# PROBLÈMES DE STRATIGRAPHIE ET DE TECTONIQUE DANS LES ALPES FRANÇAISES <sup>1</sup>

### par Léon MORET

#### **SOMMAIRE:**

I. LE SCHEMA STRUCTURAL CLASSIQUE DES ALPES FRANÇAISES ET SES MODIFICATIONS RECENTES.

#### II. LE SECTEUR DURANCIEN.

- A) La zone ultradauphinoise et sa signification paléogéographique et tectonique.
- B) La zone subbriançonnaise et sa signification paléogéographique et tectonique.

La répartition géographique des unités subbriançonnaises dans le secteur durancien.

L'ordre d'empilement des unités tectoniques formant les nappes de l'Embrunais-Ubaye.

Caractères stratigraphiques de ces unités.

(Digitations de Piolit, les Séolanes, Grand-Morgon, Chabrières-Escouréous.)

Interprétation paléogéographique de la zone subbriançonnaise.

Tectonique d'ensemble des nappes de l'Embrunais-Ubaye : origine et enracinement des unités.

La zone subbriançonnaise au Sud et au Nord du secteur durancien.

C) La zone briançonnaise s. l. et sa signification tectonique et paléogéographique.

Clef briançonnaise : coupe du Guil.

La stratigraphie briançonnaise et sa signification paléogéographique.

La tectonique briançonnaise, son origine, ses répercussions.

#### III. LE SECTEUR SAVOISIEN.

- A) La zone subbriançonnaise en Savoie et en Suisse.
- B) La zone briançonnaise s. l. et le massif de la Vanoise.
- C) La tectonique d'ensemble du secteur savoyard et l'origine des klippes préalpines de Sulens et des Annes.

### IV. CONCLUSIONS GENERALES.

Bibliographie sommaire.

d Résumé de deux conférences faites aux Universités de Leide et d'Amsterdam en avril 1954 (Trav. Labor. Géologie Grenoble, t. XXXI, 1954).

Aucune région de nos Alpes françaises ne se prête plus favorablement à une synthèse géologique que celle que franchit la Durance entre Briançon et le Gapençais. On peut même affirmer que c'est ce secteur qui a fourni la clef de cette synthèse par la beauté de ses coupes transversales, la variété des terrains, heureusement fossilifères et peu métamorphiques, dont les faciès ont pu être suivis pas à pas depuis les zones les plus externes jusqu'au cœur du Briançonnais, et surtout par l'étalement de la bordure occidentale de cette dernière zone sur les régions autochtones pour donner un des pays de nappes les plus typiques qui soit au monde, et qui fut même découvert par Emile Haug dès 1892, donc bien avant que Hans Schardt eut lancé pour les Préalpes du Chablais et de la Suisse l'hypothèse aujourd'hui universellement adoptée des chartiages.

Si cette vaste région est restée longtemps la principale inconnue des Alpes françaises, les grands pionniers de la géologie alpine, les Charles Lory, Pierre Termier, Emile Haug, Wilfrid Kilian, en ont cependant fixé pour nous les traits essentiels, et il est juste de rendre ici un hommage mérité à leur mémoire et à leur immense labeur.

Mais le temps a passé et, depuis un quart de siècle, la connaissance de nos Alpes a fait de nouvelles conquêtes et ce sont surtout ces conquêtes, auxquelles j'ai été associé, dont je désire exposer maintenant les étapes et les résultats essentiels.

# I. — LE SCHEMA STRUCTURAL DES ALPES FRANÇAISES ET SES MODIFICATIONS RECENTES

Rappelons que, depuis Ch. Lorv, la structure des Alpes françaises pouvait être schématisée de la façon suivante :

- 1° Une région externe comprenant les chaînes subalpines ou delphino-savoisiennes, formée par une série mésozoïque complète, épaisse, régulièrement plissée et passant par sa base liasicotriasique à ce que l'on appelait la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes, ou hercyniens (Mont-Blanc Aiguilles Rouges, Belledonne, Pelvoux, Mercantour).
- 2° Une région dite interne, située en arrière de cet arc cristallin et de sa couverture, débutant par la zone du Flysch ou des Aiguilles d'Arves, se continuant plus à l'Est par la zone du Briançonnais, comprenant une bande houillère axiale enveloppée dans une série

mésozoïque plus ou moins complète et d'épaisseur variable, puis enfin la zone du Piémont ou des schistes lustrés, essentiellement caractérisée par de puissantes séries sédimentaires métamorphiques.

Bien des modifications ont été apportées au cours des trente dernières années à ce schéma explicité naguère par W. KILIAN.

Depuis les mémorables recherches d'Emile Argand, il fut admis que l'ensemble des régions internes était refoulé sur les régions externes et que le front de cet immense charriage était souligné par un grand accident simple et continu, désigné par Argand sous le terme de chevauchement pennique frontal.

Or, il est non moins admis maintenant que ce chevauchement pennique n'est ni simple, ni par conséquent continu comme les « cylindres bien réglés » entrevus par ce grand visionnaire qu'était le géologue lausannois. Il s'agit en réalité d'un chevauchement complexe formé par la somme de chevauchements successifs se relayant sur le bord frontal de la zone interne, comme le feraient des festons successifs (M. Gignoux et L. Moret). Et nous aurons l'occasion de le montrer plus loin.

La zone du Flysch n'a plus l'individualité qui lui était auparavant conférée. En effet, M. Gignoux a montré que cette zone ne prenait naissance qu'à partir de la bordure sud-orientale du massif du Pelvoux, dont elle pouvait être considérée comme la couverture autochtone ici réduite au Nummulitique transgressif sur le Cristallin.

De nouvelles zones ont dû être créées (M. GIGNOUX, L. MORET), faisant le passage entre les régions externes et la zone du Brianconnais et permettant de suivre les variations progressives de faciès de l'extérieur vers l'intérieur du géosynclinal alpin.

Ce sont d'une part la zone ultradauphinoise, formée de la bordure orientale de la couverture des massifs cristallins et de la bordure occidentale de l'ancienne zone du Flysch qui, dans cette région, occupe une place analogue à celle de la zone ultrahelvétique et, d'autre part, la zone subbriançonnaise comprenant le reste de la zone du Flysch et une partie de l'ancienne zone du Briançonnais, zone largement développée entre Pelvoux et Mercantour où elle donne les fameuses nappes de l'Embrunais-Ubaye.

Ces deux zones, la zone subbriançonnaise surtout, y ont été l'objet, ces dernières années, de nombreux travaux; elles sont maintenant classiques et, à partir de cette région où elles ont été définies, ont pu être suivies très loin vers le Nord. Dans une première étape, on les a retrouvées jusqu'au Pas-du-Roc et au Col des Encombres (M. Gignoux, L. Moret, D. Schneegans); dans une deuxième étape, cette reconnaissance, grâce surtout aux travaux de

R. Barbier, a atteint le Nord de Moûtiers en Tarentaise. Finalement, le Subbriançonnais a pu être très récemment suivi jusqu'à la vallée du Rhône en passant par le Col du Petit-Saint-Bernard, et la zone de Sion - Val Ferret des géologues suisses (Barbier) <sup>2</sup>. Il va sans dire que, pendant ce trajet, les variations de faciès et surtout les phénomènes tectoniques en ont profondément défiguré les terrains, de sorte que l'exacte signification de ces affleurements n'a pas toujours pu être comprise dans les régions mêmes et qu'elle n'a pu l'être que lorsque, partant du Sud, c'est-à-dire de régions où la stratigraphie et la structure avaient été entièrement débrouillées, on est remonté progressivement vers le Nord en suivant presque pas à pas les affleurements.

#### II. LE SECTEUR DURANCIEN

A) La zone ultradauphinoise et sa signification paléogéographique et tectonique.

Du point de vue stratigraphique, cette zone qui, dans le Gapençais n'est que le prolongement de la zone dauphinoise autochtone, est formée, comme cette dernière, par une série complète allant du Trias (réduit et lagunaire) au Nummulitique (Trilogie priabonienne). Elle s'en distingue cependant par la réduction en épaisseur du Lias encore vaseux (le Dogger et les « terres-noires » du Bathonien-Oxfordien conservent à peu près leur puissance), l'apparition de passées siliceuses verdâtres dans le Malm dont la corniche tithonique tend à s'effacer 3, et surtout par l'épaisseur réduite du Crétacé inférieur 4 et la disparition progressive des puissants calcaires coralliens de l'Urgonien qui se fondent dans les faciès marno-calcaires schistoïdes, lesquels commencent à prendre localement le faciès subbriançonnais de « Néocomien à Aptychus », passant insensiblement au Crétacé supérieur à l'état de calcschistes pélagiques.

Visiblement, nous nous trouvons ici, au moins en ce qui concerne le Crétacé, en présence de faciès qui ont pris naissance

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> On est même allé jusqu'à parler d'un Subbriançonnais des Grisons (R. STAUB).

<sup>3</sup> L'ensemble du Lias-Jurassique totalise à peu près 800 m. ici, au lieu de 1.000 environ dans le faciès dauphinois.

<sup>4</sup> Au total 200 m. (plus 100 m. environ de Crétacé moyen marneux et autant de Crétacé supérieur) alors que, dans le Bochaîne par exemple, le Barrémien pélagique atteint à lui seul près de 1.000 m. d'épaisseur.

sur les pentes de l'avant-fosse alpine (où se développeront les faciès subbriançonnais) et au delà des accumulations de sédiments en talus bordiers des faciès dauphinois.

Tectoniquement, la zone ultradauphinoise s'enfonce partout sous les nappes subbriançonnaises de l'Embrunais-Ubaye dont elle constitue le substratum (lequel réapparaît très loin vers l'Est, en fenêtres).

Elle est essentiellement formée dans cette région par les « terres noires » très plissées, avec localement quelques noyaux anticlinaux anciens (ex. Trias, Lias à tendance néritique et Dogger calcaire de Terre-Pleine), mais surtout plusieurs lambeaux plus récents (Malm, Crétacé, Priabonien) donnant des lames synclinales pincées dans les « terres noires » (Puy de Manse et Tour Saint-Philippe, Saint-Vincent, Roche-Rousse) ou même décollées à ce niveau et débitées en petites écailles refoulées vers l'extérieur et contre la bordure du Pelvoux, comme à Soleil-Bœuf.

Dans l'ensemble, cette série ultradauphinoise, de teinte sombre, va s'opposer ici aux faciès plus clairs et souvent colorés des nappes superposées.

Plus au Nord, au delà des bavures subbrianconnaises, elle va prendre une allure de racines, et le socle cristallin, en l'espèce la bordure orientale du Pelvoux, va lui-même s'y associer en se clivant en minces écailles (structure qui se prolongera même largement plus à l'intérieur du massif où elle a été récemment étudiée par P. GIDON). Celles-ci pourront se suivre depuis la Croix de Cibouit (M. GIGNOUX) et la Madeleine (coupe de la Liche des Chamois, M. Gignoux, L. Mo-RET, J. BOUSSAC) jusqu'au Col du Lautaret (P. GIDON) et même au delà (M. Gignoux, E. Raguin). Quant aux formations mésozoïques et surtout nummulitiques (envahies progressivement par des conglomérats) de la zone, elles vont former la grande chaîne des Aiguilles d'Arves qui se poursuivra presque jusqu'à la traversée de l'Isère où elle disparaîtra par laminage. Elle sera immédiatement relavée par le feston du Niélard, puis par celui des Brèches de Tarentaise qui, par le Val Ferret et Courmayeur, atteindra la vallée du Rhône, légèrement en arrière des racines des nappes ultrahelvétiques (Préalpes inférieures).

## B) La zone subbriançonnaise et sa signification paléogéographique et tectonique.

Avec cette zone, nous entrons dans le domaine de ce que nous avons appelé la région alpine interne. Définie dans le secteur durancien de nos Alpes, cette zone correspond essentiellement aux nappes dites de l'Embrunais-Ubaye et peut être considérée comme un paquet de festons internes déversés sur la région externe et ultérieurement découpés par l'érosion, mais dont l'extension remarquable a été conditionnée à l'origine par l'ensellement structural compris entre Pelvoux et Mercantour.

Ecrasés entre le substratum autochtone de « terres noires » et l'énorme masse continue du Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais, ces festons (ou digitations) se présentent presque toujours comme des rubans irréguliers de terrains mésozoïques de teinte assez claire, morcelés en de nombreuses écailles lenticulaires. Il s'ensuit que la discrimination des diverses unités ne pourra se faire, le plus souvent, que par l'étude des faciès.

La répartition géographique des unités subbriançonnaises dans le secteur durancien (fig. 1).

Cartographiquement, l'ensemble de la grande bavure des nappes de l'Embrunais-Ubaye se montre divisé en deux lobes par la vallée de la Durance : le lobe d'Ancelle au Nord, celui de Barcelonnette au Sud, lui-même séparé en deux tronçons par le cours de l'Ubaye.

Le front du premier lobe, étudié surtout par M. GIGNOUX et L. MORET, débute au Nord par le massif des Autanes et se poursuit, sur la rive gauche du torrent d'Ancelle, par les pyramides calcaires de l'Arche et de l'Aiguille, puis par la belle façade montagneuse visible surtout des abords de La Bâtie-Neuve où culminent successivement les triangles verts de Piolit et des Parias, puis les rochers de la Pousterle et de Chabrières qui surplombent Saint-Apollinaire et la rive droite de la Durance, laquelle va se fermer à l'amont en donnant la demi-fenêtre d'Embrun. Vers l'Est, le lobe lui-même, où domine le Flysch à Helminthoïdes, se signale par les cimes massives de la Dublée, du Mont-St-Guillaume, de Couleau et de Clotinaille.

Entre Durance et Ubaye, le deuxième lobe, illustré par la thèse de D. Schneegans, se caractérise immédiatement par l'énorme massif du Morgon-Croix d'Ubaye, Escouréous, limité vers le Sud-Ouest par la profonde coupure du torrent d'Ubaye qui, brusquement s'élargit vers l'Est, pour donner la dépression-fenêtre de Barcelonnette, creusée dans les « terres noires ».

Enfin, au Sud de l'Ubaye et prolongeant le Caire, extrémité du Morgon, c'est la belle dentelure calcaire des Séolanes, qui se poursuit au Sud de Barcelonnette par le Pain de Sucre, le Chapeau de Gendarme, les Brecs, le Gias du Chamois, le Gerbier, etc...

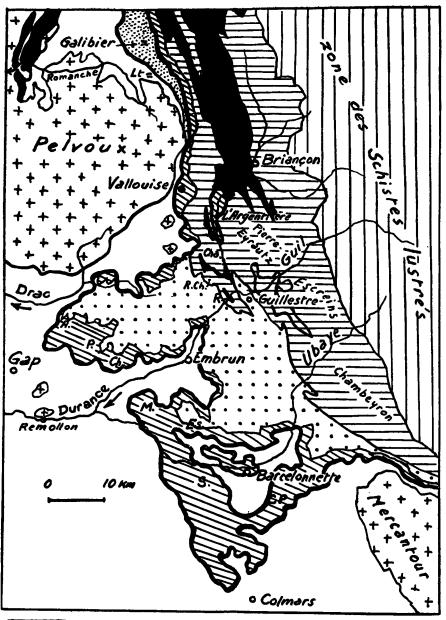




Fig. 1. — Alpes françaises: Le secteur durancien (nappes de l'Embrunais-Ubaye et région briançonnaise).

Lt, Coi du Lautaret; — Cha, Champcella; — Rch, Roche-Charnière; — R, Réotier; — A, massif des Autanes; — P, aiguille de Piolit; — Ch, Chabrières; — M, Grand-Morgon; — Es, Escouréous; — Cp, arête du Chapeau de Gendarme - Pain de Sucre.

disséqués à l'extrême par l'érosion, et qui ont été l'objet des beaux travaux de Mme Y. Gubler-Wahl. L'extrémité Sud du grand lobe se prolonge jusque vers Colmars (Montagne d'Autapie) et le Lac d'Allos où affleurent les ultimes écailles subbriançonnaises.

L'ordre d'empilement des unités tectoniques formant les nappes de l'Embrunais-Ubaye.

La succession des diverses unités-festons qui participent à ces nappes, déjà entrevue par E. Haug, a pu être finalement établie avec assez de certitude. Mais, étant donné que ces unités se présentent comme une suite de festons qui se relaient du Sud vers le Nord, en devenant de plus en plus externes, nous ne trouverons nulle part un empilement au complet. Ces unités auront a priori une origine d'autant plus interne, donc plus lointaine, qu'elles occuperont dans la série empilée une place plus élevée. Nous allons voir d'ailleurs que ces dernières appartiennent déjà à la zone briançonnaise et que, par leurs traits stratigraphiques, elles justifient le terme d'unités briançonnaises externes.

De haut en bas, nous distinguerons donc, en utilisant tous les travaux effectués dans ce secteur durancien :

Une nappe supérieure se rattachant au *Briançonnais* externe et comprenant :

Le Flysch de l'Embrunais ou Flysch à Helminthoïdes, enveloppe normale mais décollée, de

La digitation de Chabrières-Escouréous, noyaux mésozoïques du précédent.

La digitation du Morgon;

La digitation des Séolanes;

La digitation de Piolit;

Les écailles dites externes.

Toutes ces digitations sont emballées dans un complexe de Crétacé supérieur et de Flysch noir et sont parfois recouvertes anormalement, ou même encapuchonnées, par la nappe de Flysch à Helminthoïdes.

Une nappe inférieure dont toutes les digitations se rattachent au Subbriançonnais:

Caractères stratigraphiques de ces unités.

Nous les étudierons successivement en partant des unités les plus externes, donc de la base de l'édifice charrié (fig. 2).

Digitation de Piolit. — C'est essentiellement par elle que, dans la région, s'installe le premier régime subbriançonnais. En effet, des différences notables se présentent entre les écailles inférieures et la série ultradauphinoise. Si le Trias conserve son caractère lagunaire, en revanche, le Lias et le Dogger ont tendance à devenir néritiques, tandis qu'apparaissent les schistes à Cancellophycus (analogie avec le Dogger à Zoophycos des Préalpes médianes plastiques) au sommet des calcaires du Jurassique moyen. Le Callovien et l'Oxfordien restent à l'étal de « terres noires », et de vraies radiolarites, faciès nouveau pour la région, viennent s'insérer avec régularité dans les calcaires argoviens et jusque dans les calcaires fins à Calpionelles du Malm supérieur (dont la falaise tithonique est ici réduite) ainsi que dans les calcschistes à Aptychus du Crétacé inférieur auxquels ils passent d'une manière insensible, empêchant toute délimitation précise.

Quant au Crétacé supérieur, il se présente sous le faciès de calcschistes à Rosalines avec passées gréso-glauconieuses, ici particulièrement développé, et paraissant se prolonger insensiblement vers le haut par ce que nous appelons le Flysch calcaire, faciès qui fait le passage au vrai Flysch noir dont l'apparition massive dans cette première unité charriée est à souligner.

Digitation des Séolanes. — Sur le Trias, toujours lagunaire, se superpose un Lias complet et un Dogger néritiques et bréchiques, indiscutables faciès de cordillère. Puis vient le Jurassique avec ses couches à Cancellophycus et ses radiolarites, mais se terminant ici par un épais Tithonique à l'état de calcaire blanc récifal, preuve de la persistance de la cordillère pendant le Malm.

Pas de Crétacé sur l'axe de la cordillère, puis brusque transgression du Flysch noir débutant par des brèches à grandes Nummulites lutétiennes. Mais les faciès Malm-Crétacé à radiolarites et Aptychus réapparaissent progressivement de chaque côté (à l'Est et à l'Ouest) de cette petite cordillère des Séolanes.

Digitation du Morgon. — Le Trias (avec grandes épaisseurs au sommet de schistes rouges), le Lias (calcaires à Gryphées du Morgon et de Saint-Apollinaire) et le Dogger y conservent les caractères des digitations inférieures. Le Bathonien calcaire et néritique ressemble même déjà beaucoup à celui du Briançonnais (Dogger

à Mytilus). Mais le Jurassique et le Crétacé reprennent le type pélagique profond (calcaires à Calpionelles du Tithonique) et le Crétacé supérieur, toujours pélagique, passe sans interruption au Flysch calcaire puis au Flysch noir. C'est ce que D. Schneegans a appelé le sillon de Dramonasq, dans lequel la sédimentation a été continue du Crétacé au Flysch. Enfin, localement un nouveau type de Flysch, le Flysch à Helminthoïdes, fait son apparition au sommet de la série. Nous allons le voir se développer largement dans les digitations suivantes.

Digitation de Chabrières-Escouréous. — Par les faciès que l'on y voit s'individualiser, ces unités se rattachent sans ambiguité au Briançonnais externe, mais comme elles couronnent le complexe des nappes de l'Embrunais-Ubaye, nous les décrirons ici.

En effet, un premier changement se produit dans le Trias qui présente son faciès briançonnais de calcaire gris à Diplopores (falaise de Chabrières - La Pusterle et de l'Escouréous). Le prolongement de ces écailles vers l'Est (zone des racines) fait même apparaître, dans les cicatrices de Réallon et de Jausiers, les quartzites de base du Trias et les couches détritiques versicolores du Permien.

Plus de Lias, peut-être enlevé par les érosions anté-bathoniennes, mais les calcaires du Jurassique moyen prennent localement le faciès de couches à *Mytilus* (analogie avec les Préalpes médianes rigides) et, dans la base argovienne du Malm, commencent à se développer (Chabrières, Tête de l'Homme) des lentilles du célèbre faciès à Ammonites « Marbre de Guillestre » surmonté de son Tithonique blanc à Calpionelles et Radiolaires, faciès pélagique que nous allons retrouver dans tout le Briançonnais, et qui est également connu dans les Préalpes médianes (marbre de la Vernaz, en Chablais).

D'autre part, le Crétacé inférieur se réduit progressivement ainsi que le Crétacé supérieur qui prend le faciès briançonnais de « marbres en plaquettes » (= couches rouges des Préalpes); il n'y a même plus de Crétacé à Chabrières et le Flysch y transgresse directement le Jurassique supérieur.

Par contraste, à ces séries jurassiques lacuneuses, s'oppose immédiatement l'épaisse suite, d'allure presque géosynclinale, du Flysch noir et du Flysch à Helminthoïdes (faciès qui se retrouve dans les Préalpes médianes du Chablais) qui est ici en place, dans son domaine de sédimentation, d'où nous verrons qu'il est parti avec effraction pour s'écouler vers l'extérieur dès l'Oligocène, en venant recouvrir indistinctement toutes les autres unités plus

externes dont il viendra même (au droit d'Ancelle et du Col de Moissière notamment) encapuchonner la partie frontale <sup>5</sup>.

En résumé, ce rapide examen de la stratigraphie des unités subbriançonnaises nous permet de constater que les faciès y deviennent progressivement briançonnais, et cela des écailles inférieures aux plus élevées dans lesquelles nous avons pu déceler la plupart des éléments de la stratigraphie briançonnaise.

Parmi les faciès les plus remarquables qui caractérisent la zone subbriançonnaise, nous retiendrons surtout la présence des schistes rouges très épais du Trias du Morgon; les complexes schistoïdes à zones siliceuses, Aptychus, Bélemnites et microbrèches de la digitation de Piolit (Malm-Crétacé) dont ils sont très caractéristiques (faciès de fosses). Puis les calcaires coralliens des Séolanes (faciès de cordillère); l'apparition de lentilles calcaires roses amygdalaires (type marbres de Guillestre) de la digitation de Chabrières, d'affinités nettement briançonnaises; enfin le Flysch à Helminthoïdes, très épais, très régulièrement plissé (sans laminage), qui enveloppe anormalement la plupart des écailles (faciès briançonnais décollé, puis écoulé par gravité).

## Interprétation paléogéographique de la zone subbriançonnaise.

Une chose frappe tout d'abord, c'est la notable réduction en épaisseur de la série post-triasique (le Trias conserve son faciès réduit et lagunaire), laquelle est cependant complète. A part le Lias qui devient progressivement néritique (faciès à Gryphées et à entroques, avec Rhétien à la base), l'ensemble Jurassique-Crétacé, réduit au tiers environ de ce qu'il était dans la zone ultradauphinoise, prend un faciès plus profond, et cela surtout dans les digitations de Piolit et du Morgon car, dans celle des Séolanes, s'insère, au niveau de la partie supérieure du Malm, un magnifique calcaire récifal qui souligne la présence d'une petite cordillère subbriançonnaise déjà esquissée dès le Lias, ici bréchique, et qui sera même marquée bien après par une lacune du Crétacé. Enfin, l'apparition du faciès Flysch permet de séparer nettement le domaine ultradauphinois du Subbriançonnais.

Au total, cette zone subbriançonnaise correspond, dans l'économie alpine et à partir du Jurassique supérieur, à une petite fosse de subsidence (car il n'y a pas trace de métamorphisme dans ces séries) située en avant du grand géanticlinal briançonnais et de la

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup> Pour R. Staub, cette digitation supérieure de Chabrières-Escouréous aurait une origine austro-alpine?

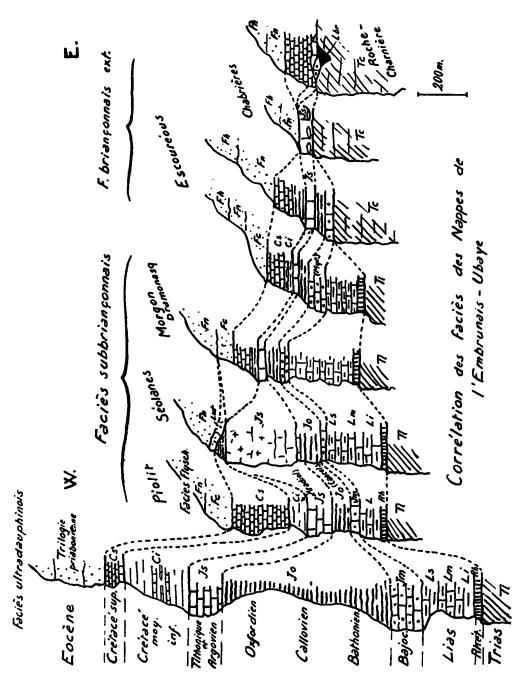


Fig. 2. — Corrélation des faciès des nappes de l'Embrunais-Ubaye (D. Schneegans, M. Gignoux, L. Morer). Flysch calcaire (Fc), noir (Fn), à Helminthoïdes (Fh); Lutétien (Lut); Lias bréchique (Lbr); Trias Lagunaire (Tl), calcaire (Tc).

grande fosse alpine qui lui fait suite vers l'Est, et que nous désignons sous le nom d'avant-fosse. Le passage des faciès subbriançonnais réalisés dans les digitations de la nappe inférieure, aux
faciès briançonnais francs, se fait par les digitations de la nappe
supérieure qui correspondent à ce que nous avons appelé Briançonnais externe. De plus, le passage de ces divers faciès les uns
aux autres s'opère d'une manière assez insensible et l'on peut dire
que l'on assiste, dans la zone subbriançonnaise ainsi établie, à la
naissance (cela notamment pour le marbre de Guillestre) des faciès
briançonnais et à leur individualisation progressive d'Ouest en Est.

Tectonique d'ensemble des nappes de l'Embrunais-Ubaye: origine et enracinement des unités.

Toutes ces unités viennent s'enraciner dans les régions frontales de la zone du Briançonnais dont elles sont séparées, au droit de St-Clément et après avoir subi un laminage plus ou moins total sur la bordure de la demi-fenêtre d'Embrun où elles sont écrasées sous l'énorme masse du Flysch de l'Embrunais, par un grand synclinal que forme là ce Flysch, auprès de Saint-Clément.

Les derniers vestiges des digitations externes (nappe inférieure) disparaissent sous le Flysch à partir de Châteauroux pour venir s'enraciner, d'une manière plus précise, dans le faisceau des écailles mésozoïques pressées dans le Flysch noir de Saint-Clément. Mais il est probable que les écailles supérieures (digitation de Chabrières-Escouréous) contournent en profondeur la vaste boucle synclinale de Flysch pour venir se raccorder avec les écailles mésozoïques si voisines de faciès et laminées à l'extrême de Réotier et du Plande-Phasy. On sait que dans ces deux localités les quartzites triasiques, le Permo-Houiller et même le tréfonds cristallin (granite de faciès protogine du Pelvoux du Plan-de-Phasy) sont intervenus à la base de ces écailles briançonnaises externes qui font ici partie de la nappe ou digitation de Roche-Charnière, la première des unités de la grande zone du Brianconnais.

La zone subbriançonnaise au Sud et au Nord du secteur durancien.

Les nappes de l'Embrunais-Ubaye se prolongent vers le Sud en Italie, du Pas de l'Enclausette au Col de Tende et contournent, par le Nord et le Nord-Est, le massif cristallin du Mercantour-Argentera (D. Schneegans, 1938).

Partout elles reposent sur la couverture autochtone de cet

ancien massif, décollée au niveau du Trias et replissée en écailles plus ou moins complexes (P. Fallot et A. Faure-Muret, 1949).

Vers le Nord, après les lambeaux de la Tête des Hommes (Forest des Estaris) près d'Orcières et du Roc Blanc - Tête de Vautisse qui, par leurs faciès, doivent être attribués à la nappe de Roche-Charnière, la zone subbriançonnaise se réduit à un mince ruban radiculaire très laminé, formé de Flysch noir et de marbres en plaquettes emballant des lames calcaires de Jurassique moyen néritique comme le cas se présente dans la région de Vallouise. Non loin de là, vers l'Est, la fenêtre de l'Argentière, creusée par la Durance dans l'empilement des nappes briançonnaises, ici surélevées en un anticlinal secondaire, a mis à nu le substratum subbriançonnais sous son faciès typique de la digitation de Piolit (Néocomien à Aptychus).

Plus au Nord, la zone subbriançonnaïse, toujours avec ses faciès compréhensifs jurassico-crétacés peut se suivre par la vallée de l'Eychauda, la Cucumelle, les Neyzets; puis elle passe sur la rive gauche de la vallée de la Guisane à partir de Monêtier-les-Bains (M. Gignoux, 1936) et jusqu'au Col du Galibier. Là, l'écaille subbriançonnaise la plus élevée, celle de la Mandette, située juste audessous du grand chevauchement briançonnaïs, comporte, associé au Crétacé, du Flysch à Helminthoïdes.

Au delà, le Subbriançonnais se poursuit dans la vallée de Valloire (M. Gignoux et L. Moret, 1937) jusqu'à Saint-Michel-de-Maurienne dans la vallée de l'Arc, en passant par le Rocher du Fort du Télégraphe, dont les célèbres brèches, d'abord attribuées au Lias par W. Kilian, ont été depuis sérieusement rajeunies et rapportées au Malm. Au Pas-du-Roc, sur la rive droite de l'Arc et dans le massif des Encombres, le Subbriançonnais est représenté surtout par la digitation de Piolit dont les faciès (notamment les couches à Aptychus et zones siliceuses) se retrouvent jusque sur le versant Nord du Col des Encombres (L. Moret et D. Schneegans, 1936). Plus au Nord, dans le secteur savoyard, nous verrons que la zone subbriançonnaise, devenue ici la zone des Brèches de Tarentaise et la zone du Petit-Saint-Bernard, se prolongera par le Val Ferret italien jusqu'à la vallée du Rhône en Suisse.

## C) La zone briançonnaise s. l. et sa signification tectonique et paléogéographique.

Les premières unités briançonnaises apparaissent, comme nous l'avons vu, au confluent du Guil avec la Durance, près du village fortifié de Montdauphin, et les deux affleurements classiques sont celui de Réotier sur la rive droite, du Plan-de-Phasy sur la rive

gauche. Là ces écailles qui, par leur faciès, doivent être attribuées à ce que nous avons appelé le Briançonnais externe (c'est-à-dire la bordure externe de la grande zone ici nappe de Roche-Charnière), sont extrêmement laminées.

Précisons que ce Briançonnais externe est caractérisé par l'existence des calcaires gris du Trias séparés des quartzites de base par le niveau des gypses et cargneules, du Dogger néritique (Bathonien), des schistes callovo-oxfordiens réduits ou absents, d'un Malm commençant à prendre le faciès de marbre de Guillestre et enfin du complexe Crétacé-Flysch; mais, il n'y a plus de Lias. La série type se montre notamment à la Tête du Grand-Pré, près de Monêtier (M. GIGNOUX).

Mais, au Plan-de-Phasy comme à Réotier, cette série est difficile à déchiffrer, les couches étant des plus étirées et broyées (les quartzites triasiques y sont par exemple réduits à un banc poudreux de un mètre d'épaisseur).

Si de la nous remontons le Guil ou la Durance, nous pénétrons progressivement dans le vrai Briançonnais, soit transversalement aux plis (Guil), soit parallèlement (Durance), et nous savons déjà que ce dernier trajet va même nous faire toucher le socle subbriançonnais dans la fenêtre de l'Argentière, dès La Roche-de-Rame et sous l'empilement des unités briançonnaises (ici de bas en haut : nappe de Roche-Charnière, nappe de Champcella, nappe de Pierre-Eyrautz).

#### Clef briançonnaise; coupe du Guil.

La clef de la structure de la région a été fournie par la belle coupe dite du Guil, dont la profonde gorge traverse l'empilement des unités entre Guillestre et la Maison du Roy, empilement donnant lieu à un vaste bombement anticlinal qui se répercute au Nord dans le massif de Pierre-Eyrautz (ou de Peyre-Haute), au Sud dans celui d'Escreins.

Il s'agit d'un véritable entassement de nappes, les nappes du Guil de W. Kilian leur découvreur, disséqué par l'érosion suivant l'axe du grand anticlinal secondaire en une fenêtre très allongée qui se prolonge au Nord dans la vallée du torrent de la Valette, au Sud dans celle d'Escreins, et qui, sous l'unité supérieure (nappe de Peyre-Haute), laisse entrevoir une unité inférieure ou nappe de Champcella déjà nommée, et au-dessous de laquelle émergeront, plus à l'Ouest, les éléments écrasés de la nappe de Roche-Charnière (étudiées récemment par J. Debelmas).

Si la nappe de Pierre-Eyrautz forme au Sud la presque totalité des montagnes d'Escreins et, au Nord, tout le massif de Pierre-Eyrautz, en revanche, c'est surtout la nappe de Champcella, localement replissée en digitations secondaires (Pics des Aiguillons à Pierre-Eyrautz, massif de la Condamine plus au Nord, sur la rive droite de la Durance), qui va former en grande partie les montagnes entre Briançon et Vallouise étudiées naguère par Pierre Termier, et qui, précisément, lui permirent de définir le style en empilement d'écailles de la région 6.

La stratigraphie briançonnaise et sa signification paléogéographique (fig. 3).

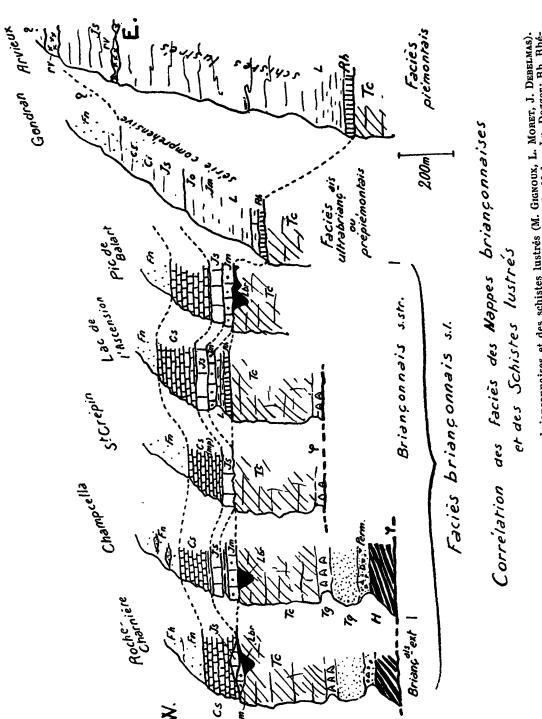
On sait déjà qu'elle est ici très lacuneuse et caractérisée par l'absence de Lias, de Callovo-Oxfordien et de Crétacé inférieur, ce qui explique la faible épaisseur de la série mésozoïque post-triasique. Par contre, le Houiller fait son apparition massive et se concentre surtout dans la partie axiale (bande houillère), entouré de sa couverture mésozoïque dont il émerge à partir du parallèle de Vallouise. Les recherches récentes ont pu y mettre en évidence, outre le Stéphanien et le Westphalien avec plantes fossiles, le Namurien également fossilifère (J. Fabre, R. Feys, Ch. Greber, 1953).

Le Permien est représenté par les andésites de la nappe inférieure du Guil, subordonnées au Verrucano. Ces laves se retrouvent plus au Sud, dans le massif de Chambeyron, au Sud de l'Ubaye, associées aci encore aux grès versicolores grossiers du Verrucano qui, ailleurs, représente seul le Permien, ou même l'extrême base du Trias, avec des pélites versicolores. Quant à l'enveloppe mésozoïque de cet ensemble ancien, elle présente la constitution suivante:

Le Trias comporte surtout le puissant étage des calcaires gris à Diplopores (se terminant vers le haut en de rares points par un horizon de schistes et dolomies), puis les gypses et cargneules inférieurs, très épais, et enfin les quartzites de base.

Le Jurassique est surtout représenté par les calcaires néritiques noirs à *Mytilus* du Dogger, parfois bréchiques; le Malm, par les calcaires roses et noduleux de Guillestre (gisements à Ammonites

<sup>6</sup> Ses première et deuxième écailles correspondent à notre Subbriançonnais et au Briançonnais externe, sa troisième écaille au Briançonnais interne ou proprement dit, et enfin nous verrons qu'en face de Briançon, dans le massif de Prorel, une quatrième écaille, essentiellement formée de schistes cristallins et de conglomérats transgressifs, et sur l'origine de laquelle on discute encore, vient même se surajouter au sommet de l'édifice.



⋛

Fig. 3. — Corrélation des faciès des nappes briançonnaises et des schistes lustrés (M. Gignoux, L. Morer, J. Debelmas).
 Fc, Flysch calcaire; Fn, noir; Fh, à Helminthoïdes; Cs, Crétacé sup.; Ci, Crétacé inf.; Js, Malm; Jm, Dogger; Rh, Rhétien; L, Lias, Lbr, Lias bréchique; Tg, Trias lagunaire; Tc, calcaire; Tq, quartzite; rv, roches vertes; Perm, Permien (verrucano); H, Houiller; q, principales surface de décollement.

des carrières de Guillestre), transgressifs, parfois avec brèches de base, se terminant par les calcaires blancs à Calpionelles fossilifères (Ammonites) au Col du Lauzon, dans le massif d'Escreins.

Le Crétacé supérieur à faciès marbres en plaquettes typiques avec couches rouges à Rosalines et bancs de brèches de base, peut transgresser directement le Trias ou le Malm. On admet maintenant (M. Lemoine) que la partie supérieure, grise, des marbres en plaquettes peut passer insensiblement à l'Eocène (variation des faunes de Foramifères, apparition des Globorotalia et, localement, de petits bancs avec Nummulites); enfin, la série se termine par un Flysch noir très épais dans lequel des lentilles de microbrèches nummulitiques ont prouvé l'existence du Lutétien. Sur la bordure externe cette formation s'accompagne même de Flysch à Helminthoïdes, lequel est donc bien d'origine brianconnaise.

La plus grande lacune de cette série, assez uniforme dans les diverses coupes, est celle qui sépare Trias et Dogger transgressif et correspond au Lias, car elle est marquée par d'importantes brèches continentales et des dépôts rouges d'origine sidérolithique, lesquels sont à l'origine de la coloration de la plupart des couches rouges plus récentes. Les autres lacunes sont la lacune anté-argovienne et celle qui marque la base des marbres en plaquettes: elles sont actuellement d'objet de discussions, les uns admettant uniquement de vraies transgressions sur un socle émergé, les autres faisant intervenir des phénomènes d'abrasions sousmarines (hard-grounds phosphatés) aux dépens d'un vaste seuil accompagnées d'écrètement de cordillères avec courants de turbidité ou même glissements sous-marins, ce qui expliquerait la présence de brèches à ciment pélagique parfois interstratifiées en minces lentilles dans les marbres en plaquettes eux-mêmes. Il est en effet remarquable que l'on ne trouve plus ici d'éléments détritiques quartzeux et que le calcaire domine dans ces séries qui présentent ainsi tous les caractères des formations orogéniques avec brèches de cordillères.

Le tableau que nous pouvons dès lors esquisser de la région sera, toutes proportions gardées, assez semblable à celui que nous avons tracé pour la zone subbriançonnaise. Mais ici, en plus grandiose et conditionné par l'existence d'un seuil très allongé dans le sens de la chaîne, irrégulièrement immergé, et accidenté de bassins-sillons. Ce seuil né au Trias, et qui va désormais jouer un rôle très important dans l'embryotectonique et la sédimentation alpines est ce que nous appelons le « géanticlinal briançonnais ». Dans le secteur durancien les études détaillées de J. Debelmas ont montré qu'il présentait la constitution suivante d'Ouest en Est et vers la

fin du Crétacé 7: Une première cordillère faisant suite à l'avantfosse subbrianconnaise, la cordillère de Roche-Charnière, sera suivie du petit bassin de Champcella, puis la cordillère de St-Crépin précédera un nouveau bassin, celui de l'Ascension, limité à l'Est, avant la grande fosse alpine, par le seuil du Pic de Balart.

Dans le temps, l'histoire de ce géanticlinal brianconnais, individualisé dès le Trias, peut se résumer ainsi : émersion et érosion pendant le Trias supérieur et le Lias avec formation de résidus rouges sidérolithiques; transgression de ce socle au Dogger (Bathonien); nouvelle émersion avant l'Argovien (marbre de Guillestre) -Tithonique (calcaires blancs à Calpionelles); émersion probable au Crétacé inférieur, suivie de la transgression des marbres en plaquettes-Flysch.

Il est intéressant de souligner que, dès le Briançonnais oriental (zone désignée sous les noms de zone Vanoise-Chaberton, zone pré-piémontaise, zone ultrabrianconnaise), c'est-à-dire sur le talus oriental du géanticlinal briançonnais (cordillère briançonnaise s. l.), on note la réapparition d'une série continue Jurassique-Crétacé inférieur, Crétacé supérieur, Flysch, très épaisse et sous un faciès schistoïde qui a pu parfois faire prendre l'ensemble pour du Flysch.

C'est un tel complexe qui, progressivement métamorphisé dans la grande fosse du géosynclinal alpin, va donner les faciès schistes lustrés que l'on interprète, depuis P. TERMIER, comme une série compréhensive allant du Trias au Crétacé supérieur et peut-être même au Flysch, et qui reste encore un des grands problèmes de la Géologie alpine.

Les recherches de M. Lemoine ont précisé qu'à l'Est de Briançon, à l'Alpet, au Chaberton et dans la vallée du Rio Secco, des traces d'un seuil ancien apparaissant sous forme d'écailles et formé surtout de terrains antétriasiques (verrucano et quartzites sur Cristallin, sans Houiller), directement recouverts par les brèches et les conglomérats tertiaires transgressifs 8, venaient s'interposer avant la zone des schistes lustrés francs. Nous reviendrons sur cette intéressante constatation qui nous fournit une zone d'origine pour les lambeaux de la fameuse « quatrième écaille » de Termier dont nous avons parlé plus haut, où nous retrouvons des micaschistes directement transgressés par des conglomérats éocènes.

<sup>7</sup> Les recherches récentes de M. Lemoine (1953) ont abouti, pour la région de Briançon proprement dite, à des conclusions identiques.

8 Ce sont ces affleurements qui avaient été interprétés par P. Termier

comme lambeaux avant-coureurs de la nappe des schistes lustrés.

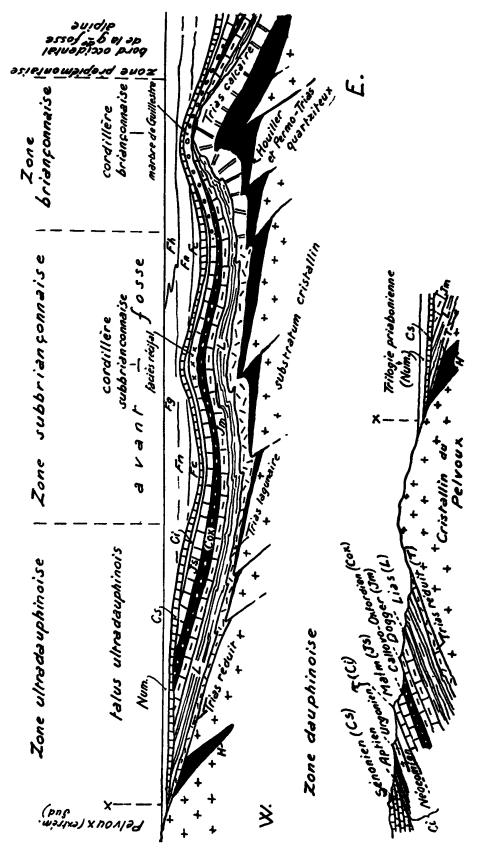


Fig. 4. — Schéma des conditions paléogéographiques de la bordure occidentale du géosynclinal alpin pendant l'Eocène, avant le paroxysme tectonique alpin.
Flysch calcaire (Fc), noir (Fn), à Helminthoïdes (Fh); Lutétien (Lut); Lias bréchique (Lbr); Trias lagunaire (Tl), calcaire (Tc); roches vertes (rv); Flysch gréseux (Fg).

La tectonique briançonnaise, son origine, ses répercussions.

Nous avons déjà laissé entrevoir le caractère essentiel du style briançonnais, en nappes empilées d'allure souple et replissée (les écailles de P. TERMIER), et cela dans tout le secteur durancien. Cette structure, mise pour la première fois en évidence dans cette région par ce géologue, demande une explication.

Il est maintenant à peu près certain, surtout depuis les recherches de J. Debelmas d'une part, de J. Goguel d'autre part, que la cause principale de cet état de choses réside dans le décollement de la série mésozoïque, enveloppe du noyau houiller, à la base du Trias (Tête de Gaulent) ou au niveau des gypses et cargneules du Trias moyen (montagnes entre Briançon et Vallouise). Ainsi libérée, cette série a pu glisser vers l'extérieur au moment du grand coup d'épaule alpin et venir s'y accumuler en replis superposés, en accentuant ainsi la dissymétrie originelle de la cordillère briançonnaise.

Le Flysch à Helminthoïdes qui empâtait tous ces plis, profitant de cette dissymétrie et de cette rupture d'équilibre, s'est à son tour décollé au niveau du Flysch noir de base pour se dérouler vers l'Ouest, dans la dépression comprise entre Pelvoux et Mercantour, et sous l'influence de la gravité, en écrêtant, laminant et transportant loin dans cette direction la tête des plis ou les embryons de plis subbriançonnais. Et c'est ainsi que prirent naissance les nappes de l'Embrunais-Ubaye. En résumé, la tectonique embryonnaire a dirigé, guidé la tectonique paroxysmale par écoulement de la phase alpine tertiaire.

Au Nord et au Sud, au droit des massifs cristallins du Pelvoux et du Mercantour surélevés, l'écoulement limité par ces buttoirs n'a pu donner lieu qu'à des faisceaux de plis écrasés et même redressés contre la paroi rigide.

Plus au Nord, nous verrons que là où les massifs cristallins étaient encore ennoyés sous leur couverture sédimentaire, de nouvelles bavures se sont produites, naissant notamment à partir du massif des Encombres pour atteindre vers l'extérieur l'avant-pays jusque dans la région de Thônes en Haute-Savoie (klippes préalpines de Sulens et des Annes).

Mais revenons en arrière et demandons-nous maintenant quelle peut bien être la cause de ce décollement de la couverture mésozoïque du Houiller briançonnais, phénomène capital de la géologie alpine.

Pour le moment, je n'en vois pas d'autre que le départ de l'énorme avalanche des schistes lustrés expulsés de la grande fosse alpine au moment de la formation de l'intumescence ou géotumeur alpine, dont l'origine reste mystérieuse et ne peut s'expliquer que par des causes profondes (L. Moret, 1950). Cet immense déferlement par simple gravité, qui a donné lieu à la nappe des schistes lustrés (P. Termier et W. Kilian, 1920) qui tend de plus en plus à devenir une réalité acceptée de la majorité des géologues alpins qui la retrouvent maintenant tout au long de la chaîne 9, s'est abattu sur notre région, provoquant par sa force vive le décollement des séries briançonnaises et tout ce qui suivit. C'est également l'encapuchonnement des plis briançonnais les plus orientaux par les schistes lustrés qui favorisa le déversement de ces plis vers l'Est, pour donner l'éventail briançonnais.

Mais au cours de sa progression, ce traîneau écraseur de schistes lustrés a également râclé le substratum ultrabriançonnais en se heurtant aux écailles résistantes de vieux terrains de l'Alpet et de la région du Chaberton, et ce sont des fragments de ces écailles qui ont été traînés jusque dans la région de Prorel, de Serre-Chevalier, de l'Eychauda, pour constituer la « quatrième écaille » de P. Termier 10. Peut-être même, d'autres terrains de la zone du Gondran furent-ils entraînés simultanément, et c'est ainsi que pourrait s'expliquer la présence à Prorel et à Notre-Dame-des-Neiges de ces terrains singuliers (brèches de Prorel, calcschistes à radiolarites et Aptychus) dont la présence est assez insolite dans cette région axiale briançonnaise.

<sup>&</sup>lt;sup>9</sup> Et même dans des régions très internes, comme celle du Mont-Cenis, où J. Goguel et F. Ellenberger (La série mésozoïque de la couverture du massif d'Ambin, C. R. som. Soc. géol. de France, 3 novembre 1952) viennent de signaler, à la base des schistes lustrés, du Jurassique et du Crétacé de facies Vanoise incrustés sur le Cristallin du massif d'Ambin, ce qui tendrait à rattacher ce massif et cette couverture autochtone à la nappe du Grand-Saint-Bernard.

massif et cette couverture autochtone à la nappe du Grand-Saint-Bernard.

100 Je ne puis souscrire ici aux idées de mon collègue et ami M. Gignoux, ainsi qu'aux essais de démonstrations de P. Gidon (Thèse) sur l'origine autochtone ou ultradauphinoise de la « quatrième écaille » de P. Termier, et je persiste à croire, suivi d'ailleurs en cela par M. Lemoine, à son origine charriée. J'ai toujours estimé que les terrains cristallins de Serre-Chevalier et les curieuses brèches (dont j'ai montré l'âge éocène), qui leur sont associées à l'Eychauda, devaient provenir d'une zone ultrabriançonnaise, en grande partie cachée sous les schistes lustrés, mais dont les brèches et terrains singuliers de l'Alpet et du Rio Secco, par exemple, pouvaient donner une idée. En bref, cette « quatrième écaille » serait un lambeau du poussée de la nappe des schistes lustrés, nappe sur l'importance et l'amplitude de laquelle tous les géologues alpins sont actuellement d'accord.

## III. LE SECTEUR SAVOYARD

C'est à partir du Galibier que les zones de la région alpine interne pénètrent en Savoie, et il nous reste maintenant à en suivre les vicissitudes jusqu'à Sierre, dans la vallée du Rhône valaisan.

## A) La zone subbriançonnaise en Savoie et en Suisse (fig. 5 et 6).

Nous avons déjà vu que la zone subbriançonnaise, représentée, surtout par le faciès de la digitation durancienne la plus élevée, celle de Piolit, se dirigeait vers la vallée de Valloire et atteignait la vallée transversale de l'Arc à Saint-Michel-de-Maurienne, en passant par le promontoire rocheux (Dogger-Malm) du Fort du Télégraphe.

Sur la rive droite de l'Arc, immédiatement à l'aval de cette localité, le torrent franchit le verrou du Pas-du-Roc dans lequel peuvent déjà se retrouver tous les éléments stratigraphiques de la digitation de Piolit (Trias lagunaire, Rhétien, Lias et Dogger néritiques, schistes à Cancellophycus et schistes callovo-oxfordiens, Jurassico-Crétacé à microbrèches siliceuses et Aptychus, calcschistes planctoniques du Crétacé supérieur, Flysch schisto-gréseux éocène débutant par les calcaires blancs à grandes Nummulites lutétiennes de Montricher).

Puis, vers le Nord, la zone se développe pour donner le grand massif du Perron-des-Encombres, célèbre par ses replis avec charnières frontales conservées et étudié par R. Barbier dans sa thèse; mais elle se complète vers l'Ouest par un repli complexe de la digitation, celui de la Grande-Moenda, dans lequel les faciès précédents ont une tendance à devenir plus profonds, et que nous retrouvons au Nord de Moûtiers, dans la région de Feissons.

Sur tout son trajet, ce Subbriançonnais des Encombres est doublé extérieurement par un paquet parfois chaotique d'écailles dites externes (R. BARBIER), formé de Crétacé et de Flysch. Il est vraisemblable que nous nous trouvons ici en présence de la suite stratigraphique normale des plis jurassiques des Encombres, décollée au niveau des schistes de base et glissée, puis refoulée vers l'extérieur, au moment de l'orogenèse alpine, sur le Flysch ultradauphinois des Aiguilles d'Arves, qui d'ailleurs n'atteindra pas l'Isère.

Vers l'Est, au contraire, la zone subbriançonnaise présente une limite des plus nettes, puisque formée par une zone de gypses qui peut se suivre depuis le Galibier et qui la sépare du Houiller briançonnais; mais, fait intéressant, au Pas-du-Roc ces gypses sont lardés de blocs-klippes de roches variées (calcaires de Guillestre, calcaires fins à zones siliceuses et radiolarites, marbres en plaquettes, Flysch calcaire, etc.) que l'on peut aussi bien attribuer au Briançonnais externe qu'à la bordure subbriançonnaise orientale, mais qui soulignent le grand refoulement briançonnais. Cette zone des gypses va désormais accompagner notre Subbriançonnais jusqu'en Tarentaise (L. Moret, 1929).

Dès la région de Saint-Martin-de-Belleville, au Nord du Col des Encombres, va surgir de dessous les écailles externes de la digitation des Encombres une nouvelle unité subbriançonnaise, celle des Brèches de Tarentaise, représentée ici par le massif du Niélard, réputé pour ses brèches jurassiques recouvertes en transgression par les conglomérats à grandes Nummulites du Flysch (se distinguant des précédents par la présence de galets cristallins).

Peu avant Moûtiers et le confluent Isère-Doron de Bozel, entre cette zone du Niélard et celle de la Grande Moenda (qui va devenir au Nord le Faisceau de Feissons, toujours avec ses faciès liasiques profonds), surgit à son tour le faisceau de Moûtiers (zone des brèches de Tarentaise proprement dite) dont la stratigraphie n'est pas encore au point, faute de fossiles (H. Schoeller), et le faisceau de Salins, plus interne. La digitation de la Grande Moenda recouvre de dernier faisceau et limite le Subbriançonnais vers l'Est, car la digitation du Perron des Encombres a déjà disparu; mais elle-même se laminera à son tour entre Aime et Longefoy et, à partir de Bourg-Saint-Maurice, c'est la zone des brèches de Tarentaise et celle du Petit-Saint-Bernard qui, intriquées avec des écailles issues de la zone des schistes lustrés, la relaieront jusqu'à la vallée du Rhône et pourront être suivies par le Val Ferret, Courmayeur et Sion jusqu'à Sierre, où elles disparaissent progressivement.

De nombreux problèmes se posent dans ce secteur tarin, et spécialement celui de l'âge exact des brèches de Tarentaise dans lesquelles il semble raisonnable de voir, comme au Niélard, un complexe mésozoïque et tertiaire, ainsi que celui du rôle paléogéographique de cette zone formée de roches détritiques dures et qui a dû former une cordillère rigide (la « cordillère tarine » de Barbier) dans l'avant-fosse alpine. Un problème connexe est celui de la racine des klippes préalpines de Sulens et des Annes, problème dont la solution sera applicable à tout l'ensemble exotique du Chablais et de la Suisse auquel ces klippes sont manifestement liées. Nous en reparlerons plus loin.

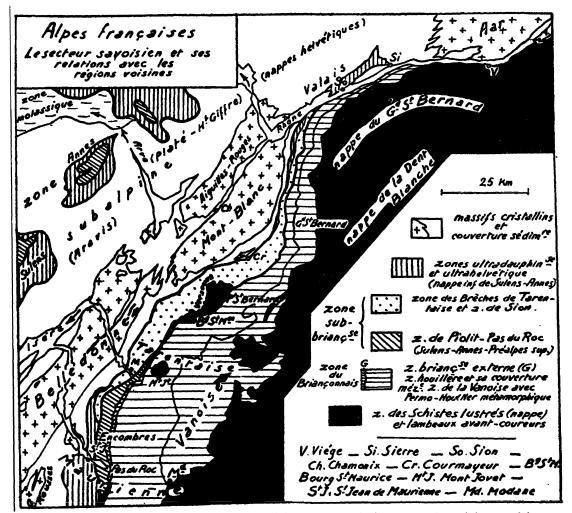
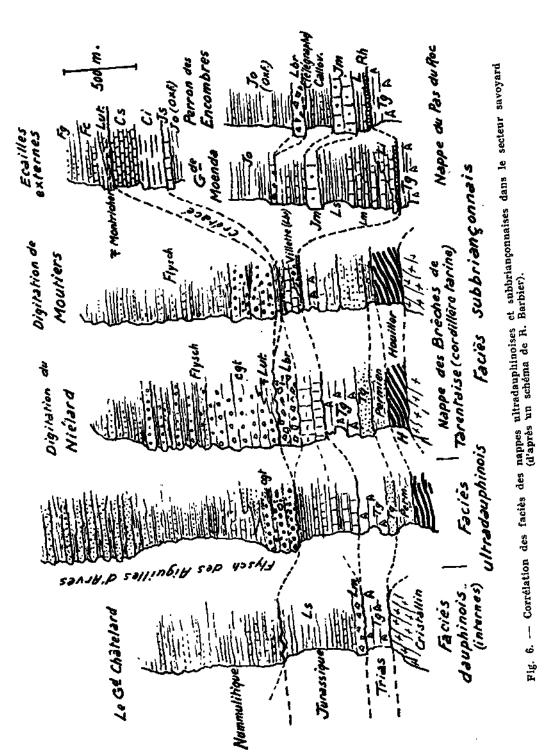


Fig. 5. - Alpes françaises: Le secteur savoisien et ses relations avec les régions voisines.

Enfin il y a également le gros problème du métamorphisme et de la présence de vrais schistes lustrés <sup>11</sup> accompagnés de roches vertes en pleine zone subbriançonnaise, problème qui, actuellement, semble bien devoir être résolu dans un sens uniquement tectonique: il s'agirait purement et simplement de vrais lambeaux avant-coureurs de la nappe des schistes lustrés, importés mécaniquement et inclus dans cette zone pendant le plissement.

<sup>11</sup> Dans le Valais, les schistes lustrés sans roches vertes, les « brisés du Valais », doivent être attribués à la zone subbriançonnaise.



En résumé, la zone subbriançonnaise peut être indiscutablement suivie, en arrière des massifs centraux des Alpes françaises et de leur enveloppe ultradauphinoise (devenue ici ultrahelvétique), jusqu'en Suisse. Comme dans le secteur durancien, cette zone s'y montre formée d'une succession de digitations en festons de plus en plus externes et se relayant du Sud au Nord. Le plus interne, le plus méridional de ces festons, correspondant à celui de Piolit qui, dans la série des nappes de l'Embrunais-Ubaye, occupe la base de l'édifice charrié et en est par conséquent le plus externe. Comme pour ces nappes également, nulle part la succession des unités n'est complète.

## B) La zone briançonnaise s. l. et le massif de la Vanoise.

Dans le secteur savoisien, cette zone est surtout représentée par sa bande houillère axiale, très décapée et qui atteint ici son maximum de largeur. Si la couverture mésozoïque est encore bien développée sur le parallèle de Vallouise où elle forme les paquets d'écailles décollées dont nous avons parlé, en revanche, à partir du bassin de Briançon, elle se réduit de plus en plus à l'Ouest et ne subsiste qu'à l'état de synclinaux étroits sur la rive gauche de la Guisane (Grand-Aréa, massif des Cerces) et surtout au massif du Grand-Galibier qui forme le dernier vestige important de la bordure occidentale de cette couverture de caractère brianconnais qui, à partir de la Maurienne ne sera plus représentée que par la zone des gypses. La bordure orientale va, par contre, se développer largement vers le Nord, en donnant, au delà des affleurements de la région de Névache, et émergeant d'un large promontoire de schistes lustrés recouvrants, le massif de la Vanoise, récemment étudié par F. Ellenberger et dans lequel ont été retrouvés à force de patience et de minutieuses recherches tous les terrains de la zone du Chaberton, c'est-à-dire une série stratigraphique complète (réapparition du Lias-Jurassique et du Crétacé supérieur fossilifères) de bordure de fosse, mais où commence à apparaître l'action d'un métamorphisme contemporain de l'orogenèse alpine, métamorphisme qui iouait au maximum dans la grande fosse où prenaient naissance les schistes lustrés.

C) La tectonique d'ensemble du secteur savoyard et l'origine des klippes préalpines de Sulens et des Annes.

Nous ne pouvons insister ici sur la structure de détail extraordinairement compliquée de la Vanoise où les décollements, laminages, charriages accompagnés parfois de renversement de séries sont monnaie courante. Il est vraisemblable que tout ce scénario compliqué résulte de phénomènes analogues à ceux que nous avons décrits dans le secteur durancien, mais présentant ici une intensité encore accrue.

Nulle part plus qu'en Maurienne et en Tarentaise en effet, la nappe des schistes lustrés ne se manifeste avec plus de netteté (M. GIGNOUX et L. MORET, 1930). Le déferlement de cette véritable nappe complexe (dont nous avons noté les intrications même dans le Subbriançonnais) y atteint son maximum puisqu'aussi bien nous en connaissons, en Tarentaise, des vestiges jusque près de Moûtiers, au Mont-Jovet qui peut être considéré comme une véritable klippe.

Et cette intensité, que nous n'hésitons pas à mettre avant tout sur le compte de la tectonique d'écoulement par gravité, conformément à ce que nous avons exposé pour les régions plus méridionales, va déterminer ici un phénomène nouveau, phénomène qui sera responsable du charriage des nappes préalpines supérieures. En effet, ce grand problème si discuté a longtemps séparé en deux camps les géologues alpins; ceux qui, à la suite d'Argand admettaient l'origine lointaine, peut-être même austro-alpine de ces nappes et ceux, plus modérés et partisans d'une origine rapprochée, vraisemblablement briançonnaise et auxquels semblent d'ailleurs s'être maintenant ralliés la majorité des spécialistes.

Pour nous, les festons qui ont donné lieu à ces unités préalpines ont pris naissance en Savoie, à partir de la Maurienne, et se sont déversés sur l'avant-pays précisément parce qu'à cette époque la barrière des massifs cristallins, déjà dressée au Pelvoux, ne se manifestait ni pour Belledonne ni pour la chaîne du Mont-Blanc (phénomène identique à ce que nous venons de décrire dans la région durancienne).

L'un de ces festons, dont les plis frontaux sont encore admirablement visibles dans le massif des Encombres où ils n'ont été redressés, dans leur position actuelle. qu'après la surrection isostatique récente des massifs centraux septentrionaux, est formé d'une série stratigraphique qui, jusque dans ses détails, reproduit celle de la digitation de Piolit et des klippes savoisiennes. C'est ainsi que la série liasique néritique et d'épaisseur réduite, avec son Rhétien, s'y retrouve ainsi que les calcaires du Dogger, les schistes à Cancellophycus et les schistes callovo-oxfordiens. Dans nos klippes, se retrouvera même un phénomène déjà noté par Barbier aux Encombres, celui du décollement de la partie supérieure de la série pour donner une écaille complexe et indépendante, essentiellement formée de Crétacé (calcschistes et calcaires à Aptychus, à Calpionelles, et à zones siliceuses avec interstratifications de niveaux microbréchiques, etc.), de Crétacé supérieur pélagique et de Flysch avec calcaires et conglomérats lutétiens à grandes Nummulites (L. Moret, 1934).

C'est cette dernière série qui, dans ces klippes, constituait notre « nappe moyenne », terme qui montre bien son individualisation entre les nappes inférieure ou ultrahelvétique (dont la racine est bien connue en arrière du Mont-Blanc) et la nappe supérieure, triasico-liasique, qui forme la masse principale de ces lambeaux exotiques et dont nous aurons à discuter l'origine.

Ajoutons que ces séries des nappes moyenne et supérieure des klippes ne sont nullement métamorphiques (s'opposant ainsi aux faciès de la Vanoise), ce qui peut s'expliquer par la situation externe de ces dépôts dans le géosynclinal et leur glissement précoce au moment de l'orogenèse alpine oligocène, toutes conditions dont nous pourrions à la rigueur trouver une preuve dans la disparition de la zone Piolit-Encombres dès qu'apparaissent les Préalpes sur l'avant-pays. Les racines, coupées de cette large bavure, sont restées en profondeur, sur les nouvelles digitations subbriançonnaises qui se développent par dessous, pour affleurer largement au Nord de Moûtiers en Tarentaise, mais dont nous ne savons pas au juste ce qu'elles ont pu donner vers l'extérieur.

Considérées tout d'abord comme représentant ici les Préalpes médianes, ces unités et surtout la nappe supérieure triasico-liasique a été rattachée récemment par M. Lugeon aux Préalpes externes-internes (ou ultrahelvétiques). Je ne puis admettre cette assimilation pour les raisons suivantes : tout d'abord, l'analogie des faciès avec ceux de la digitation subbrianconnaise de Piolit-Encombres oblige à éloigner leur enracinement vers l'intérieur de la chaîne; d'autre part, le Lias, d'après G. PETERHANS, y présente de grandes ressemblances avec celui des Médianes, et il n'est pas jusqu'au Trias lui-même, ici lagunaire, qui ne possède aussi de grandes analogies avec celui des « Médianes plastiques », pour utiliser la terminologie mise à la mode par les géologues de Lausanne. Dans les Préalpes médianes en effet, le Trias ne prend son faciès calcaire (analogue au faciès qui apparaît dès le Brianconnais externe) que dans la moitié interne, ou « Médianes rigides », dont le style tectonique est différent et que l'on a actuellement tendance à séparer des Préalpes plastiques (J. TERCIER, 1954). Mais dans la Vanoise, région qui ne présente nullement le caractère d'une zone de racines, le Trias possède de grandes analogies avec celui des Médianes rigides, d'après ELLENBERGER.

En admettant les équivalences proposées par M. Lugeon, la question des racines se complique du fait que celles des Médianes, dans la solution courte, doivent être recherchées dans la zone des Encombres où le Trias n'a nullement le faciès calcaire, ou alors dans la région de la Vanoise qui, si elle se rapproche des Médianes par le faciès de son Trias, s'en éloigne par ses autres formations parfois très métamorphiques (ex. calcaires phylliteux du Crétacé de la Vanoise s'opposant aux couches rouges planctoniques des Médianes).

En réalité, la série supérieure des klippes savoisiennes présente de grandes affinités de faciès avec la digitation subbriançonnaise de Piolit-Encombres et, de ce fait, ne peut être considérée comme appartenant aux unités ultrahelvétiques. En revanche, elle constitue un passage incontestable aux séries des Préalpes médianes chablaisiennes dont les faciès reproduisent exactement ceux des digitations supérieures des nappes de l'Embrunais-Ubaye (apparition des calcaires à Diplopores du Trias, des marbres jurassiques de la Vernaz-Guillestre et du Flysch à Helminthoïdes en Chablais). La zone radiculaire de ces nappes chablaisiennes ne serait autre que la zone des gypses, véritable cicatrice qui, dès la Maurienne, sépare le Houiller briançonnais du Subbriançonnais de Valloire et des Encombres, et qui contient des fragments-klippes de la plupart de ces roches.

J'estime donc que la zone subbriançonnaise (ainsi que le Briançonnais externe) constituent le lieu d'origine des klippes savoisiennes, donc de l'ensemble des Préalpes médianes.

Quant aux klippes elles-mêmes, je les considère, du point de vue tectonique, comme formées de deux unités essentielles : à la base un coussinet ultrahelvétique (replis de Malm-Crétacé sous un faciès pélagique, avec Flysch éocène) dont les recherches récentes viennent de montrer l'extension insoupçonnée aux Annes (L. Moret et J. Rosset, 1954) (c'est ce que j'avais naguère appelé la nappe inférieure); au-dessus, la nappe principale, surtout triasico-liasique (ou nappe supérieure), accompagnée d'écailles jurassico-crétacées avec Flysch éocène que les conglomérats lutétiens à grandes Nummulites avaient un moment fait comparer au Flysch du Niesen, qui n'est que la continuation décollée de la série précédente et dont on a pu faire parfois une nappe indépendante sous le nom de nappe moyenne. Je pense maintenant que cet ensemble, qui

comporte en somme une série complète allant du Trias au Flysch, mais clivée au tiers supérieur par un décollement, peut être *grosso modo* parallélisé avec les Médianes plastiques du Chablais, ou plus exactement avec une zone de sédimentation un peu plus externe que ces dernières.

Ajoutons enfin que ces deux unités, nappes ultrahelvétique et Médianes plastiques externes, sont séparées, cela surtout dans la klippe de Sulens, par un épais coussinet uniquement formé de schistes callovo-oxfordiens et d'origine ultrahelvétique.

Il est probable qu'au moment de la mise en place des nappes, ces terrains plastiques ont été éjectés des replis ultrahelvétiques subordonnés très laminés, dont tous les noyaux sont en effet constitués de cette formation qui est le terme le plus ancien de la série ultrahelvétique des klippes savoisiennes.

#### IV. CONCLUSIONS GENERALES

L'étude approfondie des Alpes françaises nous amène à supposer que, dès le Trias moyen, existaient dans cette région des conditions géologiques profondes telles qu'une dépression sialique (boucle synclinale de Sial dans la Sima de Vening-Meinesz, ou étirement sialique d'Argand) prit naissance et qui allait devenir le géosynclinal alpin 12. A partir de cette époque, on commence en effet à démêler dans cette immense fosse de sédimentation marine les traits essentiels de l'embryotectonique qui vont s'affirmer au Lias par la surrection, dans la moitié occidentale de la dépression, d'une grande ride (notre géanticlinal-cordillère briançonnais), isolant à l'Ouest l'avant-fosse alpine et vers l'Est la grande fosse alpine axiale, dans laquelle la subsidence va s'accompagner de manifestations métamorphiques.

Au cours des époques qui suivirent, des phénomènes de subsidence, de stabilisation ou même de surrection passagers vont s'y manifester, toujours traduits par la nature de la sédimentation et l'existence de lacunes. Ce sont ces phases que nous avons analysées dans les pages précédentes, phases particulièrement nettes dans le secteur durancien de la chaîne et qui ont précisément permis de suivre l'évolution du géanticlinal briançonnais, sur lequel se

<sup>12</sup> La région était évidemment prédisposée à la subsidence depuis l'époque des lagunes houillères,

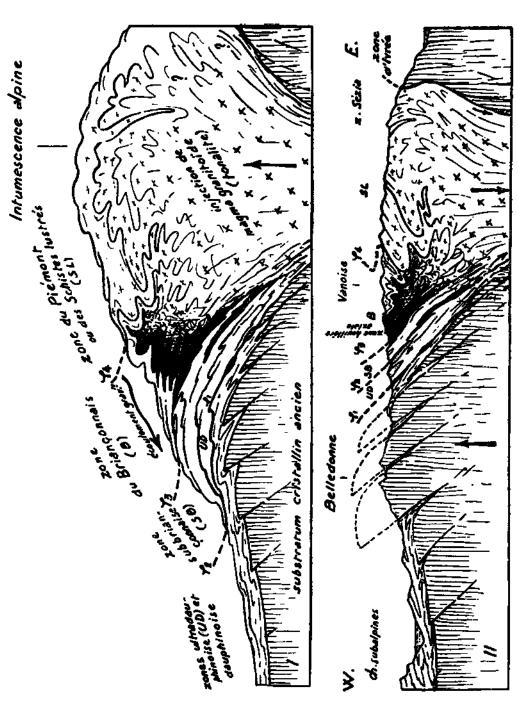


Fig. 7. — Genèse des Alpes françaises dans l'hypothèse de Vening-Meinesz - Holmes (engloutissement précoce de la zone axiale du géosynclinal alpin qui devient la zone métamorphique complexe des schistes lustrés).

sont inscrits tous ces phénomènes pendant le Secondaire et jusqu'à la fin de l'Eocène 13, période pendant laquelle s'achève le comblement des fosses géosynclinales par des sédiments de faciès Flysch.

On sait qu'à partir de cette date, importante pour l'histoire des Alpes, et pendant la plus grande partie de l'Oligocène, le scénario va subitement se corser par le déclenchement de la phase alpine de plissement proprement dite que vont diriger et orienter les grands traits structuraux de l'embryotectonique alpine. Soulevée dans ses parties axiales par la montée du magma tonalitique issu de la profondeur du berceau sialique, les sédiments métamorphisés de la grande fosse alpine vont donner un véritable foisonnement de plis à noyaux cristallins et dont l'enveloppe de schistes lustrés va se décoller et s'écouler tant à l'Est qu'à l'Ouest de l'orogéne. De ce phénomène, très certainement symétrique dès le début, nous ne pouvons actuellement juger que par les traces qu'il a laissées dans la moitié occidentale de la chaîne, puisque aussi bien la moitié orientale est maintenant en grande partie effondrée.

Mais si l'on discute encore sur l'origine des forces qui déterminèrent la naissance de cette immense intumescence alpine (la géotumeur de HARMANN), que ce soient les courants simiques de convection ou les serres d'ARGAND, les travaux récents des géologues alpins amènent à la conviction que, dès ce stade, la tectonique

us Nous faisons abstraction ici des mouvements qui se sont produits, simultanément parfois, dans les zones externes et qui ont abouti aux plissements anté-sénoniens si visibles en Dévoluy.

I. Représentation hypothétique et très schématisée de la naissance de la grande intumescence alpine par resserrement des bords de la boucle sialique et injection de magmas granitoïdes (tonalite). Déclenchement des phénomènes d'écoulement des sédiments superficiels par gravité (ici visibles seulement sur le versant occidental de la géotumeur). Mise en place par décrochements successifs des nappes des schistes lustrés, briançonnaises et subbriançonnaises (Préalpes) dès l'Oligocène, suivies des nappes plus externes et de l'amorce du plissement subalpin.

II. Etat actuel, schématisé, des Alpes françaises dans le secteur savoisien. La zone axiale de la géotumeur s'est effondrée par suite de la contraction du magma tonalitique qui s'est progressivement refroidi, tandis que se produisait la surrection isostatique de la barrière cristalline externe et que s'achevait le plissement des chaînes subalpines.

N. B. — On a admis que le Houiller briançonnais (en noir) devenait, ainsi que sa couverture mésozoïque, progressivement métamorphique d'Ouest en Est et que la zone d'Ivrée représentait la réapparition de la bordure orientale du berceau sialique alpin. Mais F. Ellenberger estime maintenant que les gneiss (migmatites) du Houiller de la zone de Modane (Savoie) ne seraient plus d'âge alpin, mais tardi-hercyniens (permiens) et que ce terrain, ainsi que les noyaux cristallins anciens des nappes penniques (R. Michel), auraient été rétromorphosés au cours de l'orogenèse alpine.

d'écoulement par gravité est devenue le facteur primordial de la structure telle qu'elle se révèle maintenant à nous. Nous n'hésitons plus à proclamer que l'allure de nos Alpes résulte du jeu de vagues solides formées de paquets de sédiments décollés au niveau de leur base (sur le Cristallin, le Houiller ou le Trias) et qui, dès l'Eocène supérieur et d'une façon continue se sont écoulées sur le versant occidental de la géotumeur en direction de l'avant-pays (fig. 7). Le déclenchement du mouvement a progressé des régions internes vers l'extérieur : avalanches des plis-nappes de schistes lustrés sur le Briançonnais dont la couverture mésozoïque décollée au niveau du Houiller ou du Trias lagunaire se débite en écailles empilées, au sommet desquelles se trouvent encore quelques lambeaux de poussée de la nappe des schistes lustrés (ex. quatrième écaille) ou des klippes-témoins de cette nappe comme le fameux Mont-Jovet de Tarentaise.

A leur tour, et au cours de l'Oligocène inférieur, les nappes brianconnaises glissent vers l'extérieur et écrasent les sédiments de l'avant-fosse et les cordillères subbrianconnaises qui se mettent en mouvement sous le poids du Flysch à Helminthoïdes brianconnais, précocement libéré, en donnant dans l'ensellement Pelvoux-Mercantour les fameuses nappes de l'Embrunais-Ubaye et, plus au Nord, au droit de la future chaîne Belledonne - Mont-Blanc, les nappes préalpines supérieures (Klippes de Savoie et Chablais). La mer nummulitique est, dans nos régions franco-suisses, refoulée vers l'extérieur, dans un Sillon périalpin où s'accumuleront, aux dépens de la nouvelle chaîne, des dépôts détritiques de faciès molassique d'âge oligocène supérieur. La couverture des massifs cristallins externes (dôme helvétique, Ile Pelvoux), déjà ébranlée par ces phénomènes, n'aura pas de difficultés peu après à se décoller elle-même de son substratum cristallin pour se dérouler en nappes (ultradauphinoises et ultrahelvétiques, nappes helvétiques, plis subalpins) lors de la montée isostatique de cette barrière cristalline. Le mouvement se poursuivra pendant tout le Miocène (refoulement des nappes chablaisiennes sur la région molassique) et même le Pliocène 14.

On doit précisément se demander à quoi est due cette surrection tardive des Massifs centraux alpins qui va ainsi séparer vers le Nord, à partir d'Annecy, les nappes de leurs régions d'origine.

<sup>14</sup> Une preuve de cet écoulement tardif nous est fournie par les extraordinaires empilements de replis qui se manifestent dans les barres de Dogger et de Malm de la nappe des Aravis (J. Rosset, Thèse Sc., Grenoble, 1954) et qui ne peuvent s'expliquer que par la présence des masses préalpines des Annes-Sulens qui ont joué, et jouent peut-être encore, le rôle de buttoir,

Il est probable que ce mouvement vertical positif a été précédé dans les parties axiales de la grande intumescence alpine, par les phénomènes d'effondrement dont la dernière manifestation a été ce que l'on a appelé l'effondrement insubrien qui limite actuellement la chaîne à la plaine du Pô.

De fait, la plupart des géologues alpins ont été frappés par l'allure de ces régions internes dont l'altitude moyenne est inférieure à celle de la barrière cristalline externe, ainsi que par l'allure d'ensemble de la chaîne alpine, assez surbaissée, et qui ne donne pas l'impression au premier abord d'avoir été prédestinée aux phénomènes d'écoulement par gravité des sédiments de couverture. Nulle part, dans les zones internes, ne peut se déceler le glacis ancien incliné sur lequel ont dû se propager ces phénomènes. Nulle part, sauf dans la zone des schistes lustrés, n'apparaissent des terrains cristallins anciens, ou plus anciens que le Houiller non métamorphique.

Dès lors, ne pourrait-on supposer qu'en dehors des phénomènes d'engloutissement qui ont marqué la naissance du géosynclinal alpin (la fameuse boucle de Vening-Meinesz) et le foisonnement subséquent des plis de schistes lustrés, par poussée de magmas profonds, un tassement d'ensemble put se produire, postérieurement à l'écoulement des nappes ? Ce tassement, dû peut-être en partie à la contraction des magmas tonalitiques consécutive à leur consolidation, fut facilité ultérieurement par les grands accidents majeurs utilisés pendant les phases embryotectoniques et celle de la progression des nappes vers l'extérieur de la chaîne qui précéda cet effondrement.

Du même coup, l'ascension isostatique des massifs cristallins externes (Belledonne - Mont-Blanc surtout), déjà esquissée de longue date en profondeur, par cisaillement du socle hercynien va s'en trouver facilitée, le Pelvoux suit le mouvement et accuse ses formes en redressant lui aussi sur son versant oriental tous les plis-nappes qui s'y sont accumulés, tandis que les masses exotiques préalpines se trouvent définitivement séparées de leurs racines subbriançonnaises par cette barrière cristalline, et que s'achève l'écoulement et la mise en place des nappes et des plis subalpins.

Dans ces conclusions, je n'ai fait que commenter rapidement le déroulement d'un film exécuté naguère pour l'Exposition internationale de 1937 et dont l'unique exemplaire est conservé au Palais de la découverte à Paris. Tous les stades de cette histoire géologique des Alpes françaises en dessins animés colorés, et dont quelquesuns seulement ont été publiés, y sont indiqués de façon précise et cadrent parfaitement avec les vues les plus modernes sur le sujet.

Toutefois, l'engloutissement des sédiments de la grande fosse alpine, leur transformation en schistes lustrés, l'ascension et le foisonnement consécutifs de plis dus à la montée des magmas granitiques et aux phénomènes de palingenèse n'ont pu y être figurés pour des raisons de présentation (le film ayant dû se borner à retracer l'histoire de la bordure occidentale du grand géosynclinal alpin et de la cordillère brianconnaise.

Enfin, l'affaissement progressif des parties médianes les plus élevées de l'intumescence alpine, cette clef de voûte de la chaîne, qui prélude aux effondrements insubriens et qui va donner à l'ensemble des profils transversaux cette allure actuelle surbaissée qui semble s'opposer aux phénomènes d'écoulement par gravité, n'y est simplement pas assez accusé et ne pouvait d'ailleurs pas être envisagé à l'époque où ce film a été exécuté.

J'ajouterai que les très intéressants travaux de M. Lemoine (1953) sur les environs de Briançon ont une nette tendance à minimiser l'importance de la cordillère briançonnaise à laquelle nous avons toujours attribué un si grand rôle dans l'embryotectonique alpine. Il ne serait même plus question de vrai géanticlinal, mais de haut-fond, large (50 km.?) et presque plat, agité seulement depuis le Trias de faibles pulsations verticales coupées de périodes subsidentes. Je crains que cette interprétation des faits, accompagnée d'un schéma « à l'échelle », qui réduit la région alpine française à un vaste seuil encadré de faibles dépressions (la fosse dauphinoise y devient plus profonde que la fosse subbriançonnaise; alors qu'à mon avis, c'est l'inverse qui devait exister) ne corresponde pas à la réalité.

Et peut-on invoquer l'absence de discordances dans une région où les décollements, les laminages et les phénomènes d'écoulement par gravité ont parfois littéralement pétri les couches mésozoïques en déterminant une « accordance » généralisée ?

Priver ainsi la zone briançonnaise de son rôle embryotectonique, rôle dont l'inscription est manifeste depuis le Trias jusqu'à la phase paroxysmale oligocène, c'est supprimer le fil directeur qui permet de suivre l'évolution des dislocations majeures et d'expliquer la genèse de la grande chaîne. Au demeurant, l'auteur lui-même déclare que son « affirmation appelle des réserves ».

Pour ma part, je ne vois pas comment, dans cette nouvelle interprétation, j'aurais pu réaliser cette synthèse qu'est mon film sur l'histoire géologique de cette région; aussi bien, jusqu'à plus ample informé, je resterai fidèle aux données classiques sur lesquelles je l'ai mûri et fondé.

### BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- Barbier (R.). 1948: Les zones dauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère (Thèse Sc., Grenoble, et Mém. Serv. Carte Géol. Fr.).
- BARBIER (R.). 1951: La prolongation de la zone subbriançonnaise de France, en Italie et en Suisse (Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. XXIX).
- BLANCHET (F.). 1934: Etude géologique des montagnes d'Escreins, Hautes et Basses-Alpes (Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. XIX).
- Boussac (J.). 1912: Etude stratigraphique sur le Nummulitique alpin (Mém. Serv. Carte Géol. Fr.).
- Debelmas (J.). 1953: Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre, Hautes-Alpes (Thèse Sc., Grenoble).
- Debelmas (J.). 1954: Conceptions nouvelles sur les structures et la zone intra-alpine du Sud: les montagnes entre Vallouise et Guillestre (Rev. Géographique alpine, t. XLII, fasc. II, 211).
- ELLENBERGER (F.). 1948: Sur la série stratigraphique et la structure de la Vanoise. Feuilles Moûtiers et Modane au 1/50.000e (Bull. Serv. Carte Géol. Fr., n° 226, t. XLVII; C. R. des Collab. pour la campagne 1948).
- FABRE (J.), FEYS (R.) et GREBER (Ch.). 1952: Le bassin houiller briançonnais (Ann. des Mines, Xl-XII, 1952).
- GIDON (P.). 1954: Les rapports des terrains cristallins et de leur couverture sédimentaire dans les régions orientale et méridionale du Massif du Pelvoux (Thèse Sc., Grenoble).
- GIGNOUX (M.). 1929: Les problèmes géologiques de la région Vanoise-Mont-Pourri (Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. XV).
- GIGNOUX (M.). 1936 : Stratigraphie de la bordure W du Briançonnais, entre Briançon et le Galibier; origine de la «Quatrième écaille» briançonnaise (Bull. Soc. Géol. Fr., 5° série, t. VI).
- GIGNOUX (M.). 1948: Méditation sur la tectonique d'écoulement par gravité (Trav. Lab. Géol. Grenoble t. XXVII).
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.). 1931: Un itinéraire géologique à travers les Alpes françaises, de Voreppe à Grenoble et en Maurienne (*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. XV).
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.). 1934 : Les grandes subdivisions géologiques des Alpes françaises (Ann. de Géographie, n° 224, XLIII° année, 15 juillet 1934).
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.). 1937 : Géologie et Morphologie de la vallée de la Valloirette (Savoie), du Col du Galibier à St-Michel-de-Maurienne (Rev. de Géographie alpine, vol. XXV, 2º trim. 1937).
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.). 1938: Description géologique du Bassin supérieur de la Durance (Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. XXI, 1938 et Ann. de l'Univ. de Grenoble, Section Sc. et Méd., t. XV).
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.). 1952 : Géologie dauphinoise. 2° édit. (Paris, Masson).

- GOGUEL (J.). 1940: Tectonique de la Chaîne de Montbrison (Bull. Serv. Carte Géol. Fr., nº 203, t. XLII).
- GOGUEL (J.). 1942: La Chaîne de Montbrison, essai de coordination tectonique (Bull. Serv. Carte Géol. Fr., nº 211, t. XLIII).
- GOGUEL (J.). 1943: Les confins du Briançonnais et des schistes lustrés entre le Guil et le Cristillan (Bull. Serv. Carle Géol. Fr., n° 212, t. XLIV).
- Gubler-Wahl (Mme Y.). 1928 : La nappe de l'Ubaye au Sud de la vallée de Barcelonnette, Essai géologique (Thèse Sc., Paris).
- GUBLER-WAHL (Mme Y.). 1929: Schéma structural de la nappe de l'Ubaye dans les bassins du Haut-Verdon et du Bachelard (Bull. Serv. Carte Géol. Fr., n° 174, t. XXXII).
- HAUG (E.). 1925: Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales (Bull. Soc. Géol. France, 4° s., t. XXV, pp. 97-244).
- Lemoine (M.). 1951: Données nouvelles sur la Géologie du Briançonnais oriental et sur le problème de la quatrième écaille (Bull. Soc. Géol. Fr., 6° série, t. I).
- Lemoine (M.). 1953: Remarques sur les caractères et l'évolution de la Paléogéographie de la zone briançonnaise au Secondaire et au Tertiaire (Bull. Soc. Géol. Fr., 6° série, t. III).
- MICHEL (R.). 1953: Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes) (Thèse Sc., Clermont).
- MORET (L.). 1928: Carte géologique de la Savoie et des régions limitrophes au 1/200.000° et notice explicative (Dardel, Chambéry, et *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. XV).
- MORET (L.). 1929: Sur la géologie des environs de Saint-Michel-de-Maurienne (Bull. Carte géol. France, n° 176, t. XXXIII).
- MORET (L.). 1934 : Géologie du massif des Bornes et des klippes préalpines des Annes et de Sulens (Hte-Savoie) (Mém. Soc. Géol. France, nouv. série, t. X).
- MORET (L.). 1938: Présentation d'un film cinématographique en couleurs sur la formation géologique des Alpes françaises (Trav. Lab. Géol., t. XXI).
- MORET (L.). 1942: La bordure occidentale de la zone des schistes lustrés entre Ceillac et St-Véran (C. R. Acad. Sc., 27 octobre).
- MORET (L.). 1947 : Précis de Géologie (Paris, Masson).
- MORET (L.). 1947: Un problème de la Vanoise (Savoie): le charriage de la Vanoise septentrionale (Mont-Pourri, Bellecôte, Grand-Bec) et ses conséquences (C. R. Acad. Sc., 17 novembre).
- MORET (L.). 1950: Les idées nouvelles sur l'origine des chaînes de montagnes (Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. XXVIII).
- MORET (L.). 1952: Un nouveau style tectonique; Les synclinaux fermés et inapparents des massifs cristallins externes des Alpes occidentales (C. R. Acad. Sc., 3 décembre, et Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. XXIX).
- MORET (L.). 1953: Un phénomène physique important: les courants de convection, leur rôle en Géologie (Ann. de l'Inst. Polyt. de Grenoble, t. II, n° 2).
- MORET (L.) et BLANCHET (F.). 1924 : Contribution à l'étude du Crétacé intra-alpin (Alpes occidentales) : le problème des « marbres en plaquettes » (Bull. Soc. géol. Fr., 4° série, t. XXIV).

- MORET (L.), RAGUIN (E.) et Schneegans (D.). 1930: Notes préliminaires sur la constitution géologique du Massif de Pierre-Eyrautz (C. R. somm. Soc. Géol. Fr., 15 décembre).
- MORET (L.) et ROSSET (J.). 1953: Sur la bordure orientale du massif exotique des Annes (Hte-Savoie): la klippe de la Duche (C. R. Acad. Sc., 12 octobre).
- Pussenor (Ch.). 1930: La nappe du Briançonnais et le bord de la zone des schistes lustrés entre l'Arc et le Guil (Grenoble, Allier).
- Schneegans (D.). 1938: La Géologie des nappes de l'Ubaye-Embrunais entre les vallées de la Durance et de l'Ubaye (Thèse Sc., Grenoble, et Mém. Serv. Carte Géol. Fr.).
- Schoeller (H.). 1929: La nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère (Bull. Serv. Carte Géol. Fr., n° 175, t. XXXIII).
- Tercier (J.). 1945: Le problème de l'origine des Préalpes (Bull. Soc. fribourgeoise des Sc. Nat., vol. XXXVII).
- Tercier (J.). 1950: La tectonique d'écoulement dans les Alpes suisses (Geol. en Mijnbouw., décembre).
- Tercier (J.). 1952: Problèmes de sédimentation et de tectonique dans les Préalpes (Rev. des questions sc., 20 janvier).
- Termier (P.). 1903: Les montagnes entre Briançon et Vallouise (Mém. Serv. Carte Géol. Fr.).