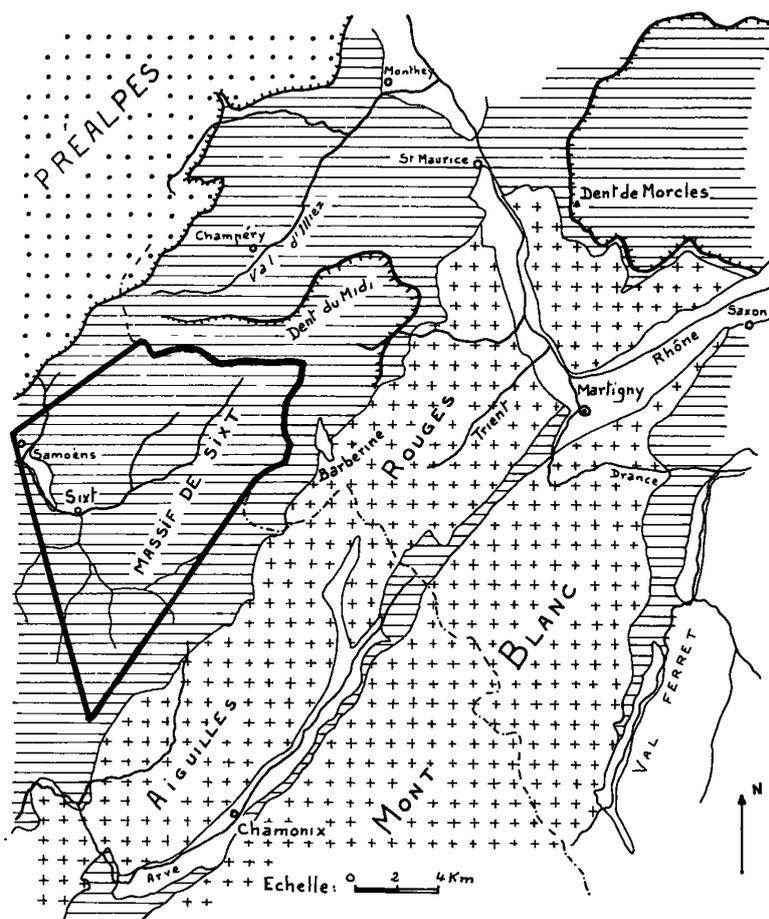


Fig. 1. — Schéma de situation de la région étudiée.

C) Historique sommaire.

1. Les premières études (1890-1932).

En 1890, G. MAILLARD donne les premiers résultats de ses études effectuées sur les montagnes de Samoëns et de Sixt. Son travail sera d'ailleurs repris en 1896 par E. HAUG, mais le caractère de son œuvre restera encore très général par suite des difficultés d'accès de certains sommets.

Pour la première fois en 1898, E. RITTER essaie de raccorder les plis du Mont Joly avec ceux du Tenneverge, de la Tour Saillièrre et des Dents du Midi.

L.-W. COLLET, en 1904, établit une stratigraphie complète allant des terrains triasiques au Malm.

Au point de vue tectonique, il note que les axes des plis principaux observés dans la chaîne Tour Saillièrre - Tenneverge ne sont pas parallèles à la direction générale de la chaîne et qu'il existe une différence fondamentale entre le grand anticlinal couché de la Tour Saillièrre et la structure imbriquée du Tenneverge. Il note, en outre, une élévation d'axe des plis vers le Nord-Est : pour cet auteur, la vallée du Rhône correspondrait à un bombement anticlinal transversal à partir duquel les plis s'abaissent vers le Sud-Ouest et le Nord-Est. Il constate que le pli de Tenneverge se superpose à celui de la Tour Saillièrre qui correspondrait alors au pli du Sageroux et à celui de Morcles. Ce pli de la Tour Saillièrre perdrait beaucoup d'importance de l'Est vers l'Ouest.

Dès cette époque apparaît comme très important le problème des séries qui se trouvent au contact du Cristallin des Aiguilles Rouges. L.-W. COLLET pense à une lacune sédimentaire au col d'Emmaney où l'on ne trouve que du Trias et du Lias surmontés par du Flysch ; sous la Dent de Morcles, un phénomène analogue est observable mais, là, le Crétacé semble laminé.

Alors que E. FAVRE et H. SCHARDT s'accordent à considérer la Dent du Midi comme la carapace décollée de la Tour Saillièrè, L.-W. COLLET raccorde la chaîne Ruan-Tenneverge aux plis des Diablerets et du Wildhorn : cet auteur fut amené à comparer la coupe de la Tour Saillièrè et celle de la Dent de Morcles et à voir l'existence, à la base de celles-ci, d'une série normale autochtone superposée au Cristallin et réduite.

En 1905 Ch. JACOB fait un important travail sur la tectonique du massif crétacé au Nord du Giffre.

L.-W. COLLET en 1910 reprend et complète ses travaux stratigraphiques de 1904. De plus il corrobore les idées de E. HAUG sur la présence d'un « géanticlinal helvétique » divisant le géosynclinal dauphinois.

M. LUGEON en 1912 énonce quelques idées sur la tectonique de la nappe de Morcles et ses conséquences. Dès 1914, cet auteur étend la notion de nappe jusqu'aux Aravis (col de Tamié) et attribue au synclinal de Chamonix le rôle de racine ; il considère comme zone subalpine la seule mince pellicule adhérente au socle. D'autre part, en même temps il s'est préoccupé de savoir pour quelles raisons la série sédimentaire autochtone est plus importante au Nord qu'au Sud : il propose alors deux hypothèses :

1° Absence originelle (due à une érosion ou à une lacune sédimentaire) ;

2° Entraînement vers le Nord de la série réduite, par le passage de la masse énorme des nappes helvétiques.

En 1928, L.-W. COLLET, M. BILLINGS et R. DOGGET découvrent les micaschistes du massif des Aiguilles Rouges dans le cirque du Fer à Cheval (au Pelly). L.-W. COLLET et A. LOMBARD consi-

dèrent alors les calcaires surmontant le « Malm écrasé » comme du Lias moyen et du Lias inférieur, mais la carte de 1932 au 1/25 000^e de A. LOMBARD n'en comportera pas.

2. L'époque récente (1932-1961).

En 1932 est publiée l'étude de A. LOMBARD sur le Fer à Cheval et ses environs. L'absence de Lias autochtone sur les Aiguilles Rouges semble être admise, tandis que l'auteur parle pour la première fois de Jurassique supérieur au Fond de la Combe.

Il faut attendre 1943 pour connaître la synthèse de L.-W. COLLET sur la région. La stratigraphie est alors bien précisée ainsi que la tectonique : il admet avec E. PAREJAS que le plan de chevauchement de la nappe de Morcles se suit depuis Martigny jusqu'à la vallée de Montjoie. M. LUGEON en 1947 reprend quelques idées sur la nappe de Morcles et sur son étendue.

C'est en 1951 que paraît la carte au 1/25 000^e Finhaut, publiée par L.-W. COLLET, N. OULIANOFF et M. REINHARD. La même année, J. GOGUEL consacre un article important au passage de la nappe de Morcles aux plis subalpins. Il souligne les difficultés auxquelles se heurte la conception d'une nappe Morcle-Aravis et émet quelques doutes sur l'existence du Jurassique entre le Cristallin des Aiguilles Rouges et sa couverture liasique, au Sud du col d'Emmaney. Pour lui le surplissement du Sud du Massif de Sixt équivaut comme raccourcissement, celui auquel correspondrait le pli couché des Dents du Midi, mais le raccord entre les deux n'est pas détaillé.

Tout récemment C. BORDET, en 1961, a énoncé quelques hypothèses qui semblent bien corroborer les idées que l'on peut, actuellement, se faire sur la région du haut Giffre. Pour cet auteur, l'existence de failles Nord-Sud sectionnant les massifs cristallins externes dans la région de Megève semble évidente. De même, le synclinal de Chamonix ne serait qu'un « joint tectonique » (faillé sur la bordure des Aiguilles Rouges) ayant pris naissance lors d'une phase de détente. Dès lors, il est difficile de faire de cette zone la partie radiale de la nappe de Morcles.

STRATIGRAPHIE

Les travaux antérieurs, effectués dans cette région par L.-W. COLLET et A. LOMBARD étant nombreux et souvent très précis, nous nous efforcerons, pour cette raison, de donner des indications surtout sur les micro-faciès et la micro-faune, car il semble bien que ce soit dans ce domaine que les recherches doivent s'orienter.

Schistes cristallins.

Leur affleurement est très réduit et on ne les trouve qu'à un seul endroit, à 300 m au Sud-Ouest du petit village déserté du Pelly. C'est en fouillant dans la forêt, à la cote 960 m, que l'on découvre un étroit affleurement de micaschistes grisâtres brillants.

L'analyse microscopique montre du mica blanc, de la biotite décolorée, du quartz engrené et de la silice fine. Il faut noter l'allure très sinueuse des éléments micacés, ce qui indique leur tectonisation. Il est curieux de voir que ces micaschistes ne sont pas verticaux comme ceux du Belvédère des Aiguilles Rouges : ils ont subi un effort violent qui a supprimé la discordance originelle existant normalement entre le socle et le Trias ; celui-ci est, au Pelly, apparemment concordant sur des micaschistes analogues à ceux des Aiguilles Rouges.

Trias.

Si l'on poursuit la coupe au-dessus des micaschistes, on trouve quelques mètres de quartzites supportant des argilites. Les termes supérieurs du Trias affleurent dans le ravin du Nant des Pères et dans celui de Combe Saille. A quelques kilomètres au Sud-Sud-Ouest, nous trouvons également des cargneules dans le torrent des Fonts.

Coupe du Pelly (Cirque du Fer à Cheval)

A) Quartzites (8 m).

Ils sont conglomératiques à leur partie inférieure. On y trouve des éléments siliceux de 1 cm de diamètre, blancs et rosés, et de l'orthose. A la partie supérieure, la taille des grains devient plus réduite et plus homogène. Dans un ciment siliceux se trouvent des quartz automorphes et xéno-

morphes (engrenés), de la biotite et de la muscovite, des pyroxènes ainsi que de la silice fine et un peu de calcite : on note enfin quelques fines veinules d'oxydes de fer.

Ce complexe semble donc bien être le niveau de base de la transgression triasique sur les schistes cristallins. Toutefois, comme le contact est mécanique au Pelly, il se peut que la couche lagunaire carbonatée signalée par L.-W. COLLET en 1943 au Vieux Emosson ait disparu tectoniquement.

B) Argiles rouges, noires et vertes (6 m).

C) Cargneules et calcaires dolomitiques (20 mètres environ).

Bien que très tectonisé, cet ensemble se reconnaît de loin, car la couleur jaunâtre de cet horizon se détache nettement dans le paysage. A la base, nous trouvons une quinzaine de mètres de cargneules très « spongieuses », à allure de brèches dolomitiques à leur sommet : ces restes dolomitiques nous portent à croire que ces cargneules sont des roches détritiques dont le ciment dolomitique a été en partie dissous, ce qui donne à la roche son aspect vacuolaire. Près du lac de Barberine, des calcaires dolomitiques ont été signalés à la base des cargneules : près du Pelly, par contre, nous ne les avons trouvés qu'au-dessus. Le passage entre les deux horizons est d'ailleurs difficile à observer. Les calcaires dolomitiques sont peu épais (2 m) et ont aussi une patine jaunâtre. En 1943, L.-W. COLLET, distinguant une série autochtone et celle de la nappe de Morcles, signale que dans cette dernière le Trias se termine par un banc de calcaire dolomitique.

D'autre part E. PAREJAS a noté au Belvédère des Aiguilles Rouges des argiles schisteuses noires dans la partie terminale du Trias ; sa coupe est la suivante de haut en bas :

- alternance d'argiles schisteuses foncées et de calcaires dolomitiques, 2,3 m ;
- calcaires dolomitiques avec intercalations de minces lits argileux noirs, 1,8 m ;
- calcaires dolomitiques, 1 m.

Dès lors, les alternances schisteuses citées par A. LOMBARD en 1932, et datées de l'Oxfordien et Argovien par analogie, pourraient être elles-mêmes triasiques ; dans notre coupe de Combe Saille nous ne les avons malheureusement pas rencontrées.

En résumé, la coupe que nous venons de décrire réunit les faciès appartenant, semble-t-il, à « l'autochtone » et à « la nappe de Morcles » des auteurs.

Lias.

A) *Considérations générales.*

En continuant la coupe dans le ravin de Combe Saille, nous trouvons des bancs calcaires qui ont été appelés « Malm » par A. LOMBARD et L.-W. COLLET en 1928.

C'est en considérant les travaux stratigraphiques de L.-W. COLLET de 1943 sur les faciès, plus épais, du Lias de « la nappe de Morcles », que nous avons été frappés par les ressemblances avec les horizons rencontrés dans le torrent de Combe Saille. Ces considérations liées aux observations complémentaires effectuées dans le torrent des Fonts nous ont permis d'établir une coupe, malheureusement azoïque, qui semble bien passer en continuité aux faciès du Bajocien. La réduction d'épaisseur de la série traduit une paléogéographie complexe, ce qui est normal aux approches des Aiguilles Rouges dont le caractère « géantoclinal » est classique dès le Lias.

B) *Coupe de Combe Saille (fig. 2).*

1° *Lias inférieur* (21 m).

Nous rencontrons, de bas en haut :

— 2 m de calcaires gréseux jaunâtres, faiblement dolomitiques ; présence de quartz détritiques et de silice authigène ; les éléments argileux sont diffus et mélangés à des oxydes de fer.

Il faut noter que dans le torrent des Fonts, ces calcaires surmontent une formation d'argiles plastiques sidérolithiques qui, selon E. PAREJAS, se rencontrent dans le Rhétien.

— 4 m de calcaires argileux à quartz peu abondant. La pâte contient toutefois un peu de silice authigène, fine ; le fer se présente sous forme de

pyrite individualisée et d'oxydes de fer en traînées « stylolithiques ».

— 2 m de calcaire argileux beige jaune, riche en quartz à extinction roulante. Le fer est abondant (disséminé dans l'argile, en ponctuations fines ou filaments).

— 2 m de calcaire gréseux blanchâtre à plages de calcite grenue plus ou moins déformées. Le fer est toujours abondant.

— 2 m de calcaire faiblement argileux, à allure microbréchique. Les quartz détritiques fins sont souvent à extinction roulante ; il existe des zones où le quartz xénomorphe semble digérer de petits fragments calcitiques. Oxydes de fer diffus et pyrite.

— 2 m de calcaire jaunâtre montrant des zones :

- où la calcite et le quartz sont en grandes plages ;
- où la calcite et la silice sont grenues mais de taille moyenne ;
- où la proportion d'argile est plus forte.

— 2 m de calcaires gréseux bien lités à pâte microcristalline calcitique et argileuse.

— 3 m d'argiles noires alternant avec des bancs calcaires peu argileux à la base et faiblement gréseux. La calcite est très recristallisée et paraît avoir subi des efforts violents ; on peut noter des traces, assez vagues, de plaques d'Echinodermes. A la partie supérieure les calcaires deviennent plus argileux.

REMARQUE : Dans les niveaux précédemment décrits, l'étude des lames minces semble montrer trois phases successives : le quartz détritique s'est pris dans la pâte puis a été corrodé par la recristallisation de nature calcitique (lors d'une phase tectonique probablement). Ensuite la roche aurait subi, dans une dernière phase, un apport de silice secondaire.

En résumé, cet ensemble de calcaire argileux, parfois gréseux, et de schistes noirâtres, rappelle beaucoup ceux décrits par L.-W. COLLET et E. PAREJAS dans les niveaux de l'Hettangien et du Sinémurien. Il n'y a aucune raison d'y voir du Malm.

2° *Lias moyen* (21 m).

De la base de la série au sommet, nous avons successivement :

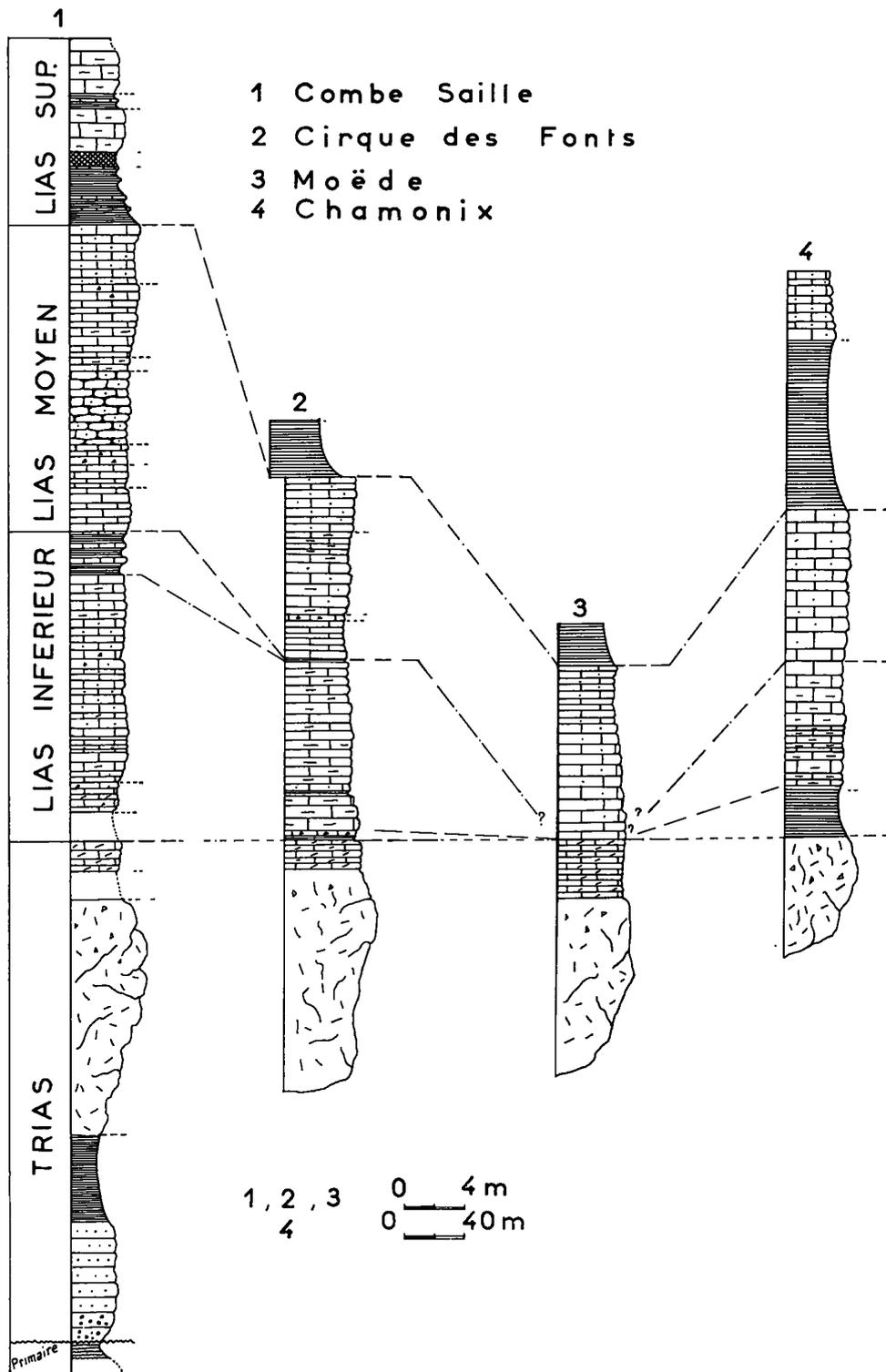


Fig. 2. — Coupes comparées du Lias de Combe Saille, des Fonts, de Moëde et de Chamonix.

— 3 m de calcaire gris, pauvre en quartz ; l'ensemble est très recristallisé et les oxydes de fer peu abondants. Il faut noter l'allure « peau de léopard » que prennent les zones où la proportion d'argile est plus forte.

— 1 m de calcaire blanc, légèrement quartzeux. De vagues traces de plaques d'Echinodermes ou de radioles d'Oursins ont été relevées.

— 2 m de calcaire « pseudobrèchique », à calcite recristallisée formant des amas ou de grandes plages ; présence de quartz « engrenés ».

— 5 m de calcaire gréseux jaunâtre noduleux et écrasé montrant : des quartz xénomorphes épars, des amas de calcite grenue mêlée à des grains de quartz, des grandes plages de quartz à extinction roulante et des plages de calcite déformée.

— 1 m de calcaire gréseux et argileux : les zones plus argileuses subissent une recristallisation de nature calcitique.

— 5 m de calcaire argileux franc, très recristallisé (les plages de calcite mâclée portent des traces d'efforts violents). Dans la partie supérieure, les bancs montrent un aspect « pseudo-microbrèchique ».

— 4 m de calcaire gréseux à pâte microcristalline mêlée à de l'argile assez abondante. On note également :

- des zones où la calcite est grenue et le quartz en plages plus ou moins automorphes ;
- des quartz isolés ;
- des filaments et des ponctuations d'oxydes de fer.

En résumé cette coupe nous montre, sur 21 m seulement, les faciès décrits par E. PAREJAS dans la zone de Chamonix où la série atteint 100 à 120 m. Ces faciès sont néritiques.

3° *Lias supérieur* (5 m environ).

De bas en haut nous trouvons :

— 4 m d'une alternance d'argiles noires plastiques et de petits bancs calcaires riches en fer (a).

— 1 m de calcaire argileux très altéré, riche en fer, de couleur brun roussâtre (b).

— 3 m de calcaire gris massif (c).

— 1 m de schistes et de minces bancs calcaires (d).

— 3 m de calcaire massif grisâtre (e).

La présence du premier niveau (a), très argileux, nous porte à croire que le Lias supérieur

peut exister. Le Toarcien, selon E. PAREJAS, peut atteindre 100 m d'épaisseur à lui seul ! Nous aurions donc ici, peut-être, encore un faciès réduit de la partie terminale du Lias. Le niveau d'altération (b) rencontré dans la coupe décrite ci-dessus pourrait être le témoin d'une émergence suivie des dépôts du Bajocien inférieur dont (c), (d), (e) seraient alors la base.

C) *Coupe du Cirque des Fonts (fig. 2).*

En 1926, L.-W. COLLET y note pour la première fois la présence « du Malm qui, bien qu'intensément laminé, est parfaitement reconnaissable ». Ce Malm, dit-il, « appartient à l'autochtone ». Aucune description de faciès ni d'épaisseur n'est donnée.

Une coupe détaillée du ravin montre, de bas en haut, sur une épaisseur de 25 m :

- calcaire dolomitique beige du Trias ;
- argiles plastiques et sidérolitiques grises et ocres ;
- brèches dolomitiques ;
- calcaire à patine jaune ocre, cassure gris bleuté, très recristallisé, fer abondant. En lame mince : pâte de calcite cryptocristalline et calcite microgranulaire. Très peu de quartz détritique, structure stylolitique ;
- argile calcaire très riche en fer ;
- calcaire à patine roussâtre, cassure bleutée, grossièrement esquilleuse, quartz peu abondant ; quelques ponctuations ferrugineuses ;
- calcaire à patine gris sale, cassure gris bleuté, faiblement argileux, veinules de calcite formant un réseau très fin ;
- calcaire à patine ocre, cassure noire, grossièrement argileuse à traînées ferrugineuses abondantes ;
- calcaire à patine de gris à roussâtre, à cassure noire, très recristallisé ;
- argiles plastiques ocres sidérolitiques ;
- calcaire très légèrement gréseux, très recristallisé, cassure noire esquilleuse, finement veinée de filonnets calcitiques ; traînées ferrugineuses abondantes, amas de quartz détritiques, quartz authigènes, feldspaths ;
- calcaire gris très recristallisé, cassure grise esquilleuse, allure pseudo-micro-brèchique. Pâte : calcite cryptocristalline et microgranulaire ; quelques quartz détritiques, feldspaths ;
- calcaire à patine ocre, cassure fine, bleu-noir, très ferrugineux, structure stylolitique ;
- calcaire légèrement gréseux très recristallisé, patine jaunâtre ; pâte : calcite cryptocristalline avec veinules de calcite microgranulaire ; quelques cristaux de calcite automorphe ; quartz, muscovite, biotite ;
- calcaire argileux légèrement gréseux, très recristallisé, à patine grise, cassure esquilleuse bleu-noir, fer abondant ;
- argiles noires et schistes argilo-gréseux (ce dernier terme se trouve à la cote 1 400, au pont des Mitaines et non plus dans le Cirque des Fonts).

D) Coupe des Chalets de Moëde (fig. 2).

G.-F. AMBERGER décrit en 1960, dans le Ravin de Souay, « 2 à 3 m de calcaire noir à grain fin, à patine grise, marmorisé, schisteux au sommet » et qu'il attribue au Malm. Dans ce ravin, nous avons trouvé de bas en haut :

— Les calcaires dolomitiques du Trias :

- 8 m de calcaire gréseux, massif, patine gris roussâtre, cassure esquilleuse bleue avec filonnets de calcaire figurant un litage ; quartz et fer abondants ;
- 6 m de calcaires gréseux en plaquettes de 2 cm, à patine grise, cassure noire, franche, quartz et fer abondants ;
- schistes noirs très écrasés, feuilletés, soyeux, à nodules ferrugineux.

De nombreuses lames minces ont été effectuées dans ces niveaux qui se révèlent azoïques.

L'analogie est difficile à préciser davantage puisque les 3 coupes font respectivement 47 m, 25 m et 14 m, alors que le seul niveau des marnes toarciennes de Chamonix fait plus de 120 m.

Cependant, de ce que nous avons dit précédemment, 4 caractères essentiels se dégagent :

1° Il existe au Cirque du Fer à Cheval, aux Fonts et à Moëde, une série liasique probable, continue, mais réduite comme en témoignent les niveaux sidérolitiques du Cirque des Fonts.

2° Cette série diminue d'épaisseur au fur et à mesure que l'on se rapproche des Aiguilles Rouges, si bien qu'à Moëde le Lias inférieur est probablement absent ou extrêmement réduit. Ceci implique une paléogéographie complexe au Lias dans la région de Sixt.

3° Le passage est continu entre la série liasique et celle du Dogger.

4° Il n'existe aucune preuve de la présence du Malm réduit transgressif sur le Trias en ces différents points.

On notera de plus que l'appellation de « Malm » des auteurs suisses a été très sujette à discussion puisque, dans la coupe fondamentale décrite par DE LOYS en 1918 au col du Jorat, le Jurassique supérieur de cet auteur avait été attribué par SCHARDT au Trias, par E. HAUG à l'Urgonien et par L.-W. COLLET au Lias. Il est vrai que G.-F. AMBERGER, en 1960, en trouvant des Calpionelles dans la coupe de la rive droite du lac de Vieux-

Emosson, apporte un argument en faveur de l'existence d'un liséré de Malm le long des Aiguilles Rouges. Cependant rien ne prouve que plus au Sud, à Moëde, ce Malm se retrouve encore.

REMARQUE : L'ensemble des caractères relatifs au Lias a été résumé dans la figure 2.

Bajocien.

Il se divise en deux parties distinctes :

A) Bajocien inférieur.

Il n'a jamais été déterminé paléontologiquement, mais comme les niveaux inférieurs (Aalénien) et supérieurs (Bajocien supérieur) ont été datés, son âge ne semble pas devoir être discuté.

Il est constitué par une alternance de schistes noirâtres et de bancs calcaires d'épaisseur variable (de 20 cm à 1 m), parfois gréseux, à patine sombre.

L'épaisseur totale de la série est difficile à évaluer mais elle est, en moyenne, de l'ordre d'une centaine de mètres.

B) Bajocien supérieur (150 m environ).

Dans la coupe du Pas du Boret nous avons de haut en bas :

- (3) — des calcaires gréseux et des calcschistes ;
- (2) — des niveaux bréchoïdes, dolomitiques ;
- (1) — des calcaires gréseux à traces de Bélemnites.

Nous avons ici une série renversée et (3) représente sans doute les termes de passage du Bajocien inférieur au Bajocien supérieur. Le niveau (2) a longtemps été considéré comme du Lias, mais A. LOMBARD l'a daté du Bajocien : ces niveaux bréchoïdes dolomitiques empruntent leurs éléments au Trias.

Quant à l'horizon (1) il représente le faciès le plus commun du Bajocien supérieur.

Dans la coupe de Dessus-Nant-Bride nous n'avons rencontré que les niveaux supérieurs : ce sont ces calcaires gris jaunâtres à ponctuations ferriques, à pâte microcristalline. L'examen microscopique nous montre, en outre, des quartz détritiques à extinction roulante, des micas blancs (assez rares) et des débris de plaques d'Echinodermes. On note également quelques grains de

dolomie : nous avons également observé des Radio-laires siliceux très nombreux dans le ravin du Nant des Pères.

Des calcaires durs à chailles, ainsi que des calcaires zonés se trouvent dans les faciès gréseux situés sous les schistes du Bathonien-Callovo-Oxfordien, mais il est difficile de les localiser avec précision dans la stratigraphie.

Des fossiles ont permis de dater le Bajocien supérieur et nous ne citerons que les plus importantes découvertes : L.-W. COLLET en 1923 a trouvé, près du col de Tenneverge (au lieu dit « Vers l'Homme »), *Sirenoceras niortense*, au sommet des calcaires gréseux. En 1932, A. LOMBARD confirme la présence, dans la partie sommitale de ces calcaires gréseux, des deux zones supérieures du Bajocien :

— Zone à *Cosmoceras garantianum* ;

— Zone à *Witchellia Romani*.

C) Localisation du Bajocien.

Il affleure surtout dans le Fer à Cheval et au Fond de la Combe où, souvent plusieurs fois replissé sur lui-même, il contribue à donner aux falaises leur aspect imposant et austère.

Au Sud du secteur nous le trouvons dans le Cirque des Fonts et sur les Frêtes de Villy.

Bathonien-Callovien-Oxfordien.

C'est un ensemble très épais de marnes et d'argiles schisteuses feuilletées. Ce complexe, composé de terrains tendres, forme au-dessus des grandes falaises verticales du Bajocien des replats occupés par des pâturages (Boret, Prazon, Tenneverge) et des cols. Son épaisseur est de l'ordre de 200 m ; sa plasticité lui confère un rôle important dans la tectonique.

La détermination des étages a été faite paléontologiquement. En 1929, R. PERRET et L. MORET ont déterminé un *Cadomites linguiferus* dans la partie inférieure des schistes (Bathonien). En 1931, au col de Tenneverge, L.-W. COLLET et A. LOMBARD notent un *Macrocephalites sp. ind.* (Callovien) et, en 1932, A. LOMBARD signale au Boret la présence d'*Hecticoceras svevum* et de *Peltoceras sp.* (Oxfordien).

Le sentier qui, du Boret, permet d'atteindre le refuge de la Vogelle, montre les niveaux suivants, de bas en haut :

- (1) — des schistes feuilletés ;
- (2) — des calcaires argileux ;
- (3) — des schistes noirs et des petits bancs calcaires ;
- (4) — des calcaires argileux alternant avec de minces lits de schistes ;
- (5) — des schistes noirs et bruns (Chamosite).

A Chamosentze, où il a été décrit, le minerai de fer oolithique est callovien, mais il ne l'est pas obligatoirement ici. Il semble que ce fer, plus ou moins abondant (près du Boret il a donné lieu à une exploitation), soit encore le témoin de zones émergées (probablement la zone axiale actuelle des Aiguilles Rouges où les lacunes, callovo-oxfordiennes, sont fréquentes).

Dans le vallon de Tenneverge, à 2 400 m environ, nous avons noté la présence de petits bancs plus ou moins bréchiques, à fins quartz détritiques, à calcite recristallisée, mâclée ; il y a également quelques oolithes ferrugineuses rares, mais des oxydes de fer et de la pyrite plus abondants.

A Dessus-Nant-Bride, la série de base de ce complexe schisteux nous a montré, dans la pâte microcristalline et argileuse des calcschistes, de très nombreux quartz détritiques fins et des débris de mica blanc : nous avons noté en outre un *Globochaete sp.* et des débris de Crinoïdes.

En résumé, nous pensons qu'en l'absence de niveaux bien caractéristiques, il vaut mieux parler de « série compréhensive » en sachant qu'elle groupe le Bathonien, le Callovien et l'Oxfordien, tous trois définis en des points isolés.

Argovien.

La base de cet horizon est souvent cachée par des éboulis provenant de la falaise supérieure du Malm ; formé de petits bancs séparés par de minces joints schisteux, il donne lieu à une disharmonie curieuse. En effet, les petits replis existant dans l'Argovien sont accusés par un « bourrage » des schistes oxfordiens ; mais les bancs du Malm sont moins souples et, par suite de la présence de niveaux schisteux plus abondants à la partie supérieure de l'Argovien, on assiste à un décollement entre l'Argovien et le Malm. Libérés, les calcaires

de l'Argovien peuvent se plisser de façon extravagante.

Malm.

Il forme les belles parois gris clair où l'on peut, le plus souvent, voir le litage des bancs calcaires dans la partie sommitale.

Sa base est formée de calcaires bien lités en bancs de 2 à 5 cm, à pâte microcristalline et argileuse, contenant des oxydes de fer et de la pyrite : on note la présence de très rares micas blancs, de fragments d'*Aptychus*, des Radiolaires calcitiques fréquents, des *Globochaete sp.*, des Saccocomidés et des radioles d'Oursins.

Ensuite apparaissent des niveaux dont les bancs sont un peu plus épais (40 cm), légèrement bitumeux, à patine jaunâtre : quelques quartz détritiques apparaissent et la microfaune n'est plus représentée que par *Globochaete alpina* et quelques radiolaires.

Sur le chemin qui va de l'Echarny à Sans-Bet, on peut avoir une idée de la partie supérieure du Malm dont l'épaisseur totale est de l'ordre de 120 à 150 m et qui affleure dans les massifs Vogeealle - Tour Saint-Hubert - Tenneverge - Ruan.

A. LOMBARD, en 1932, a trouvé des Ammonites du Séquanien inférieur, tandis que G. MAZENOT y reconnaissait aussi des faunes du Tithonique supérieur : il faut citer *Oppelia flexuosa costata*, *Perisphinctes aff. Lothari*, *Perisphinctes Lorioli*.

Un changement de faciès marque le sommet du Jurassique supérieur : en effet, faisant suite aux grandes falaises de Malm vont apparaître des alternances de schistes et de calcaires. Le passage se fait par des couches où l'on note l'extinction des vraies faunes jurassiques et l'absence de formes berriasiennes franches (A. LOMBARD et A. COAZ, 1932) : ce sont des « couches de passage » qui s'étendent jusqu'à l'apparition du *Thurmannites Boissieri*.

L.-W. COLLET note pour la première fois en 1935 la présence de brèches au Ruan : les formations qui sont liées à *Berriasella pontica* se trouvent au-dessus et sont du Berriasien inférieur. Ces brèches terminales du Jurassique supérieur renferment des Calpionelles et des quartz. Des Characées (*Clavator sp.*) ont été signalées dans ce niveau par A. CAROZZI et L.-W. COLLET en 1947.

Tous ces faits contribuent à faire de la limite Crétacé-Jurassique une limite d'ordre paléogéographique, et les brèches du Ruan (comme les niveaux bréchiformes de Sans Bet) semblent montrer que les terres émergées n'étaient pas éloignées. Peut-être pouvons-nous voir ici certaines analogies avec le Pürbeckien ?

Des études de courants de turbidité et de rythmes de sédimentation effectuées par A. CAROZZI en 1952 ont amené cet auteur aux conclusions suivantes : une phase tectonique à la limite Jurassique-Crétacé aurait provoqué l'apparition de hauts-fonds (Aiguilles Rouges) autour desquels se seraient développées des formations grossièrement détritiques dont les brèches du Ruan sont une bonne illustration.

Berriasien.

Cet horizon d'une centaine de mètres environ, très schisteux à la base, correspond dans le paysage à des replats et des vallons (vallons de Salvadon, de la Vogeealle, col de Sageroux et Tête des Ottans). A son sujet on peut faire la même remarque que pour le Bathonien-Callovo-Oxfordien : sa plasticité, liée à celle du Valanginien, lui confère un rôle de grande importance dans la tectonique.

A Sambet on note la présence de quartz détritiques de petite taille dans les niveaux de base ainsi que des Textularidés très fréquents (*Textularia*), Buliminidés, Verneuilinidés, radioles d'Oursins, Radiolaires calcitiques. A cela s'ajoutent des oxydes de fer nombreux.

Dans le même secteur (vallon de Salvadon, arête de Très-Cos), des lames effectuées dans des niveaux équivalents, peut-être plus riches en fer et en quartz détritiques, nous ont donné : Miliolidés, Lagénidés, Textularidés, Hétérohélidés, Radiolaires et Calpionelles.

En résumé le Berriasien est formé de deux ensembles, l'un schisteux (avec petits bancs calcaires) à la base, l'autre calcaire au sommet. La partie inférieure semble correspondre à un faciès assez profond, mais la série calcaire, qui contient des quartz détritiques et des plaques d'Echinodermes, témoigne d'une sédimentation instable, conséquence des mouvements de la fin du Jurassique.

A. COAZ, en 1932, cite *Berriasella aff. pontica* à la base des niveaux du Berriasien et *Berriasella Boissieri* au sommet. La limite entre le Valanginien et le Berriasien se place donc au-dessus des derniers bancs calcaires.

Valanginien.

Il se compose de deux ensembles :

A) Valanginien schisteux.

Il forme de grandes vires dont l'épaisseur est difficilement évaluable par suite des déformations tectoniques subies (environ 100 m). A. COAZ y a trouvé *Thurmannites Thurmanni* et *Thurmannites lucencis*. Dans ces mêmes niveaux, sous les Grands Fats, nous avons noté dans un calcaire argileux noir la présence de : *Miliolidés*, *Rotalidés*, *Buliminidés*, *Textularidés*, Bryozoaires, spicules d'Eponges, plaques d'Echinodermes.

B) Valanginien calcaire (20 m).

Près des chalets de Salvadon il nous montre de bas en haut :

— Calcaires bien lités, minces, alternant avec des schistes noirs (10 m) ; ce niveau est un terme de transition entre Valanginien inférieur et Valanginien supérieur.

— Grès calcaires roux riches en fer (10 m). Les quartz détritiques sont abondants, et nous avons noté la microfaune suivante : plaques d'Echinodermes, radioles d'Oursins, *Rotalidés*, *Verneuilinidés*, Bryozoaires, *Textularidés*, *Buliminidés*, *Nonionidés* et *Préorbitolinidés*.

Comme macrofaune, COAZ a trouvé, près de Sixt, *Echinopygus rostratus*.

En résumé, dans le Valanginien, nous retrouvons la subdivision, déjà rencontrée dans le Berriasien, entre une série inférieure schisteuse et une série supérieure calcaire. Cette constatation sera d'ailleurs valable pour l'Hauterivien.

Hauterivien.

C'est la partie calcaire de cet horizon qui donne au paysage un aspect particulier : la couleur brune

des falaises contraste étrangement avec la patine grise des calcaires urgoniens.

Son épaisseur est en moyenne de 100 à 120 m, mais elle subit des variations assez rapides ; à l'endroit de la coupe des chalets de Salvadon, l'ensemble fait 80 m.

La partie supérieure de l'Hauterivien correspond à une diminution de profondeur de la mer qui pourrait même, par endroits, donner des dépôts très littoraux comme le montre la croûte ferrugineuse de la coupe des chalets de Salvadon ; de plus, cela expliquerait que plus au Nord, dans les Dents du Midi, DE LOYS ait signalé des niveaux schisteux que nous n'avons plus ici. Peut-être sont-ils alors remplacés par ces dépôts épicontinentaux du hard-ground ?

Barrémien inférieur.

Ce niveau, formé de calcaires argileux, et souvent dolomitiques bien lités, se suit assez facilement dans le paysage, car il contraste d'une part avec les bancs roux hauteriviens, d'autre part avec les falaises plus massives de l'Urgonien. Parfois il forme une petite vire, mais ce n'est pas une règle générale.

Avec le Barrémien inférieur les conditions littorales de l'Hauterivien disparaissent : le faciès est alors plus profond, sans toutefois être pélagique ; en effet la pâte des calcaires barrémiens n'est pas très fine et la plupart des organismes que l'on rencontre dans ces niveaux sont benthiques.

Urgonien.

Ses immenses falaises grises, massives, forment l'ossature des plis de la partie nord-nord-ouest du secteur. On le trouve également au Criou et dans le soubassement du Massif des Avoudrués. Son épaisseur, variable, est d'environ 100 à 130 m.

Nous constatons que sa base est en général assez massive. Le passage du Barrémien inférieur à l'Urgonien se traduit par une absence totale de dolomitisation dans les bancs massifs qui sont très recristallisés. La faune est peu différente de celle du Barrémien inférieur : seuls des Agglutinants assez fréquents sont à noter. On rencontre également des Rudistes.

A la partie supérieure, le passage se fait par

des bancs calcaires gris-brun, à Orbitolinidés, Miliolidés, qui deviennent plus riches en quartz détritique. Ces observations concordent avec les résultats obtenus par A. CAROZZI en 1951 et montrent que la sédimentation post-urgonienne va être beaucoup plus détritique jusqu'à l'Albien compris.

Aptien supérieur.

C'est un dépôt de mer peu profonde : il correspond à des calcaires gréseux qu'il est souvent bien difficile d'ailleurs de séparer de l'Albien. Sur la route de Sixt à Samoëns, nous avons rencontré un banc de calcaire à grosses Huîtres ressemblant beaucoup à celles trouvées à la base de l'Albien, dans des calcaires grésos-conglomératiques du vallon de Bossetan : nous avons noté également dans ces niveaux la présence de Rhynchonelles, de Bryozoaires, de Textularidés et de Buliminidés mêlés à du quartz détritique et à de la glauconie ; de même on trouve encore quelques Orbitolinidés.

Le long de l'arête Est des Avoudrués le faciès de l'Aptien supérieur est plus massif, moins gréseux : cet horizon a environ 15 à 20 m d'épaisseur et est formé de calcaires à Huîtres ; Rhynchonelles, Orbitolinidés (*Orbitolinopsis* et *Orbitolina*), Miliolidés, Algues (*Salpingoporella*) et Gastéropodes.

Ces dépôts, où l'on note des niveaux assez grossiers contenant *Terebratula Dutemplei* d'Orb., vont passer insensiblement au faciès de l'Albien.

Albien.

Epais de 10 à 20 m environ, il forme, la plupart du temps, une vire qui se voit très bien dans le paysage, du fait de la couleur sombre de ses grès glauconieux, de ses calcaires gréseux noirs où le litage reste peu visible. Nous y trouvons aussi quelques niveaux schisteux noirs alternant avec des calcaires bréchiformes. La partie supérieure est une véritable brèche contenant une abondante faune remaniée, pyriteuse. Le ciment est calcaréo-gréseux et l'ensemble prend l'allure d'un « mâchefer ». L.-W. COLLET en 1943 donne une liste complète de toute la faune rencontrée : Ammonites, Bélemnites, Rhynchonelles, Lamelli-branches.

Cénomannien.

A la base du Crétacé supérieur, des niveaux gréseux ont été signalés : ils contiennent *Schloenbachia varians* (BRONGNIART).

En l'absence de fossiles caractéristiques, nous ne dissociions pas l'ensemble gréseux roux que nous appelons Albien s. l. Nous ne rangeons dans le Cénomannien que les calcaires fins, parfois quartzeux, riches en glauconie, où A. JAYET en 1928 a trouvé une faune déterminante de cet étage ; dans ces calcaires nous avons noté : Globigérinidés nombreux, Rotalidés, Globorotalidés, plaques d'Echinodermes, Buliminidés, prismes d'Inocérames.

Crétacé supérieur.

Les travaux de E. PAREJAS et A. LILLIE, sur la rive gauche de l'Arve, ont montré que la partie inférieure des calcaires sublithographiques comprend le Turonien. Au-dessus se développent les faciès pélagiques du Sénonien qui forme de petites falaises gris clair : il se développe vers Bossetan, dans les montagnes d'Odda, au Criou et aux Avoudrués. Son épaisseur est variable (70 à 100 m environ).

Près des chalets de Bossetan, la partie supérieure du Crétacé supérieur se colore en rose ou en vert (oxydes de fer), la pâte reste fine et contient une microfaune abondante ; ces sels de fer indiquent la présence d'une terre émergée proche.

Si l'on excepte la partie terminale du Sénonien, cet étage marque le retour à une sédimentation, vaseuse, fine, de type pélagique. Ensuite les mouvements tectoniques de la fin du Crétacé vont donner des paléo-reliefs qui vont orienter la sédimentation tertiaire : comme nous le verrons dans la partie consacrée à la Tectonique, certaines failles du socle ont pu rejouer à ce moment-là, créant des zones déprimées où l'on peut trouver les termes inférieurs du Nummulitique discordant sur le Crétacé inférieur.

Nummulitique.

A) Généralités.

Le Nummulitique s'étend largement depuis l'anticlinal des Terres Maudites jusqu'au Criou et

au vallon des Chambres. En certains endroits il a été étudié de façon détaillée et, avant de commencer à décrire les quelques observations complémentaires que nous avons pu effectuer, nous rappellerons brièvement les travaux qui traitent de cette question : alors que L.-W. COLLET en 1910 ne considère que le Sidérolithique et le Priabonien, en 1924 L. MORET date les grès de Taveyannaz (Priabonien) et découvre un niveau lacustre à *Limnea longiscata* près de Samoëns. L.-W. COLLET et A. LILLIE en 1935 signalent les niveaux lacustres du col de Bossetan ; en 1937, A. LILLIE et W.-J. SCHROEDER font une coupe détaillée du Nummulitique du vallon des Chambres. En 1938, L.-W. COLLET et A. LILLIE entreprennent de faire une synthèse sur le Nummulitique de la nappe de Morcles entre Arve et Rhône.

B) Lutétien marin.

Dans la coupe de Sougey, L. MORET note la présence de conglomérats marins à Nummulites, surmontés par des couches lacustres du Lédien. Associés à ces conglomérats, on trouve des calcschistes jaunâtres à Gastéropodes et Ostracodes. A Arâches, ces niveaux sont intercalés dans des calcaires marins à grandes Nummulites du Lutétien : il est donc logique de les dater, dans la coupe de la route de Sixt à Samoëns, également du Lutétien : on retrouve d'ailleurs aussi les couches lacustres à la partie supérieure.

Dans le vallon des Chambres, à 500 m à l'Est-Sud-Est du lac de Foillis, nous avons retrouvé des niveaux bréchoïdes, des calcaires gréseux et des calcaires noduleux avec, par endroits, des passées rougeâtres : A. LILLIE et W.-J. SCHROEDER ont trouvé des Nummulites lutétiennes (*N. irregularis* et *N. lucasi*) à la base et au sommet de ces formations ; nous avons, ici aussi, du Lutétien marin surmonté par des couches rougeâtres dont il est difficile de dire si elles sont en place, car les éboulis vifs sont très importants.

Près de Chantemerle, dans des conglomérats analogues à ceux décrits dans la forêt des Suets et dans des grès situés sous le Priabonien, des éléments de Lutétien marin ont été notés, ce qui fixe un jalon, car le remaniement semble peu important. La limite septentrionale de la mer lutétienne est donc située dans le vallon des Chambres : dans celui de Bossetan, nous avons vainement cherché des niveaux pouvant se ratta-

cher au Lutétien marin que G. MAILLARD avait signalé en 1891 et qui n'a jamais été retrouvé depuis.

C) Couches lacustres du Lutétien supérieur et Lédien.

D) Priabonien.

On distingue trois horizons constituant la classique trilogie priabonienne :

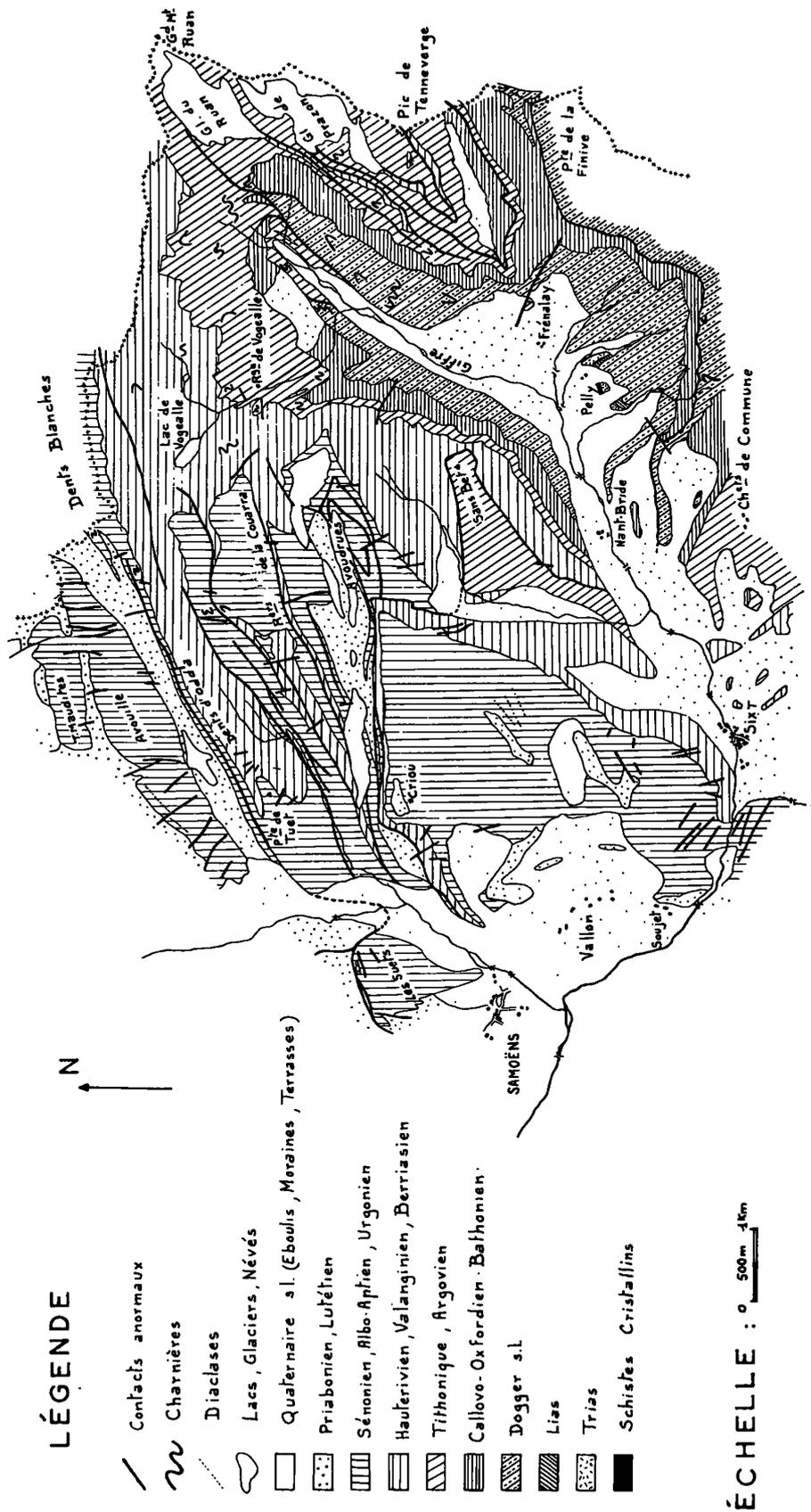
- a) Coupe de la route de Sixt à Samoëns, 35 m ;
- b) Coupe des chalets de Bossetan, 29 m ;
- c) Coupe du chemin de Bémont - chalets de la Porte, 124 m.

Conclusions.

Le Priabonien marque le retour à des conditions de sédimentation marine succédant à l'épisode laguno-lacustre du Lutétien supérieur. Il débute soit par des conglomérats, soit par des grès ou calcaires gréseux à petites Nummulites et autres microfaunes abondantes (Miliolidés, Bryozoaires, Radiolaires, Orbitoïdés, Globigérinidés) : dans ces niveaux, le quartz détritique, le fer et la glauconie sont assez fréquents.

Puis, peu à peu, le calcaire devient plus franc, plus pélagique. On rencontre des Globigérinidés fréquents dans des petits bancs de calcaire à pâte beige-jaune et à patine gris bleuté : cet horizon semble indiquer un milieu de sédimentation profonde (série bleue).

Le troisième terme du Priabonien débute par une série de schistes bruns, grésomiacés, alternant avec de petits bancs de grès. Souvent ces schistes se débitent en petites aiguilles qui font saillie sur la tranche des bancs (« série brune »). Dans la partie supérieure de ces schistes apparaissent des bancs de grès d'épaisseur variable (de 50 cm à plusieurs mètres) : on les rencontre surtout au Nord de Samoëns, mais comme la série est très plissée, il est difficile d'affirmer si ces grès de Taveyannaz forment la partie terminale de ce complexe. La coupe du chemin de Bémont - chalets de Porte, par contre, indique la présence de schistes supérieurs à ces grès. Nous assistons donc, à la fin du cycle priabonien, à un retour à des conditions plus détritiques, et la présence de plusieurs niveaux grossiers paraît indiquer des oscillations du bassin de sédimentation.



LÉGENDE

- Contactis anormaux
- ~ Charnières
- - - Diaclasses
- Lacs, Glaciers, Névés
- Quaternaire s.l. (Éboulis, Moraines, Terrasses)
- Priabonien, Lutétien
- Sénonien, Albo-Aptien, Urgonien
- Hauterivien, Valanginien, Berriasien
- Tithonique, Argovien
- Callovo-Oxfordien, Bathonien
- Dogger s.l.
- Lias
- Trias
- Schistes Cristallins

ÉCHELLE : 0 500m 4km

Fig. 3. — Schéma structural du massif de Sixt (secteur nord).

TECTONIQUE

I. Secteur nord du Massif de Sixt (fig. 3).

Ce secteur se divise en cinq régions tectoniquement différentes ; à l'intérieur de chacun de ces domaines, quatre terrains vont avoir leur style propre ; ce sont le Sénonien, l'Urgonien, le Malm et le Bajocien supérieur.

1. Région Ouest - Nord-Ouest.

a) Anticlinal des Terres maudites et de l'Avouille.

La carapace de ce pli bien régulier (fig. 4) est formée par la masse des calcaires urgoniens, très

souvent diaclasés. La partie Nord - Nord-Est de cet anticlinal est seulement affectée par quelques décrochements : toutefois, à la Tête des Verdets, on note des laminages avec formation de petites écaïlles. Puis, en se déplaçant vers l'Ouest - Sud-Ouest à partir de la Tête de Bossetan, un petit repli synclinal se développe dans le Priabonien, à l'intérieur même de l'anticlinal, pour se perdre en direction des chalets de l'Abérieu et de la Golèse.

Vers le Sud-Ouest, l'axe de l'anticlinal perd de l'altitude et subit une torsion qui provoque l'apparition de nombreuses failles.

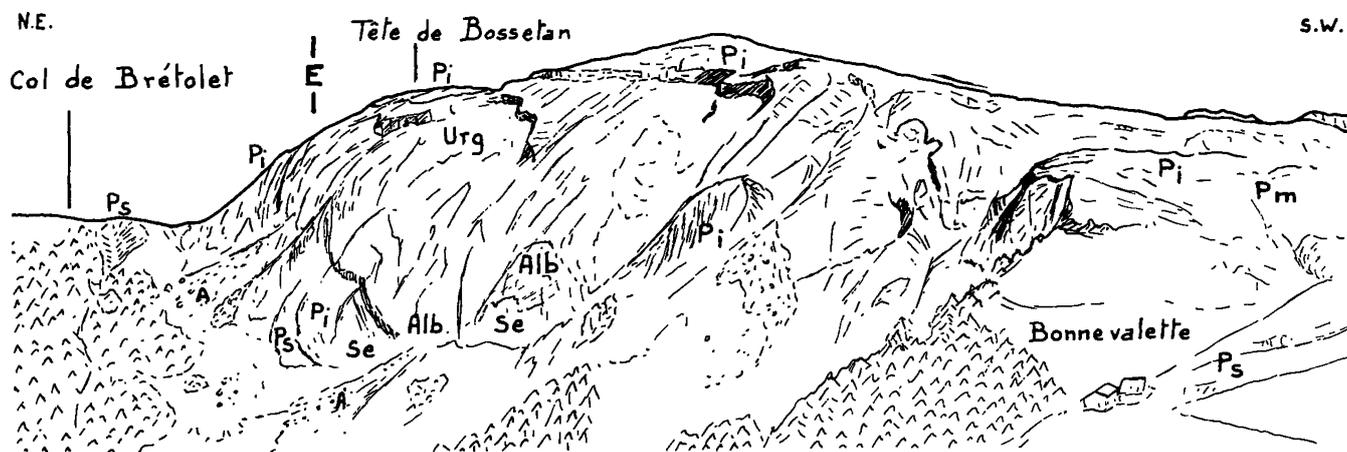


Fig. 4. — L'anticlinal des Terres Maudites (pour les abréviations, voir fig. 12).

Au Nord de la forêt de Bossetan, la structure semble « éclater » : les accidents séparent des blocs qui, au niveau des Bervalles, ont subi le maximum de compression dans le sens Nord-Ouest - Sud-Est. Ces failles sont orientées également Nord-Ouest - Sud-Est dans la partie occidentale et ont tendance, dans la partie orientale, à devenir Nord-Sud.

La direction générale de l'anticlinal est Sud-Ouest - Nord-Est ; cette structure s'ennoe vers le Sud-Ouest, aux Allamands, sous le Nummulitique

b) *Synclinal du vallon de Bossetan.*

Son orientation est la même que celle de l'anticlinal précédent ; il subit une simplification progressive du Nord-Est au Sud-Ouest où il est caché par les éboulis anciens et le Glaciaire et réapparaît vers la Rosière et les Chosalets.

Au col de Bossetan, il vaudrait mieux parler de synclinorium, car Sénonien et Nummulitique sont replissés en anticlinaux et synclinaux à l'intérieur d'une cuvette synclinale. Un pli-faille très local donne lieu à la formation d'écaïlles, puis, si l'on continue la coupe vers le Sud-Est, deux anticlinaux à cœur de Lutétien et deux synclinaux permettent d'atteindre l'unité des Dents Blanches, sous lesquelles viennent se laminer l'Albien et le Sénonien du flanc inverse du dernier synclinal.

Puis, peu à peu, en se dirigeant vers le Sud-Ouest, on note encore des replis dans le Nummulitique avec laminage du flanc inverse Sud-Est du synclinorium qui devient, dès les chalets de Bossetan, beaucoup plus calme. A cet endroit-là, il n'est plus chevauché par l'anticlinal des Dents d'Odda-Tuet et son axe subit un abaissement très marqué vers le Sud-Ouest : au Nord des Suets, le synclinal est uniquement situé dans le Nummulitique, où Grès de Taveyannaz et « série brune » s'imbriquent en donnant des écaïlles dans lesquelles on reconnaît aussi des calcaires du Priabonien inférieur : l'ensemble est très replissé, et cela résulte sans doute de la présence du chevauchement des Suets.

c) *Anticlinal des Suets - Pointe de Tuet - Dents d'Odda.*

Emergeant du Nummulitique, l'anticlinal des Suets, à carapace urgonienne et sénonienne, chevauche la « série brune » priabonienne au Nord-Ouest, au Nord et au Nord-Est, en donnant de

petites écaïlles d'Albien, d'Urgonien et de Sénonien. Au niveau du torrent de Clévieux se produit un *ensellement* qui permet de rejoindre la voûte anticlinale de la Pointe de Tuet ; celle-ci s'élève progressivement vers le Nord-Est où il ne reste que la retombée septentrionale qui se déverse progressivement vers le Nord-Est et se complique de petits replis que l'on aperçoit dans les Dents Blanches. L'unité des Suets, chevauchante, semble donc avoir eu un comportement qui lui est propre, et l'on peut penser que la présence des Préalpes est la cause de cette « torsion » ; d'ailleurs l'éclatement de la partie occidentale de l'anticlinal de Bossetan pourrait avoir la même origine. Cela expliquerait aussi le serrage que l'on note, à l'Ouest, pour l'ensemble des structures qui vont se développer plus largement à l'Est : ce faisceau divergent amorce une virgation Ouest-Est et celle-ci s'accroît vers le col de Sageroux et le Mont Ruan. La limite Nord-Ouest de ce faisceau est constituée par le magnifique anticlinal du torrent d'Odda qui s'étend jusqu'à la Pointe Droite et qui passe insensiblement au synclinal sénonien de la Moujartière.

d) *Montagnes d'Odda et du Foillis. Pointe Rousse des Chambres.*

En quatre kilomètres, la distance séparant l'axe synclinal de la Moujartière de l'axe anticlinal de la Pointe Rousse des Chambres passe de 300 m à 1,2 km. De grandes failles faiblement inclinées séparent des compartiments à l'intérieur desquels les séries se plissent (l'exemple le plus caractéristique est celui du synclinal de la Moujartière où le Sénonien montre des replis très nombreux).

L'anticlinal de la Pointe Rousse se développe de façon simple pour rejoindre au Sud Est la Pointe de Bellegarde qui est le soubassement du Massif des Avoudrués.

Entre la Pointe de Bellegarde et la Pointe Rousse des Chambres, le synclinal du lac du Foillis perd aussi de son importance vers l'Ouest où il est chevauché par du Nummulitique dont l'altitude est de 1 500 m à l'Ouest et de 2 400 m à l'Est.

En résumé, ce secteur nous a permis de mettre en évidence trois facteurs sur lesquels nous discuterons dans les conclusions.

1° Relèvement d'axe de toutes les structures d'Ouest en Est ;

- 2° Divergence des structures d'Ouest en Est : les Préalpes semblent avoir joué un rôle de butoir, en empêchant les plis de se développer normalement vers le Nord-Ouest ; les plis ont alors tendance à prendre une orientation Ouest-Est ;
- 3° Toute la tectonique de ce secteur est commandée par le comportement de l'Urgonien qui réagit en formant des voûtes faillées et des synclinaux « éclatés ». Lorsque le Sénonien subsiste, il se plisse pour son propre compte (col de Bossetan, synclinal de la Moujartière).

Enfin il faut noter la présence de failles de décrochement Nord-Ouest - Sud-Est qui, peu à peu, vont s'orienter Nord-Sud dans la partie orientale.

2. Région Sud-Ouest.

La Pointe du Criou et celle de Sans Bet appartiennent au même ensemble structural qui subit une forte élévation d'axe vers le Nord-Est. Le plan de chevauchement est à 1 600 m d'altitude sous le Criou et à 2 300 m aux Grands Fats où la direction de la poussée semble se faire dans le sens Sud-Nord. Dans la paroi dominant le Clévieux, le plan de chevauchement est souligné par la présence d'une esquille urgonienne qui pénètre dans l'Hauterivien sus-jacent. En allant vers l'Est, le Priabonien se lamine pour donner, au-dessus des Eaux Froides, des écailles emballant une lame d'Urgonien. Vers les Grands Fats, la série chevauchante se complète par du Valanginien et même par du Berriasien près des chalets de Salvadan.

La Pointe de Sans Bet, tête plongeante anticlinale, s'enfonce vers le Sud-Ouest sous la masse plastique du Berriasien et du Valanginien qui forment la base de la falaise, sous l'Ecorchoir. Nous pouvons raccorder le chevauchement du Criou à celui de Sans Bet en notant toutefois la disharmonie existant entre le Malm et l'Urgonien. Du fait de l'élévation d'axe vers le Nord-Est et l'Est, nous ne trouverons aucun témoin de cet accident vers l'Est, dans les niveaux du Crétacé moyen. Par contre, l'unité de Sans Bet se retrouvera vers le col de Sageroux, dans les plis du Jurassique supérieur.

3. Avoudrues (fig. 5).

Ce massif possède une individualité certaine. Alors que son soubassement n'est que la bordure méridionale du synclinal du vallon de Foillis, ses

parties moyenne et supérieure sont constituées par un empilement de terrains crétacés. Les contacts anormaux sont pratiquement horizontaux, mais on peut toutefois noter quelques failles très redressées à faible rejet.

Les coupes sériées nous montrent l'existence de deux anticlinaux à tête plongeante, superposés et très laminés. En examinant le premier de ces anticlinaux, nous voyons que son « cœur » est formé par une barre urgonienne que l'on ne trouve que sur le versant sud des Avoudrues : il est normal de rattacher cet anticlinal à la série sous-jacente, c'est-à-dire à celle de la Pointe de Bellegarde. Or, nous avons vu que le Criou lui-même chevauchait le synclinal de Foillis-Bellegarde, mais à l'Ouest seulement. Il apparaît donc logique de réunir l'anticlinal chevauchant du Criou au premier anticlinal à tête plongeante, des Avoudrues. Sous les Grands Fats, l'anticlinal basal des Avoudrues disparaît à l'Ouest sous son homologue du Criou qui le chevauche vers le Nord-Nord-Est.

Une telle disposition ne peut se comprendre que si l'on accorde aux Préalpes un rôle important : dans le cas particulier, elles ont provoqué ce mouvement vers le Nord-Nord-Est de la dalle urgonienne du Criou qui semble monter à l'assaut des Avoudrues. Le décollement d'ensemble des terrains vers l'Ouest et ce mouvement « contrarié » se sont sans doute effectués simultanément. Il est possible qu'une faille de socle orientée Nord-Sud ait favorisé la formation de ces plis. En avant de la dalle urgonienne, déjà fortement plissée, le Sénonien se replisse lui-même de façon extravagante en se décollant légèrement. L'anticlinal supérieur des Avoudrues prend naissance rapidement sous les Grands Fats et se développe plus à l'Est, ce qui explique que la dalle supérieure urgonienne n'existe que dans la partie orientale du massif.

En résumé, on peut raccorder Criou et Avoudrues en mettant en évidence deux mouvements contradictoires dont la résultante est la superposition de deux unités tectoniques, primitivement peu différentes. D'autre part, puisque les structures de la région Ouest-Nord-Ouest divergent vers l'Est en faisceau assez régulier, il est logique de penser que la dalle urgonienne de Bellegarde s'étendait au moins jusqu'à Sans Bet, car sous les Grands Fats, cette même dalle est déjà presque à la latitude du col de Très Cos : nous sommes

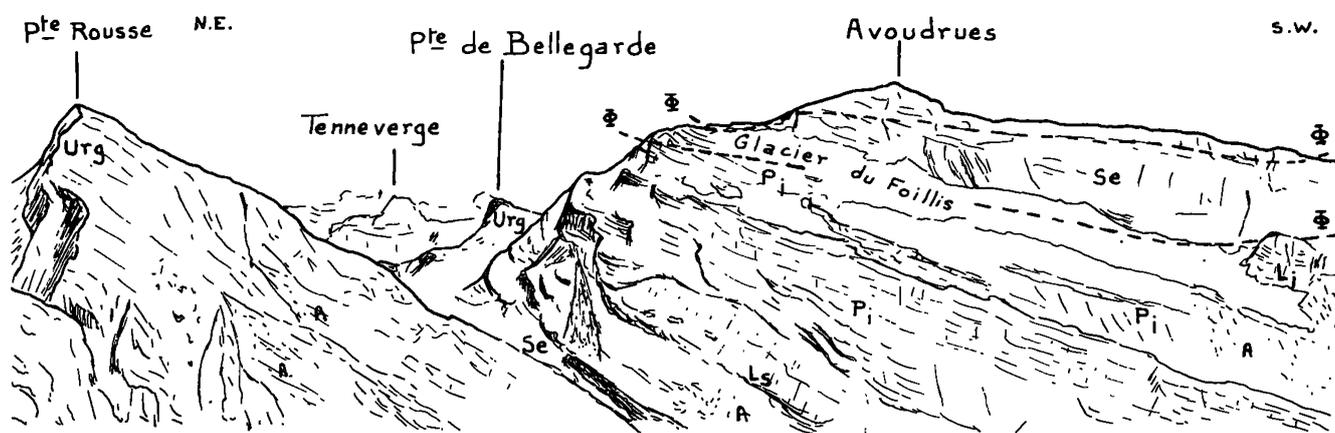


Fig. 5. — Le vallon du Foillis et le massif des Avoudrues (pour les abréviations, voir fig. 12).

donc ici en présence d'une légère virgation de l'axe des plis crétacés.

En ce qui concerne la dalle jurassique de Sans Bet, il semble que le même phénomène se soit produit : son extrémité Nord-Est chevauche légèrement vers l'Est et le lambeau situé à sa base pourrait être le témoin de ce mouvement.

Entre le Jurassique supérieur et l'Urgonien interviennent les terrains très plastiques du Crétacé inférieur : cela explique les replis assez marqués dans le Jurassique supérieur, à la longitude de Samoëns, puisque, dans l'Urgonien, existe déjà un chevauchement important : mais nous verrons dans le paragraphe suivant que ce phénomène s'accompagne d'une complication progressive du Sud-Ouest au Nord-Est, déjà sensible au niveau de l'Urgonien (Pointe de Tuet - Dents Blanches).

4. De Nant-Bride à la Tour Saint-Hubert.

Nous entrons ici dans un domaine essentiellement jurassique dans lequel il faut considérer deux sortes de problèmes : ceux de Sambet-Vogelle et ceux du Fond de la Combe. Les montagnes de Sageroux permettront, dans une troisième partie, de voir comment se fait le passage des plis en Suisse.

a) Les plis de Sambet et ceux de la Vogelle (fig. 6).

Dès le village de Nant-Bride, sur la rive droite du Giffre, nous pouvons voir la superposition de deux niveaux du Jurassique supérieur qui sont affectés par l'abaissement général des axes vers le Sud-Ouest ; à Sixt, ces barres sont au dessous du

niveau d'érosion : celle qui forme la Joux de Salvadon va rejoindre Sambet où elle constitue une tête anticlinale plongeante dont l'origine est cachée par les alluvions du Giffre, et nous avons vu de quelle façon l'on pouvait rattacher le Criou à Sambet en faisant intervenir la plasticité des terrains du Crétacé inférieur. La dalle inférieure de Jurassique que l'on aperçoit dès Nant-Bride se continue de façon très régulière pour passer sous Sambet à l'altitude de 1 800 m, puis sous la Pointe de Bellegarde où des complications locales se produisent : nous trouvons ici deux anticlinaux chevauchant vers le Nord ; ces replis surmontent les dalles jurassiques de la Vogealle où l'on note des charnières plus régulières et moins tectonisées.

Dès lors, Sambet apparaît comme une unité supérieure à celle qui va former le verrou de la Vogealle : pour trouver son homologue, il faut considérer les replis très accusés des Bécards et de la Tour Saint-Hubert où l'empilement est beaucoup plus serré. Il est d'ailleurs logique de raccorder Sambet à la Tour Saint-Hubert, car les complications de la Vogealle paraissent bien correspondre aux plis des Bécards. Partant de ces observations, il apparaît que la complication des plis est beaucoup plus importante au Nord-Est (Tour Saint-Hubert et Tenneverge) que dans la région de Sixt. On peut donc penser que le pli qui, peu à peu, va donner naissance à Sambet et aux plis de la Tour Saint-Hubert va être d'une

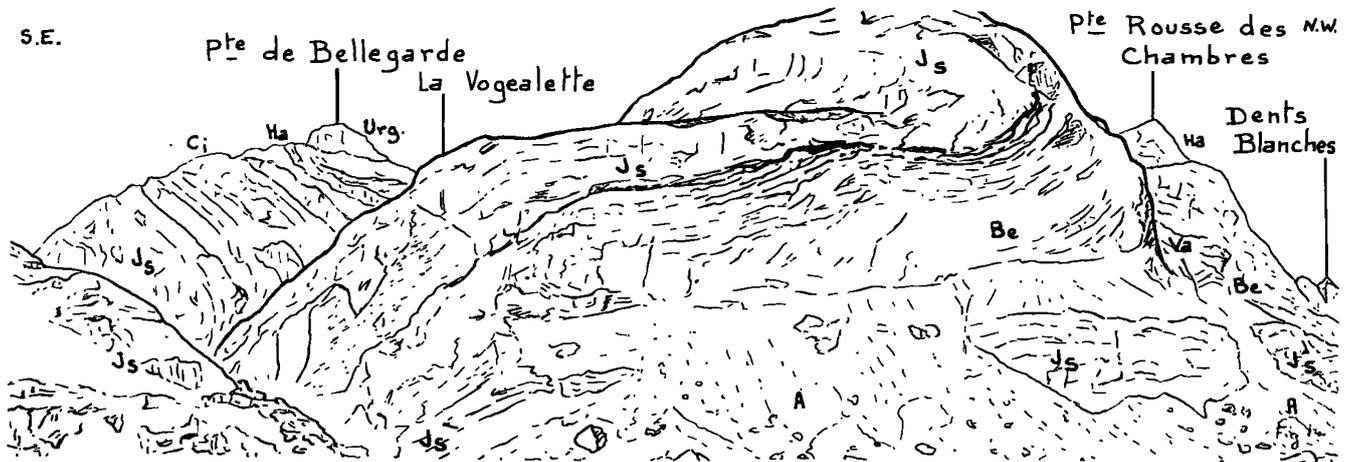
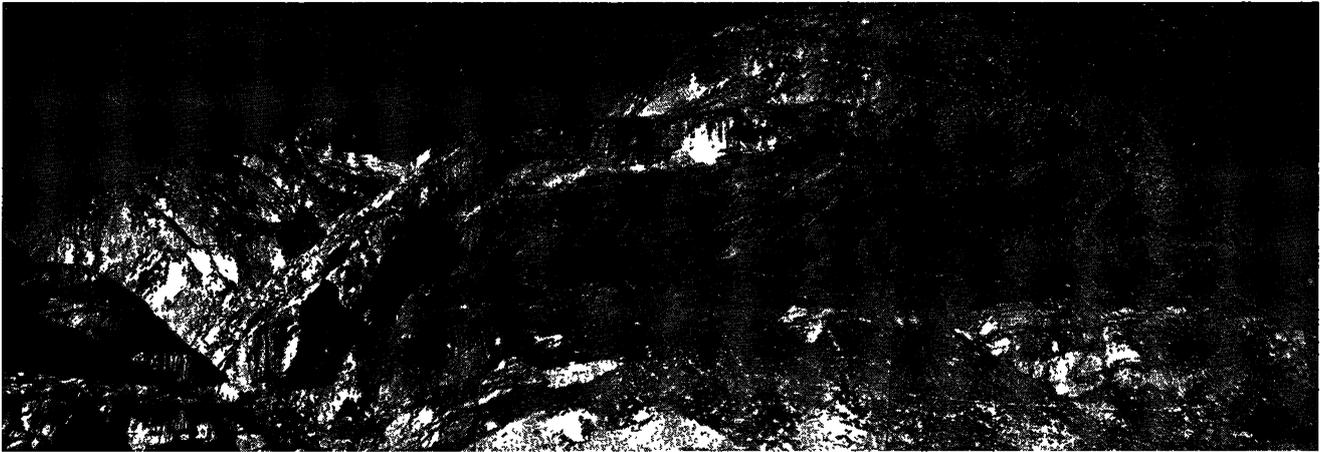


Fig. 6. — Style souple du Malm (près du refuge de la Vogealle) (pour les abréviations, voir fig. 12).

amplitude plus faible au niveau de Sixt, bien qu'à cette longitude l'Urgonien soit déjà fortement chevauchant : donc ici, deux phénomènes vont agir simultanément :

- 1° Complication des structures vers le Nord-Est ;
- 2° disharmonie très accusée entre Urgonien et Jurassique supérieur, au Sud-Ouest.

Les plis chevauchant vers le Nord, près du Refuge de la Vogelle, ont sans doute la même origine que le chevauchement des Grands Fats dont nous avons parlé à propos des Avoudrues.

Considérons maintenant la direction de l'axe du pli de Sambet. Par suite de sa complication progressive vers l'Est, cette tête anticlinale se développe tout d'abord avec un axe orienté Nord-Est ; ensuite nous avons vu qu'elle se rattache à un des plis de la région Bécards - Tour Saint-Hubert, ce qui implique l'existence d'une *virgation* dirigée Ouest-Est, tandis que la surface jurassique de la Vogelle, localement compliquée, garde une orientation Nord-Est pour ses axes : la virgation aura lieu au Nord-Ouest du Mont Ruan, dans le Vallon de Clusanfe, où l'on retrouve des replis de Jurassique très laminés, orientés Ouest-Est.

En conclusion, nous constatons qu'au sein même du Jurassique supérieur, des phénomènes de torsion se produisent entre des ensembles de plis superposés : nous verrons, dans les conclusions générales, de quelle manière ces observations s'insèrent dans le contexte de la Tour Saillièrè.

b) *Les plis du Fond de la Combe.*

Nous nous trouvons ici en présence de calcaires du Jurassique supérieur, fortement replissé sur lui-même, qui, bien que situé à une altitude de 1 200 m, se raccorde aux plis de la Vogelle en une grande voûte anticlinale dont le cœur se situe dans le Bajocien et le Callovo-Oxfordien du Boret : d'ailleurs cela se confirme par la présence de la série renversée du Fond de la Combe. Jusqu'à présent, les hypothèses tendaient à faire de ces plis le flanc inverse d'une nappe, et on les raccordait volontiers au « Malm autochtone » de la bordure Ouest des Aiguilles Rouges.

Nous pensons que ces plis sont plutôt le résultat tangible de la complication brutale qui se produit dans le décollement et l'empilement des plis : ce phénomène est facilité par la disharmonie existant

entre Urgonien et Jurassique. Or, à la longitude du Fond de la Combe, dans le Crétacé, les Dents Blanches offrent déjà une tectonique assez souple qui est, en tout point, compatible avec les grands plis du Jurassique du Fond de la Combe.

c) *Le domaine Crétacé (fig. 7).*

Dans les montagnes de Sageroux, on note seulement une structure synclinale dans l'Hauterivien-Barrémien, tandis que Valanginien et Berriasien sont affectés par de très nombreux replis disharmoniques. Les Dents Blanches commencent à se déverser vers le Nord - Nord-Ouest et, peu à peu, dans les Dents du Midi, ce mouvement va s'accroître. C'est ainsi que l'anticlinal de Bossetan aboutira à la Pointe de la Gagnerie qui chevauche le Nummulitique du Val d'Illiez, près du col du Jorat. A cette latitude, l'axe des structures des Dents du Midi est Ouest-Est.

d) *Conclusions.*

C'est dans ce secteur que vont s'élaborer les structures « empilées » de la zone Ruan-Tenneverge. D'autre part, la complication progressive Sud-Ouest - Nord-Est est jalonnée par la Pointe de Sambet et aboutit aux replis très significatifs de la Tour Saint-Hubert. Ces observations confèrent donc à ce secteur un caractère bien particulier : celui de *zone de transition*.

5. *Chaîne Mont Ruan - Tenneverge (fig. 8, 9, 10).*

Que l'on soit au centre même du Fer à Cheval sur la Pointe Rousse des Chambres, ou dans le vallon de Tenneverge, ce qui frappe, c'est l'empilement du Jurassique supérieur et du Berriasien sur une même verticale, l'ensemble reposant sur un soubassement bajocien très replissé, qui forme les falaises jusqu'à une altitude de 1 800 m environ. Ce Bajocien, au niveau du Boret, s'injecte de façon très souple dans la voûte anticlinale, alors que sur la rive gauche du Fond de la Combe, il se replisse trois ou quatre fois sur lui-même. Au-dessus viennent les vires callovo-oxfordiennes à partir desquelles va débiter l'empilement de la chaîne Ruan-Tenneverge.

Au-dessus de l'Argovien du col de Tenneverge, l'anticlinal du vallon de Tenneverge se prolonge en Suisse sous le glacier des Rousses. De part et

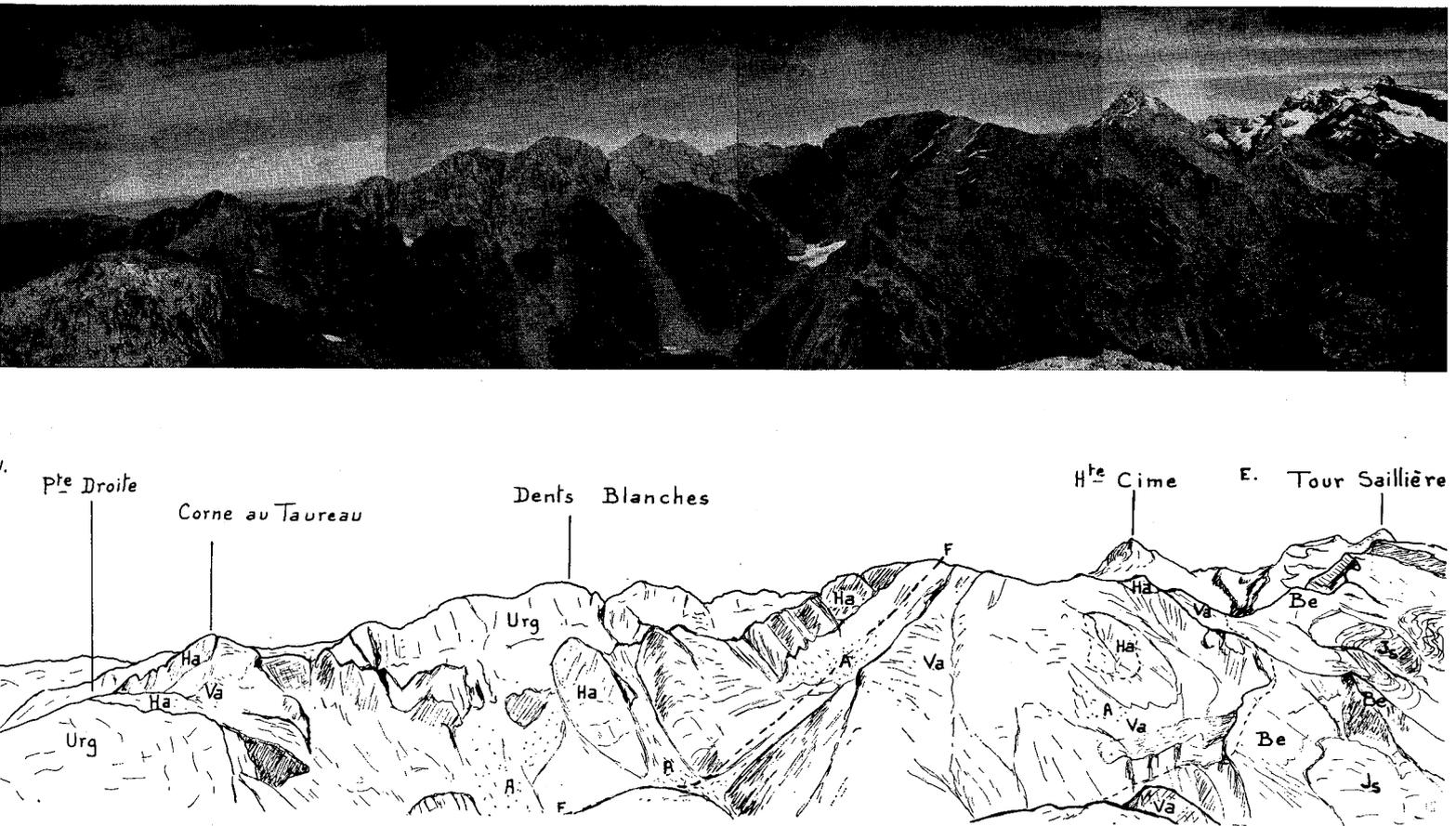


Fig. 7. — Les Dents Blanches et la Tour Saillièrè (pour les abréviations, voir fig. 12).

d'autre de cet anticlinal très laminé vont se développer des plis dont les termes inférieurs passent en continuité aux structures de la Tour Saint-Hubert : on note toutefois quelques laminages sous le glacier du Ruan. Les termes supérieurs montrent des charnières bien nettes et les replis, qui forment les sommets, tels que la Tour de Prazon et le Grand Mont Ruan, vont se joindre à ceux de la Tour Saillièrè dont la partie Sud-Est est un magnifique anticlinal chevauchant vers le Nord.

Les plis de la Tour Saint-Hubert et des Bécards se retrouvent en Suisse sur la rive droite du vallon de Clusanfe, mais à l'état de lames intercalées dans les schistes du Crétacé inférieur, et forment les replis inférieurs de la paroi nord de la Tour Saillièrè.

Il est probable que le grand anticlinal, dont le flanc inverse provoque la réapparition du Jurassique supérieur du Fond de la Combe, se débite en lames anticlinales au Nord. Son axe subit alors un changement de direction assez brutal et devient Ouest-Est sous la Tour Saillièrè dont les Dents du Midi représentent la couverture disharmonique et déversée dans la direction Sud-Nord. On assiste là à un mouvement tournant déjà visible au Fond de la Combe où les plis ont leur axe oblique par rapport à celui de la Combe ; cela indique l'existence d'une zone de serrage très intense à la latitude du Ruan et de la Tour Saillièrè. Nous verrons dans les conclusions comment l'on peut insérer la tectonique du massif de Sixt dans le contexte général de la zone helvétique.

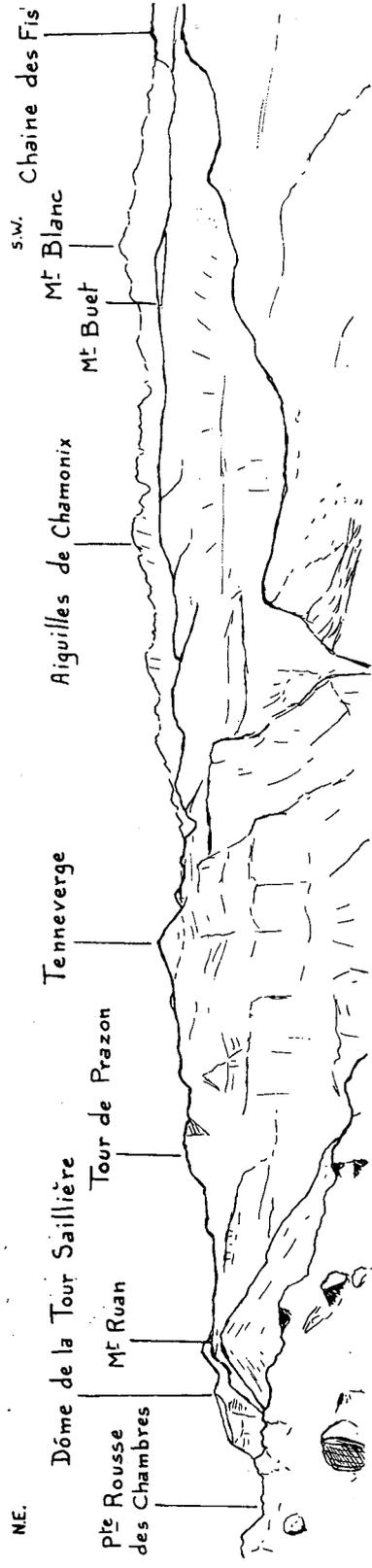


Fig. 8. — Panorama du massif de Sixt pris de la Pointe Rousse de Chambres.

De la Tour Saillièrre à l'extrémité SW du Tenneverge, les crêtes sont formées d'un empilement de terrains jurassiques et crétacés (deuxième plan à gauche). Le Buët, au contraire, ne laisse apparaître que du Dogger et du Lias, formant le soubassement de la Crête des Fis (deuxième plan à droite). Au premier plan, à droite, base de l'empilement crétacé des Avoudrues dominant la Pointe de Bellegarde.

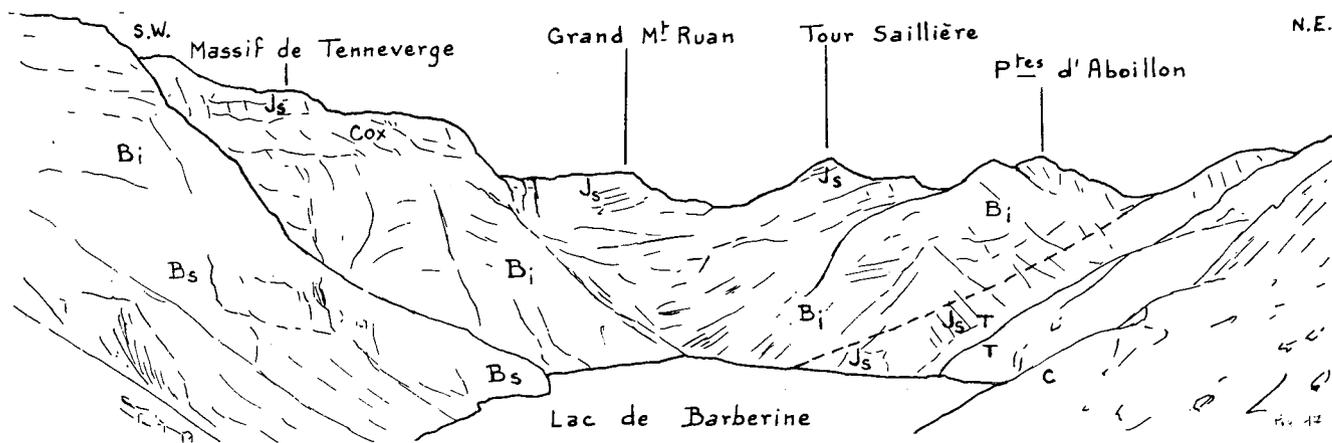
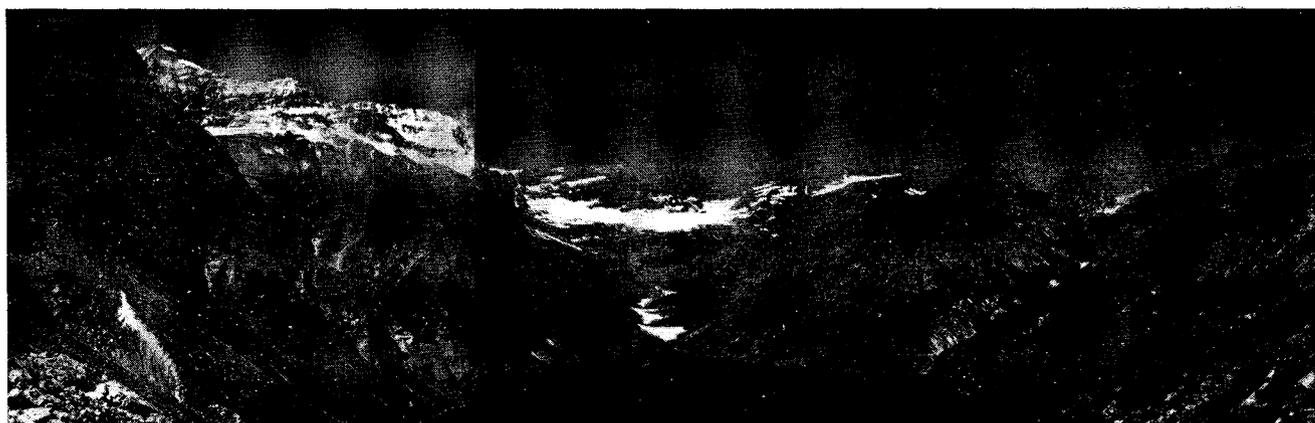


Fig. 9. — Panorama de la bordure orientale du massif de Sixt, au-dessus du lac de Barberine.

A l'arrière-plan, barres de Malm (Js) dominant les replis de Dogger (Bs, Bi). A droite, contact entre celui-ci et la couverture autochtone du massif des Aiguilles Rouges (Js, Malm, T, Trias, C, Cristallin). Interprétation géologique d'après L. W. COLLET et G. AMBERGER.

II. Secteur sud du Massif de Sixt (fig. 12).

1. Montagne de Commune.

a) Raccord du Jurassique avec la rive droite du Giffre.

C'est le secteur qui longe le Giffre, de Sixt au Fer à Cheval. Il comprend le Grenier de Commune, couronné par l'arête des Frères du Grenier. Tectoniquement, c'est un empilement souple de plis jurassiques se déversant vers le Nord-Ouest sans qu'un seul accident vienne interrompre la chute « en cascade » de ces plis. Culminant à 2 771 m aux Frères, ils viennent se raccorder à

la rive droite en plongeant sous le Giffre à une altitude voisine de 800 m.

De Sixt aux Faucilles de Chantet, le Jurassique se comporte comme une surface structurale à peine ondulée, dont l'altitude varie de 600 à 950 m. Subitement, un relèvement d'axe vers le Nord-Ouest porte cette surface à l'altitude de 2 700 m sur une distance de 4 km. Ce relèvement axial s'accompagne d'un intense plissement donnant à l'ensemble une allure d'éventail (*l'Eventail de Sixt*) et dont le point de convergence serait situé en aval de Sixt.

Le rameau inférieur de cet éventail, grossièrement parallèle à la direction du Giffre, se raccorde

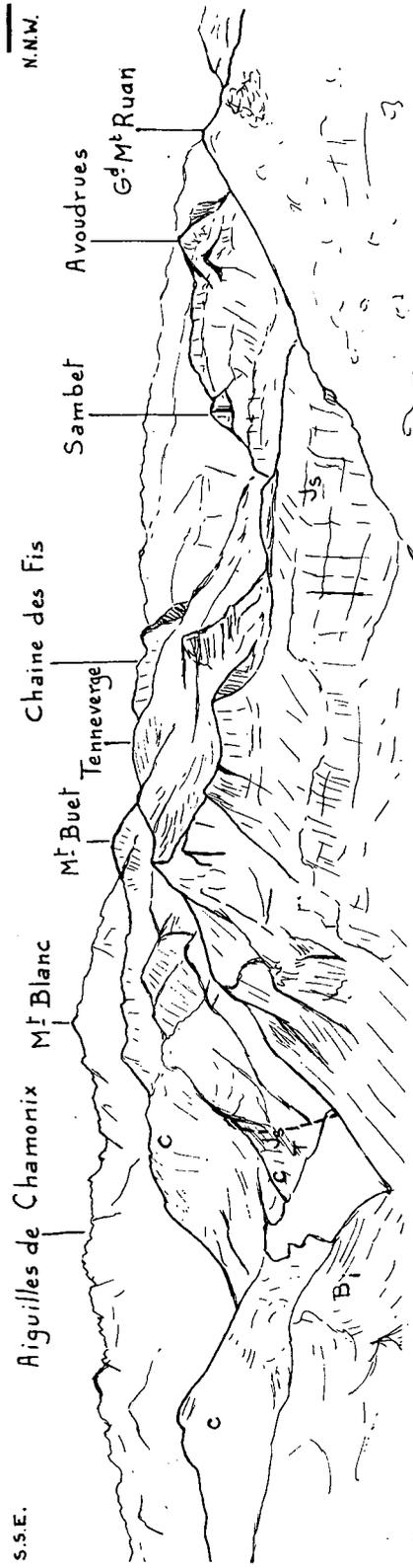


Fig. 10. — Panorama du massif de Sixt pris du Grand Mont Ruan.

Au premier plan, terrains jurassique supérieur et crétacés se développant ensuite vers Sambet et les Avoudrues (à droite). A gauche, en bordure du lac de Barberine, contact entre la couverture décollée du massif de Sixt et le massif des Aiguilles Rouges (Js, Malm, T, Trias, C, Cristallin). Interprétation géologique d'après L. W. COLLET et G. AMBERGER.

normalement à l'anticlinal de Sans Bet, constituant lui-même le premier accident complexe de la série jurassique.

Le rameau intermédiaire (cote 2 000), bombement de la Montagne de Commune, passe rapidement d'une série régulière de plis en cascade à un empilement. Le passage d'un style à l'autre se fait très rapidement et la cause doit en être recherchée dans des accidents du socle.

Le rameau supérieur constitue la partie terminale des Frètes du Grenier. Il passe au-dessus de l'empilement du Tenneverge et correspond à la digitation des Faucilles de Chantet, couverture des plis liasiques et callovo-oxfordiens du Buet.

En résumé, un double mouvement se dessine. A Sixt, pour une altitude voisine de 800 à 900 m, la surface structurale du Jurassique à peine ondulée va être, en moins de 4 km, portée à une altitude de 2 700 m. Le relèvement d'axe est suivi d'un étalement des structures en éventail se déversant vers le Nord-Est. Dès le Fer à Cheval, les trois rameaux de cet éventail subissent des complications tectoniques allant jusqu'à l'empilement et correspondant sans doute à un resserrement général du socle. Il est probable que le grand chevauchement du Criou a dû influencer en profondeur la tectonique du Jurassique, mais, étant donné l'abaissement général des axes des plis, nous ne savons pas ce qu'ils deviennent en profondeur.

b) *Raccord du Bajocien avec la rive droite du Giffre.*

L'extrémité Nord-Ouest de la Montagne de Commune laisse apparaître le Bajocien qui est redoublé, dans les falaises du Fer à Cheval, par le grand accident de Finive. Tectoniquement, le Bajocien suit les mêmes mouvements que le Jurassique, c'est-à-dire qu'il s'y déploie en un éventail, mais dont les plis sont plus resserrés, compte tenu de la plasticité et de la présence des marnes oxfordiennes jouant le rôle de « tampon ». Au Nord, le Bajocien se raccorde à l'empilement de la série formant le soubassement de la Corne aux Chamois. Dans la vallée du Fond de la Combe, il s'injecte au sein des plis jurassiques en favorisant un lamina interne des flancs de celui-ci.

2. Région d'Anterne et du Cirque des Fonts.

Le Bajocien affleure sous forme de têtes anticlinales très souples, à flancs inverses laminés, laissant apparaître le Lias. C'est une succession de plis étirés, très réguliers sur le Plateau et qui va passer au Cirque des Fonts à un empilement général. Une fois de plus on note la complication des structures du Sud au Nord, quelle que soit la série dans laquelle on se trouve. Le relèvement d'axe, déjà noté dans le Jurassique, se poursuit dans le Bajocien et le Lias du Buet.

A Moëde où nous avons observé une série continue, très replissée (Trias, Lias, Dogger), le Bajocien présente une allure à « plis déversés secondairement » dont le style suggère des *mouvements de socle ayant joué postérieurement au déversement général vers l'Ouest.*

3. Le Plateau d'Anterne et les Faucilles de Chantet.

R. PERRET avait été frappé par la dissymétrie existant entre les deux rives du torrent de la Guivre. La rive droite présente, sous les chalets du Fardelet, un Jurassique en surface structurale légèrement ondulée. La rive gauche présente par contre une falaise de 500 m de haut où nous trouvons des complications inattendues. Le raccord avec la rive droite se fait par l'intermédiaire d'un synclinal à cœur berriasien. Au-dessus se développe le grand anticlinal des Faucilles de Chantet qui supporte un second anticlinal dont le flanc inverse est totalement laminé et dont le flanc normal constitue le soubassement de la série crétacée des Fis (fig. 11). Le raccord avec le Nord se fait par l'anticlinal intermédiaire des Faucilles de Chantet qui, par suite du relèvement d'axe, forme une digitation tout à fait supérieure de l'éventail de Sixt. Passant au-dessus du Tenneverge à plus de 3 000 m, elle constituerait la couverture du Massif du Buet. Au Sud, le raccord de ces plis se fait par comparaison avec les plis d'Arpénaz ; ceux-ci comportent aussi un synclinal basal, un anticlinal intermédiaire homologue des Faucilles de Chantet, un synclinal et un anticlinal supérieur à flanc inverse laminé. Aucune complication structurale ne s'observe donc à ce point à Anterne, et ceci est parfaitement en accord avec le fait que la série

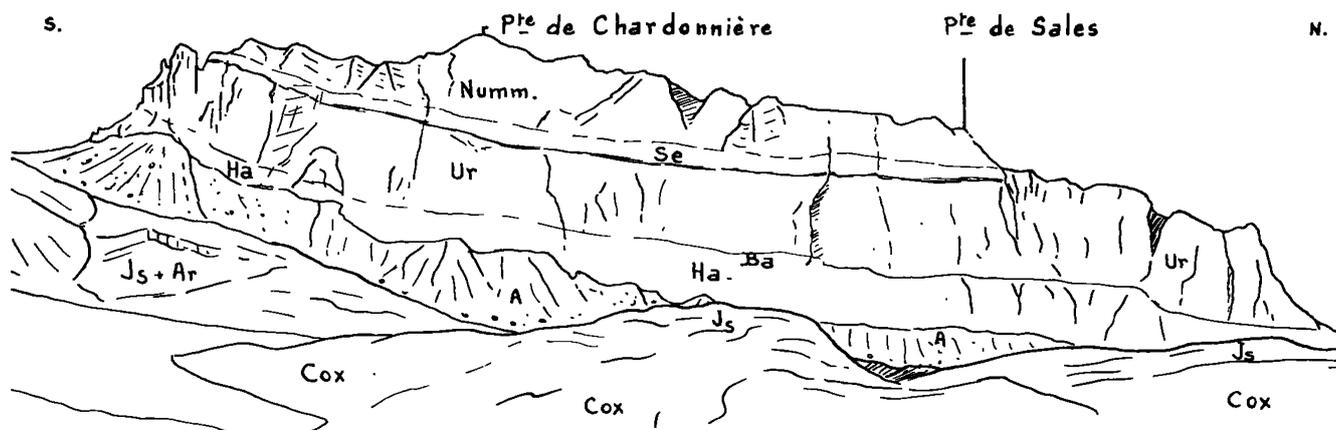
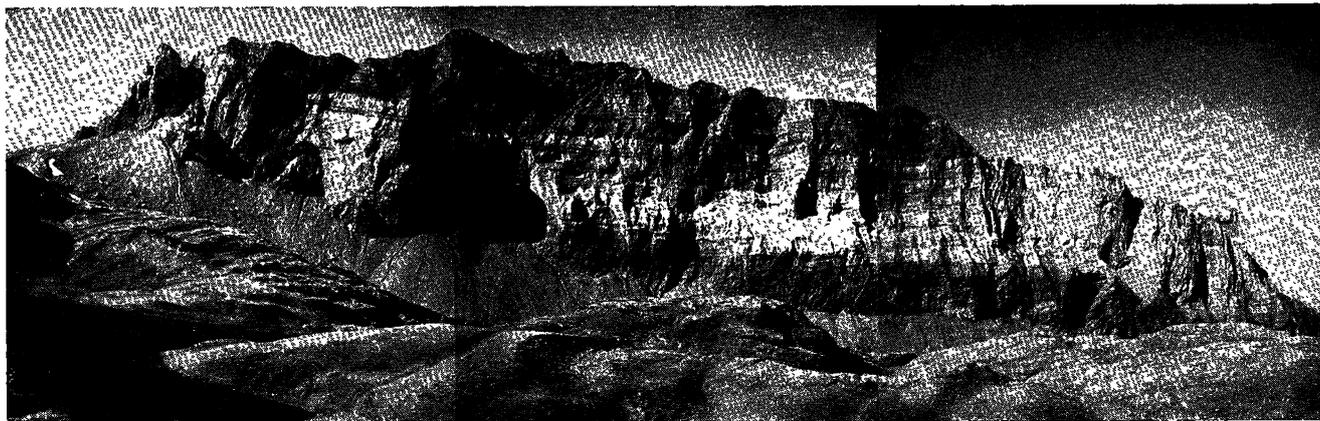


Fig. 11. — Panorama de la Chaîne des Fis, pris du lac d'Anterne.

crétacée des Fis et du Désert de Platé se comporte comme une immense surface structurale sans accident important. L'évolution de notre éventail est donc compréhensible du Sud au Nord ; il restera à voir si, dans un contexte paléogéographique et tectonique plus général, il est possible de rattacher le domaine de Sixt au Massif des Aravis,

lui-même rattaché au Domaine dauphinois. Il est à noter que les Faucilles de Chantet présentent un mouvement de torsion amenant les plis primitivement orientés Sud-Ouest - Nord-Est, dans une direction Nord-Sud. Ceci doit être rattaché à un système de faille de socle ayant joué au cours du plissement de la couverture.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

I. Paléogéographie.

A) *Transgression triasique.*

Elle débute par les niveaux grossiers de quartzites auxquels font suite des argiles rouges et vertes ; au-dessus viennent des cargneules et brèches dolomitiques. Ces dépôts sont les témoins d'une mer encore peu profonde.

B) *Emerision liasique des Aiguilles Rouges et mer du Lias.*

Sur l'axe actuel de ce massif cristallin, le Lias est absent ; on ne le trouve que dans deux zones :
— le bassin de Chamonix ;
— la bordure occidentale des Aiguilles Rouges.

Pour certains auteurs, ces deux bassins n'en formeraient en réalité qu'un seul, puisque la zone sédimentaire de Sixt serait originaire du synclinal de Chamonix.

Nous pensons au contraire que, dès le Rhétien, s'est individualisée à l'Ouest des Aiguilles Rouges une zone en tout point semblable à celle des Aravis, des Bauges, de la Chartreuse. Ce *bassin de Sixt* devait être accidenté de hauts-fonds dus à la présence du géanticlinal helvétique très proche. Il se poursuit en Suisse par la zone du Val d'Illicz à faciès peu épais, tandis qu'au Sud il passe normalement aux Aravis et aux chaînes subalpines dauphinoises.

Dans le Massif de Sixt, nous n'avons rencontré qu'un Lias réduit qui matérialise peut-être un haut-fond local. Nous avons fait des observations peu différentes dans le torrent des Fonts où la série est toutefois plus complète et plus épaisse qu'au Pelly, et près des chalets de Moëde ; au col du Jorat, DE LOYS avait aussi signalé la présence de Lias épais.

Après l'épisode plus profond du Lias inférieur, le Lias moyen est néritique et le faciès devient plus bathyal au Lias supérieur avec toutefois quelques épisodes littoraux.

REMARQUE : A Vieux Emosson, G.-F. AMBERGER signale la présence de Calpionelles dans des cal-

caires très recristallisés, en bordure des Aiguilles Rouges ; nous pensons néanmoins que les niveaux examinés près des chalets de Moëde sont triasiques et liasiques.

C) *La sédimentation du Bajocien-Bathonien-Callovien-Oxfordien.*

La mer s'avance jusqu'au Belvédère des Aiguilles Rouges où elle transgresse le Trias ; elle se suit jusqu'au col du Jorat où les dépôts bajociens sont peu épais, tandis que dans le bassin de Sixt nous avons une sédimentation rythmique qui devient peu à peu plus grossière (brèches dolomitiques et calcaires gréseux grossiers).

La mer s'approfondit au Bathonien et les sédiments deviennent plus fins. Cependant il y a quelques récurrences continentales (oolithes ferrugineuses du Boret).

D) *La transgression du Jurassique supérieur.*

Débutant à l'Argovien, elle se poursuit au Malm en donnant des faciès réduits près de l'axe du géanticlinal helvétique (col du Jorat, col d'Emmaney pour la partie occidentale des Aiguilles Rouges). Le même phénomène devait avoir lieu dans la zone de Chamonix (Croix de Fer).

A la partie supérieure, dans la zone de sédimentation épaisse du Jurassique (bassin de Sixt) apparaissent des brèches terminales qui indiquent la proximité des terres émergées : les dépôts sont peu profonds et rappellent les faciès pürbeckiens du Jura.

E) *Les séquences du Crétacé inférieur.*

Après les dépôts fins et assez profonds du Berriasien inférieur, le Berriasien calcaire est à nouveau très néritique. Le Valanginien et l'Hauterivien présenteront les mêmes séquences qui indiquent des oscillations régulières du bassin de sédimentation.

A la fin de l'Hauterivien, il y aura émerision par endroits (hard-ground des Avoudrués).

F) La sédimentation du Crétacé moyen et supérieur.

Avec le Barrémien, la mer s'approfondit mais les faciès ne sont pas pélagiques. L'Urgonien se caractérise ensuite par des dépôts périrécifaux, peu profonds, organodétritiques et graveleux ; sa partie sommitale passe insensiblement aux formations grésoconglomératiques de l'Aptien supérieur et de l'Albien, déposés à faible profondeur.

Le Cénomaniens marque un retour à une sédimentation plus pélagique qui va se développer surtout au Crétacé supérieur dont la partie terminale montre, cependant, des niveaux rubéfiés et des passées bréchoïdes : les paléoreliefs qui vont alors prendre naissance, favorisés peut-être par des failles de socle, orienteront la sédimentation nummulitique.

G) Transgression nummulitique.

Au Lutétien marin, qui s'étend au Nord-Est jusqu'au vallon des Chambres, fait suite un épisode laguno-lacustre. Dès la base du Priabonien, la sédimentation marine réapparaît, mais en restant toutefois assez grossière (quartz, glauconie) : le faciès devient plus fin avec la « série bleue » qui passe insensiblement à des conditions plus détritiques dont l'aboutissement sera le dépôt des Grès de Taveyannaz. Il faut noter que, dans le Massif de Sixt, le Nummulitique transgresse tantôt le Crétacé supérieur, tantôt l'Albien ou l'Urgonien. Par contre, sur la bordure des Aiguilles Rouges, nous le trouvons (feuille Saint-Maurice) sur du Malm à faciès réduit (col du Jorat) ; dans la région du Val d'Illiez, il s'étend largement entre les massifs cristallins et les Préalpes, en gardant des caractères sensiblement identiques à ceux du Nummulitique du Massif de Sixt.

II. Conclusions tectoniques (fig. 3 et 12).

A) Faits d'observation.

Les chaînes subalpines de la Chartreuse et des Bauges montrent un plissement déjà souple et l'on note sa progressive complication jusqu'aux Aravis où l'influence des Préalpes est sensible ; en traversant l'Arve, nous pénétrons dans le soubassement du Désert de Platé : il est difficile alors de

passer brutalement de la couverture des massifs cristallins externes, simplement froncée sur place après décollement (conclusions de J. ROSSET en 1957 sur les Aravis), à une nappe dont le flanc inverse serait caché par les alluvions de l'Arve. De plus, les conclusions paléogéographiques auxquelles nous sommes arrivés diffèrent peu de celles de J. ROSSET. Plus au Nord, le Massif de Sixt prend un caractère de zone de transition marquée par la différence de style existant entre la chaîne des Fis, les Faucilles de Chantet (analogues aux plis d'Arpenaz) et les plis du Fond de la Combe ou ceux du Tenneverge.

A cette latitude, l'imposante masse des Préalpes du Chablais vient donner à la zone subalpine la forme d'un biseau ; entre les deux lignes, séparées par 8 km, nous avons :

- 16 km entre le Mont Oreb et les Préalpes de Samoëns ;
- 12 km entre les Préalpes et le col d'Emmaney.

Ces Préalpes ont servi de butoir aux terrains subalpins qui se sont plissés à la fin du Miocène. Les structures frontales de la zone subalpine (comme la voûte urgonienne de Bossetan) sont assez régulières (fig. 12), ce qui prouve que la rigidité de cette masse a supporté le choc dû à l'emboutissement, mais, par glissement différentiel, les structures jurassiques ont réagi en se replissant fortement sur elles mêmes. Comme elles ne pouvaient se développer dans la direction Est-Ouest par suite de la présence de ce frein, le mouvement de décollement, possédant sans doute une composante Nord-Ouest, s'est accentué vers le Nord : cela nous permet de comprendre de quelle façon les Dents du Midi ont alors pu se déverser régulièrement vers le Nord-Ouest - Nord.

Au Pelly, nous avons constaté que la série au-dessus des schistes cristallins était continue, sinon très épaisse : la même observation a été faite au Cirque des Fonts où le Lias prend plus d'importance. De plus, à Moëde, nous avons remarqué qu'au contact du Cristallin des Aiguilles Rouges, au-dessus du Trias, la série du Lias et du Bajocien se comportait de façon très souple, très certainement décollée de son substratum : ceci expliquerait l'empilement important des terrains liasiques du Buet qu'il faudrait alors replacer dans leur position originelle, plus à l'Est : la région de Moëde aurait joué alors le rôle de haut fond au Lias.

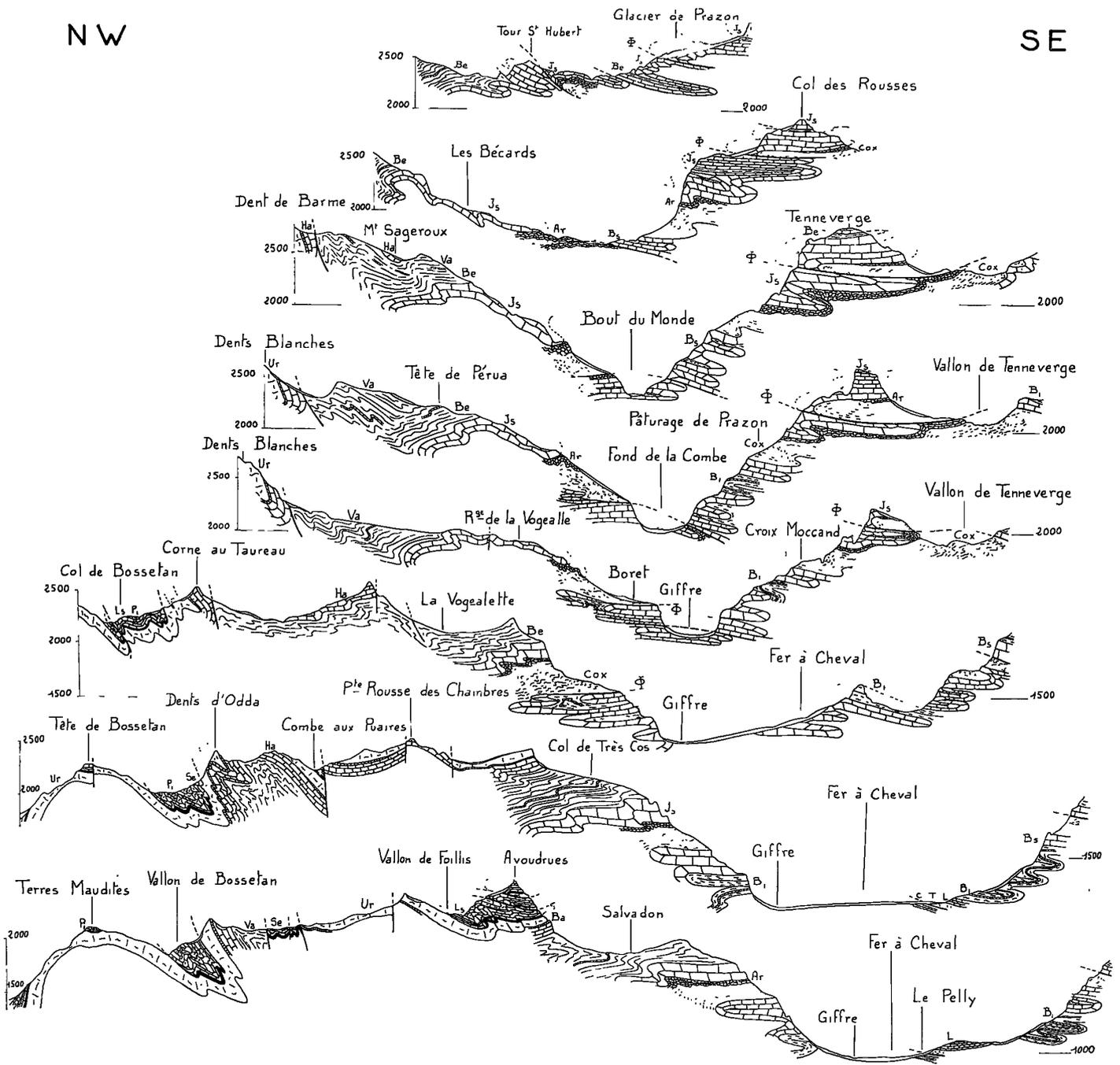
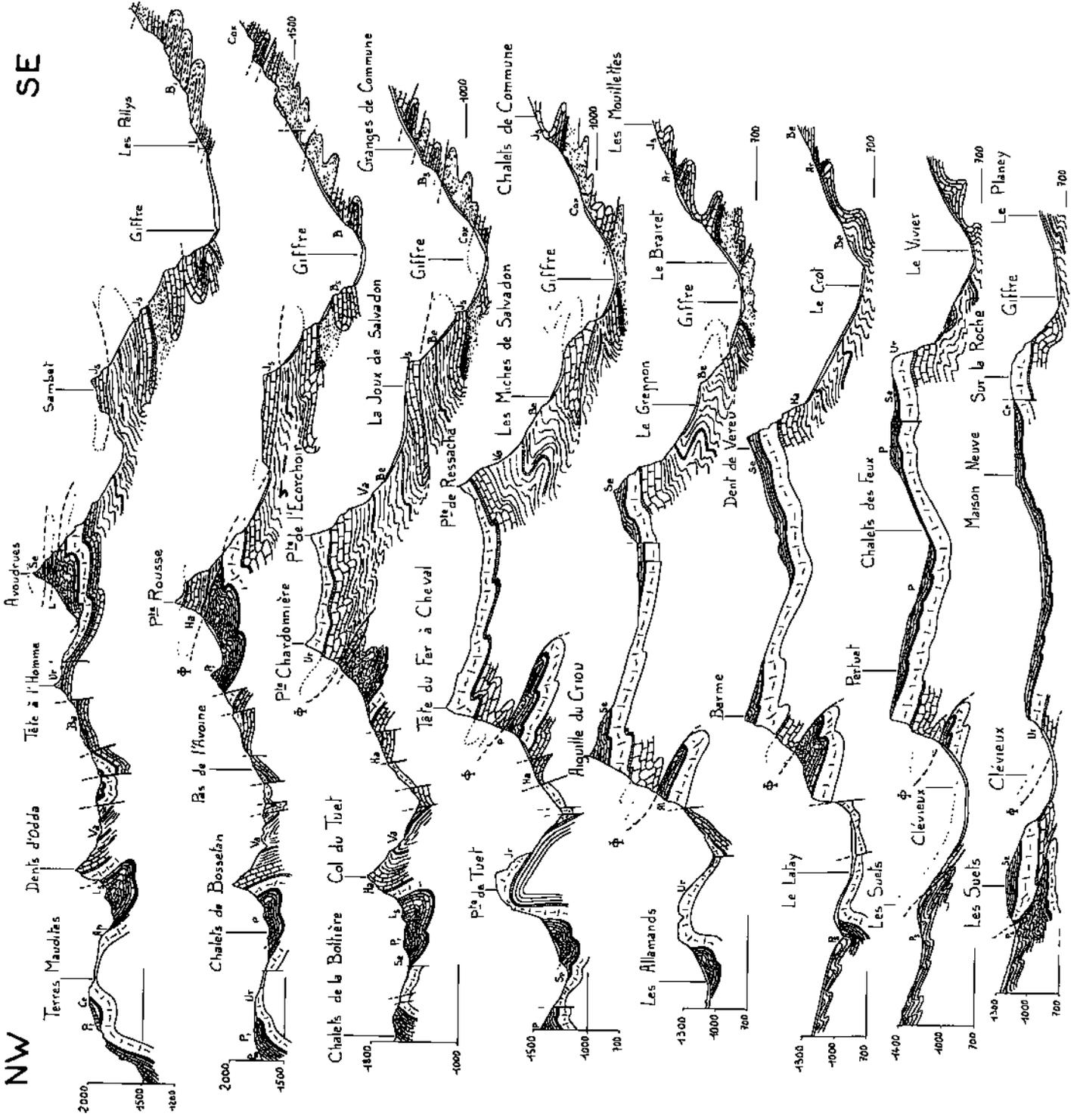


Fig. 12. — Coupes séries dans le massif de Sixt.

NW

SE



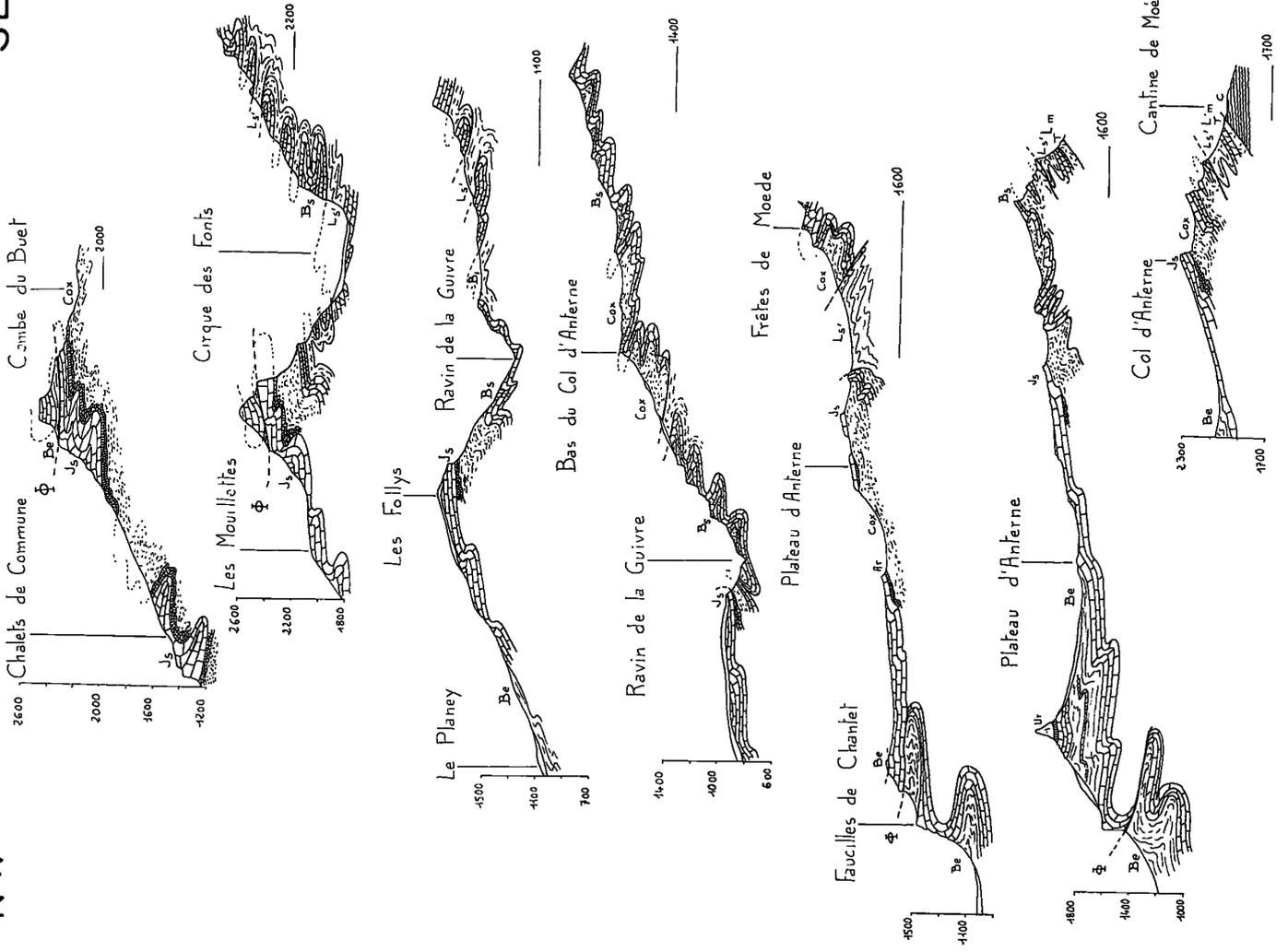
NW

SE

LÉGENDE

- Quaternaire indifférencié
- P₃ Priabonien supérieur
- " moyen
- " inférieur
- L₃ Lutétien supérieur
- L₁ Lutétien inférieur
- Se Sénonien
- Ce Cénozanien
- Al Albien
- Ap Aptien
- Ur Urgonien
- Ba Barrémien
- Ha Hauterivien
- Va et Be Valanginien et Berriasien
- Js Jurassique supérieur
- Ar Argovien
- Cox Callovien-Oxfordien-Bathonien
- Bs Bajocien supérieur
- Bi Bajocien inférieur
- L Lias s.l.
- L₃' " supérieur
- Lim " moyen-inférieur
- T Trias indifférencié
- C Crétacé

Echelle. 0 200m 1 Km



Il faut noter en outre les virgations visibles en deux points dans le Massif de Sixt ; les plis du Fond de la Combe ont une direction axiale Nord 75°-Est, c'est-à-dire oblique par rapport à celle des Aiguilles Rouges (Nord 50°-Est) et celle des plis supérieurs. De plus, aux Frêtes du Grenier de Commune, nous avons souligné la présence d'un changement d'orientation du synclinal berriasien sommital : ces observations, jointes à la présence de « plis contrariés » (Avoudrués), confirment l'importance, dans cette région, du serrage qui va donner naissance à l' « éventail de Sixt », dont les structures vont voir leur amplitude augmenter du Sud-Ouest au Nord-Est où l'on note un froncement important qui peut avoir deux causes : une cause superficielle due aux Préalpes, une autre, profonde, due à des mouvements de socle. La conséquence des deux phénomènes est l'empilement à l'arrière des Préalpes et le déversement fluidal très important au Nord, où l'on note la présence d'une série appartenant au flanc inverse de l'anticlinal complexe de la Tour Saillièrre, superposée à une série jurassique encore très réduite.

B) Hypothèses d'une tectogénèse.

Nous venons de voir que l'on pouvait, dans le Massif de Sixt, envisager l'existence d'un bassin de sédimentation, en tout point semblable à celui où se sont déposés les sédiments subalpins plus méridionaux. Dès le Lias, les Aiguilles Rouges ont acquis leur caractère géantoclinal, et l'on peut concevoir leur bordure occidentale comme étant une véritable flexure, permettant une variation latérale de faciès très brutale. Pendant toute la sédimentation mésozoïque, ce haut-fond a gardé son caractère, séparant ainsi « l'avant-fosse sub-alpine s. l. » en deux zones : celle du Val d'Illicz, Sixt et Désert de Platé à l'Ouest, et celle de Chamonix et du Mont Blanc à l'Est des Aiguilles Rouges.

Dès lors, les deux fosses vont évoluer simultanément et séparément. Quelques mouvements embryonnaires vont se produire au sommet du Malm, à l'Hauterivien supérieur et au Crétacé supérieur : la couverture sédimentaire des Aiguilles Rouges occidentales se décolle tandis que les Préalpes se mettent en place au Chattien et serviront de butoir aux plis subalpins. Pendant que se prépare la surrection des Aiguilles Rouges, à

la limite Miocène supérieur - Pliocène, celles-ci surgissent et prennent leur altitude actuelle par une tectonique essentiellement verticale ; dans cette phase, le Massif du Mont-Blanc, comprimé en profondeur, se déverse sur la zone de Chamonix qui, selon C. BORDET (1961), correspondrait à une fracture profonde du socle et ne serait qu'un « joint tectonique » plus interne que le synclinal médian de Belledonne. C'est alors que se mettent à glisser les terrains subalpins, sur le plan incliné du flanc occidental des Aiguilles Rouges.

Il est probable que des failles anciennes aient joué pendant cette phase de mise en place des plis. En effet, l'apparition du Cristallin du Pelly et du Trias des Fonts, alignés suivant une direction Nord 30°-Est, pourrait être liée à une faille de socle. La vallée glaciaire du Fond de la Combe aurait alors elle-même une origine tectonique de même nature. D'autre part, le brusque changement de direction de la vallée du Giffre entre les Tines et Samoëns, ainsi que l'ensellement entre Suets et Pointe de Tuet pourraient être, eux aussi, liés à des failles Nord-Ouest - Sud-Est (c'est d'ailleurs peut-être à une faille de ce type que seraient dus les « mouvements contrariés » des Avoudrués et la virgation des Faucilles de Chantet).

M. A. BUXTORF cite la faille du lac de Gers orientée Nord-Ouest - Sud-Est, tandis que C. BORDET signale la grande faille du Prarion Nord-Sud. Peut-être serions-nous là en présence d'un système de failles profondes matérialisant, sous la couverture sédimentaire, la présence de claveaux divergents, témoins du mouvement général de l'arc alpin ? La direction de la vallée de l'Arve, entre Cluses et Sallanches (Nord-Ouest - Sud-Est), pourrait également avoir la même origine.

Il nous faut enfin rappeler la disharmonie existant entre Urgonien-Malm et Bajocien, ce qui entraîne une tectonique propre à chaque étage : la complication des plissements est progressive vers les termes inférieurs (fig. 11).

C) Essai d'une nouvelle interprétation tectonique ; raccords avec les Dents du Midi et la Tour Saillièrre.

Partant des observations énoncées plus haut, nous avons essayé de replacer le Massif de Sixt dans le contexte des Dents du Midi et de la Tour Saillièrre.

Le changement de direction des Dents du Midi, qui deviennent Ouest-Est à la latitude du col du Jorat, nous permet de penser que le même phénomène se présente au niveau du Jurassique de la Tour Saillièrre : d'ailleurs nous avons vu que des changements de direction notables étaient visibles dans le Massif de Sixt. Le mouvement s'accroissant

vers le Nord, nous aurions bien un grand anticlinal chevauchant une série à faciès plus réduit au col du Jorat. Cette complication, résultant du serrage profond et de l'absence des Préalpes du Nord, permet ainsi l'étalement des structures dans cette direction.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- AMBERGER (G.-F.) (1960). — L'Autochtone de la partie Nord-Ouest du Massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie et Valais) (Thèse n° 1312. *Publications du Laboratoire de Géologie de l'Université de Genève*, n° 108).
- BORDET (Cl.) (1961). — Recherches géologiques sur la partie septentrionale du Massif de Belledonne (Alpes françaises), Ministère de l'Industrie (*Mém. Carte géol. Fr.*).
- COLLET (L.-W.) (1904). — Etude géologique de la Chaîne Tour Saillièrre - Pic de Tenneverge avec carte géologique au 1/50 000° (*Mat. Carte géol. Suisse*, XIX^e Livr., Berne).
- (1906). — Note sur la tectonique du Massif du haut Giffre (*Arch. des Sc.*, Genève, t. XXII, p. 544).
- (1910). — Les hautes Alpes calcaires entre Arve et Rhône (*Mém. Soc. Phys. et Hist. nat. Genève*, vol. 36, fasc. 4).
- (1935). — La limite Jurassique-Crétacé au Mont Ruan, 3 047 m (nappe de Morcles) (*C. R. Soc. Phys. et Hist. nat.*, Genève, vol. 52, n° 3).
- (1943). — La nappe de Morcles entre Arve et Rhône (*Mat. Carte géol. Suisse*, nouvelle série, 79^e livr.).
- COLLET (L.-W.) et LOMBARD (A.) (1928). — Sur la présence du plan de chevauchement de la nappe de Morcles dans le Fer à Cheval de Sixt (*C. R. Soc. Phys. et Hist. nat.*, Genève, vol. 45, n° 2).
- (1935). — Profil géologique du vallon de la Vogelle (Alpes de Sixt, Haute-Savoie) (*C. R. Soc. Phys. et Hist. nat.*, Genève, vol. 52, n° 3).
- COLLET (L.-W.) et PERRET (R.) (1926). — Compléments sur la géologie du col d'Anterne et du Cirque des Fonts (*C. R. Soc. Phys. et Hist. nat.*, Genève, vol. 43).
- COLLET (L.-W.), PERRET (R.), BILLINGS (M.) et DOGGET (R.) (1928). — Sur la présence du Cristallin du Massif des Aiguilles Rouges dans le Cirque du Fer à Cheval (*E. E. G. H.*, vol. 21, n° 2).
- FEUGUEUR (L.) (1951). — Le Nummulitique de la Nappe de Morcles entre Arve et Suisse (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, [6], 1, p. 671-692).
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.) (1933). — Sur le prolongement en Haute-Savoie et en Suisse des unités structurales des Alpes dauphinoises (*C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 196, p. 1153).
- GOGUEL (J.) (1951). — Le passage de la Nappe de Morcles aux plis subalpines (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, [6], I, p. 649).
- (1954). — La zone radicale de la Nappe de Morcles (*Bull. Carte Géol. Fr.*, t. 52, p. 207-211).
- HAUG (E.) (1896). — Etudes sur la tectonique des hautes chaînes calcaires de Savoie (*Bull. Carte Géol. Fr.*, t. VII, n° 48, 92 p.).
- JACOB (Ch.) (1905). — Sur la tectonique du massif crétacé situé au Nord du Giffre, + carte structurale au 1/50 000° (*Bull. Carte Géol. Fr.*, n° 108, t. XVI).
- LOMBARD (A.) (1932). — Géologie de la région du Fer à Cheval (Sixt, Haute-Savoie), + carte au 1/25 000° (*E. E. G. H.*, vol. 25, n° 2).
- (1936). — Les formations quaternaires de la vallée du Giffre-Bas (Haute-Savoie) (*Rev. Géogr. Phys.*, vol. IX, p. 209-220, Paris).
- DE LOYS (F.) (1918). — Le décollement des terrains autochtones au col d'Emmaney et au col du Jorat (*E. E. G. H.*, vol. XV, n° 2, p. 303).
- LUGEON (M.) (1912). — Sur la tectonique de la Nappe de Morcles et ses conséquences (*C. R. Acad. Sc.*, 30 sept.).
- MORET (L.) (1924). — Sur l'existence d'un niveau lacustre à *Limnea longiscata* dans la série nummulitique du massif du haut Giffre (Haute-Savoie) et sur sa signification (*C. R. Acad. Sc.*, 25 févr.).
- PERRET (R.) (1911). — Les crêtes du Fer à Cheval (Paris, *La Montagne*).
- (1920). — Topographie et physiographie du Fer à Cheval (Alpes calcaires du Faucigny). Barrère, Paris.
- ROSSET (J.) (1957). — Chaîne des Aravis entre Cluses et le col des Aravis (Haute-Savoie) (*Bull. Carte Géol. Fr.*, n° 247).
- SCHROEDER (W.-J.) et LILLIE (A.) (1935). — Le Nummulitique de Chantemerle (Samoëns, Haute-Savoie) (*C. R. Soc. Phys. et Hist. nat.*, Genève, vol. 52, n° 3).