

II. LES ALPES FRANCO-ITALIENNES

Dans le cadre de cette étude, les Alpes seront limitées à leur seule partie franco-italienne. Elles dessinent ainsi un arc long de 400 km, large de 150, qui vient frôler les 5 000 m d'altitude au Mont Blanc (4 807 m). Leur profil transversal est très dissymétrique, avec un long versant français en pente douce (100 à 120 km) et un versant italien beaucoup plus étroit et abrupt (20 à 50 km), qui résulte de l'affaissement brutal et récent du bassin du Pô.

Après une introduction sur la nomenclature des zones structurales et des domaines paléogéographiques, cette étude comprendra 6 parties :

- 1 — La zone externe ou dauphinoise
- 2 — Les zones internes
- 3 — Les débordements des zones internes vers l'W
- 4 — Le métamorphisme alpin
- 5 — L'histoire tectonique
- 6 — Les bassins périalpins.

A. INTRODUCTION A LA DESCRIPTION RÉGIONALE : ZONES STRUCTURALES ET DOMAINES PALÉOGÉOGRAPHIQUES

1. Zones structurales et domaines paléogéographiques

L'arc des Alpes occidentales peut être commodément subdivisé en un certain nombre de *zones* qui ont une signification à la fois orographique, morphologique et structurale, et qui sont définies par rapport à la structure *actuelle* de la chaîne (fig. 8). Chacune de ces zones est plus ou moins caractérisée par son matériel lithologique, lié à une série sédimentaire spécifique, et aussi par un certain style tectonique qui résulte à la fois de la nature lithologique du matériel déformé et des conditions de pression, de température, de profondeur structurale ou d'orientation des contraintes dans lesquelles ce matériel a été déformé.

C'est dire que, dans une très large mesure, les conditions paléogéographiques sont à l'origine de l'individualisation ultérieure des zones structurales. En d'autres termes, celles-ci sont les héritières des domaines paléogéographiques antérieurs. La coïncidence est suffisamment nette, au moins en première approximation, pour que, dans la nomenclature, ces

zones structurales actuelles et les domaines paléogéographiques anciens portent le même nom.

Naturellement, cette correspondance zone-domaine n'est valable que dans ses grandes lignes, le parallélisme entre zones structurales et bassins sédimentaires n'étant plus aussi rigoureux dès que l'on rentre dans le détail. Tout d'abord, il peut arriver que les bassins sédimentaires soient obliques à la direction des structures tectoniques ultérieurement réalisées. Par ailleurs, et surtout, les canevas paléogéographiques successifs (par exemple, ceux du Trias, du Jurassique supérieur, du Paléogène) ne sont pas toujours superposables, de sorte que d'un secteur de la chaîne à l'autre, certains traits lithostratigraphiques peuvent être constants dans la même zone, tandis que d'autres changent radicalement. Il est donc essentiel de préciser l'époque à laquelle on se place si l'on veut définir avec suffisamment de rigueur un domaine paléogéographique et apprécier sa plus ou moins grande coïncidence avec telle ou telle zone structurale.

En fait, la définition des grands *domaines* et des *zones* correspondantes est surtout basée sur les données de la paléogéographie mésozoïque, surtout celle du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, car, dès le Crétacé supérieur et surtout au Tertiaire, l'orogénèse alpine a suffisamment bouleversé le canevas paléogéographique pour que les faciès des dépôts correspondants ne puissent être pris en compte.

2. Nomenclature

Ces réserves étant faites, on peut distinguer, à l'échelle de l'ensemble de l'arc et sans entrer dans le détail, un certain nombre d'unités structurales majeures, ou *zones*, auxquelles correspondent des *domaines paléogéographiques* de premier ordre.

Ce sont, de l'extérieur vers l'intérieur de l'arc :

- la *Zone externe ou dauphinoise* qui passe en Suisse à la *zone helvétique*;
- les *Zones internes*, avec deux grands ensembles :
 - les *Zones penniques*, qui comprennent :
 - la *Zone valaisane*,
 - la *Zone subbriançonnaise*,
 - la *Zone briançonnaise*,
 - la *Zone piémontaise*, la plus complexe, où sont tectoniquement rassemblés les matériaux issus de plusieurs domaines paléogéographiques différents;
 - les *Zones austro-alpines et sud-alpines*.

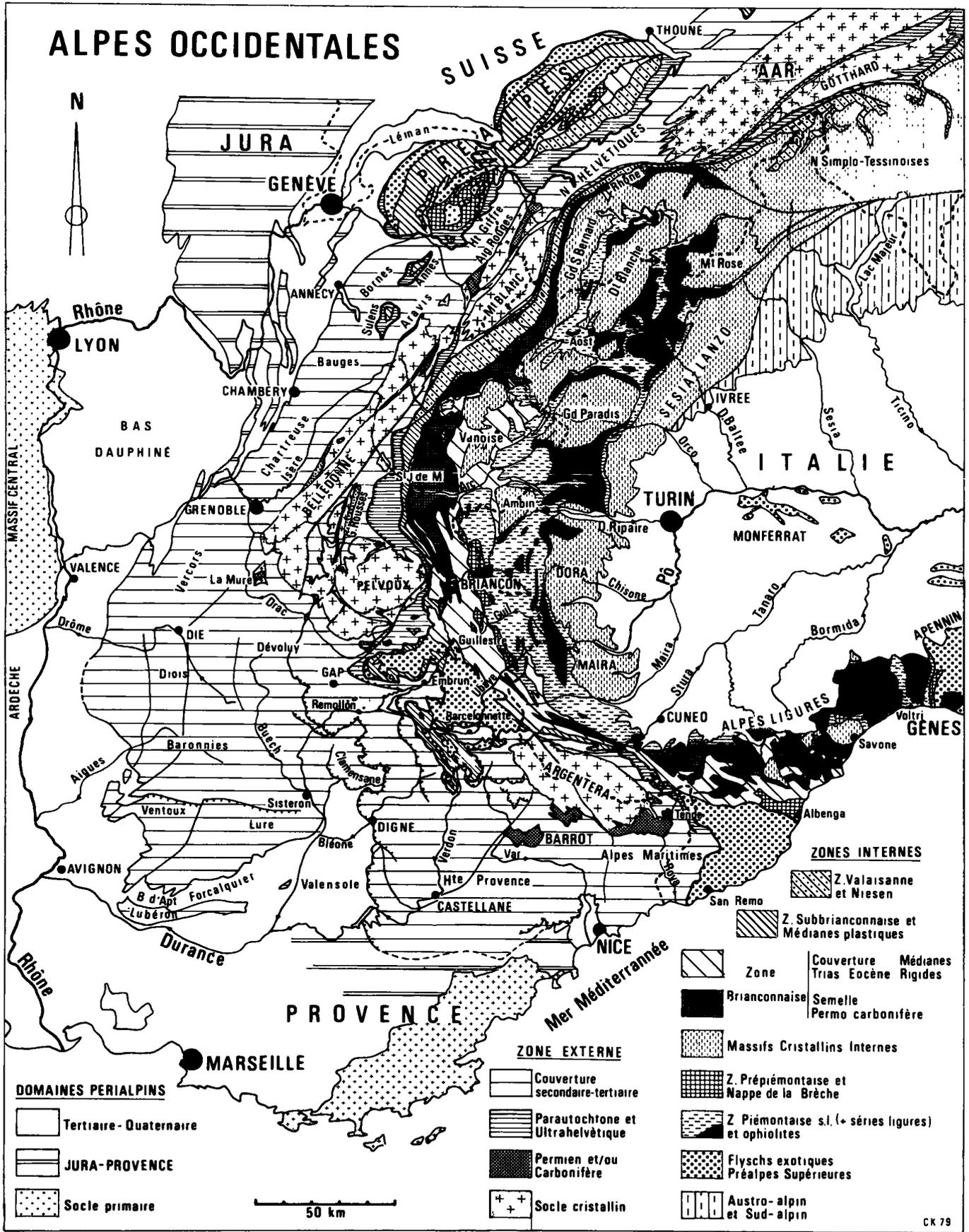


Fig. 8.

Carte structurale des Alpes occidentales.

Structural map of Western Alpine region.

Outre ces zones qui se succèdent assez régulièrement au travers de la chaîne et dessinent approximativement sa courbure, on doit distinguer un certain nombre d'unités entièrement allochtones d'affinités penniques et sud-alpines, reposant sur la zone externe ou sur les molasses néogènes péri-alpines : au Nord, ce sont les *Préalpes de Savoie* (qui se prolongent en Suisse), au centre de l'arc, les *nappes de l'Embrunais-Ubaye*, au Sud, les *nappes de flyschs des Alpes maritimes franco-italiennes*. La nomenclature particulière de ces nappes, et leurs affinités paléogéographiques, feront l'objet d'un paragraphe spécial.

3. Socles et couverture

Dans la plupart des zones énumérées précédemment, il est commode de distinguer un socle anté-triasique et une *couverture mésozoïque et tertiaire*. Le socle comprend essentiellement un matériel cristallophyllien et granitique (donc un matériel « sialique »), résultant d'orogénèses varisques ou plus anciennes. Il s'y ajoute, par places, des sédiments continentaux permo-carbonifères, véritables « molasses varisques ».

Cependant certaines unités ne comportent pas — et n'ont jamais comporté — de socle sialique, leur série sédimentaire débutant au Jurassique et reposant directement sur des *ophiolites*, que l'on considère maintenant comme l'équivalent « océanique » des socles cristallins d'origine continentale. Ces unités sont considérées comme issues d'un *domaine liguro-piémontais* (équivalent du *domaine ligure de l'Apennin*, c'est-à-dire du secteur alpino-apenninique de la *Tethys océanique*, née au Jurassique entre les blocs continentaux européen et italo-africain.

Le domaine valaisan, avec son volcanisme basique évoquant une partie au moins du cortège ophiolitique, peut, dans la même optique être considéré comme une annexe de cette Tethys, mais l'existence certaine d'une croûte continentale, même amincie, au moins dans sa partie française, fait que sa signification est encore peu claire.

Cette distinction entre la *Téthys*, domaine océanique né au cours du Jurassique et disparu au Crétacé supérieur-Tertiaire,

d'une part, les *marges continentales des continents européen et africain*, d'autre part, éclaire d'un jour nouveau la signification des domaines paléogéographiques et des zones structurales définies plus haut, comme le montre le tableau en bas de page.

B. LA ZONE EXTERNE OU DAUPHINOISE

Le socle ancien y apparaît dans les « *massifs cristallins externes* ». La couverture sédimentaire se développe surtout sur leur versant ouest, où elle donne les *chaînes subalpines*, tandis qu'à l'Est elle ne forme plus qu'un étroit liseré. Tels seront les trois ensembles que nous étudierons dans cet ordre.

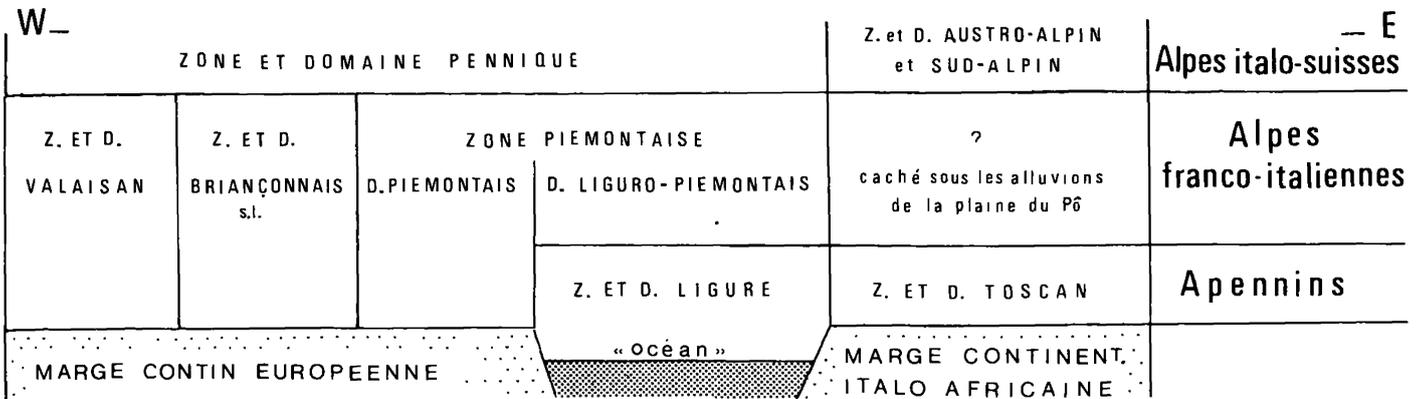
1. Les massifs cristallins externes de la zone

Du Nord au Sud, ce sont les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges, de Belledonne et des Grandes Rousses, du Pelvoux (Écrins) et de l'Argentera (Mercantour) (fig. 9).

a) Le matériel constitutif

Il est antérieur au Westphalien C-Stéphanien qui existe en placages ou en « pincées » dans des accidents finihercyniens rajeunis à l'Alpin, les « *synclinaux houillers* », dont les plus importants sont ceux de Servoz (Aiguilles Rouges), de l'Herpie (Grandes Rousses), de la Mure (Belledonne sud) et du Sud de l'Argentera.

Le matériel plus ancien comprend des schistes cristallins et des granites. L'étude de ces deux derniers ensembles est rendue difficile pour diverses raisons : rareté des restes organiques déchiffrables, lacération des massifs en lanières par de grands accidents dont certains, coulissants, ont juxtaposé des ensembles d'évolution tectono-métamorphique différente, datations radiométriques délicates à interpréter en raison des réajustements isotopiques produits lors des événements alpins et surtout hercyniens (ces derniers ont ainsi occulté les cristallisations métamorphiques ou magmatiques plus anciennes : calédoniennes et/ou précambriennes).



LES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES

GRANITOIDES

- Y Y GRANITES ALCALINS
- + + + MONZOGR. ET DIFFERENCES
- x x x GRANODIORITES ET DIFFER.
- x x x ORTHOGNEISS

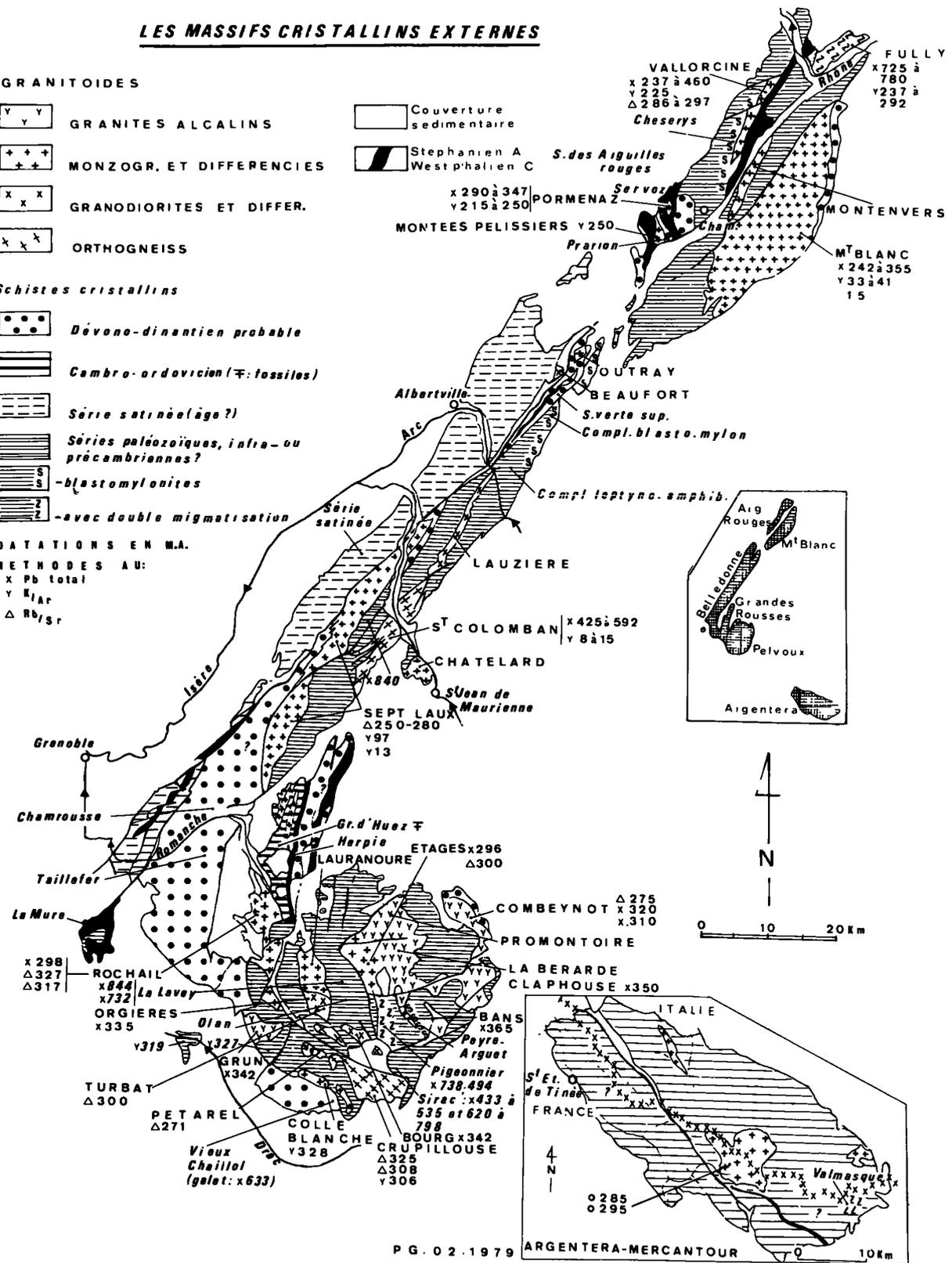
- Couverture sédimentaire
- Stephanien A West-phalilien C

Schistes cristallins

- • • Dévono-dinantien probable
- = = = Cambro-ordovicien (≠ fossiles)
- - - Série satinée (âge ?)
- - - Séries paléozoïques, infra- ou précambriennes ?
- S S -blastomylonites
- Z Z -avec double migmatisation

DATATIONS EN M.A.

- METHODES AU:
- x Pb total
 - y K/Ar
 - Δ Rb/Sr



P. G. 02.1979

Fig. 9.

Les massifs cristallins externes.

External crystalline massifs.

Schistes cristallins. — Pour ceux-ci on dispose de deux groupes de données indépendants l'un de l'autre, chacun d'eux n'étant identifiable que localement.

Il s'agit d'une part de quelques données stratigraphiques indiquant des périodes de dépôt, d'autre part de données pétrologiques, structurales, parfois radiométriques, permettant de ne reconstituer qu'une chronologie relative d'événements métamorphiques, anatectiques, magmatiques ou tectoniques. La synthèse schématique présentée ici doit donc être considérée comme fragmentaire et temporaire.

• Sous les formations westphalo-stéphaniennes on peut d'abord reconnaître, essentiellement par analogie de faciès avec les séries des Vosges ou du Massif Central, des ensembles *dévonno-dinantiens à faciès Culm s.lat.* Selon les régions leurs faciès caractéristiques sont les suivants :

— métagrauwackes, métavolcanites basiques : série du Prarion-Pormenaz (Aiguilles Rouges), série verte supérieure (Belledonne). Les conditions du métamorphisme sont : $p = 4$ à 7 kbar, $T = 385$ à 460 °C.

— métavolcanites à caractère initial spilito-kératophyrique, métaconglomérats, calcaires cristallins, micaschistes à grenat : séries du Taillefer (Sud de Belledonne), du Vieux Chaillol (SW Pelvoux). Le métamorphisme est de type « pression intermédiaire », de degré B.1.1, voire B.1.2. A cet ensemble pourrait être rattaché le complexe ophiolitique métamorphique de Chamrouse-Tabor (Sud Belledonne).

• Au dessous (mais sans qu'on sache s'il y a ou non continuité), la découverte récente de restes organiques permet de dater du *Cambro-ordovicien des niveaux de schistes quartzeux* intercalés au milieu d'une série métamorphique compréhensive d'une épaisseur apparente de $6\ 000$ m (Groupe d'Huez-Ouest des Grandes Rousses). Il est possible que cette série du Paléozoïque inférieur se poursuive en continuité (?) par des micaschistes et des gneiss rapportables au Culm (Est des Grandes Rousses).

• A côté de ces deux ensembles relativement bien calés stratigraphiquement, plusieurs séries cristallophylliennes ont été définies sans que l'âge de leur dépôt puisse être précisé.

Il apparaît toutefois possible de les ranger dans trois ensembles.

1. — Le premier est composé principalement de gneiss variés avec des intercalations d'amphibolites parfois très puissantes. On peut le caractériser par le fait que lorsque certains de ces termes sont migmatisés, ils ne le sont qu'une fois. Les conditions de cette migmatisation « récente » (M_2) sont estimées à : $p = 3$ à $6,5$ kbar, $T = 650-680$ °C. Comme exemples on peut citer : la série des Aiguilles Rouges, le complexe leptyno-amphibolique de Belledonne, l'ensemble Ailefroide-Olan-Lavey du Pelvoux. C'est cette migmatisation (M_2) qui a donné les granodiorites de Fully (Aiguilles Rouges), du col de la Seigne (Mont Blanc), la série du Pigeonnier (Pelvoux), le granite aplitique d'anatexie de l'Argentera/Mercantour.

2. — Le second ensemble est caractérisé par :

• soit une double migmatisation dont la plus ancienne (M_1) s'est effectuée sous $p = 7,5$ kbar; $T = 620-660$ °C et la seconde est celle citée plus haut (M_2);

• soit une blastomylonitisation, affectant de préférence des zones linéamentaires, contemporaine de la migmatisation M_1 mais différente de celle-ci par les conditions : $P_s = 6,5 - 8,5$; $p = H_2O$; $p = 2-4$ kbar; $T = 600-650$ °C. Les principaux exemples sont les gneiss de Cheserys (Aiguilles Rouges), le complexe blastomylonitique du NE de Belledonne, le linéament Pilatte-Peyre Arguet (Pelvoux).

3. — Le troisième ensemble, isolé tectoniquement des précédents, est représenté par la « série satinée », azoïque, du rameau externe de Belledonne. Il s'agit d'un empilement monotone de schistes, quartzites, leptynites à chlorite et séricite.

Granites. — Les plus nombreux sont post-tectoniques, malgré leur fréquente allure lenticulaire due à des accordances tectoniques postérieures à leur mise en place. Certains sont néanmoins syntectoniques (Bans, Claphouse, dans le Pelvoux) ou liés à la migmatisation M_2 (granodiorite de Fully).

La majeure partie a une tendance monzogranitique (Mont Blanc, Rochail, Étages). Quelques-uns rentrent dans la catégorie granodioritique (Lauzière, Orgières). Enfin, dans l'Est du Pelvoux, on a des granites alcalins (dont celui du Combey-not a un cachet subvolcanique).

En ce qui concerne leurs âges de mise en place, on peut dire d'abord qu'il ne paraît pas subsister de granites précambriens et que seuls pourraient être rapportés à un épisode calédonien l'orthogneiss porphyroïde de St Colomban (Belledonne), daté au Pb total à 420 Ma, et l'orthogneiss granitique de Crupillouse (Pelvoux).

Ensuite les nombreuses datations radiométriques effectuées montrent trois fréquences privilégiées : autour de 350 Ma; 300 Ma; $250-210$ Ma. Ce dernier groupement (permo-triasique) peut correspondre soit à un rajeunissement alpin partiel, soit à une mise en place effective durant cette période.

b) Les déformations des massifs cristallins externes

La tectonique alpine. — Elle comporte une fracturation et un soulèvement :

— *La fracturation*, qu'elle soit anténummulitique ou post-nummulitique, se fait selon des accidents plus ou moins verticaux, qui découpent le socle en « claveaux » juxtaposés, ou selon de grandes failles chevauchantes délimitant des « écaïlles » à déversement NW ou SW. Ces accidents, qui peuvent être le rejeu d'accidents anciens, pincinent des bandes de terrains mésozoïques qu'on appelle plus ou moins improprement des « synclinaux » (s. de Chamonix, s. « médian » de Belledonne, s. de Bourg d'Oisans, des Deux-Alpes, du Sirac, etc.).

Plus en profondeur, le comportement du socle est mal connu, et ne peut être que supposé à partir de données géophysiques et de considérations structurales. Il est donc possible que le socle soit plus largement chevauchant qu'on ne

le pensait jusqu'ici : des retards anormaux de propagation d'ondes sismiques sous Belledonne suggèrent un « coin » mésozoïque chevauché par le Cristallin vers 5 km de profondeur. Le Pelvoux oriental, stratigraphiquement relié au matériel de la nappe de Digne, s'est certainement avancé lui aussi vers le SW; de toute façon une rotation antihoraire de ce socle pelvouxien, de 30 à 35° par rapport au Massif Central ou aux Vosges par exemple, est imposée par les écarts de direction paléomagnétique dans le Permien et le Trias. On connaît enfin depuis longtemps le caractère chevauchant du Massif du Mont Blanc, peut-être totalement déraciné.

Le soulèvement se fait très près du front pennique, ce qui n'est sans doute pas fortuit, et il se calque grossièrement aussi sur d'anciennes directions « hercyniennes ».

En tout cas, il se fait suivant des voûtes à grand rayon de courbure, toujours plus ou moins fracturées.

Le soulèvement, traduit par l'arrivée des galets de socle dans les conglomérats péri-alpins, est récent, surtout pliocène. Son interprétation n'est pas claire, et sera discutée plus loin.

La tectonique ancienne. — Elle est souvent impossible à séparer de la tectonique alpine, ou impossible à déchiffrer du fait de notre méconnaissance de la stratigraphie du vieux matériel.

La tectonique fini-hercynienne est la seule perceptible, parce qu'elle pince d'abord du Westphalien supérieur, puis du Stéphalien dans des « synclinaux » qui seront ultérieurement recouverts en transgression et discordance par le Trias (ce qui ne les empêchera pas de rejouer lors de la phase alpine). Comme le Westphalien supérieur est transgressif sur le matériel métamorphique, on peut penser qu'il y a eu phase sudète et rejeu *asturien*. Mais les effets de la phase sudète, si phase il y a, sont encore inconnus, à plus forte raison ceux des phases antérieures éventuelles (calédonienne par exemple).

2. Les chaînes subalpines

Cet ensemble à couverture sédimentaire est propre aux Alpes françaises dont il épouse la courbure de l'arc; dès que l'on passe en Suisse, la zone subalpine prend en effet une direction presque rectiligne, en même temps que son style tectonique se complique rapidement puisqu'on a là un empilement de nappes (dites *nappes helvétiques*) associées à des unités allochtones d'origine interne, pennique ou sud-alpine (= austro-alpine) qui vont finalement la recouvrir presque complètement.

Les chaînes subalpines françaises se laissent subdiviser en deux ensembles, celles du Nord et celles du Sud.

Les chaînes subalpines du Nord sont faites d'une série de massifs régulièrement alignés, séparés les uns des autres par des vallées transversales ou *chuses*, d'origine tectonique (enselements de plis ou failles). Du Nord au Sud, ce sont les massifs du Haut-Giffre, des Bornes, des Bauges, de la Grande Charreuse et du Vercors. Leur relief est commandé par deux barres calcaires qui forment l'ossature de tous les reliefs, celle des calcaires tithoniques (faciès pélagique du Jurassique terminal)

et celle de l'Urgonien (faciès de plate-forme du Barrémien et de l'Aptien). La structure est celle d'un faisceau de plis, parallèles entre eux, mais légèrement obliques à l'allongement des massifs cristallins externes. Ces plis sont déversés vers le NW, et ont été essentiellement édifiés par une phase tectonique récente, d'âge néogène.

De plus les massifs subalpins du Nord sont tous (à l'exception de celui du Haut Giffre) séparés des massifs cristallins externes par un profond sillon d'érosion qui a été et reste l'une des grandes voies de pénétration alpines, le *sillon subalpin*. Il est limité à l'Ouest par le *bord subalpin*, bien matérialisé par ses longues falaises calcaires, tithonique et urgonienne.

Les chaînes subalpines du Sud constituent au contraire un ensemble morphologique confus, sans massifs nettement délimités les uns des autres. La barre urgonienne a disparu (sauf tout au Sud dans le mont Ventoux, où elle réapparaît, annonçant les faciès provençaux); elle est remplacée par des faciès marno-calcaires, et seule la barre tithonique constitue un repère morphologique constant. De plus la structure tectonique est rendue complexe par deux systèmes de plissement superposés, l'un ancien (Crétacé supérieur à Éocène), grossièrement E-W, que l'on peut qualifier de « provençal » *sensu lato*, l'autre récent (néogène), qui épouse la courbure de l'arc alpin et est contemporain de celui qui a affecté les chaînes subalpines du Nord. Ce plissement néogène peut cependant réaccentuer des plis E-W (Luberon).

Ces massifs sont, à l'Ouest de la Durance, le Diois (région de Die), les Baronnies (région de Sisteron), le Dévoluy (au Nord de Gap), que l'on peut grouper sous le nom de *chaînes « vocontiennes »*; à l'Est de la Durance, viennent les « arcs » de Digne, Castellane et Nice, dits aussi *chaînes subalpines de Haute Provence*.

a) Paléogéographie et histoire stratigraphique

La période de sédimentation marine principale va de la fin du Trias à celle du Crétacé supérieur, avec une récurrence locale au Paléogène (1). La puissance des dépôts peut atteindre près de 10 000 m dans les zones les plus subsidentes, et se réduire à 2 500-3 000 m ailleurs. Dans les premières, les dépôts secondaires sont essentiellement de type fin, argilo-carbonatés, à faune surtout pélagique, où dominent les Ammonites. Sur la périphérie et les hauts-fonds apparaissent des faciès plus diversifiés et plus néritiques. A l'opposé, la sédimentation paléogène, continentale, saumâtre ou marine, est à dominante détritique et traduit l'existence de bassins plus limités, alimentés par l'érosion des premiers reliefs alpins.

Si l'on examine l'évolution des aires sédimentaires, on peut distinguer trois périodes successives : 1 — du Trias au Crétacé inférieur; 2 — le Crétacé supérieur; 3 — le Paléogène.

Du Trias au Crétacé inférieur. — *Au Trias*, toute la zone externe appartient au domaine des faciès germaniques, mais

1. Le Néogène n'intéresse que les bordures des chaînes subalpines et sera traité dans la partie consacrée aux bassins péri-alpins.

les coupes sont rendues très irrégulières en épaisseur et en succession de faciès par les paléoreliefs; ceux-ci sont, tantôt des résidus des reliefs hercyniens (comme par exemple le massif des Aiguilles Rouges ou le Dôme de la Mure), tantôt de jeunes escarpements de failles normales (style en horsts et grabens) liés aux premières distensions alpines. Peut-être est-ce à celles-ci que l'on doit aussi, en certains points (Belledonne sud et Pelvoux), l'émission de laves spilitiques, abondantes dans le Trias supérieur.

Les faciès du Trias les plus fréquents sont des grès de base, des dolomies et des évaporites (sel et gypse, avec leur cortège de cargneules plus ou moins néoformées). Nous avons vu que la répartition de ces évaporites, d'âge surtout Keuper, dessine déjà, dans les chaînes subalpines méridionales, une zone de subsidence bien marquée, que nous retrouverons au *Jurassique*.

A cette époque, en effet, les dépôts se font toujours dans un bassin allongé NE-SW, qui débordé largement le domaine des chaînes subalpines méridionales (fig. 10 A). La zone de subsidence maximale court parallèlement aux massifs cristallins externes du Nord, puis se dilate dans les chaînes subalpines méridionales, avec un maximum d'épaisseur dans la région comprise entre Nyons et Carpentras : aux 400 à 600 m de Trias, s'y ajoutent en effet 700 m de Lias calcaire, 2 000 m de Lias supérieur et de Dogger marneux, 1 500 à 2 000 m de Jurassique supérieur. En dehors de ce bassin, et comme au Trias, le régime en horsts et grabens persiste pendant tout le Lias, où l'on a décrit, en quelques points, des failles synsédimentaires.

C'est seulement avec le *Jurassique supérieur* que les variations d'épaisseur et de faciès deviennent moins sensibles, en même temps que la profondeur atteint son maximum (en restant toutefois supérieure à la CCD et même l'ACD) : à ce moment-là, se déposent les futurs calcaires « tithoniques », dont la barre sera un repère morphologique essentiel au-dessus des marnes noires oxfordiennes (ou « terres noires »). Les études sédimentologiques récentes ont toutefois montré, d'abord que les calcaires tithoniques sont très souvent des faciès de resédimentation, témoignant ainsi d'une morphologie sous-marine assez accidentée, et, d'autre part, que la partie la plus profonde de la mer tithonique offrait déjà une disposition E-W annonçant le canevas paléogéographique du Crétacé inférieur (fig. 10 B).

Sur les bordures des bassins subsidents, tant du côté jurassien que provençal, il y a passage des faciès pélagiques vers des faciès carbonatés de plate-forme.

Le début du Crétacé est marqué par un changement lithologique important, lié à un enrichissement en produits terrigènes, notamment à une phase argileuse plus importante. La profondeur de dépôt est également plus faible. De plus, le bassin tend à se rétrécir, au moins pour ce qui est de ses parties les plus subsidentes. Elles n'atteignent plus le Languedoc et ne persistent qu'à l'emplacement des futures chaînes subalpines méridionales du Diois et des Baronnies, avec un canevas structural de plus en plus E-W (fig. 10 C); c'est le bassin « vocontien » où s'accumulent 3 000 m de calcaires et de marnes cré-

tacé inférieur, et 1 500 à 2 000 m de calcaires du Crétacé supérieur. Il est limité au Nord (Vercors) et au Sud (Ventoux-Lure) par des faciès de plate-forme déposés dans des conditions comparables à celles qui règnent aujourd'hui aux Bahamas. Le plus représentatif de ces faciès est le calcaire *urgonien* (faciès sub-récifal à Rudistes du Barrémien et de l'Aptien) dont on a déjà souligné le rôle morphologique essentiel. L'Urgonien n'existe cependant pas partout sur ces plate-formes bordières : dans les chaînes subalpines de Haute-Provence, les marnes et calcaires marneux vocontiens passent simplement à des sédiments grésoglaucieux et phosphatés, souvent très minces; il peut y avoir même lacune complète de certains termes.

Le Crétacé supérieur. — La coupure avec la période précédente est marquée par des plissements d'axe grossièrement E-W qui vont isoler le domaine alpin des domaines provençal et languedocien. Il y a d'abord soulèvement de l'« isthme durancien », ride majeure d'un système d'anticlinaux et de synclinaux E-W, qui, irrégulièrement émergé, ferme au Sud la mer subalpine f (fig. 10 D).

Puis apparaissent les plis E-W du Turonien-Coniacien, bien visibles encore en Diois et Dévoluy, et qui se prolongent certainement vers l'Est, où on les suit avec plus de difficultés en l'absence fréquente de Sénonien discordant. Ces plis sont cependant connus jusque dans le substratum des nappes internes (pli de Terres Plaines, par exemple, dans la « fenêtre de Barcelonnette »). Ils sont associés à une émergence presque générale des chaînes subalpines du Nord, accompagnée de légers mouvements.

Avec le Campanien, il se produit un véritable renversement de subsidence, car la mer réenvahit ces dernières et abandonne celles de la région vocontienne. Mais cette invasion n'est que temporaire, car l'histoire crétacée se termine par une émergence complète du domaine subalpin, que l'on peut relier, au moins dans les chaînes subalpines méridionales, à l'effet des mouvements tectoniques provençaux.

Le Paléogène. — Dans les chaînes subalpines le Paléogène joue un rôle morphologique plus effacé, et ses dépôts peuvent se grouper en deux catégories :

— des remplissages de bassins « molassiques » locaux, où se juxtaposent des faciès lacustres (calcaires ou marneux) ou plus franchement continentaux, fluviaux notamment (grès rouges, conglomérats remaniant les niveaux mésozoïques sous-jacents, mais admettant aussi des galets d'origine pennique). Cette sédimentation est parfois syntectonique.

— les dépôts d'une mer transgressive dès le Lutétien, dépôts surtout conservés à l'Est des massifs cristallins externes, mais qui s'étendent aussi jusque sur les futures chaînes subalpines du Nord (Bauges, Bornes, Haut-Giffre) et celles de Haute-Provence (fig. 11).

Ces dépôts sont d'abord des calcaires, puis des grès (grès de Taveyannaz en Savoie, d'Annot en Haute-Provence), typiquement diachrones, comme tous les faciès de transgression, et dont l'âge va du Lutétien à l'Oligocène inférieur.

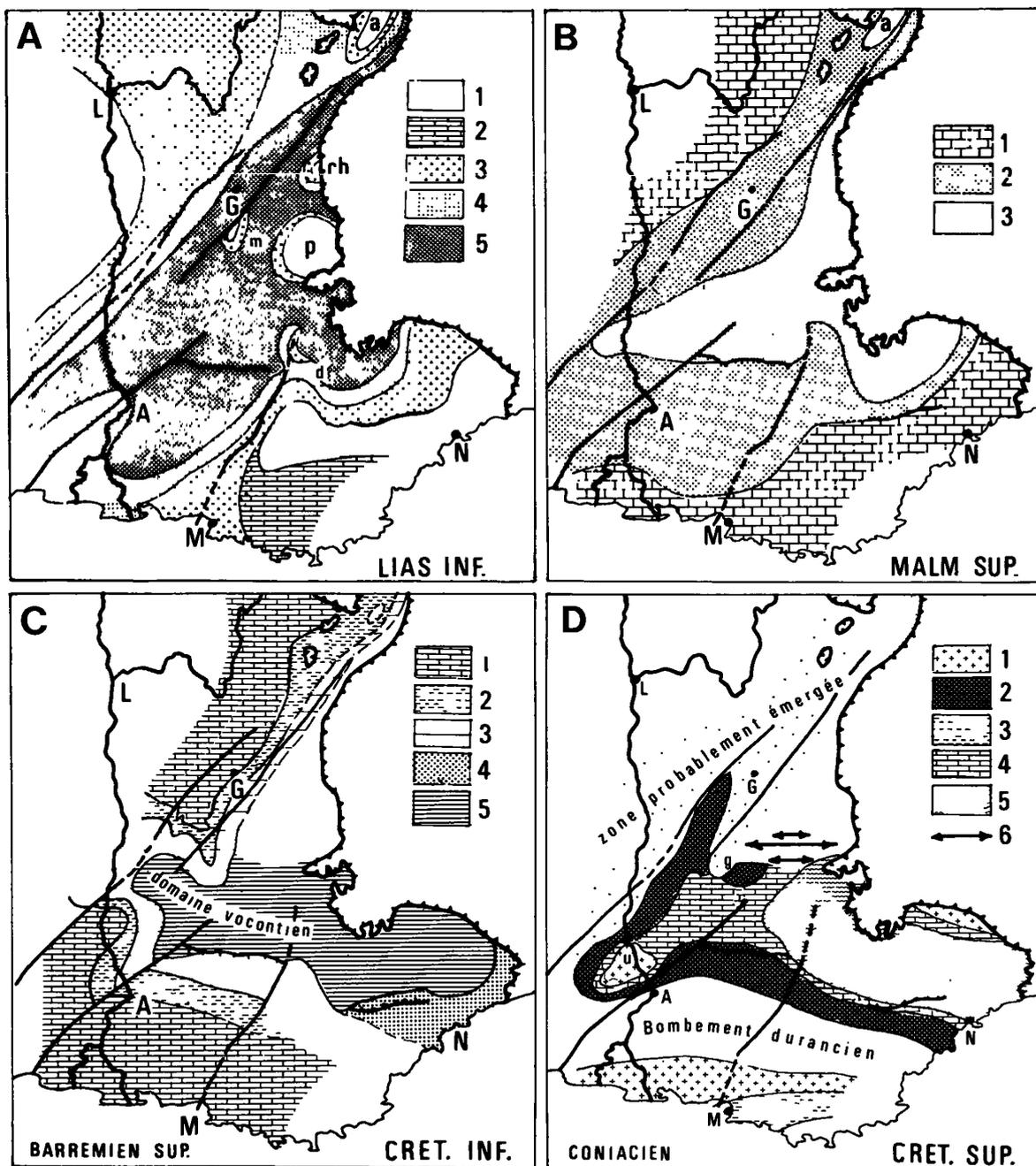
Cette transgression ne dépasse pas vers l'Ouest une ligne Annecy-Gap-Cannes. Avec elle cesse définitivement l'histoire marine des chaînes subalpines car la transgression miocène, remontant la vallée du Rhône et du Var, mordra à peine sur les bordures subalpines (voir page 316).

b) Structure et histoire tectonique

La structure doit s'interpréter en fonction de deux facteurs :

— le décollement général de la couverture post-triasique dans les marnes et les évaporites du Keuper. — En fait ce décollement n'est observable que dans les arcs de Digne, de Castellane et de Nice où affleure le Trias. Ailleurs il est seulement déduit de la forme des plis.

Des niveaux de décollement secondaires interviennent aussi, notamment dans les marnes du Lias supérieur, de l'Oxfordien, et, plus rarement, du Crétacé inférieur.



— *la superposition de plusieurs phases tectoniques*, particulièrement nette, comme on l'a dit, dans les chaînes subalpines méridionales où s'entrecroisent parfois plis « provençaux » surtout E-W (Crétacé supérieur à Paléogène) et alpins (néogènes) (fig. 12).

Les chaînes subalpines du Nord sont faites d'un train de plis plus ou moins chevauchants vers le NW. Le caractère chevauchant décroît du Nord au Sud, c'est-à-dire du massif du Haut-Giffre (où finit la nappe de Morcles, la plus basse des nappes helvétiques) au Vercors (qui n'est plus qu'une vaste surface tabulaire coupée de quelques gouttières synclinales).

Le chevauchement frontal de ces plis subalpins sur le bassin néogène savoyard ou dauphinois est la règle, mais sa flèche semble également décroître du Nord au Sud.

On remarquera également que les faisceaux de plis ne sont pas parallèles à l'allongement des massifs cristallins externes

voisins, mais sont plus méridiens. Il n'y a donc pas de rapport direct entre leur genèse et le soulèvement (plus tardif) de ces massifs.

Dans les chaînes subalpines vocontiennes, le trait structural dominant est donc l'entrecroisement de plusieurs systèmes de plis qui détermine la formation de larges cuvettes synclinales peu déformées, séparées par d'étroites bandes anticlinales plus ou moins chevauchantes dans des directions variables, du fait d'une morphotectonique fréquente. De plus, l'obliquité fréquente des contraintes alpines par rapport aux structures anciennes a provoqué l'accentuation des failles affectant ces dernières et les a transformées en longs décrochements méridiens. Ceux-ci se superposent à un faisceau de fractures SW-NE (parfois dites « cévenoles » car elles sont grossièrement parallèles à la bordure des Cévennes, selon une direction hercynienne caractéristique).

Fig. 10.

Cartes paléogéographiques simplifiées au Sud-Est de la France.

Sur toutes les cartes, on a indiqué un certain nombre de grandes failles qui ont commandé la paléogéographie pendant tout le Mésozoïque et ont pu, localement au moins, rejouer au moment du plissement alpin. Ce sont, du NW au SE, la faille d'Alès-Marsanne, la faille de la Cléry et du synclinal médian de Belledonne, la faille de Nîmes, et la faille de la Basse-Durance (ou d'Aix-en-Provence).

En outre ont été indiqués, à titre de repère topographique et parce qu'ils raccourcissent l'aire paléogéographique, les chevauchements de Ventoux-Lure (à gauche) et de Castellane (à droite).

A : Avignon, G : Grenoble, L : Lyon, M : Marseille, N : Nice.

Lias inférieur : 1. Zones émergées; 2. Dolomies intertidales à supratidales; 3. Faciès zoogènes peu épais; 4. Faciès calcaréo-marneux à Céphalopodes et Gryphées (Digne); épaisseur moyenne à faible; 5. Faciès calcaréo-marneux à Céphalopodes; épaisseur forte.

Malm supérieur : 1. Portlandien récifal, souvent dolomitisé; 2. Tithonique pélagique; 3. Id. mais faciès plus profond.

Crétacé inférieur (Barremien supérieur) : 1, 2. Faciès urgonien (1. Calcaires à Rudistes; 2. Calcaires à débris); 3. marnes et calcaires à spicules de Spongiaires; 4. séries minces : calcaires micritiques à Céphalopodes, glauconie, galets phosphatés et niveaux de condensation; 5. Calcaires et marnes à ammonites (faciès vocontien s.str.).

Crétacé supérieur (Coniacien) : 1. Calcaires à Rudistes (u. Uchaux); 2. Sables glauconieux souvent rubéfiés, et conglomérats (g : congl. des Gâs, près Châtillon-en-Diois); 3. marnes gréseuses à brèches sédimentaires du sillon provençal; 4. Calcaires gréseux; 5. Calcaires pélagiques à Foraminifères, Céphalopodes et Inocérames; 6. Plis (Diois, Dévoluy).

Le Lias d'après R. Mouterde; le Malm d'après Baudrimont et Dubois; le Crétacé inférieur d'après H. Arnaud; le Crétacé supérieur d'après H. Arnaud, J. Philip et B. Porthault.

Simplified paleogeographic maps of SE France.

On all maps, several large faults are shown which determined the paleogeography during the entire Mesozoic and locally rejuvenated at the time of Alpine folding. From NW to SE these are the Alès-Marsanne fault, the Cléry fault and the median syncline of Belledonne, Nîmes fault and the fault of Basse-Durance (or Aix-en-Provence).

In order to serve as topographical datums and because they limit the paleogeographical area, the following are indicated : Ventoux-Lure overthrusts (to left) and Castellane overthrusts (to right), A. Avignon; G. Grenoble; L. Lyon; M. Marseille; N. Nice; P. Pelvoux.

Lower Liassic : 1 : Exposed zones; 2 : Intertidal-supratidal dolomites; 3 : Thin zoogenous facies; 4 : Calcareous-marly facies with cephalopods and gryphaea (Digne); average to slight thickness; 5 : Calcareous-marly facies with cephalopods; very thick.

Upper Malm : 1. Reefal Portlandian often dolomitized; 2 : Pelagic Tithonic; 3 : Id. but deeper facies.

Lower Cretaceous (Upper Barremian) : 1,2 : Urganian facies (1 : Limestones with rudistae; 2 : Limestones with debris); 3 : Marls and limestones with spongiae spicules; 4 : Thin series : micritic limestones with cephalopods, glauconite, phosphate pebbles and condensation layers; 5 : Limestones and marls with ammonites (Vocontian facies, s.str.).

Upper Cretaceous (Coniacian) : 1 : Limestones with rudistae (u. Uchaux); 2 : Glauconitic and often reddened sands and conglomerates (g : congl. of Gâs near Châtillon-en-Diois); 3 : Gritty marls with sedimentary breccias of Provençal trough; 4. Gritty limestones; 5 : Pelagic limestones with foraminifera, cephalopods and inoceramus; 6 : Folds (Diois, Dévoluy).

Liassic according to R. Mouterde; Malm according to Baudrimont and Dubois, Lower Cretaceous according to H. Arnaud; Upper Cretaceous according to H. Arnaud, J. Philip and B. Porthault.

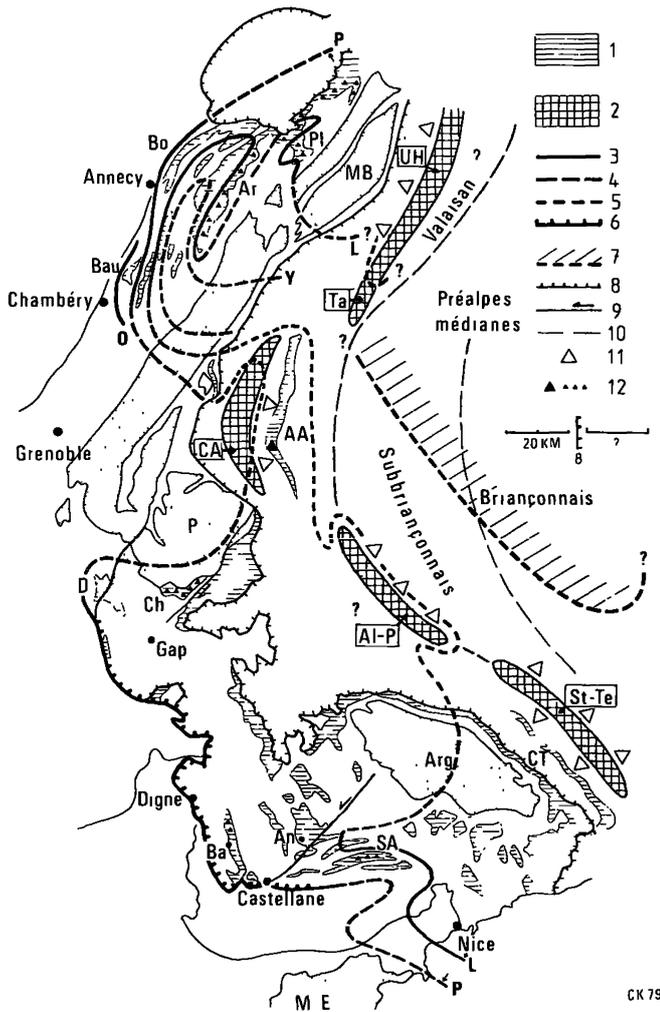


Fig. 11.

Le domaine du Paléogène marin des Alpes Occidentales.

Les affleurements de la zone externe sont dans leur situation actuelle; l'Ultrahelvétique, les domaines arvinche et tendasque, et certains secteurs des zones externes ont été remis en position palinspastique très schématique (on n'a pas tenu compte de coulissements longitudinaux éventuels à la limite des zones, ni des rotations de certains ensembles de la zone externe).

- 1 : Principaux affleurements dans la zone externe (sauf l'Ultrahelvétique).
- 2 : Cordillère et paléochaine, du Nord au Sud : UH : c. ultrahelvétique, Ta : c. tarine, CA : paléochaine arvinche, Al-P : c. du Lac d'Allos-Pelat, St-Te : c. de la Stura et c. tendasque.
- 3 à 6 : Limites de la transgression nummulitique (étapes : Y à l'Yprésien, L au Lutétien, P au Priabonien s.l., O à l'Oligocène inférieur); 3 : Probable, 4 : Hypothétique, 5 : Très hypothétique, 6 : Transposée par un accident tectonique;
- 7 : Bordure SW hypothétique de la mer alpine permanente du Crétacé supérieur à l'Éocène moyen-supérieur dans le domaine briançonnais.
- 8 : Chevauchement de nappe.
- 9 : Contact anormal à antécédents nummulitiques.
- 10 : Limites hypothétiques des futures zones subbriançonnaise et briançonnaise.

11 : Apports détritiques grossiers lors de la transgression.

12 : Indice de volcanisme (Éocène supérieur).

AA : Série du flysch des Aiguilles d'Arves; An : Annot; Ar : Aravis; Arg : Argentera; Ba : Barrême; Bau : Bauges; Bo : Bornes; Ch : Champsaur; CT : série de l'unité du col de Tende; D : Dévoluy; MB : Mont Blanc; P : Pelvoux; Pl : Platé; ST : Saint-Antonin.

The Marine Paleogene domain of Western Alps.

Outcrops of the outer zone are in their present location. The Ultrahevetic, the Arvinche and Tendasque and certain sectors of the external zones have very schematically been shown in palinspastic position (possible longitudinal sliding at the limits of zones and rotations of certain groups in the external zone have not been taken into account).

1 : Main outcrops in external zone (except Ultrahevetic).

2 : Cordillera and paleochain from North to South : UH : Ultrahevetic c.; Ta : tarine c.; CA : Arvinche paleochain; Al-P : c. of Lac d'Allos-pelat; St-Te : C. of Stura and c. Tendasque.

3-6. Limits of nummulitic transgression (Stages : Y in Ypresian, L in Lutetian, P in Priabonian s.l., O in Lower Oligocene); 3. Probable; 4. Hypothetical; 5. Very hypothetical; 6. Transposed by tectonic disturbance.

7 : SW edge of permanent Alpine sea from Upper Cretaceous to Middle-Upper Eocene in Briançon domain.

8 : Overthrust nappe.

9 : Abnormal contact with nummulitic antecedents.

10 : Hypothetical limits of future Sub-Briançon and Briançon zones.

11 : Coarse detrital material laid down during transgression.

12 : Indication of volcanism (Upper Eocene).

AA : Flysch series of Aiguilles d'Arves; An : Annot; Ar : Aravis; Arg : Argentera; Ba : Barrême; Bau : Bauges; Bo : Bornes; Ch : Champsaur; CT : Series of Tende pass unit; D : Dévoluy; MB : Mont Blanc; P : Pelvoux; Pl : Platé; ST : Saint-Antonin.

Nous avons vu que ces failles commandaient la paléogéographie jurassique et crétacée. Leur origine est donc ancienne, mais elles ont joué à l'Alpin, souvent en décrochements qui ont pu réorienter les plis subalpins. Au croisement de ces différents systèmes de failles, apparaissent parfois des masses diapiriques de gypses triasique (Suzette-Gigondas, Propiac).

Dans les chaînes subalpines de Haute Provence, la structure se régularise et laisse distinguer une zone externe de plis serrés et d'écaillés chevauchants à semelle de Keuper (ce sont les arcs de Digne, Castellane et Nice), et une zone interne, avec d'immenses cuvettes synclinales remplies de Crétacé supérieur et de Nummulitique (montagnes du haut Var et du haut Verdon). La structure de cette dernière zone, apparemment simple, vient en fait de se révéler très complexe par suite de la découverte de structures polyphasées et de très grands décollements dans la couverture.

3. Couverture sédimentaire orientale des massifs cristallins externes et unités parautochtones superposées

Cet ensemble ne forme qu'une étroite bande qui se dilate seulement entre l'Arc et le massif de Pelvoux, formant là une petite région naturelle, le pays des Arves.

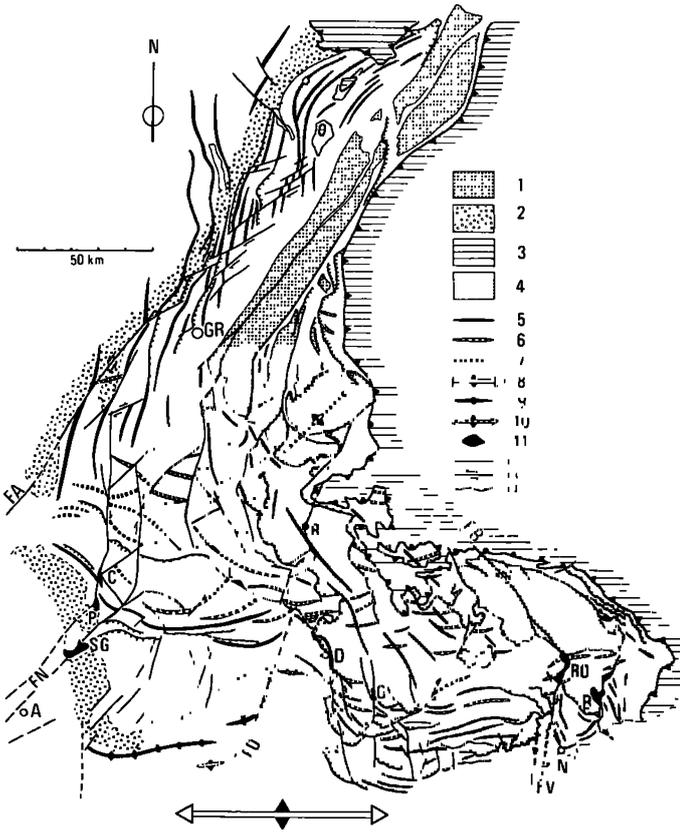


Fig. 12.

Schéma structural de la zone externe.

1 : Socle primaire externe — 2 : Tertiaire péri-alpin — 3 : Zones internes — 4 : Unités allochtones et parautochtones de la zone externe — 5 : Plis néogènes (fini-miocènes et pliocènes) — 6 : Plis paléogènes divers — 7 : Plis sénoniens — 8 : Plis provençaux (anté-oligocènes) — 9 : Plis provençaux repris au Néogène — 10 : Axe de soulèvement anté-nummulitique du Pelvoux — 11 : Diapirs — 12 à 14 : Principaux accidents tectoniques (12, failles, 13, décrochements, 14, chevauchements). A : Avignon — B: Breil-Sospel — C : Condorcet — D : Digne — FA : Faille (fault) d'Alès — FB : Faille (fault) de Bersezio — FD : Faille (fault) de la Basse Durance — FN : Faille (fault) de Nîmes — FV : — Faille (fault) du Var — G : Gévaudan (diapir) — GR. Grenoble — P. Propiac (diapir) — R. Rémollon (diapir) — Ro. Roquebillière (diapir) — SG. Suzette-Gigondas (diapir).

Structural sketch of external zone.

1. Primary external basement; 2. Peri-Alpine Tertiary; 3. Internal zones; 4. Allochthonous and parautochthonous units of external zone; 5. Neogene folds (end of Miocene and Pliocene); 6. Various Paleogene folds; 7. Senonian folds; 8. Provençal (Pre-Oligocene) folds; 9. Provençal folds reactivated in Neogene; 10. Axis of Pelvoux pre-nummulitic uplift; 11. Diapirs; 12-14. Main tectonic disturbances (12. Faults; 13. Wrench faults; 14. Overthrusts).

a) Dans les Alpes du Nord, le Mésozoïque est réduit aux termes inférieurs du Jurassique (il ne dépasse guère l'Oxfordien), de type dauphinois classique. Cette disparition du Jurassique supérieur et du Crétacé est liée à une période d'érosion qui s'est exercée à la fin du Secondaire ou au début du Tertiaire, si bien que le Nummulitique, souvent à faciès flysch, y transgresse directement le Jurassique et parfois des termes inférieurs. Mais le déchiffrement de cette région est rendu difficile par son extrême écrasement entre le front des zones internes et les massifs cristallins externes. Cette bande est, en fait, un empilement d'écaillés isoclinales parautochtones, avec même quelques lames cristallines plus ou moins déracinées. Les massifs cristallins du Combeynot (à l'Est du Pelvoux), du Rocheray (près de Saint-Jean-de-Maurienne) et celui du Mont Blanc lui-même sont peut-être à considérer aussi comme de telles écaillés, car ils sont fortement tectonisés et chevauchants vers le NW.

dién), de type dauphinois classique. Cette disparition du Jurassique supérieur et du Crétacé est liée à une période d'érosion qui s'est exercée à la fin du Secondaire ou au début du Tertiaire, si bien que le Nummulitique, souvent à faciès flysch, y transgresse directement le Jurassique et parfois des termes inférieurs. Mais le déchiffrement de cette région est rendu difficile par son extrême écrasement entre le front des zones internes et les massifs cristallins externes. Cette bande est, en fait, un empilement d'écaillés isoclinales parautochtones, avec même quelques lames cristallines plus ou moins déracinées. Les massifs cristallins du Combeynot (à l'Est du Pelvoux), du Rocheray (près de Saint-Jean-de-Maurienne) et celui du Mont Blanc lui-même sont peut-être à considérer aussi comme de telles écaillés, car ils sont fortement tectonisés et chevauchants vers le NW.

Au Nord du Pelvoux et jusqu'au delà de la vallée de l'Arc, la plus interne de ces écaillés dauphinoises orientales, la plus volumineuse et la plus continue devient même franchement allochtone, flottant sur la zone dauphinoise grâce à un épais coussinet de gypses triasiques. Les anciens auteurs, qui en avaient très vite reconnu l'individualité, l'avaient désignée sous le nom d'écaillés ou de zone ultradauphinoise (1).

Ce terme est commode dans la description des paysages, mais se justifie plus difficilement du point de vue paléogéographique.

b) Au Sud des Aiguilles d'Arves, l'écaillage systématique du liseré dauphinois oriental s'atténue rapidement. Puis, au Sud du Pelvoux, la série stratigraphique se complète puisque le Jurassique supérieur et le Crétacé réapparaissent sous le Nummulitique.

Au début, c'est-à-dire sur la transversale de l'Embrunais, les faciès ne sont cependant pas exactement ceux de la zone externe classique; ils sont plus minces et plus pélagiques. Puis, aux approches de l'Argentera, la série reprend des faciès d'eau peu profonde, avec un Malm subrécifal et de nombreuses lacunes à tous les autres niveaux, comme dans le domaine provençal. Seul le Nummulitique marin, toujours transgressif et gréseux, à faciès flysch, n'a rien de provençal; ce sont les Grès d'Annot, équivalent méridional des grès de Taveyanne et du Champsaur.

Au point de vue tectonique, la bordure interne, italienne, de l'Argentera est très complexe. La série, localement métamorphique, est renversée vers l'Est ou le NE (rétrocharriage alpin, voir page 310). Ce n'est qu'aux approches du col de

1. Le terme d'Ultradauphinois n'est pas l'équivalent français de celui d'Ultrahelvétique, car il n'a pas comme ce dernier, une signification paléogéographique précise. L'Ultrahelvétique correspondait en effet, au Mésozoïque et au début du Tertiaire, à un sillon un peu plus profond que la plate-forme helvétique qu'il bordait à l'Est. Ce sillon recevait à certaines époques les produits détritiques provenant de l'érosion d'une cordillère qui le séparait du domaine valaisan. L'Ultrahelvétique suisse ne se retrouve en France que dans les Préalpes du Chablais et de Savoie (voir page 298), ainsi qu'en écaillés très écrasées sur le revers SE du Mont-Blanc.

Tende qu'elle reprend sa vergence habituelle vers l'Ouest ou le SW. Mais elle y est en même temps découpée en écaillés parautochtones dont la plus importante est celle du *Col de Tende*, parfois considérée comme « subbriançonnaise » (voir page 289). En fait cette unité s'enracine plus au Sud au sein du flysch autochtone, et son analogie avec des séries typiquement subbriançonnaises situées plus au Nord ne fait que traduire une certaine homogénéisation des faciès entre le domaine autochtone et le domaine pennique sur cette transversale des Alpes.

C. LES ZONES INTERNES

1. Les zones penniques

Leur limite avec la zone externe est toujours tectonique, et correspond à un chevauchement très continu, le *chevauchement pennique frontal* par lequel des unités penniques quelconques reposent sur la zone dauphinoise.

Ce chevauchement masque donc la zone de passage du Dauphinois au Pennique, zone dont les caractères paléogéographiques sont, de ce fait, très mal connus et ne peuvent être déduits qu'indirectement de l'étude des unités penniques les plus frontales. Les faciès de ces dernières, souvent fondamentalement différents de ceux de la zone externe, l'obliquité des domaines correspondants par rapport à cette limite structurale, la continuité même de cette limite tout au long de la chaîne, impliquent qu'on avait là, dès la naissance du canevas alpin (après le Trias), une discontinuité importante de la marge continentale européenne, donc un jeu différentiel possible entre deux compartiments, avec son cortège de dépôts plus ou moins synorogéniques.

Au-delà du front pennique, les unités de ce domaine montrent une grande variété de faciès, toujours après le Trias. Car, pendant cette période, la totalité du domaine appartenait à une même plate-forme carbonatée. A partir du Lias, sous l'effet de la distension téthysienne, la carapace calcaire éclate et on voit s'installer, comme sur toutes les marges continentales en extension, une paléogéographie faite de hauts fonds et de dépressions (horsts et graben ?), passant finalement vers l'Est à la pente et au talus continental qui descendaient vers l'océan téthysien.

Le socle ancien de cette marge apparaît, dans presque toutes les unités, sous la forme de Permo-houiller, métamorphique ou non, et d'un matériel cristallin ou métamorphique plus ancien (massifs cristallins internes *pro parte*).

Nous décrivons les unités penniques d'Ouest en Est.

a) Les unités penniques frontales (ou externes)

On les a désignées pendant longtemps sous le nom d'*unités subbriançonnaises* parce que les écaillés correspondantes apparaissaient au-dessous de la zone briançonnaise, unité

majeure et donc repère structural essentiel du domaine pennique.

Le développement des études régionales a permis de montrer que sous ce terme de « subbriançonnais », purement tectonique, venaient des unités à faciès extrêmement variable, difficiles à décrire comme représentant le remplissage d'un domaine unique et particulier. On a donc été amené à distinguer, du Nord au Sud, deux groupes d'unités qui doivent correspondre à autant de domaines paléogéographiques différents : des unités *valaisannes* et *subbriançonnaises sensu stricto* (1).

Les unités (ou zone) valaisannes. — Ainsi appelées parce que bien développées dans le Valais Suisse, elles traversent le Val d'Aoste italien en arrière du Mont Blanc près de Courmayeur, puis pénètrent en France à l'Ouest du Petit-Saint-Bernard, et suivent la haute vallée de l'Isère (Tarentaise) jusqu'à Moûtiers. Elles disparaissent au Sud de cette ville, relayées à l'affleurement par des unités subbriançonnaises *sensu stricto* (fig. 8).

Au Trias, ce domaine fait partie, comme on l'a dit, de la grande plate-forme carbonatée commune à tout le domaine pennique : le Trias valaisan, avec des quartzites à la base et des calcaires dolomitiques au dessus, rappelle trait pour trait celui de bien des unités briançonnaises, mais en plus mince.

Pendant le Lias et le Jurassique moyen, la partie externe de cette zone valaisanne (entre Moûtiers et le Col de la Seigne) devient une véritable cordillère jalonnée de calcaires récifaux ou néritiques, et de brèches d'écroulement (d'où son nom local de « zone des Brèches de Tarentaise »), tandis qu'ailleurs se déposent des sédiments vaseux noirâtres (fig. 13). La zone valaisanne devait donc montrer alors une succession de horsts et de grabens traduisant un domaine en extension.

De fait, à partir du Jurassique supérieur ou plutôt du Crétacé inférieur, se dessine, dans une partie du domaine, une amorce de fissure crustale dans laquelle se déposent des pélites noires, d'âge probablement crétacé inférieur ou moyen, associées à de puissantes coulées de roches basiques (diabases et gabbros), les « roches vertes du Versoyen ». Cette partie du domaine valaisan formera, après plissement, l'*unité du Roignais*, qui s'oppose à une digitation plus externe où aucun sédiment jurassique supérieur ou crétacé inférieur n'est connu, l'*unité de Moûtiers*.

A partir du Crétacé supérieur, le caractère de sillon subsidant s'installe partout, car on voit se déposer dans les domaines des deux futures unités, une série détritique à dominante calcaire, épaisse de 100 à 1 000 m, improprement appelée

1. Il conviendrait d'ajouter, d'après les études récentes et des travaux en cours, un troisième groupe, complexe, d'unités correspondant paléogéographiquement à une partie du domaine intermédiaire entre Ultrahelvétique et Valaisan. Bien que d'extension limitée de part et d'autre de la vallée de l'Isère aux environs de Moûtiers, ce groupe d'unités peut être amené à jouer un rôle important dans les reconstitutions paléogéographiques et structurales.

« flysch de Tarentaise ». Reposant en transgression et discordance sur les termes antérieurs plissés et écaillés, elle débute par des conglomérats et des brèches grossières qui ont fourni une rare microfaune sénonienne, puis vient une passée de véritable flysch schisto-gréseux, et enfin la grande masse du « flysch de Tarentaise » (calcschistes plus ou moins microbréchiques, bien lités, épais et monotones). Le sommet de la formation est d'âge inconnu : l'absence totale de microfaune tertiaire la fait en général attribuer au seul Crétacé supérieur. Le tout est affecté d'un léger métamorphisme, qui ira se développant en Suisse où cette formation valaisane paraît se fondre dans les « schistes lustrés des Grisons ».

Au point de vue structural, le domaine valaisan est fait de grandes écailles isoclinales chevauchantes vers le NW, ultérieurement basculées vers l'Est par le soulèvement récent du Mont Blanc (fig. 15). Dans ces écailles, le flysch dessine une succession compliquée de synclinaux et d'anticlinaux difficile à déchiffrer en raison de la monotonie du faciès.

Le socle de la zone valaisane n'affleure qu'en de rares points (lames cristallines de Hautecluse, près Moûtiers, et de la Pointe Rousse près du col du Petit-St-Bernard). Ce sont des schistes cristallins de type banal, parfois associés à du Permien et du Houiller. La présence de ce matériel témoigne d'une intense fracturation du socle aux abords du front pennique, au moment du plissement paroxysmal, dont l'âge ne peut être précisé ici.

Les unités (ou zone) subbriançonnaise, sensu stricto. — Il s'agit d'un ensemble d'unités de couverture décollées d'un socle inconnu au niveau du Keuper gypsifère et, le plus souvent, chevauchées par la masse du Houiller briançonnais (d'où leur nom). Toutefois, au niveau de l'Embrunais, elles sont recouvertes directement par des nappes d'un flysch d'origine très interne (flysch de l'Embrunais ou flysch à Helminthoïdes). Elles sont alors beaucoup plus dilacérées ou déplacées, si bien que la reconstitution paléogéographique du domaine correspondant devient beaucoup plus hypothétique.

1) De la région de Moûtiers jusqu'à la vallée de la Durance (en aval de Briançon) la zone subbriançonnaise (unités de la grande Moënda et du Pas du Roc) est assez homogène dans ses faciès (fig. 13). Le domaine correspondant devait être un sillon ou un talus (probablement le talus ouest du « géanticlinal » briançonnais) : les dépôts du Lias-Dogger sont peu profonds, calcaires et néritiques. A la fin du Malm et au Crétacé, apparaissent des faciès plus pélagiques, coupés toutefois de quelques niveaux bréchiques résédimentés et de passées de flysch calcaréo-gréseux. La série se termine par un ensemble argilo-gréseux fin, noirâtre, d'âge éocène indéterminé, désigné sous le nom impropre de « flysch noir » ; son épaisseur est difficile à évaluer, car il se décolle presque toujours et forme alors un matériau d'emballage tectonique pour les écailles mésozoïques.

2) Au Sud de la Durance, les types de séries se diversifient (fig. 13). A la série précédente (à laquelle appartiennent les unités de Piolit et du Morgon), se juxtaposent celles du type Séolanes, caractérisées par un Malm récifal puissant, directement raviné par un Lutétien gréseux — ou inversement celles

de type Pelat, caractérisées par une épaisse série calcaire néo-crétacée-nummulitique, discordante sur un substratum probablement plissé et écaillé; diverses unités (Lac d'Allos par exemple) montrent aussi un conglomérat lutétien transgressif, contenant des galets cristallins et des rhyolites permienues, qui témoignent de l'érosion de rides de socle.

Les reconstitutions paléogéographiques qui ont été tentées suggèrent une nette obliquité des unités subbriançonnaises par rapport au front pennique. Cette obliquité est encore imparfaitement expliquée. On peut d'abord penser à une série de plis en échelons, jalonnant, en surface, un décrochement de socle, celui-ci pouvant très bien être la discontinuité zone externe-zones internes. On verrait ainsi se succéder transversalement, au long d'une bande N-S des rides (type Séolanes) et des sillons (type Pelat), ultérieurement disloqués et éparpillés par le plissement paroxysmal et le déplacement des nappes successives de flyschs exotiques.

Mais leur coïncidence avec la transversale de l'Embrunais (qui est aussi celle du domaine vocontien) peut également faire songer à un système de flexures ou d'ondulations E-W précocement ébauchées, annonçant puis prolongeant les plis E-W caractéristiques du domaine vocontien, et recoupant ainsi le front pennique (bien que rien, dans le domaine briançonnais, n'indique nettement leur prolongement sur cette latitude).

Enfin on a également suggéré le rôle de plis diapirs embryonnaires, car ces unités subbriançonnaises sont fréquemment associées à d'importantes masses de gypse (actuellement extravasées). Ainsi un simple jeu de fractures intervenu dès le Jurassique permettrait l'accentuation ultérieure de horsts et de grabens plus ou moins irrégulièrement disposés.

Au point de vue tectonique, la description des différentes unités n'a qu'un intérêt local. Nous retiendrons seulement :

— le décollement général dans le Keuper, ici particulièrement évaporitique comme on l'a dit;

— le clivage dans des niveaux plus haut situés, notamment l'Oxfordien marneux, d'où il résulte que toutes les unités à Oxfordien sont clivées en deux paquets d'écailles ou de plis, l'un à matériel post-oxfordien, l'autre à matériel anté-oxfordien. Le premier part souvent avant le second et est ensuite chevauché par lui (phénomène de diverticulation) : la coupe de la Maurienne offre un bel exemple de cette disposition;

— que la tectonique est certainement polyphasée : sans évoquer les jeux en horsts et grabens ou les plis embryonnaires pré-crétacés éventuels, il y a certainement eu des mouvements anté-nummulitiques encore mal connus, qui ont localement exhumé le socle. Le paroxysme intervient probablement à la fin de l'Éocène (voir page 310).

En arrière des massifs de Belledonne et de l'Argentera, les unités subbriançonnaises forment des paquets d'écailles et de plis isoclinaux déversés vers le NW ou le SW, respectivement basculés ensuite vers l'Est par le redressement de Belledonne, et « rétrocharriés » vers l'Est en arrière de l'Argentera (pour le rétrocharriage alpin, voir page 310).

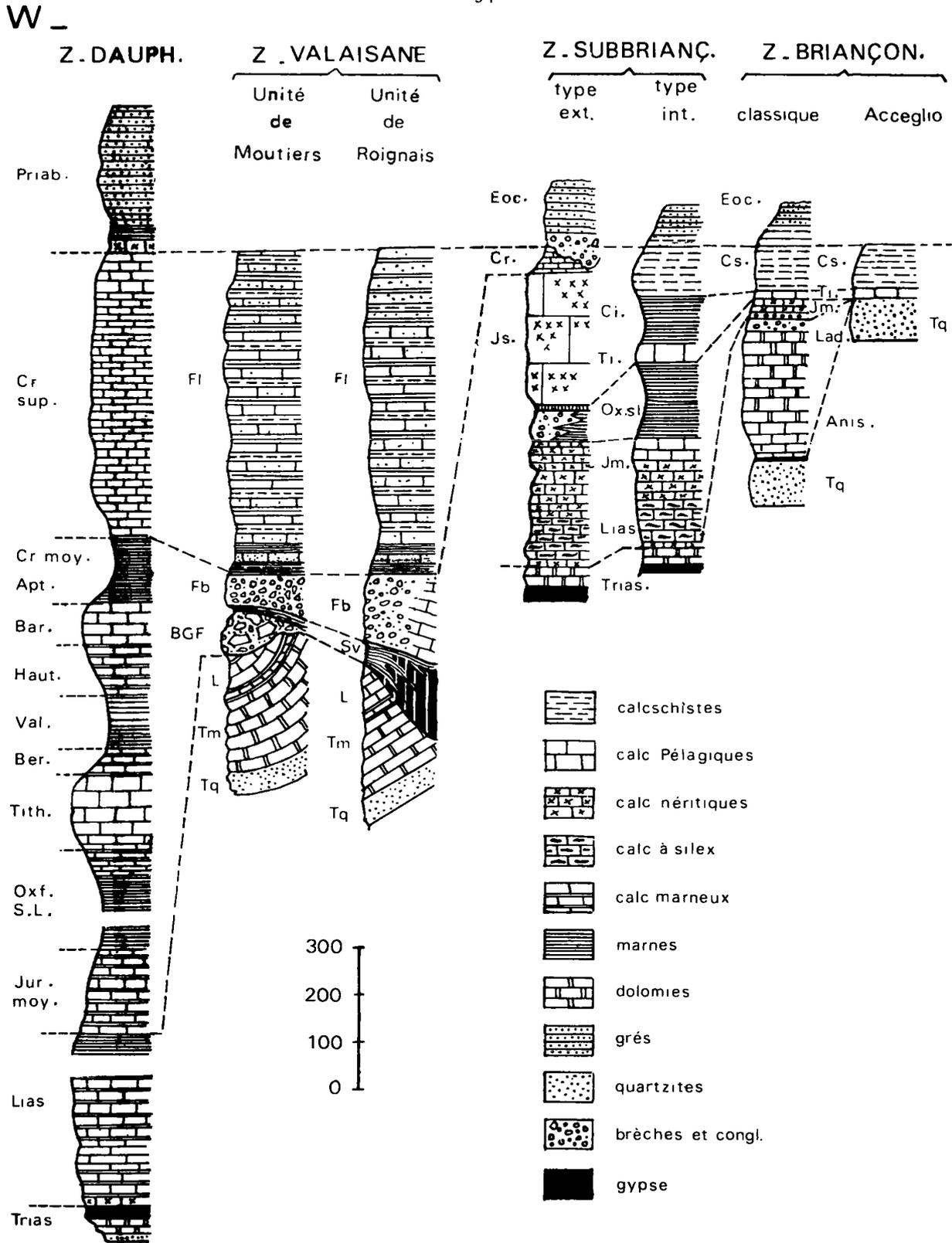


Fig. 13.

Séries stratigraphiques comparées des unités penniques frontales et de la zone Briançonnaise.

Comparative stratigraphic series of frontal Pennine Units and Briançon zone.

Au niveau de l'Embrunais d'une part, et en Haute Savoie d'autre part, cette première tectonisation paroxysmale est compliquée par le jeu des nappes de flyschs exotiques qui ont entraîné les écaïlles loin vers l'Ouest, jusque sur la zone externe. Nous consacrerons un chapitre spécial à ces amas d'unités allochtones (voir page 310).

b) La Zone Briançonnaise

De toutes les zones alpines, c'est elle qui dessine le mieux l'arc des Alpes occidentales, surtout grâce à son socle permo-carbonifère. En fait celui-ci n'affleure de façon continue que de la frontière suisse à Briançon, mais il réapparaît au Nord de l'Argentera pour se dilater à nouveau dans les Alpes maritimes italiennes. On retrouve donc, dans le profil longitudinal de ce socle briançonnais, l'« ensellement de l'Embrunais », déjà évoqué. Grâce à lui, c'est dans le secteur compris entre Briançon et le col de Larche que la couverture briançonnaise est la mieux conservée et correspond à un paysage rendu tout à fait caractéristique par ses reliefs calcaires et dolomitiques.

Le substratum ancien (fig. 8). — Il comprend, à l'Ouest, la zone houillère briançonnaise, non métamorphique, et, à l'Est, un alignement de massifs cristallins où le Permo-Houiller ne joue plus qu'un rôle mineur au dessus d'un socle plus ancien : du Nord au Sud, se succèdent ainsi le massif du Grand Saint-Bernard (suisse et valdotain), les massifs du Ruitor, de Vanoise et d'Ambin, d'où le nom de zone *Vanoise-Ambin* donné par les géologues français à cet ensemble, qui a été métamorphisé lors du cycle alpin. Avec les massifs constituant le socle de la zone piémontaise, il forme les « massifs cristallins internes » (par opposition aux massifs cristallins externes).

Le Permo-Houiller est épais de 2 000 à 3 000 m dans la zone houillère où il débute probablement avec le Namurien, au moins localement. Le Westphalien est épais au Sud de Briançon, le Stéphano-Autunien au Nord, ce qui implique un mouvement de bascule du bassin de subsidence vers le Nord à la limite Westphalien-Stéphalien. Les dépôts sont partout limniques, de type houiller classique, avec conglomérats, grès, pélites et couches de houille (transformée en anthracite par les mouvements alpins), jadis exploitée. Au Permien, le charbon disparaît et les dépôts se rubéfient. Le passage au Trias inférieur se fait par un niveau de conglomérat de teinte pourprée, à galets de roches volcaniques acides, traditionnellement appelé « Verrucano » ou « Permo-Trias ».

Ajoutons aussi que le Houiller et le Permien contiennent assez souvent des filons ou des coulées de roches volcaniques acides, dont l'âge exact n'est pas toujours facile à établir (Permien moyen probablement), et même de véritables laccolites de granite, lui-même gneissifié par le plissement alpin (par exemple, les « gneiss du Sapey » près de Modane).

Dans la zone *Vanoise-Ambin*, le Permien, métamorphisé à l'Alpin, se présente en général sous forme de gneiss et de micaschistes, dont les caractères minéralogiques montrent qu'il s'agit de sédiments détritiques de type banal associés à un important matériel volcanique.

Le Houiller manquerait presque complètement. Au dessous vient un *vieux socle polymétamorphique d'âge indéterminé* (gneiss du Ruitor, du Mont-Pourri et de Chasseforêt en Vanoise, « série de la Clarée » dans le massif d'Ambin, écaïlles d'Acceglio au Nord de l'Argentera). Ces changements importants de lithologie et de stratigraphie qui existent entre zone houillère briançonnaise et zone Vanoise-Ambin, impliquent donc, à la limite des deux zones, un système de failles ou de flexures limitant, au Carbonifère au moins, le bassin de subsidence occidental. Au moment du plissement alpin, il a rejoué encore en contact anormal majeur séparant les deux grands ensembles distingués dans le socle briançonnais.

Tectonique du socle briançonnais. A la différence des Alpes suisses, il est impossible, dans les Alpes franco-italiennes, de dire si le socle est charrié ou non : rien ne prouve que la nappe du Grand Saint-Bernard se prolonge jusqu'à la Méditerranée. Tout ce que l'on peut observer, c'est que :

— le bord ouest de la zone houillère chevauche les unités penniques frontales et est lui-même chevauché par la zone Vanoise-Ambin, bien que localement (Vanoise par exemple) le chevauchement en question passe à une cicatrice verticale (« cicatrice Modane-Chavière ») (fig. 15).

— le bord interne du socle briançonnais est partout déversé et chevauchant vers l'Est, dessinant ainsi l'« éventail briançonnais », probablement par suite de l'emboutissement en profondeur du socle piémontais, externe, disposition éventuellement accentuée par des serrages tardifs; dans les Alpes suisses, ce phénomène devient particulièrement spectaculaire, puisqu'il correspond au redressement et au déversement des « racines » des plis penniques d'Argand.

Ce « rétrocharriage » du socle briançonnais interne s'accompagne d'un fort écaillage, bien visible en Val d'Aoste et Val Savaranche, ainsi que dans la région d'Acceglio, au Nord de l'Argentera.

La couverture (fig. 13). — La série de couverture briançonnaise débute avec le *Trias*, épais de 300 à plus de 1 000 m.

Le Trias inférieur (Werfénien) est essentiellement détritique et correspond à la fin du nivellement du socle sialique hercynien; des sables continentaux ou littoraux succèdent sans hiatus au « Verrucano » et se présentent actuellement sous la forme de quartzites blancs azoïques. Le *Werfénien supérieur* est représenté par un niveau caractéristique de pélites versicolores et d'évaporites, qui jouera un rôle de décollement majeur au moment du plissement, si bien que la série de beau-coup d'unités briançonnaises commence avec le Trias moyen, époque à laquelle la mer transgresse largement.

Le Trias moyen et supérieur est marin, carbonaté (calcaires et dolomies), parfois épais de plus de 1 000 m. En effet dès cette époque, non seulement en Briançonnais mais dans tout le domaine interne, s'installe une plate-forme carbonatée subsidente, dépendance de la Téthys triasique, sur laquelle se fait une sédimentation d'eau peu profonde et calme, qui sera uniquement perturbée par la « crise carnienne », encore mal connue, mais qui provoque une nouvelle répartition des aires de subsidence, avec même des émergences locales. Donc, dans cer-

taines unités, la série triasique s'arrête après les dolomies ladinennes, tandis que dans d'autres elle se poursuit par le *Carrien*, bréchique et évaporitique (pouvant jouer en nouveau plan de décollement), le *Norien*, fait d'une épaisse série de dolomies bien litées, et le *Rhétien* (argilites noires, dolomies rousses et calcaires lumachelliques). Dans ces unités à Norien-Rhétien, la sédimentation persiste en général pendant le *Lias inférieur (Hettangien-Sinémurien)*, avec des calcaires bien lités, plus ou moins bioclastiques, parfois à zones siliceuses, en général assez minces mais pouvant devenir très épais aux approches du domaine piémontais (série de la Grande Motte en Vanoise).

De toute façon, partout, *au Lias supérieur et au début du Dogger*, une émergence générale interrompt l'histoire sédimentaire de la plate-forme carbonatée briançonnaise. Celle-ci, dans un régime de distension générale, devient le « géantoclinal briançonnais », totalement émergé, en proie à l'érosion et aux altérations pédologiques, tandis que, de part et d'autre, la sédimentation se poursuit dans les domaines voisins restés marins.

Dans les parties les plus internes du « géantoclinal », le soulèvement et l'érosion sont suffisamment intenses pour que le Trias carbonaté soit complètement décapé et les quartzites, voire des termes plus anciens, mis à nu. Le Malm repose alors directement sur eux; c'est la « zone d'Acceglio », définie dans la localité de ce nom, au Nord de l'Argentera. Le géantoclinal briançonnais offrait donc, au Lias supérieur une disposition dissymétrique, avec un flanc est plus relevé et plus érodé.

A partir du *Bathonien supérieur*, la mer réenvahit par places le géantoclinal qui s'affaisse peu à peu, si bien qu'au *Malm* se déposent partout des sédiments pélagiques, toujours assez minces (quelques dizaines de mètres). Le Briançonnais n'est plus alors un « géantoclinal », mais un talus ou une pente continentale, plus ou moins accidentée, faisant la liaison entre les domaines plus externes, peu profonds, et le domaine piémontais. Ces sédiments pélagiques montrent deux types de faciès suivant qu'ils se déposent sur des rides sous-marines ou dans des sillons :

Sur les premières, on observe des séries condensées et lacunaires (dites « classiques »), caractérisées par le faciès « marbre de Guillestre » de l'Argovien (calcaires noduleux rouges de types ammonitico-rosso), surmontés de calcaires blancs à Calpionelles qui peuvent monter dans le Crétacé inférieur. Après une lacune de tout ou partie du Crétacé supérieur, le reste éventuel du Crétacé supérieur et l'Éocène inférieur sont des calcaires pélagiques rouges, verts ou gris, à Foraminifères planctoniques (*Globotruncana*, *Globorotalia*), (ex « marbres en plaquettes »).

Dans les sillons, les séries sont plus continues. Le Malm débute par des schistes noirs, écho des Terres Noires oxfordiennes des zones externes, puis viennent des micrites à Radio-laires et bandes siliceuses, enfin une barre (2 à 10 m) d'un calcaire massif clair, à silex (« Tithonique »). Le Crétacé inférieur est fait de calcaires bien lités, à zones siliceuses blanches, le Crétacé moyen de pélites noires, le Crétacé supérieur et

l'Éocène inférieur des mêmes calcschistes planctoniques que sur les rides.

En somme, dès la *fin du Crétacé supérieur et à l'Éocène inférieur*, la sédimentation s'est uniformisée; mais en même temps, une tectonique synsédimentaire provoque localement la mise en place de lentilles de brèches d'escarpement qui, dans le Briançonnais interne (Zone d'Acceglio notamment) peuvent admettre un matériel cristallin important, pouvant même aboutir à un véritable Cristallin régénéré.

L'histoire sédimentaire va se terminer à l'*Éocène moyen (et supérieur pro parte ?)* par l'apparition progressive, quoique rapide, de produits détritiques (pélites noires et grès), qui succèdent en continuité aux calcaires pélagiques. C'est le « *Flysch noir* » briançonnais, dont le dépôt sera stoppé soit par émergence, soit par l'arrivée des nappes de *Flysch* à Helminthoïdes.

Tectonique de la couverture briançonnaise. — L'architecture varie du Nord au Sud (fig. 15).

— *Au Nord de la Tarentaise* (Haute Vallée de l'Isère), la zone briançonnaise est pratiquement réduite à son socle (zone houillère et gneiss du Grand Saint-Bernard). En effet on pense que la quasi-totalité de la couverture a été décollée et transportée loin vers l'Ouest, dans les Préalpes du Chablais et de la Suisse romande, où elle forme l'unité dite des « Préalpes médianes ».

Quant au socle, sa disposition en « éventail » (chevauchements vers l'Ouest et vers l'Est sur les deux bordures opposées) a été reconnue depuis longtemps.

— *Entre Tarentaise et Maurienne* (vallée de l'Arc), la couverture affleure plus largement, mais, peut-être par suite d'une érosion fini-Éocène qui l'aurait profondément entamée, elle a été disloquée par l'avancée de la nappe des Schistes lustrés piémontais au tout début de l'Oligocène, si bien qu'elle est réduite à des écailles de toute taille, totalement déracinées et emballées dans les gypses de base de la nappe piémontaise.

— *Au Sud de la Maurienne*, la couverture est bien conservée, malgré son décollement presque systématique dans l'un des niveaux de gypse triasique. Elle se replie en nombreuses unités superposées, qui dessinent une disposition en éventail qu'offrait déjà le socle ancien plus au Nord : cette disposition implique que les unités les plus internes ont été secondairement déversées vers l'Est ou « rétrocharriées », probablement par une accentuation de la compression de socle provoquant l'emboutissement du socle piémontais externe dans le socle briançonnais interne, comme on l'a dit.

Le métamorphisme alpin affecte partout les unités internes du Briançonnais, notamment celles de la Vanoise, d'Ambin, la zone d'Acceglio, qui sont restées longtemps indéchiffrées pour cette raison. Rappelons aussi que, dans le socle, le Permien est, en même temps, transformé en gneiss. Les caractères minéralogiques de ce métamorphisme seront développés plus loin.

On admet généralement que socle et couverture briançonnais ont été affectés simultanément par ce métamorphisme de moyenne pression, qui n'a donc pu intervenir ainsi qu'après le

dépôt du Flysch noir éocène, c'est-à-dire vers la limite Éocène-Oligocène, en même temps que la tectonisation principale de cette zone. Mais les caractères minéralogiques du métamorphisme alpin dans le socle briançonnais évoquent plutôt des faciès de haute pression de la fin du Crétacé : il y a là un problème qui sera traité dans le paragraphe de synthèse consacré au métamorphisme alpin.

c) *La zone piémontaise* (ou zone des Schistes lustrés)

Cette zone est ainsi appelée parce qu'elle se développe sur le versant italien des Alpes ou Piémont. Les sédiments, toujours métamorphiques, sont les *Schistes lustrés*, qui enveloppent des massifs anciens (massifs cristallins internes *pro parte*), qui sont, du Nord au Sud, les massifs du Mont Rose, du Gran Paradiso et de Dora Maira (fig. 8).

Les massifs cristallins piémontais. — Ils ne sont pas, en définitive, très différents de ceux de la Vanoise et d'Ambin qu'ils prolongent vers l'Est. Ils comprennent un socle ancien et une enveloppe permio-carbonifère.

Le socle cristallin anté-carbonifère est polymétamorphique. Son matériel dominant est fait de gneiss œillés représentant probablement d'anciens granites, car il y a localement passage à des faciès franchement granitoïdes. Inversement, des faciès à grain fin (« gneiss minuti » des auteurs italiens), associés à des metabasites, représenteraient d'anciennes graywackes.

Au dessus, vient un ensemble de *gneiss monométamorphiques* (métamorphisme alpin seulement) où l'on a coutume de distinguer :

— *Le Carbonifère*, mais seulement dans le massif de Dora Maira, sous la forme des « Schistes graphiteux de Pignerol » (paragneiss et micaschistes graphitiques, avec passées conglomératiques à galets très étirés). Partout ailleurs, le Carbonifère manque ou n'a pas été reconnu, comme dans le massif de la Vanoise-Ambin.

— *Le Permien*, par contre, est représenté partout, par un ensemble volcano-détritique transformé en gneiss et micaschistes très leucocrates, riches en chloritoïdes. Des zones plus massives (du type « gneiss du Sapey ») auraient une origine franchement volcanique. Il y a passage progressif aux quartzites de base du Trias.

Tectonique des massifs anciens piémontais. — *Le Mont Rose* est considéré, depuis Argand, comme un grand pli couché, de style pennique, plus ou moins encapuchonné dans la zone du Grand Saint-Bernard par suite du rétrocharriage.

Par contre, le Gran Paradiso et Dora Maira sont plus difficiles à interpréter. L'allure de coupole tranquille qu'ils offrent dans les affleurements est due au soulèvement néogène de ce qui est probablement un empilement de nappes.

Par exemple, dans le *Gran Paradiso*, la découverte de la fenêtre de Valnontey (sur le versant nord, en territoire italien), où des gneiss monométamorphiques, rappelant ceux du complexe carbonifère de Pignerol, affleurent sous les gneiss œillés polymétamorphiques du reste du massif, montre que celui-ci correspond à un grand pli couché vers l'Ouest. Le style serait donc celui du Mont Rose.

Le massif de Dora Maira est, apparemment au moins, le plus complexe de tous et sa structure est encore discutée. Grâce à des pincées de Trias et de Schistes lustrés conservées entre des lames gneissiques, il apparaît que le massif est formé de plusieurs unités superposées résultant d'un écaillage de socle à vergence ouest. L'origine de ces différentes unités peut d'ailleurs être variable, et il est possible que certaines d'entre elles puissent encore appartenir au socle briançonnais interne, tandis que d'autres relèveraient bien du socle piémontais proprement dit.

En tout cas la superposition des écaillures est affectée de plis E-W importants, rendus très apparents ici par l'hétérogénéité de la lithologie. Ces plis E-W sont probablement liés au traînage des nappes vers l'Ouest, mais ont pu être localement réaccentués par un plissement ultérieur d'axe E-W, à vergence nord.

Les Schistes lustrés. — C'est un ensemble apparemment monotone de sédiments épi- à mésométamorphiques, où dominent les calcschistes, et qui sont associés à des *ophiolites*.

Ils affleurent largement au Sud d'Ambin et à l'Ouest de Dora Maira (Alpes Cottiennes) d'une part, sur le pourtour du Gran Paradiso et dans le soubassement de la Dent Blanche (Alpes Graies) d'autre part.

La stratigraphie de cet ensemble est difficile à établir car les Schistes lustrés sont presque toujours azoïques, à la fois en raison du métamorphisme qui a détruit les microfaunes éventuelles, et des caractères sédimentologiques originels. Seule la base de certaines séries a fourni, en de rares points (Val Grana, région de Montgenèvre), quelques bélemnites et ammonites du Lias inférieur. Pour les niveaux plus élevés, de fortes présomptions existent maintenant en faveur d'âges plus récents (jusqu'au Crétacé supérieur), par comparaison avec des faciès analogues, datés, de l'Apennin ligure (Bracco). On se base aussi sur l'existence de certains « marqueurs » lithologiques qui sont des constantes dans la sédimentation pélagique, non seulement alpine, mais téthysienne. Ces marqueurs sont, de bas en haut, (1) les schistes noirs (« black shales inférieurs ») et/ou les radiolarites du Malm inférieur (approximativement « Oxfordien »), (2) les calcaires massifs, ou en gros bancs, du Malm supérieur (« barre tithonique »), enfin (3) les schistes noirs (« black shales supérieurs », équivalent des « black shales » des forages DSDP de l'Atlantique) qui correspondent au « Crétacé moyen », c'est-à-dire à tout ou partie de l'intervalle Aptien-Albien-Cénomani.

Deux groupes de séries stratigraphiques peuvent être distingués, qui diffèrent par la nature de leur soubassement, continental ou océanique, et par leur extension stratigraphique (fig. 14).

Le premier groupe correspond aux séries qui débutent, soit par du socle sialique (Dora-Maira, Gran Paradiso), soit par des carbonates de plateforme triasiques (notamment du Norien à faciès « Haupt-dolomit ») décollées. Ces séries, déposées au-dessus d'une croûte continentale sialique, peut-être amincie, ne contiennent pratiquement pas d'*ophiolites* (sinon sous forme d'*olistolites*). Dans les Alpes Cottiennes, elles sont considérées comme plus externes que les séries

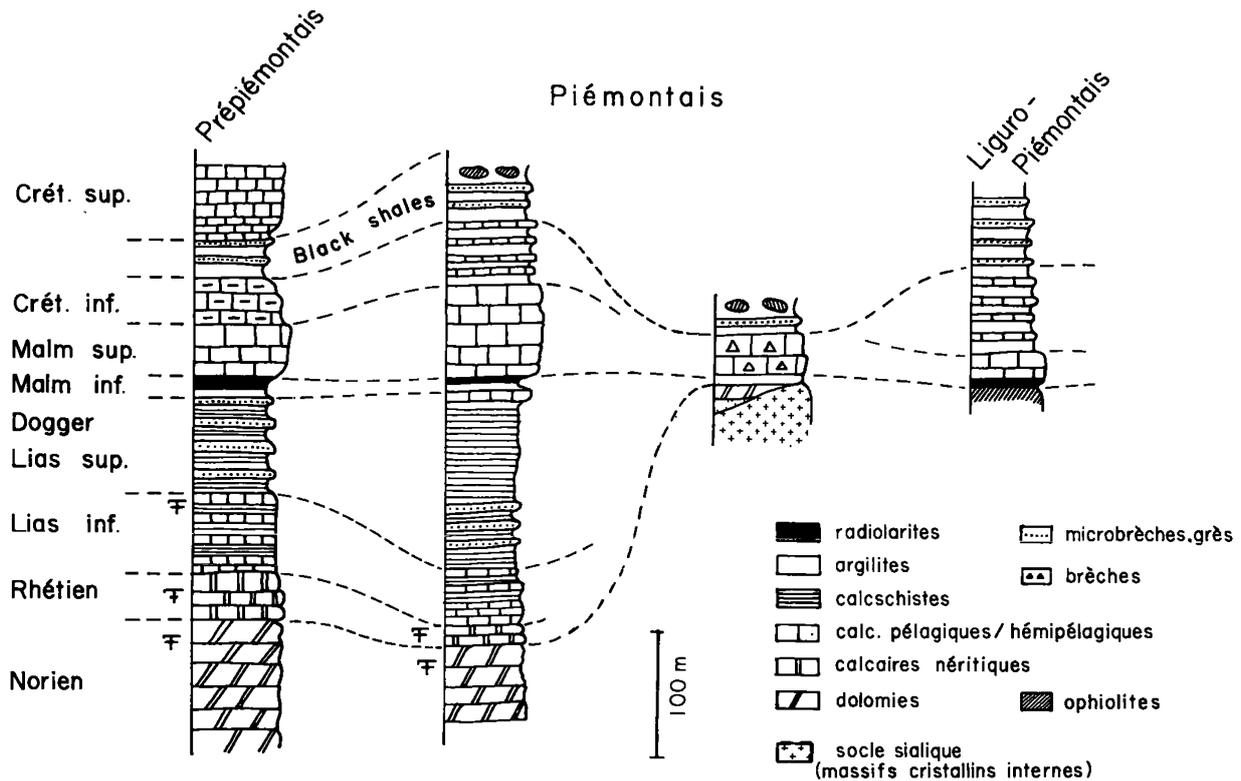


Fig. 14.

Séries stratigraphiques comparées de la zone piémontaise.

Comparative stratigraphic series of Piedmont zone.

supra-ophiolitiques du deuxième groupe, elles ont donc appartenu à la marge continentale européenne de la Téthys : du point de vue paléogéographique, elles sont issues du *domaine piémontais* au sens strict. Cependant, dans les Alpes Graies, des séries comparables, pauvres en ophiolites, qui constituent la *zone du Combin*, structurellement plus élevée que la zone Zermatt-Saas qui appartient à notre deuxième groupe, pourraient avoir, selon certains auteurs, une origine plus interne, et devraient donc être rattachées au domaine *austro-alpin sensu lato*.

Le deuxième groupe est celui des séries sédimentaires déposées sur les ophiolites, c'est-à-dire sur croûte océanique. Débutant souvent par des radiolarites, ces séries ne comportent que du Malm et du Crétacé. De même que les séries presque identiques connues en Corse (Inzecca) et dans l'Apennin Ligure (Bracco), elles sont issues d'un *domaine océanique dit piémontais-ligure*, qui n'est autre que la Téthys jurassico-crétacée du secteur alpino-apenninique.

La figure 14 résume les caractéristiques essentielles des principales séries stratigraphiques reconnues dans les Schistes lustrés des Alpes Cottiennes. On notera que l'histoire sédimentaire des séries liguro-piémontaises ne débute qu'à la fin du

Dogger ou au début du Malm. Il convient donc de distinguer, dans le temps, une période pré-océanique (Trias-Lias-Dogger) durant laquelle le domaine liguro-piémontais n'existait pas, et une période océanique (Malm-Crétacé), à la fin de laquelle (Crétacé supérieur) le domaine océanique liguro-piémontais était déjà presque entièrement refermé.

Période pré-océanique : par définition, les sédiments de cette période ne sont connus que dans les unités issues du domaine piémontais *sensu stricto*, auxquelles on doit ajouter les unités, peut-être austro-alpines, de la « zone du Combin ». Du point de vue sédimentologique, on peut y distinguer deux subdivisions :

- les carbonates de plate-forme du Trias moyen, du Trias supérieur et du Rhétien, correspondant à la période pré-océanique *sensu stricto*;
- au dessus, les calcschistes, les brèches et les grès du Lias et du Dogger, liés à la genèse de horsts et grabens, lors du « rifting » initial.

Période océanique : l'affaissement des marges continentales (domaine piémontais) et l'apparition d'une croûte océanique (domaine liguro-piémontais) conduit à une généralisation des

faciès pélagiques sur tous les domaines, au Malm (notamment avec les radiolarites du Malm inférieur) et au Crétacé.

Enfin l'apparition, dès le début du Crétacé supérieur, au sein des « black shales supérieurs », de brèches et d'olistolites à matériel ophiolitique, dans la quasi-totalité des séries (à l'exception des séries prépiémontaises), est l'indice de l'approche de la première « nappe ophiolitique », préluant à la fermeture de l'éphémère domaine océanique liguro-piémontais.

Structure et métamorphisme. — L'ensemble des Schistes lustrés est charrié sur la zone briançonnaise (fig. 15), comme en témoignent les klippes de Schistes lustrés flottant sur cette zone (Mont Jovet, Grande Sassièrre, etc. et des demi-fenêtres briançonnaises (Ambin, Col du Longet). Mais le degré d'allochtonie est très variable d'une unité à l'autre; seules les unités ophiolitiques issues du domaine océanique liguro-

piémontais (unités de Chabrière, d'Albergian-Bouchet, zone Zermatt-Saas, etc.) sont franchement allochtones tant sur la zone briançonnaise que sur les massifs cristallins internes; à l'opposé, certaines séries de Schistes lustrés piémontais semblent n'être que parautochtones, représentant la couverture à peine décollée de certains massifs cristallins internes.

Les schistes lustrés ont été affectés par *trois phases successives de structuration tectonique*, avec petites structures associées, genèse de schistosité et de métamorphisme. La première de ces phases semble affecter un contact anormal plus ancien, charriage précoce des unités ophiolitiques sur les séries piémontaises. On peut donc, très schématiquement, envisager la succession suivante : (1) Charriage ophiolitique précoce, datant probablement du début du Crétacé supérieur; cet événement ne s'accompagne ni de métamorphisme, ni de schisto-

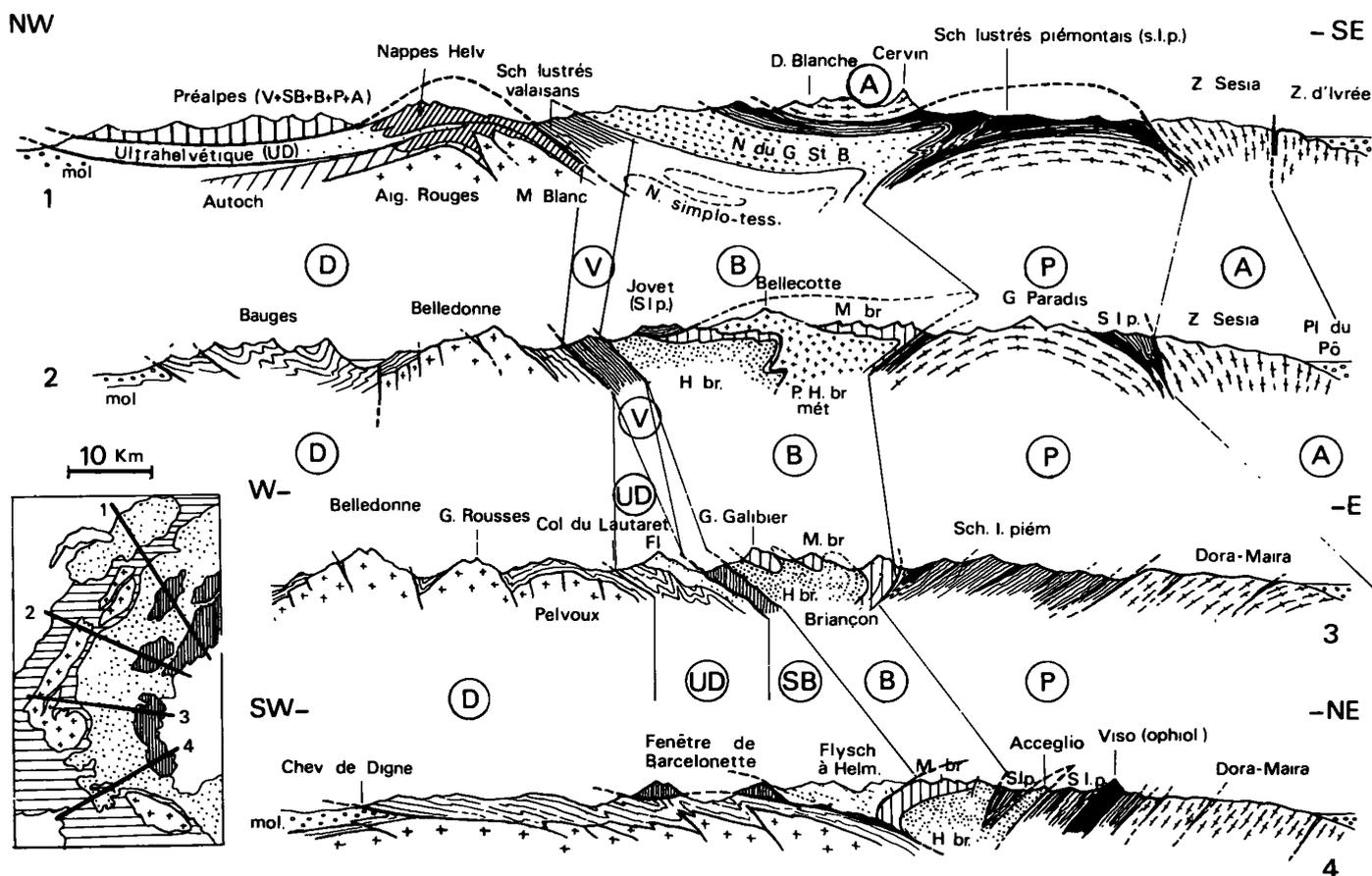


Fig. 15.

Coupes simplifiées au Travers des Alpes Franco-Italiennes.

D : Zone dauphinoise — UD : Zone ultradauphinoise — V : Zone valaisane — SB : Zone subbriançonnaise — B : Zone briançonnaise — P : Zone piémontaise — A : Austro-alpin.

H.Br. Permo-houiller briançonnais — M.br. Mésozoïque briançonnais — S.l.p. Schistes lustrés piémontais.

Simplified sections through Franco-Italian Alps. D : Dauphiné zone; UD : Ultra-Dauphiné Zone; V : Valais Zone; SB : Sub-Briançon Zone; B : Briançon Zone; P : Piedmont Zone; A : Austro-Alpine.

H.Br. Briançon Permian Houiller; M.Br. Mesozoic Briançon; S.l.p. Piedmont schistes lustrés.

sité, ni de petites structures (phase « zéro » : charriage gravitatif); (2) Première phase synschisteuse (« phase 1»); plis isoclinaux; métamorphisme de haute pression-basse température; âge probable, Crétacé supérieur. (3) Deuxième phase synschisteuse et symmétamorphique avec genèse de plis sub-isoclinaux, liée au charriage sur la zone Briançonnaise : âge probable, Éocène supérieur. (4) Dernière phase synschisteuse, plus superficielle, liée aux « rétrocharrages » de la zone Briançonnaise sur les Schistes lustrés : âge discuté (Oligocène ou Néogène).

2. Les zones austro-alpines ou Sud-alpines

a) la Zone Sesia et ses klippes (fig. 16)

A la marge interne de la zone piémontaise et au Nord de la latitude de Turin, se développe un massif ancien presque totalement dépourvu de couverture sédimentaire. Le caractère chevauchant de cette zone Sesia est matérialisé par un certain nombre de Klippes flottant sur la zone piémontaise plus à l'Ouest.

A point de vue pétrographique, le massif est fait de deux ensembles disposés parallèlement l'un à l'autre :

— à l'Est, les « micaschistes écolitiques ». Ce sont des micaschistes à gros grain, avec grenat, Na-pyroxène et amphibole bleue. Ils contiennent des bancs d'éclogite, de glaucophanite et de cipolins. Des phengites ont donné des âges de 90 à 67 Ma, qui sont ceux de la première phase métamorphique alpine dite *éolpîne*.

— à l'Ouest, les « gneiss minuti » (c'est-à-dire à grain fin) que l'on retrouve dans la klippe de la Dent Blanche, où ils forment la « série d'Arolla ». A l'exception de métagranitoïdes et de faciès de gneiss ocellés, ce sont des roches rubanées à grain fin, à lits leucocrates, contenant soit des minéraux du faciès schistes verts, d'âge « mésoalpin » (ou « lépontin », soit 40-35 Ma) et cantonnées dans les parties externes de la zone, soit des minéraux du faciès schistes bleus (albite, phengite, épidote, amphibole bleue, grenat), d'âge éolpin, et toujours en position plus interne.

Aussi bien pour les micaschistes écolitiques que pour les gneiss minuti, le matériel primitif était surtout fait de granitoïdes et de paragneiss de haute température, associés à des metabasites.

La nature du contact entre ces deux ensembles pétrographiques est discutée, soit passage progressif, soit chevauchement des gneiss minuti sur les micaschistes écolitiques, dans un recouvrement à vergence est.

Point de vue tectonique. — *Le corps de la Zone Sesia* est mal connu. On y a décrit sur la transversale du Val d'Aoste, un ensemble de plis plurikilométriques couchés en têtes plongeantes vers le NW. Ces plis se superposeraient à des déformations plus anciennes et seraient également associés à des cisaillements plats de grande ampleur, soulignés par des roches intensément mylonitisées. Mais la généralisation de ces observations (par ailleurs contestées par l'école italienne) à l'ensemble de la zone reste du domaine de l'hypothèse.

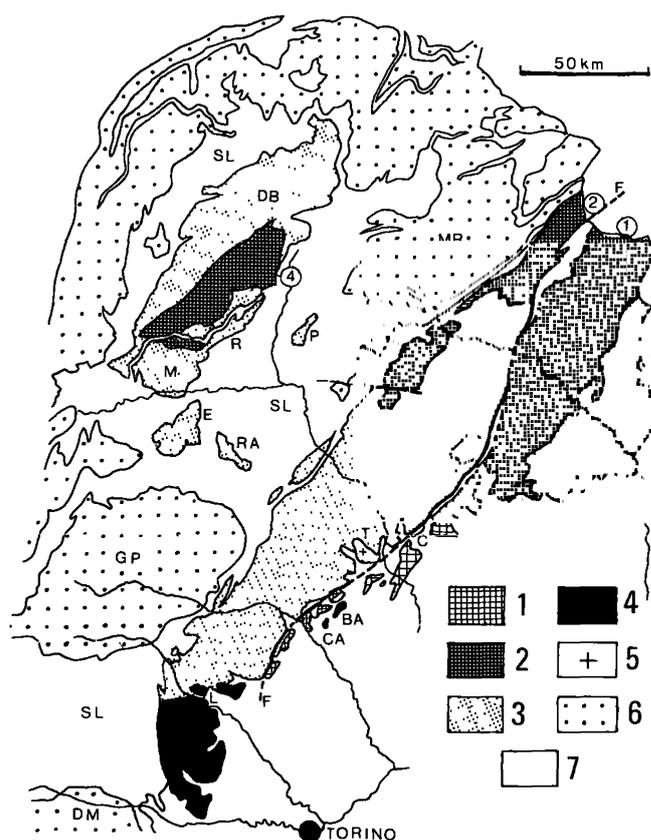


Fig. 16.

Schéma structural de la bordure orientale des Alpes Franco-Italienne (d'après G.V. DAL PIAZ, complété).

1 : Cristallin de la « Série des lacs »; 2 : Zone d'Ivrée; 3 : Zone Sesia; 4 : Massif de Lanzo; 5 : Granites tertiaires; 6 : Massifs cristallins penniques; 7 — Mésozoïque indifférencié (Schistes lustrés — SL; Zone du Canavèse — C; Zone de Roisan) — SB : Biella; Ba : Baldissero; Ca : Castellamonte; Db : Dent Blanche; DM : Dora Maira; E : Emilius; F : Faille (fault) du Canavèse; GP — Gran Paradiso; L — Lanzo; M — Mont Mary; MR — Mont Rose; P — Pillonet; RA — Mont Rafray; TR — Traverselle.

(En petits chiffre cerclés sur le dessin : 1. Première zone dioritico kinzigitique (zone d'Ivrée); 2. Deuxième zone dioritico-kinzigitique; 3. Klippe du Val Vogna; 4 — Série de Valpelline.

Structural sketch of E border of Franco-Italian Alps. (according to G.V. Dal Piaz, completed).

1 : Crystalline of Lake Series; 2 : Ivrea zone; 3 : Sesia zone; 4 : Lanzo massif; 5 : Tertiary granites; 6 : Pennine crystalline massifs; 7 : Undifferentiated Mesozoic (Schistes lustrés-SL; Canavèse Zone-C; Roisan Zone-R).

(Small circled figures on sketch : 1 : First dioritic-kinzigitic zone; 2 : Second dioritic-kinzigitic zone; 3 : Val Vogna klippe; 4 : Valpelline Series.

Le bord externe (occidental) du corps de la Zone Sesia est affecté d'une tectonique cassante qui l'a débité en nombreuses écaïlles. Celles-ci, associées à des lames de Schistes lustrés et d'ophiolites, forment la zone des écaïlles de Viù-Ločanà,

jalonnant peut-être un ancien plan de subduction ultérieurement repris en coulissement sénestre (avec déplacement vers le Nord de l'ensemble Sesia-Ivrée).

• *Les klippes* (Dent-blanche, Mt Mary, Emilius, Mt Rafray, Bec de Nana ou Pillonet) témoignent, comme on l'a dit, du caractère chevauchant vers l'Ouest de la zone Sesia, au moins dans les premières étapes de la tectogenèse (fin du Crétacé). Elles ont été secondairement affectées de plissements et d'écaillages à vergence est (« rétrocharriage alpin »).

• La Zone Sesia supporte aussi *quelques klippes d'un matériel identique à celui de la Zone d'Ivrée*, dont les plus importantes sont celles du Val Vogna (sur le corps de la Zone Sesia au Nord du Val d'Aoste) et de Valpelline (dans la klippe Dent Blanche-Cervin).

Il s'agit de micaschistes et de gneiss à biotite, grenat, sillimanite, feldspath potassique et plagioclase, désignés par les auteurs italiens sous le nom de « kinzigites ». Ces roches sont associées à des amphibolites (« diorites » des mêmes auteurs (1), des cipolins et de rares harzburgites).

La tectonique interne de ces klippes est identique à celle de leur substratum.

La couverture sédimentaire de la Zone Sesia. — Elle est réduite à une mince bande courant sur le bord SE de la klippe de la Dent-Blanche (« zone de Roisan »), à quelques lambeaux dans la klippe du Pillonet (Bec de Nana) et, plus au Nord, à la série du Mont-Dolin, près d'Arolla.

En ces différents points, et plus ou moins bien représentés, suivant les cas, on a des brèches dolomitiques à ciment calcaire recristallisé, des dolomies, des marbres dolomitiques et des cargneules qui représentent probablement le Trias. Puis viennent des calcschistes, argileux, calcaires ou gréseux affectés d'un métamorphisme de type schistes verts, qui doivent représenter une série mésozoïque restée malheureusement indéchiffrée.

b) *Le massif de Lanzo (fig. 16)*

À l'extrémité sud de la zone Sesia, apparaît le massif péridotitique de Lanzo, dont les rapports avec celle-ci sont encore obscurs, la zone de contact étant fortement tectonisée et dans de mauvaises conditions d'affleurement. Pour cette raison, la signification de ce massif de péridotites est discutée. Il s'agit du *manteau* sous-jacent soit à la Zone Sesia, soit à la Zone d'Ivrée, soit à l'ancien substratum océanique des ophiolites liguro-piémontaises.

La péridotite est une lherzolite feldspathique entourée d'une gaine de serpentinites à reliques d'olivine. Ces roches ont subi des déformations intenses :

— les plus anciennes ont été attribuées à la montée du matériel au travers du manteau supérieur puis de la croûte, au

début de l'orogénèse alpine (Crétacé moyen ?). Vers la surface, en dessous de 500 °C et en présence d'eau, le massif s'est serpentinisé sur ses bordures et le mouvement de remontée s'est ensuite opéré à l'intérieur de cette gaine.

— les plus récentes consistent en un charriage vers l'Ouest de la partie superficielle de cette lame. Elles sont contemporaines du métamorphisme alpin et voient l'achèvement de la serpentinitisation.

Malgré ce charriage, le *massif de Lanzo reste probablement l'extrémité d'un coin s'élargissant en profondeur et s'enracinant toujours dans le manteau*, ce qui s'accorde avec les données géophysiques (anomalie gravimétrique d'Ivrée et données sismiques).

Les affleurements péridotitiques de Castellamonte et Baldissero prolongent vers le Nord le massif de Lanzo et sont plus au moins étroitement associés avec la *faille du Canavèse (ou faille insubrienne, voir plus loin)*. Ce sont des lherzolites à spinelles, fortement serpentinisées, provenant d'une zone du manteau plus superficielle que pour les roches de Lanzo.

c) *Zone des écailles du Canavèse (fig. 16)*

Ce terme est préférable à celui de « Zone du Canavèse » qui ne recouvre pas une entité paléogéographique autonome. Les écailles correspondantes jalonnent un grand accident, dit « faille du Canavèse », dont le jeu récent est vertical ou décrochant, mais dont la signification ancienne est discutée, certains auteurs y voyant même la cicatrice du plan de subduction éoalpin.

On y trouve :

— des *éléments d'un socle anté-alpin*, de type insubrien (zone d'Ivrée ou série des Lacs), mais qui se complète par des rhyolites, des andésites et des tufs permien, associés à des grès et des conglomérats probablement de même âge.

— des *éléments d'une couverture mésozoïque* non métamorphique mais dont l'écrasement rend la stratigraphie difficile à établir. On peut y reconnaître, de bas en haut, des dolomies triasiques, des calcaires spathiques rosés du Sinémurien, ravinant le Trias, des marno-calcaires rouges à radiolaires, des radiolarites et des calcaires à Calpionelles du Tithonique-Berriasien, des pélites sombre et des calcaires gris (du type des « Argille à Palombini » du Crétacé inférieur lombard).

L'existence de lames de serpentine associées aux derniers termes de cette série, pose un problème encore non résolu. S'agit-t-il de lames d'ultrabasites du type Lanzo ou d'ophiolites piémontaises ? Le choix de l'une ou l'autre de ces hypothèses a des conséquences tectoniques importantes car elle place ou non la Zone Sesia sur la marge insubrienne ou sudalpine du « géosynclinal » liguro-piémontais. La première hypothèse a été adoptée ici, car elle s'accorde mieux avec les données du métamorphisme et le style chevauchant de l'ensemble Dent-Blanche-Sesia annonçant les grands recouvrements austro-alpins.

1. D'où le nom de « Zone dioritico-kinzigitique » donné à ces klip-pes, la 1ère Zone D.K. étant celle d'Ivrée.

d) *Le domaine insubrien*

Situé à l'Est de la faille du Canavese, il est représenté, sur la transversale des Alpes étudiée ici, par les seuls affleurements d'un vieux socle où l'on peut distinguer (fig. 16) :

La Zone d'Ivrée. — C'est un complexe paragneissique de faciès amphibolite et granulite, à dominante alumineuse, avec grenat, biotite, sillimanite, feldspath potassique, plagioclase et fréquemment graphite. Ce sont les *kinzigites* ou *stronalites* des auteurs italiens. Il s'y associe quelques lentilles de marbres et la « diorite » (1) d'Ivrée, celle-ci étant en fait une association de roches essentiellement gabbroïques, transformées par un métamorphisme de faciès amphibolite à granulite en prasinites, pyroxène-amphibolites et amphibolites à grenat et hornblende brune et verte.

Rappelons que des éléments appartenant à la zone d'Ivrée reposent en klippe sur la zone Sesia (Val Vogna, 2ème zone dioritico-kinzigitique) ou sur la Dent Blanche (série de Valpelline) (cf. supra).

La série des Lacs. — Il s'agit d'un ensemble tout à fait différent du précédent, sur le plan pétrographique. Il est en effet constitué de micaschistes et de gneiss à deux micas, avec des zones migmatitiques. Il est recoupé par de nombreux massifs granitiques (Baveno, Monte Orfano, Quarna, Quarona) qui ont fourni des âges fini-hercyniens (275 à 253 Ma). Ce plutonisme granitique est immédiatement suivi d'une phase volcanique permienne (porphyres d'Isella).

e) *Volcanisme et intrusions tardives aux abords de la faille du Canavese*

Au NE d'Ivrée (ou à l'Ouest de Biella), des *andésites* et des conglomérats à galets d'andésite et de gneiss de la zone Sesia jalonnent la faille du Canavese, dans le jeu récent de laquelle ils ont été repris (fig. 16). Leur âge oligocène a été confirmé par la palynologie et les données radiométriques (29 à 33 Ma, par la méthode K/Ar). On peut relier magmatiquement ce volcanisme à la « syénite » de Biella, toute proche et de même âge.

Les intrusions de « syénite » de Biella et Traversella sont en fait des syénomonzonites à amphibole et biotite. Elles ont été datées de 28 à 31 Ma (Oligocène moyen) par la méthode K/Ar et Rb/Sr sur biotites.

D. LES DÉBORDEMENTS DES ZONES INTERNES VERS L'OUEST

On observe dans les Alpes occidentales trois secteurs où des débordements des zones internes sont conservés dans des ensembles de la zone externe, au droit, ou même en avant,

1. D'où le nom de « première zone dioritico-kinzigitique » donné par les géologues italiens à la zone d'Ivrée. La deuxième est en klippe sur la zone Sesia, au NE de celle du Val Vogna (fig. 16).

de l'alignement des massifs cristallins externes. Ce sont, du Nord au Sud (fig. 18) :

— les *Préalpes franco-suisse*s, flanquées au Sud par les klippes des Annes et de Sulens dans le massif des Bornes,

— les *nappes de l'Embrunais-Ubaye*, entre Pelvoux et Argentera;

— les *nappes des Alpes maritimes franco-italiennes*, entre l'Argentera et la côte méditerranéenne ligure.

Dans chacune de ces régions se rencontrent des nappes de *flyschs exotiques* d'origine ultra-pennique, qui jouent un rôle d'autant plus important du Nord au Sud (fig. 17 et 18).

1. Les Préalpes

Divisées en deux lobes par la vallée du Rhône en amont du Léman (*Préalpes romandes* au Nord, *Préalpes du Châblais* au Sud), elles forment un vaste recouvrement d'allure synclinale qui s'appuie au SE sur les nappes de la zone helvétique et au NW sur la Molasse rouge chatienne de la bordure du bassin néogène péri-alpin. Ce recouvrement a perdu toute relation avec la zone axiale pennique, au moins à la suite du soulèvement récent (fini-miocène) des massifs des Aiguilles rouges du Mont Blanc et de leur enveloppe helvétique.

On reconnaît dans les Préalpes cinq ensembles structuraux principaux, que nous décrirons dans leur ordre normal de superposition, qui reflète celui de leur ordonnance paléogéographique.

a) *Préalpes inférieures*

Affleurant symétriquement sur les bordures internes et externes des Préalpes, elles sont constituées de *nappes ultrahelvétiques* où l'on distingue des écaillés de terrains mésozoïques emballés dans un flysch éocène, riche en faciès grossiers de chenaux et en horizons chaotiques synsédimentaires, originellement discordant sur la série mésozoïque. La disposition actuelle des nappes ultrahelvétiques (fig. 18), charriées sur les séries helvétiques avec lesquelles elles sont replissées, résulte d'un mécanisme de glissement gravitaire de tranches successives de la série, décrit sous le terme de « diverculation ».

b) *La nappe du Niesen*

n'existe que dans les Préalpes romandes. Elle est essentiellement représentée par un flysch d'âge surtout maestrichtien, riche en brèches et en conglomérats, transgressif sur quelques témoins d'une série jurassique elle-même détritique (grès et conglomérats du Bajocien et du Malm) et même localement sur un lambeau de schistes cristallins anté-carbonifères. Cette série, dont on admet à présent l'origine valaisane, s'intercale, selon un pli à tête plongeante, entre les Préalpes inférieures internes et une zone chaotique à matrice de gypse et de flysch emballant des blocs de toute dimension et de provenance diverse (Niesen, Médiannes et Préalpes supérieures), désignée sous le nom de « Zone submédiane ».

c) Les Préalpes médianes

représentent l'unité structurale la plus étendue de l'édifice préalpin. Elles sont formées par une série allant du Trias à l'Éocène supérieur, qui présente des faciès d'affinités sub-briançonnaises dans la partie externe (Médianes « plastiques »), et des faciès typiquement briançonnais (avec un Trias moyen carbonaté bien développé) dans leur partie interne (Médianes « rigides »). Alors que les Médianes plastiques dessinent un train de plis souples accidentés seulement de quelques failles inverses et de décrochements contemporains des plis, les Médianes rigides ont tendance à se déliter en grandes lames monoclinales ou même en blocs disloqués, emballés dans des flysch chaotiques (« wildflysch »).

Les Préalpes médianes représentent probablement l'ancienne couverture sédimentaire de la série de la zone houillère briançonnaise.

d) La nappe de la Brèche

est formée par une série décollée au niveau du Trias supérieur et dont les termes jurassiques sont particulièrement riches en brèches polygéniques surtout développées au front actuel de la nappe où l'on a décrit des faciès à « blocs géants » dont les éléments dépassent plusieurs centaines de mètres dans leur dimension maximum. Ces brèches du Lias supérieur-Dogger et du Malm résultent probablement de l'écroulement d'escarpements de failles actives pendant la sédimentation. Le reste de la série montre des calcaires à lits siliceux et des schistes noirs à quartzites du Crétacé inférieur et moyen, surmontés par un niveau chaotique où se retrouvent « mélangés » des calcaires planctoniques du Crétacé supérieur-Paléocène et des restes d'un flysch d'âge éocène inférieur et moyen.

On admet que la série de la nappe de la Brèche est originaire de la bordure externe du domaine piémontais (zone « prépiémontaise »).

e) Les Préalpes supérieures

sont constituées par plusieurs unités tectoniques de *flysch exotiques*, qui apparaissent comme une couverture tectonique commune à toutes les nappes précédentes, conservée dans les synclinaux des Médianes et sur la nappe de la Brèche, ainsi qu'au front des Préalpes en compagnie d'écaillés ultrahelvétiques dispersées. Cette disposition indique donc que la mise en place des Préalpes supérieures relève d'une étape tectogénétique antérieure à l'édification des Préalpes elles-mêmes (fig. 17).

On y distingue quatre unités structurales :

— la *Nappe du Gurnigel-Sarine*, avec un flysch calcaire à fucoïdes du Maestrichtien-Paléocène surmonté par une série à dominante gréseuse de l'Éocène inférieur et moyen (flysch du Gurnigel, grès des Voirons); seule la base calcaire de cette série est conservée sur les Préalpes médianes, sous forme de lambeaux isolés, plus ou moins noyés dans une semelle de wildflysch, traduisant une mise en place sous-marine; le flysch du Gurnigel proprement dit se développe au contraire selon

une bande continue au front des Préalpes, où il a été jusqu'à ces dernières années confondu avec l'Ultra-helvétique; en fait, ses caractères sédimentologiques et pétrographiques le différencient nettement du véritable flysch ultrahelvétique des Préalpes inférieures internes.

— la *Nappe des Dranses* est formée par les Flysch à Helminthoïdes des Préalpes (ou Plattenflysch), d'âge sénonien.

— la *Nappe de la Simme* et la *Nappe des Gets* sont représentées par des séries complexes, encore mal connues, où dominent des faciès grésos-conglomératiques du Sénonien accompagnant des ensembles schisteux probablement plus anciens (Cénomaniens à Sénonien), à lames de matériel sédimentaire d'origine sud-alpine, d'ophiolites crétacées ou jurassiques et de granites hercyniens, lames qui paraissent devoir être interprétées comme des olistolites plutôt que comme une semelle tectonique écaillée à la base de ces nappes. La série de la nappe des Gets débute toutefois par un niveau de schistes argileux à lits de calcaires fins lenticulaires datés du Néocomien (faciès des « Argille à Palombini » de l'Apennin septentrional).

La question de la patrie des séries des Préalpes supérieures sera évoquée plus loin, après un rapide tour d'horizon de la géologie des deux autres débordements (Embrunais-Ubaye et Alpes maritimes).

2. Nappes de l'Embrunais-Ubaye

Ces nappes s'étalent sur la couverture sédimentaire décollée et plus ou moins parautochtone des massifs du Pelvoux et de l'Argentera, et s'avancent vers le SW sur la zone subalpine méridionale (nappe de Digne-Rémollon, chaînes de Haute Provence). Elles sont entaillées par deux profondes fenêtres dans la vallée de la Durance (Embrun) et de l'Ubaye (Barcelonnette), et reposent sur divers horizons de la série du domaine externe, du Dogger au Priabonien (Grès du Champ-saur, Grès d'Annot), selon une surface épiglyptique ultérieurement déformée.

On y reconnaît trois ensembles tectoniques principaux (fig. 18) :

1) A la base de l'édifice, et rassemblées en position frontale, se relayent une dizaine d'unités *subbriançonnaises* avec des séries du Keuper au Priabonien très variables dans le détail (voir page 289). Ces unités présentent des structures de plis couchés, où interfèrent des directions transversales ou longitudinales, évoluant fréquemment vers un style d'écaillés imbriquées du fait des décollements au sein des séries. Il semble que certaines unités basales, très désarticulées, de l'Embrunais septentrional et de l'Ubaye méridionale, où dominent les termes supérieurs de la série (flysch éocène, calcaires planctoniques du Crétacé supérieur-Paléocène) représentent de véritables olistolites dans la partie sommitale du Priabonien autochtone, à faciès de « Schistes à blocs ».

2) La *Nappe de l'Autapie* est étroitement associée aux unités subbriançonnaises et se développe dans toute la moitié externe des nappes de l'Embrunais-Ubaye. Elle est formée par

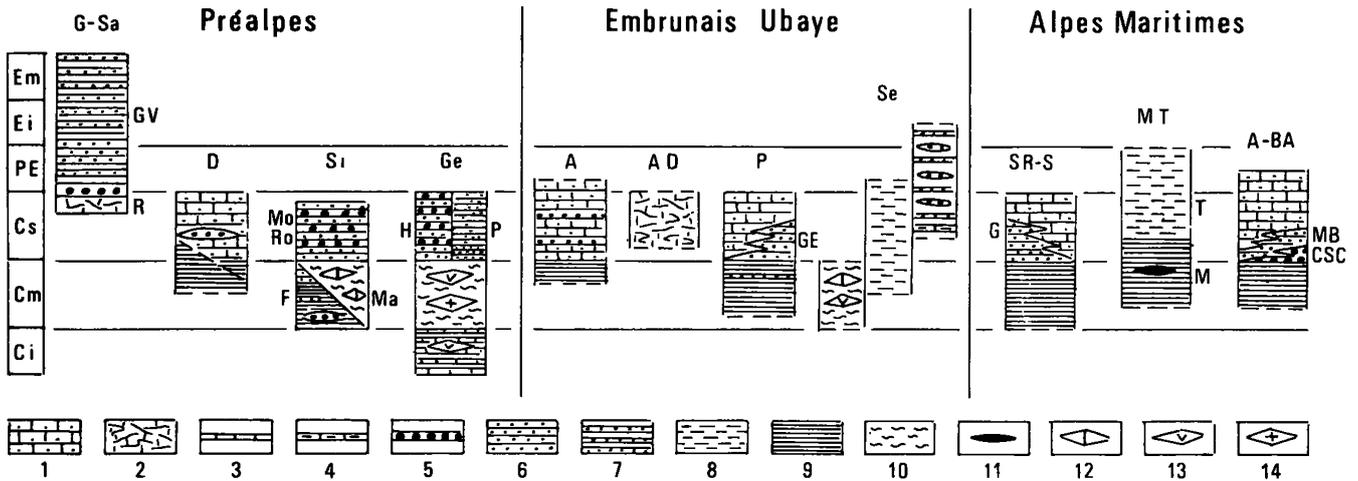


Fig. 17.

Schéma des séries des flyschs exotiques

1 — Flysch à Helminthoïdes; 2 — Faciès « dissocié »; 3 — Calcaires fins à radiolaires; 4 — Calcaire planctonique; 5 — Conglomérats; 6 — Grès grossiers; 7 — Grès fins et schistes; 8 — Série de type « Val Lavagna » (schistes, calcaires et quartzites); 9 — Schistes noirs à couches versicolores et manganésifères (« Complexe de base »); 10 — Flysch argileux chaotique; 11 — Intrusions spilitiques; 12, 13, 14 — Olistolithes de matériel respectivement sédimentaire, ophiolitique et granitique.

Em : Eocène moyen; Ei : Eocène inférieur, PE : Paléocène; Cs : Crétacé supérieur (Turonien *p. parte* et Sénonien); Cm : Crétacé moyen (Albien, Cénomaniens, Turonien *p. parte*); Ci : Crétacé inférieur.

PRÉALPES

G-S : Nappe du Gurnigel et de la Sarine (GV : Flysch du Gurnigel et des Voirons — R : Séries de Reidigen); D : Nappe des Dranses; S : Nappe de la Simme (Mo, Ro : séries de la Mocausa et des Rodomonts; Ma : série de la Manche; F : série du Fouyet); Ge : Nappe des Gets (H : série du Hundsrück — P : série des Perrières).

EMBRUNAIS-UBAYE

A : Nappe de l'Autapie; AD : « Flysch dissocié » de la nappe de l'Autapie; P : Nappe du Parpaillon (GE : Grès de l'Embrunais); Se : Zone de Serenne.

ALPES MARITIMES

SR-S : Unités de San Remo-Monte Saccarello (G : Grès du Saccarello; MT : Unités de Moglio-Testico; A-BA : Unité d'Alasio-Borghetto d'Arrosia (CGS : conglomérats de Capo-Santa Croce; MB : quartzites du Monte Bignone).

(Les colonnes sont disposées dans l'ordre structural actuel, du plus externe à gauche au plus interne à droite; cet ordre ne correspond pas obligatoirement à l'organisation paléogéographique originelle).

Sketch of exotic flysch series.

1 : Flysch with helminthoids; 2 : « Disassociated » facies; 3 : Fine limestones with radiolarians; 4 : Planctonic limestone, 5 : Conglomerates; 6 : Coarse sandstones; 7 : Fine sandstones and schists; 8 : Val Lavagna type series (schists, sandstones and quartzites); 9 : Black schists with variegated manganese-bearing layers (Base Complex); 10 : Chaotic clayey flysch; 11 : Spilitic intrusions; 12, 13, 14 : Olistoliths consisting of sedimentary, ophiolitic and granitic materials.

Em : Middle Eocene; Ei : Lower Eocene; PE : Paleocene; Cs : Upper Cretaceous (Turonian *p. parte* and Senonian); Cm : Middle Cretaceous (Albian, Cenomanian, Turonian *p. parte*); Ci : Lower Cretaceous.

Pre-Alps

G-Sa : Sarine and Gurnigel Nappe (GV : Gurnigel and Voirons flysch - R : Reidigen Series); D : Dranses Nappe; Si : Simme Nappe (Mo, Ro : Mocausa and Rodomonts Series; Ma : Manche Series; F : Fouyet Series); Ge : Gets Nappe (H : Hundsrück Series — P : Perrieres Series).

Embrunais-Ubaye

A : Autapie Nappe; AD : « Disassociated flysch » of Autapie Nappe; P : Parpaillon Nappe (GE : Embrunais sandstone); Se : Serenne Zone.

Maritime Alps

SR-S : San Remo-Monte Saccarello Unit (G : Saccarello sandstone); MT : Moglio-Testico Unit; A-BA : Alasio-Borghetto d'Arrosia Unit (CGS : Capo-Santa Croce conglomerate-MB : Monte Bignone quartzites).

(The columns are arranged in the present structural pattern from most external to left to most internal to right. This order does not necessarily correspond to the original paleogeographic organization).

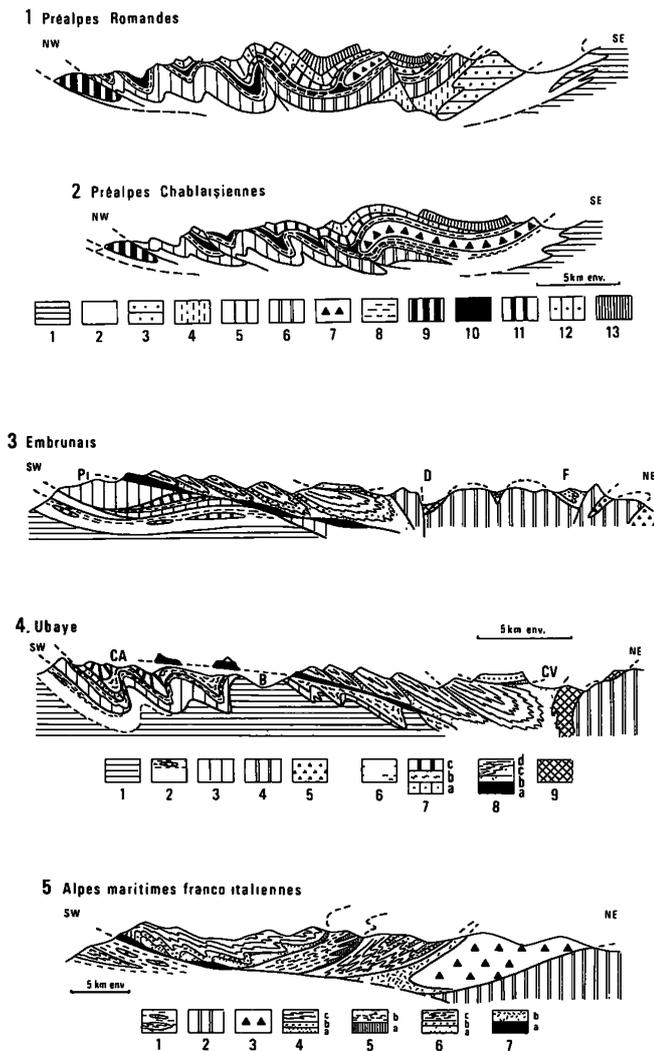


Fig. 18.

Coupes très schématiques des trois débordements des zones internes (sans échelles verticales).

1 et 2 — Préalpes romandes et chablaisiennes (d'après C. Caron 1972, modifié).

1 : Nappes helvétiques; 2 : Préalpes inférieures (nappes ultrahelvétiques); 3 : Nappe du Niesen; 4 : Zone submédiane; 5 — Préalpes médianes « plastiques »; 6 — Préalpes médianes « rigides », 7 — Nappe de la Brèche; 8 — Semelle de wildflysch sous les Préalpes supérieures; 9 à 13 — Préalpes supérieures (9 — Nappe du Gurnigel; 10 — Nappe de la Sarine); 11 — Nappe des Dranses — flysch à Helminthoïdes —; 12 — Nappe de la Simme; 13 — Nappe des Gets).

3 et 4 — Embrunais-Ubaye

1 : Mésozoïque autochtone ou parautochtone; 2 : Nummulitique, avec horizon sommital de Schistes à blocs et olistolites de Flysch à Helminthoïdes; 3 : Subbriançonnais; 4 : Briançonnais; 5 — Prépiémontais (zone du Gondran); 6-7 Cortège de la nappe de l'Autapie (6 — Semelle de Schistes à blocs; 7a — Série du Haut Verdon; 7b — Flysch « dissocié »; 7c — Flysch à Helminthoïdes); 8-9 Nappe du Parpaillon (8a — Écailles basales; 8b — Schistes noirs du Com-

plexe de base; 8c — Grès de l'Embrunais; 8d — Flysch à Helminthoïdes; 9 — Zone complexe de Sérenne).

B : Barcelonnette; CA : Col d'Allos; CV : Col de Vars; D : Durance; F : Klippe de Furfande; Po : unité de Piolit.

5 — Alpes maritimes Franco-Italiennes (d'après C. Grandjacquet, D. Haccard, C. Lorenz, 1972, *pro parte*, modifié).

1 : Nummulitique autochtone ou parautochtone, avec olistolites de flysch à Helminthoïdes; 2 : Briançonnais ligure; 3 : Nappe d'Arnasco 4 : Unité de San Remo — Mte Saccarello (4a — Schistes noirs du Complexe de base; 4b — Faciès gréseux; 4c — Flysch à Helminthoïdes); 5 — Unités de Moglio-Testico (5a — Série de Moglio; 5b — Série de Testico); 6 — Unité d'Alasio — Borghetto d'Arroscia (6a — Complexe de base; 6b — Faciès grés-conglomératique; 6c — Flysch à Helminthoïdes); 7 — Semelle tectonique des nappes des Alpes maritimes (7a - Écailles briançonnaises; 7b — Complexe chaotique de Leverone).

Sketch sections of the three overlaps of the internal zones (without vertical scales).

1 and 2 : Romande and Chablais Prealps (according to C. Caron 1972, modified).

1 : Helvetic Nappes; 2 : Lower Prealps (Ultrahelvetic Nappes); 3 : Niesen Nappe; 4 : Submedian Zone; 5 : Median « plastic » Prealps; 6 : Median « rigid » Prealps; 7 : Brèche Nappe; 8 : Wildflysch under Upper Prealps; 9-13 : Upper Prealps (9. Gurnigel Nappe; 10 : Sarine Nappe); 11 : Dranses Nappe-Flysch with helminthoids; 12 : Simme Nappe; 13 : Gets Nappe.

3 and 4 : Embrunais-Ubaye

1. Mesozoic autochthonous or parautochthonous; 2 : Nummulitic with summital horizon of schists with blocks and Helminthoid flysch olistoliths; 3 : Sub-Briançon; 4 : Briançon; 5 : Pre-Piedmont (Gondran Zone); 6-7 : Train of Autapie Nappe (6 : Schists with blocks; 7a : Haut Verdon Series; 7b : « Dissociated » flysch; 7c : Flysch with helminthoids); 8-9 : Parpaillon Nappe (8a : Basal slices; 8b. Black schists of Basal Complex; 8c : Embrunais sandstones; 8d : Flysch with helminthoids; 9 : Serenne complex zone).

B : Barcelonnette; CA : Col d'Allos; CV : Col de Vars; D : Durance; F : Furfande klippe; Po : Piolit Unit.

5. Franco-Italian Maritime Alps (according to C. Grandjacquet, D. Haccard, C. Lorenz, 1972, *pro parte*, modified).

1 : Autochthonous or parautochthonous nummulitic helminthoid flysch olistoliths; 2 : Ligurian Briançon; 3 : Arnasco Nappe; 4 : San Remo-Mte Saccarello Unit (4a : Black schists of Basal Complex; 4b : Gritty facies; 4c : Flysch with helminthoids); 5 : Moglio-Testico Unit (5a : Moglio Series; 5b : Testico Series); 6 : Alasio-Borghetto d'Arroscia Unit (6a : Basal Complex; 6b : Gritty conglomeratic facies; 6c : Flysch with helminthoids); 7 : Tectonic base of Maritime Alps Nappes (7a : Briançon slices; 7b : Leverone chaotic complex).

plusieurs séries de flyschs du Crétacé supérieur replissées ensemble, en particulier par un flysch calcaire à Helminthoïdes typique, bien daté par une microfaune abondante du Sénonien, et montant probablement dans le Paléocène. La nappe repose assez généralement en concordance apparente (« pseudo-couverture ») sur le flysch priabonien sub-briançonnais, par l'intermédiaire d'un horizon de schistes à blocs (olistostrome). Comme par ailleurs des éléments avancés de la même nappe sont insérés en olistolites au toit du flysch

autochtone, on doit considérer que sa mise en place s'est réalisée précocement dans le bassin priabonien commun aux domaines externes et subbriançonnais, avant son transport sur les nappes subbriançonnaises.

3) La *Nappe du Parpaillon*, qui est l'unité structurale la plus élevée de l'Embrunais-Ubaye, repose en discordance tectonique sur toutes les unités précédentes, y compris l'autochtone, par l'intermédiaire d'une multitude d'écaillles tectoniques où l'on rencontre du matériel subbriançonnais et briançonnais. Dans la partie frontale de la nappe, ces écaillles, déchaussées et isolées par l'érosion, se présentent comme des klippes.

La Nappe du Parpaillon est constituée par une puissante série de *Flysch à Helminthoïdes* sénonien, passant latéralement à sa base à des faciès gréseux (Grès de l'Embrunais), et reposant sur un soubassement de schistes noirs manganésifères, à couches versicolores (« Complexe de base »), non daté, mais attribuable au Cénomaniens-Turonien, surtout développé sur la bordure orientale de la nappe et qui apparaît au cœur des plis couchés ou le long de contacts anormaux.

A l'Est, la nappe du Parpaillon est séparée du Briançonnais voisin par la *zone de Serenne*, où des faciès de « Complexe de base », à ophiolites, coexistent avec des séries d'âge et d'origine encore mal connus, dont certaines présentent des affinités avec des éléments du Pays des Schistes lustrés. Enfin, des klippes de flysch à Helminthoïdes ou de Complexe de base subsistent en divers points de la zone briançonnaise particulièrement au Nord de la vallée du Guil (Furfande).

3. Alpes maritimes Franco-Italiennes (ou Ligurie occidentale)

L'organisation des nappes du débordement des Alpes maritimes franco-italiennes évoque celle de l'Embrunais-Ubaye, en plus simple toutefois.

Ces nappes reposent au SW sur le flysch priabonien commun à l'autochtone (partie méridionale de la couverture sédimentaire du massif de l'Argentera ou plis orientaux de l'« Arc de Nice ») et à l'Unité du Col de Tende (parautochtone) (cf. p. 298) et s'adosent, au NE, sur la zone briançonnaise ligure (massif du Marguareis) ou sur une unité d'origine discutée (piémontaise, austro-alpine ?) qui la chevauche dans la partie orientale (nappe d'Arnasco).

Elles se divisent, d'Ouest en Est, en trois unités tectoniques superposées (fig. 18).

1) L'*Unité de San Remo-Mte Saccarello*, la plus élevée, est l'homologue exact de la nappe du Parpaillon : il s'agit d'un flysch à Helminthoïdes du Sénonien-Paléocène inférieur, passant aux Grès du Saccarello, et reposant sur un « Complexe de base » daté du Cénomaniens-Sénonien inférieur. Un liseré d'écaillles à faciès briançonnais en jalonne le contact frontal.

2) L'*Unité de Moglio-Testico* comporte une série très tectonisée de schistes, calcschistes et quartzites, admettant dans sa partie basale quelques intrusions spilitiques. Elle est attribua-

ble au Cénomaniens-Paléocène (ou Éocène inférieur ?). C'est une série de type « Val Lavagna » (Apennin septentrional), ayant des affinités avec les séries supra-ophiolitiques du Pays des Schistes lustrés.

3) L'*Unité d'Alasio-Borghetto d'Arroscia*, en position interne et inférieure, est également formée par une série de Complexe de base surmontée par un Flysch à Helminthoïdes (Sénonien-Paléocène) où apparaissent des conglomérats grossiers remaniant la série mésozoïque de la nappe d'Arnasco voisine.

4. La question de la patrie des flyschs exotiques

En dépit de leur dispersion géographique et de nos connaissances encore insuffisantes sur leur stratigraphie, les séries des flyschs exotiques présentent de nombreux caractères communs qui leur confèrent une parenté paléogéographique certaine. Cette parenté s'étend par ailleurs aux séries ligures de l'Apennin septentrional qui fournit de multiples éléments de comparaison.

Ces séries sont toutes construites selon un thème lithologique commun, qui se décompose en deux séquences fondamentales :

— à la base, un complexe argilo-pélimitique à matériel ophiolitique remanié, déposé à grande profondeur, d'âge crétacé supérieur basal;

— au sommet, un ensemble plus varié, d'âge crétacé supérieur terminal à éocène moyen (Gurnigel), se répartissant en trois groupes de faciès;

- le *faciès flysch calcaire à Helminthoïdes*, de plaine abyssale;

- des *faciès gréseux ou conglomératiques* (nappe de la Simme et des Gets, à matériel d'origine sudalpine), correspondant à des dépôts de cônes sous-marins profonds;

- le *faciès « Val Lavagna »* (quartzo-pélimitique et calcaire), qui évoque certains Schistes lustrés supra-ophiolitiques.

Toutes ces séries sont charriées sur l'ensemble des zones penniques, y compris la nappe de la Brèche d'origine piémontaise.

L'enracinement apparent des nappes de l'Embrunais-Ubaye et des Alpes Maritimes au front de la zone briançonnaise résulte d'une déformation tardive postérieure à la mise en place des nappes de Flysch par dessus la zone briançonnaise (qui en conserve quelques klippes).

D'ailleurs, l'indépendance de ces flyschs vis-à-vis de leur soubassement tectonique actuel est démontrée par l'hétéropie de faciès du Crétacé supérieur-Paléocène, qui se présente sous forme de calcaires planctoniques pélagiques depuis la zone subbriançonnaise jusqu'au domaine de la nappe de la Brèche.

Ces considérations conduisent à situer la patrie des flyschs exotiques dans une vaste région de mer ouverte et profonde comprise entre le domaine de la nappe de la Brèche et le bloc sudalpin, où le Crétacé supérieur redevient pélagique (« scaglia »), et que l'on sait être la source d'une partie du matériel

remanié dans certaines séries exotiques, soit comme turbidites, soit comme olistolites.

Cet intervalle correspond à la *partie interne du domaine piémontais* où les séries (à soubassement de Trias surmontant une croûte de type continental), encore mal datées, ne semblent pas monter plus haut que le Crétacé moyen, et au *domaine ligure* à fond partiellement océanique, dont est issue la série de Chabrière associée tectoniquement aux séries piémontaises dans le Pays des Schistes lustrés (rappelons que cette série se compose d'un cortège ophiolitique surmonté par une séquence radiolarites-marbres-schistes attribuable au Jurassique supérieur-Néocomien par comparaison avec la série du Bracco de l'Apennin septentrional).

Dans l'état actuel de nos connaissances, et en tenant compte des données fournies par l'Apennin septentrional, on peut admettre qu'une partie des flyschs exotiques représente l'ancienne couverture des séries de type Chabrière, sans exclure toutefois la possibilité que certains flyschs se soient déposés directement sur une ride ophiolitique tectoniquement active jusqu'au Crétacé supérieur, et que d'autres se soient étendus sur une partie des séries piémontaises.

Les différents schémas du bassin qui ont été proposés jusqu'ici doivent être considérés comme des modèles spéculatifs, construits avec des données insuffisantes surtout en ce qui concerne les datations des séries du Pays des Schistes lustrés, et qu'il n'est pas possible de discuter ici.

E. LE MÉTAMORPHISME ALPIN

1. Les faciès métamorphiques

Dans les Alpes franco-italiennes, trois principaux faciès métamorphiques peuvent être distingués (fig. 19).

a) Des faciès de haute pression,

particulièrement développés, au point que si l'on tient compte de leur extension dans les Alpes italo-suissees, les Alpes occidentales sont peut-être la plus grande région de schistes bleus du monde. Ces faciès comprennent :

— des *roches écolitiques*, que l'on trouve dans la partie orientale de la zone Sesia, dans toute la zone piémontaise interne ophiolitifère, dans le groupe de Voltri et, en reliques, dans les massifs cristallins internes;

— des *roches à jadéite-glaucophane, à glaucophane et à glaucophane-lawsonite*, présentes dans toutes les unités précédentes, ainsi que dans la zone piémontaise externe et dans les massifs du socle Briançonnais.

Les faciès de haute pression des Alpes occidentales ont affecté non seulement les roches ophiolitiques, mais aussi des

fragments importants de la croûte continentale des deux marges de l'ancien domaine océanique. Nous verrons que ces faciès se sont développés pendant la phase « éoalpine », c'est-à-dire au Crétacé supérieur, mais l'amphibole bleue et la lawsonite ont continué à cristalliser plus tard dans certaines zones.

b) Un faciès de schistes verts,

qui a affecté toutes les régions précédemment touchées par le faciès de haute pression, sauf la partie est de la zone Sesia et la klippe de l'Emilius (au SE d'Aoste). Il affecte les nappes de la Dent Blanche et s'est étendu vers les unités plus externes jusqu'à la couverture Briançonnaise et même à une partie de la zone dauphinoise. La distribution de ces faciès barroviens s'oppose à celle des faciès de haute pression par le fait que ses limites recourent celles des unités structurales. On en déduit que les faciès barroviens ont affecté des unités déjà empilées dans leurs relations actuelles.

Les données radiométriques confirment les observations structurales et pétrographiques montrant que les faciès de haute pression d'une part, les schistes verts d'autre part, résultent de phases métamorphiques nettement séparées dans le temps. Le faciès schistes verts est méso-alpin, c'est-à-dire de la limite Éocène-Oligocène.

c) Un faciès à zéolites

(ou *anchizone*, définie par la cristallinité de l'illite), qui s'étend du côté externe du faciès schistes verts.

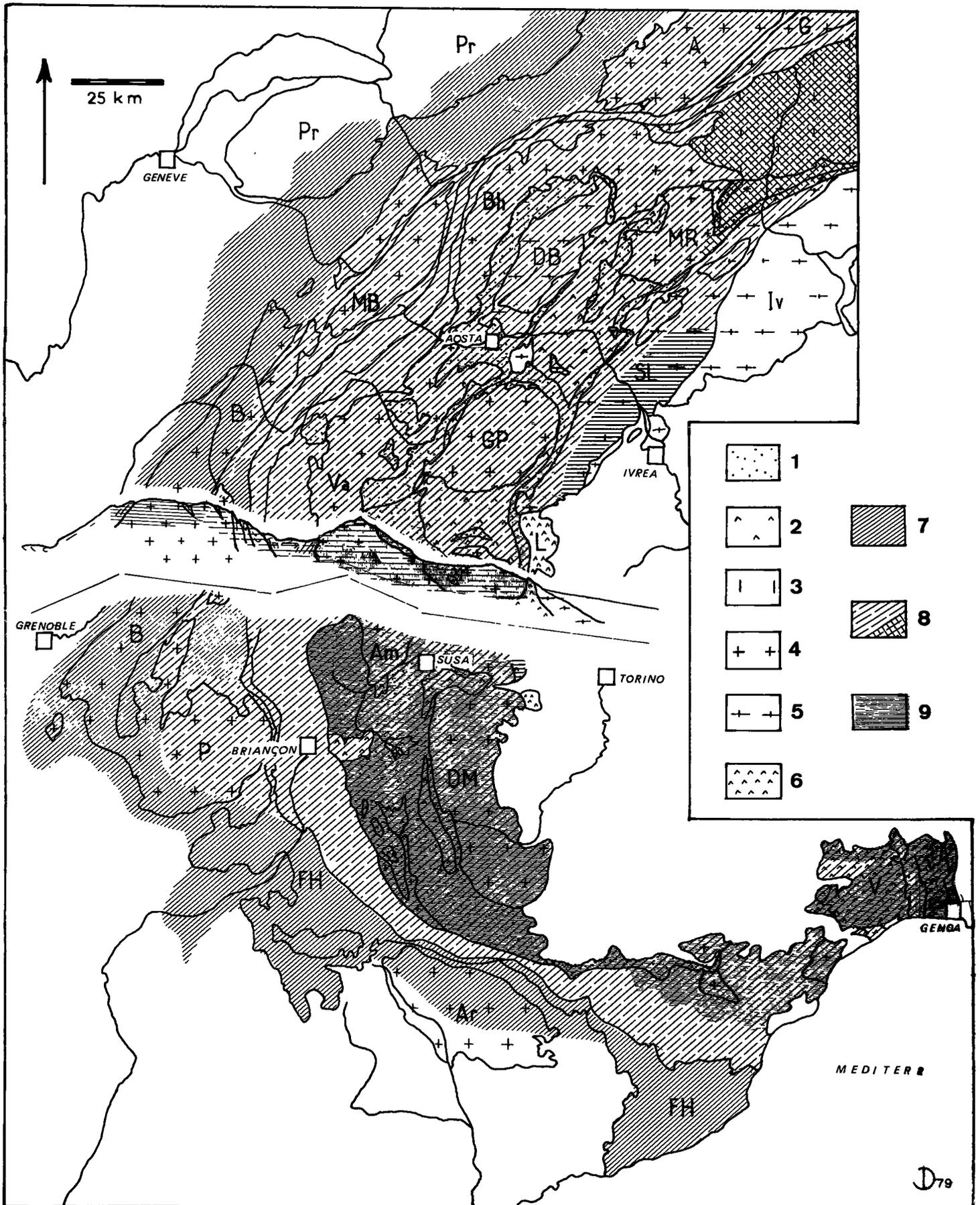
2. Associations minérales

La figure 20 résume nos connaissances à ce sujet.

Pour chaque zone, ou groupe de zones, trois époques de métamorphismes sont distinguées; de gauche à droite, une phase précoce, une phase intermédiaire et une phase tardive. La présence stable des minéraux est indiquée par une ligne épaisse, la présence d'un minéral dans une partie seulement de la zone est indiquée par un pointillé épais; les lignes fines montrent la présence d'un minéral de position chronologique incertaine et la présence du minéral dans une partie seulement de la zone.

Les roches ophiolitiques de la zone Zermatt-Saas et du Groupe de Voltri comportent hornblende-pargasite, plagioclase An 10, et, dans des roches effusives, albite. Ces minéraux reflètent un métamorphisme de type océanique (*oc* sur la figure).

Grenat (jusqu'à 82 % d'almandin) et omphacite définissent dans les roches basiques un métamorphisme de haute pression, de type écolitique, dans les massifs cristallins internes, la zone Zermatt-Saas, la zone Sesia et le Groupe de Voltri (Ligurie). Ce métamorphisme a été accompagné et suivi par des associations à glaucophane. Dans les roches de composition pélitique ou granitique des mêmes zones ont cristallisé pyroxène jadéitique, glaucophane et, parfois, disthène. Dans certains massifs Briançonnais (Vanoise, Ambin et Acceglio) le



pyroxène jadéitique et le glaucophane sont présents mais, comme on en discutera au paragraphe 4, leur position chronologique n'est pas définie.

Les termes ferrifères de la famille des amphiboles sodiques (crossite et riebeckite) existent en certains endroits de la zone houillère, ainsi que dans des unités plus internes. Des données d'ordre stratigraphique, paléontologique et radiométrique montrent que les amphiboles sodiques, en particulier les termes ferrifères, se sont formées pendant la période méso-alpine et ont même recristallisé en partie plus tard.

La lawsonite est assez commune dans des roches volcaniques de la zone houillère, dans le Briançonnais interne, les deux unités piémontaises et la zone Sesia. Elle est souvent remplacée par de la calcite par suite d'une augmentation de la teneur en CO₂ du fluide associé. Des pseudomorphoses quadrangulaires, maintenant formées de clinozoïsite-épidote et d'autres minéraux, ont été considérées comme représentant des lawsonites antérieures au pyroxène sodique.

Le minéral titané est le rutile dans les associations éclogitiques, suivi par du sphène en association avec le glaucophane. Le dernier rutile forme de fines aiguilles hérissant le sphène, en équilibre avec le mica blanc et la biotite verte. Il est l'indice d'un enrichissement en CO₂ des fluides présents au moment des dernières transformations métamorphiques.

Le chloritoïde magnésien fait partie des paragenèses de haute pression dans les massifs cristallins internes, la zone Zermatt-Saas et la zone Sesia. Dans des roches alumineuses de la couverture briançonnaise interne se trouvent un chloritoïde ferrifère associé à paragonite, diaspore, carpholite magnésienne et pyrophyllite.

La pumpellyite se trouve surtout en veines, souvent en association avec la prehnite. Il peut s'agir de minéraux méso-alpins ou tardi-alpins. Dans la zone Zermatt-Saas on trouve la pumpellyite, en particulier dans des roches rodingitiques. La biotite verte passe à une biotite brune vers l'Est et le NE.

La position chronologique du stilpnomélane n'est pas connue avec certitude : les données radiométriques tendraient à appuyer sa cristallisation ou sa recristallisation tardive.

Dans le Groupe de Voltri, la succession des paragenèses de haute pression et de schistes verts est considérée comme résultant d'une seule phase métamorphique, la phase éoalpine; cette région aurait donc échappé aux cristallisations méso-alpines.

L'absence générale d'aragonite pourrait s'expliquer par son remplacement par la calcite après la phase de haute pression.

3. Conditions de pression et de température

La figure 21 est un diagramme de phase composite, montrant les domaines p-T proposés pour différentes zones et à différentes époques.

En lignes fine pointillées sont tracés deux gradients, un gradient de subduction (SUBD) et un gradient (NORM) qui correspond à environ 30 °C/km (80 °C/kbar).

Les domaines p-T dessinés pour les associations de haute pression de la zone Sesia (SL), la partie nord de la zone Zermatt-Saas (ZS) et le Groupe Voltri (VO) résultent de coefficients de distribution et de rapports d'isotopes de l'oxygène dans des minéraux des associations éclogitiques. Après avoir atteint les valeurs indiquées, les conditions p-T dans ces zones ont décliné de manière plus ou moins régulière (des trajectoires régulières sont schématiquement indiquées par des flèches tiretées) vers des valeurs de schistes verts non encore déterminées avec exactitude. Les massifs cristallins internes ont dû subir des conditions de haute pression du même ordre. Une flèche pointillée montre l'évolution possible pour la partie du Mont Rose qui a subi un métamorphisme méso-alpin en faciès amphibolite. Entre les phases à éclogite et à faciès schistes verts, la P_{H₂O} a dû augmenter de manière constante.

Des domaines p-T possibles ont été dessinés (sans limites) pour le socle briançonnais de la Vanoise (VA) et pour les ophiolites de la partie méridionale de la zone Zermatt-Saas, ainsi que le Queyras (QU), région située au SE de Briançon. Des flèches tiretées indiquent schématiquement les modifications ultérieures des conditions : une diminution de la pression accompagnée, peut-être au début, d'une faible augmentation de la température.

Des domaines p-T approchés sont proposés pour la zone du Combin (CO) et les couvertures briançonnaises (BR), qui ne montrent pas les premières associations de très haute pression, mais seulement des schistes verts à amphibole sodique ou à lawsonite, avant les associations de schistes verts (non représentées).

Pour la zone delphino-helvétique il existe des données concernant les inclusions fluides de minéraux en filons (DH = les

Fig. 19.

Faciès métamorphiques alpins (et coupe schématique à la hauteur des vallées de l'Arc et de Suse).

1 : Zone du Combin; 2 : Zone Zermatt-Saas; 3 : Unités simplon-tessinoises; 4 : Massifs cristallins externes; 5 : Unités austro-alpines (ou sudalpines); 6 : Massif de Lanzo; 7 : faciès à zéolites (anchizone); 8 : faciès schistes verts (hachures simples) et faciès amphibolite (hachures croisées) de la région simplon-tessinoise; 9 : faciès de haute pression.

Metamorphic Alpine facies (and sketch of section through Arc and Suse Valleys).

1 : Combin Zone; 2 : Zermatt-Saas Zone; 3 : Simplon-Ticino Units; 4 : External crystalline massifs; 5 : Austro-Alpine (or Southern Alpine) Units; 6 : Lanzo Massif; 7 : Zeolite facies (anchizone); 8 : Green schist facies (simple hatching) and amphibolite facies (crosshatching) of the Simplon-Ticino region; 9 : High pressure facies.

	zone helvético-dnuphinoise, zone subbriançonnaise, zone houillère Helvetic zone Subbriançon zone Carboniferous zone	zone briançonnaise interne Briançon zone (internal)	massifs cristallins internes internal crystalline massifs	zone piémontaise zone du Combin zone de Zermatt-Saas Piemont zone Combin zone Zermatt Saas zone		Alpes ligures Ligurian Alps	zone Sesia-Lanzo Sesia Lanzo zone
almandine				
omphacite		
jadeite		
kyanite		
glaucophane		
crossite		
lawsonite					
zoisite						
rutile		
sphene
deerite	
chloritoid					
barroisitic amphibole							
actinolite
hornblende-pargasite					ac	ac	
plagioclase An > 10				ac	ac	
albite					ac	ac
pumpellyite						
epidote						
chlorite						
white mica						
green biotite
brown biotite	
stilpnomelane						
pyrophyllite							
carpholite							
prehnite							
lawsonite, scapolite							

Fig. 20.

Associations minérales alpines dans les roches des différentes zones structurales.

Alpine mineral associations in rocks of different structural zones.

« Terres Noires » jurassiques, situées sous les nappes de l'Embrunais-Ubaye, qui sont en faciès à zéolites-anchizone; PE = Pelvoux; MB = Mont Blanc, qui se trouve dans le domaine du faciès schistes verts). De l'ensemble de ces données découle un gradient géothermique plus élevé pour les altérations métamorphiques tardi-alpines : environ 60-70 °C/km (165-180 °C/kbar).

4. Évolution chronologique et origine du métamorphisme alpin

La figure 22 montre l'évolution chronologique des conditions p-T alpines dans différentes zones ouest-alpines.

Le temps se trouve en ordonnée, la température du côté gauche de l'abscisse et la pression du côté droit. Les lignes tirées indiquent des évolutions p-T incertaines, les lignes

pointillées des évolutions p-T valables pour une partie seulement de la zone en question.

Les résultats obtenus en géochronologie K-Ar et Rb-Sr sur des minéraux ont montré que la phase de haute pression est d'âge *crétacé supérieur* (phase *éoalpine* dans la zone Sesia et dans la zone Zermatt-Saas). Le Briançonnais interne pose un problème qui sera exposé plus loin. La zone du Combin n'a pas été touchée par les événements éoalpins. La couverture briançonnaise et la zone delphino-helvétique n'ont pas pu être impliquées dans une phase métamorphique de cet âge puisque la sédimentation y fonctionnait encore.

Des minéraux du faciès schistes verts et du faciès schistes verts à glaucophane ont été datés de manière cohérente dans les Alpes occidentales de 40-38 Ma, c'est-à-dire de la *limite supérieure de l'Éocène* (culmination de la phase *mésopalpine* ou *lépontine*).

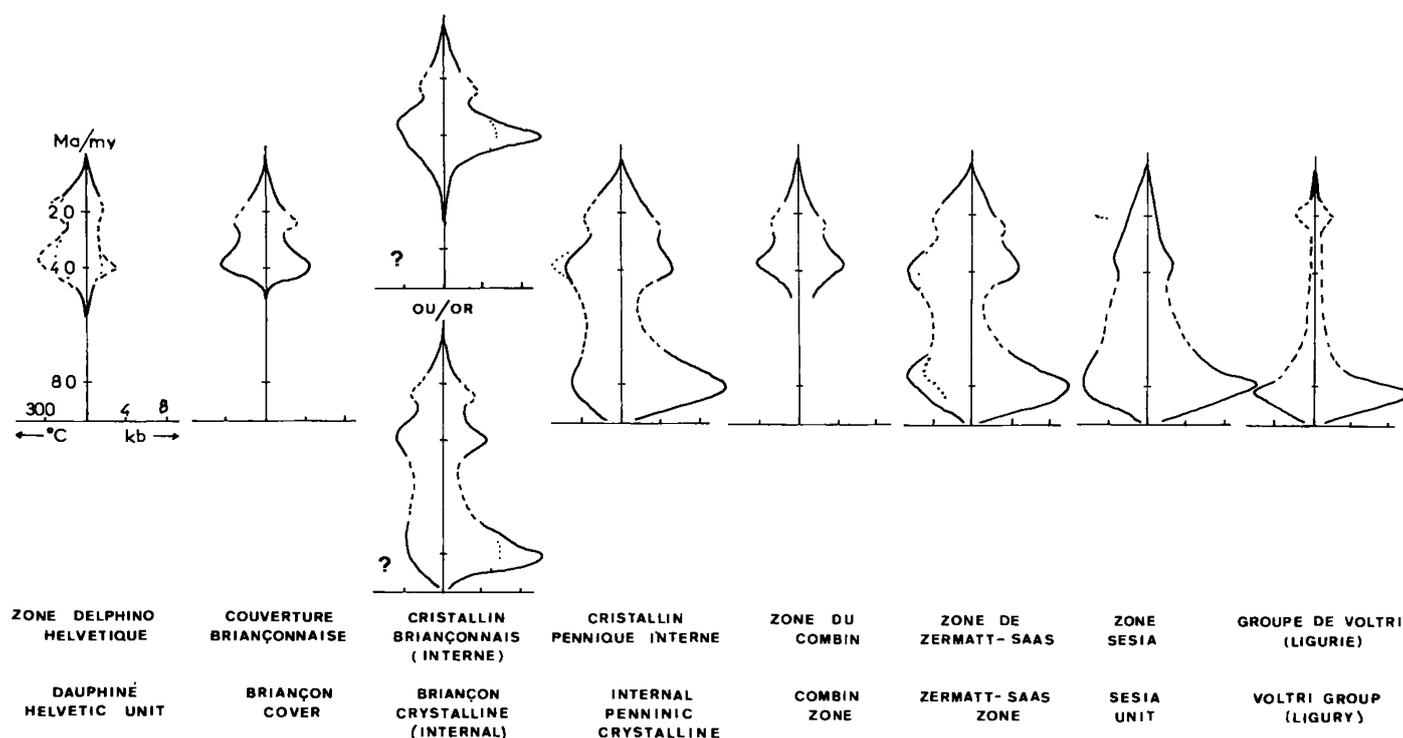


Fig. 22.

Diagramme de l'évolution chronologique des conditions p-T Alpines dans différentes zones ouest-alpines.

Diagram of chronological evolution of Alpine p-T conditions in different western Alpine zones.

gré l'avancée progressive des nappes et leur érosion simultanée, pose encore un problème. En outre, si l'association à jadéite-glaucophane du Briançonnais interne se révèle méso-alpine, la haute pression et le gradient très bas qui sont nécessaires restent à expliquer par un autre modèle qu'une subduction de bordure de plaque.

Les âges oligocènes et miocènes obtenus dans les unités internes peuvent se lier aux nombreuses déformations à transposition et rotation de mica que l'on connaît effectivement dans l'histoire tardi-alpine. L'une d'elles est le rétrocharriage, c'est-à-dire un mouvement d'ensemble vers le côté interne, dans une direction apenninique. Les recristallisations tardi-alpines de la zone delphino-helvétique doivent trouver en partie leur origine dans la surcharge imposée par la couverture sédimentaire, ainsi que par les nappes de l'Embrunais et des Préalpes en route vers l'Ouest.

Les épaisseurs nécessaires ne concordant toutefois pas partout avec celles des séries actuelles, d'autres facteurs ont donc dû intervenir.

F. HISTOIRE TECTONIQUE

1. Du Trias au Crétacé

Le régime distensif est ici dominant.

— *Dans les zones externes*, il détermine, au moins au Trias et au Jurassique, une topographie en horsts et grabens, souvent difficile à distinguer des paléo-reliefs hercyniens résiduels, et qui isole un certain nombre de bassins subsidents séparés par des seuils.

— *Dans les zones internes*, sa conséquence essentielle est l'individualisation d'une croûte océanique de néoformation dans le domaine liguro-piémontais. Le terme « océanique » a l'avantage de la concision, mais peut induire en erreur étant donné que le domaine correspondant n'a jamais été un océan. Sa largeur ne devait pas excéder quelques centaines de kilomètres et on ignore même, en fait, la véritable nature de sa croûte. Divers auteurs ont signalé localement des éléments

granito-gneissiques qui rapprocheraient plutôt le domaine liguro-piémontais d'un bassin « marginal », voire d'un rift de type Afar (avec des horsts sialiques résiduels du type horst danakil).

Par contre, le domaine valaisan, en dépit de ses roches sub-ophiolitiques, n'a dû être, au moins dans le secteur des Alpes franco-italiennes, qu'une zone à croûte continentale amincie car on y connaît en plusieurs points des écaillés d'un socle gneissique.

2. Du début du Crétacé supérieur à l'époque actuelle

C'est au contraire un régime de contraction qui domine.

Au Crétacé supérieur, et dans les zones externes, se produisent les plissements transverses du domaine vocontien. Les massifs cristallins externes sont, localement au moins, affectés de soulèvements (Argentera) et parfois débités en écaillés plus ou moins chevauchantes vers le Nord ou le Sud (Pelvoux).

Dans les zones internes, se produit, probablement, la subduction du domaine « océanique » liguro-piémontais. La plupart des auteurs admettent que la croûte océanique s'enfonce sous la zone d'Ivrée qui représenterait la marge ouest d'une « plaque » sudalpine. Le plan de subduction serait donc à pendage est. Au cours de l'enfoncement, le matériel piémontais interne, associé à des reliques de la croûte océanique sous-jacente (ophiolites), ainsi qu'à des fragments de la marge sudalpine elle-même (Zone Sesia), seraient métamorphisés en « schistes bleus » comme on l'a dit plus haut (glaucophane datés radiométriquement de 80 Ma).

Cette subduction fait cependant l'objet de discussions, notamment à cause de l'absence totale de volcanisme calcaire sur la marge sudalpine, qui aurait pourtant dû alors fonctionner comme une marge liminaire (pacifique).

Pour résoudre ce problème, on a admis qu'il y aurait plutôt eu subduction de croûte continentale sous une croûte océanique à la fin d'un processus de subduction intra-océanique indépendant de toute marge continentale au départ (fig. 23). En d'autres termes, il y aurait eu *obduction* de larges portions de croûte océanique sur la marge sialique européenne, qui se serait ainsi trouvée enfouie dans les conditions d'un métamorphisme de haute pression-basse température.

Un tel processus aurait dû être rapidement bloqué par le rapport des densités en présence, mais ceci n'est guère gênant ici où les surfaces océaniques ont dû être réduites et où le processus s'est déroulé pendant une fraction du Crétacé supérieur seulement.

La remontée du matériel métamorphisé pose plus de problèmes; on peut penser qu'elle a été déclenchée par une contraction nouvelle (peut-être oblique d'ailleurs par rapport au plan de subduction, par exemple la première phase pyrénéo-provençale). Cette contraction aurait provoqué, à la fin du Crétacé supérieur, les premiers charriages (vers le Nord ?) de la marge sudalpine et de ses annexes (Sesia).

Il est cependant possible que les « schistes bleus » se soient formés sans enfouissement dans le plan de subduction, par un

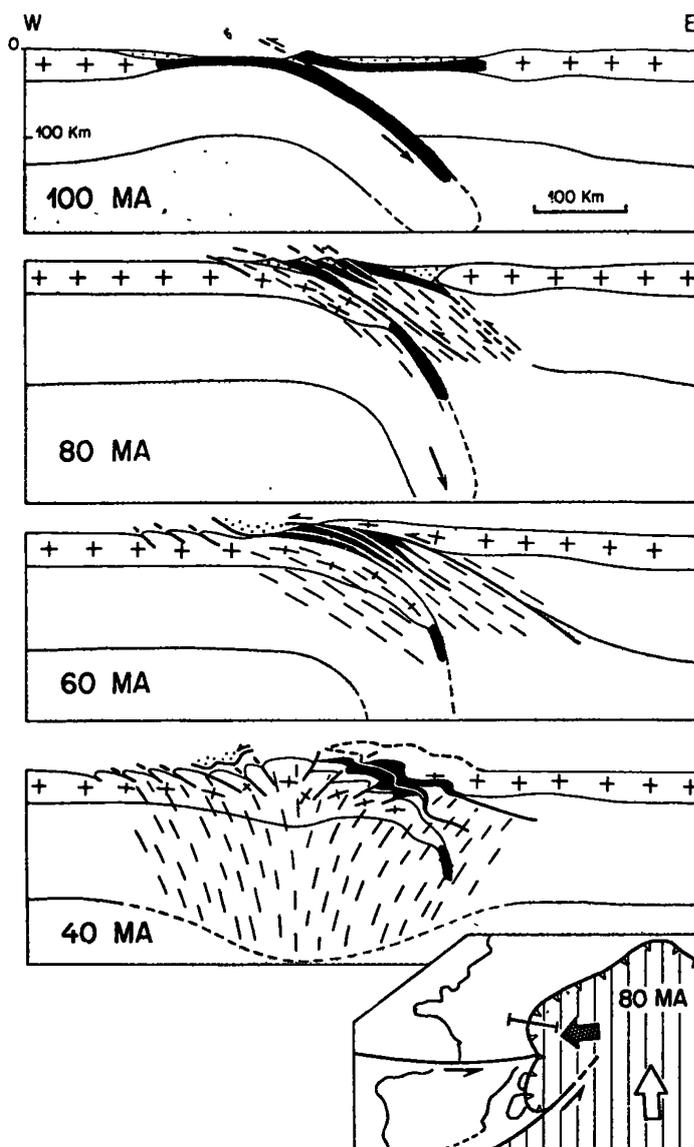


Fig. 23.

Coupe des Alpes franco-italiennes à l'échelle des plaques d'après Mattauer et al., 1978.

Section of Franco-Italian Alps at scale of plates.

simple mécanisme de surpression de fluides, s'exerçant ponctuellement sur une durée assez longue. Auquel cas le problème de la remontée ne se poserait plus.

Enigmatique aussi est la contemporanéité de cette période de subduction-compression avec le dépôt du Flysch à Helminthoïdes dont on connaît toujours mal la « patrie ». Une hypothèse est d'admettre que le flysch se déposait sur la croûte océanique en cours d'obduction, au moins jusqu'à l'émergence de celle-ci à la fin du Crétacé supérieur ou au début du Tertiaire suivant les points.

De toutes façons, le résultat de ces phénomènes est le décollement et l'écaillage de la couverture piémontaise dont les parties externes ne sont cependant pas encore métamorphisées.

A partir de l'Éocène, commencent des phénomènes compliqués et mal connus car, en raison de l'émersion progressive de la chaîne, les repères stratigraphiques seront de plus en plus rares.

A la limite Crétacé-Éocène et pendant l'Éocène inférieur, il y a soulèvement de la *zone externe*, probablement accompagné d'ondulations à grand rayon de courbure qui ne deviennent des plis qu'aux approches du front pennique. Ainsi pourraient s'expliquer la discordance du flysch « ultra-dauphinois » (1) ainsi que celle de l'Éocène moyen de certaines *unités sub-briançonnaises* (lac d'Allos, Pelat, par exemple) sur un substratum plissé et écaillé jusqu'au socle ou au Permo-Trias. Enfin l'arrêt de la sédimentation en *domaine valaisan* s'accompagne peut-être aussi d'un certain plissement mais il ne peut être reconnu faute de dépôts tertiaires.

La phase paroxysmale pyrénéo-provençale accentue les plis d'une bonne partie des chaînes *subalpines méridionales*, et affecte certainement les *zones internes* mais ses effets, ainsi que la surface intéressée, sont mal connus. On a émis l'hypothèse que cette phase provoquerait un premier écaillage de la couverture briançonnaise de la Vanoise, mais rien ne le prouve bien nettement.

Il est probable (mais non prouvé également) que c'est à cette époque, et peut-être pour de simples questions de pente, que les sédiments piémontais externes se mettent passivement en place sur le Briançonnais, le mécanisme étant facilité par l'étalement d'un coussinet de gypse qui devait affleurer, auparavant, à la limite des domaines briançonnais et piémontais, peut-être comme un énorme diapir. Grâce à ce matériel lubrifiant, les premières unités piémontaises se sont avancées plus au moins loin vers l'Ouest, soit par simple gravité, soit poussées par le chevauchement du Piémontais interne évoqué plus haut lors de la remontée des Schistes bleus. En tout cas l'analyse structurale ne relève aucune déformation interne, de type schistosité par exemple, accompagnant cette première mise en place.

La datation de ces phénomènes ne peut être obtenue qu'indirectement; ils sont postérieurs au dernier terme de la série stratigraphique briançonnaise (Éocène non daté) et antérieurs à la période de métamorphisme qui va affecter les matériels briançonnais et piémontais superposés, métamorphisme daté de 38-40 Ma (limite Éocène-Oligocène).

La fin de l'Éocène est une période de détente dans la zone externe qui voit le dépôt des grès de Taveyannaz-Annot, et même des émissions volcaniques de type andésitique, connues seulement par leurs débris. La répartition de ces derniers fait penser que les cheminées se trouvaient au voisinage de la « flexure » pennique frontale.

1. On ne peut cependant exclure que la tectonisation du substratum du flysch ultra-dauphinois soit plus ancienne, (Crétacé supérieur) et dans ce cas contemporaine des plis du Diois et du Dévoluy.

L'Éocène supérieur voit enfin le glissement des premières unités de flysch à Helminthoïdes (flysch de l'Autapie) glissant par gravité, et sous la mer, sur les flancs de l'intumescence que constituait probablement alors le matériel ophiolitique obducté (et non encore érodé). Le sens de déplacement de cette nappe est mal connu, vers le Nord ou le NW.

A la limite Éocène-Oligocène, se produit dans les *zones internes* une importante contraction accompagnée de plissements synschisteux et, souvent, d'un nouveau métamorphisme, de type schistes verts cette fois, récemment daté de 38 Ma. Il est possible que ce nouveau métamorphisme se fasse sous la surcharge de la dalle ophiolitique non totalement déblayée par l'érosion comme on l'a dit. En tout cas c'est alors que se forment les schistes *lustrés* piémontais.

C'est également au cours de ces mouvements que se fait la tectonisation principale du domaine briançonnais, avec chevauchement vers l'Ouest, accompagné ou rapidement suivi dans les parties internes et les schistes lustrés surincombants par un *rétrocharriage* synschisteux.

Ce *rétrocharriage* est certainement anté-aquitainien, peut-être même anté-stampien au moins pour une part, car, sur les bords de la plaine du Pô, au Sud de Turin, des structures *rétrocharriées* sont recouvertes en transgression et discordance par la molasse aquitainienne, peut-être stampienne de ce bassin.

On relie le *rétrocharriage*, soit à une compression plus énergique du socle profond, provoquant la naissance d'un système à double déversement dans les superstructures, soit à un *sous-charriage* du socle piémontais externe sous celui du Briançonnais interne suivant un plan incliné cette fois vers l'Ouest. La naissance d'un tel plan de sous-charriage à l'arrière du Briançonnais a conduit à supposer qu'on avait là une zone faible, peut-être à croûte amincie, qui a cédé sous la nouvelle contraction parce que la cicatrice de la subduction néocrétacée était totalement oblitérée par les recristallisations et se trouvait désormais bloquée.

Toujours à cette époque, mais dans un contexte mécanique encore obscur, le Flysch à Helminthoïdes resté en place sur le Briançonnais (nappe du Parpaillon) est plissé comme son substratum, puis clivé suivant un grand plan sub-horizontale qui en tronque les plis et permettra ensuite le glissement épiglyptique de la partie sus-jacente vers l'Ouest, au cours de l'Oligocène ou du Miocène.

Dans les zones externes, cette phase de la limite Éocène-Oligocène est mal connue. Elle met fin à la transgression nummulitique, mais les architectures correspondantes n'ont pu être reconnues. On sait cependant que le socle des massifs cristallins externes enregistre ses effets, tout au moins dans les parties les plus proches du front pennique : les granites du Mont-Blanc, par exemple, ont fourni, à côté des âges hercyniens, un âge de 41 Ma (K-Ar) : ce rajeunissement est dû au métamorphisme alpin (qui est reconnaissable partout par la néoformation de minéraux du faciès schistes verts).

La fin de l'Oligocène et le début du Miocène, est une période difficile à analyser faute de dépôts. Néanmoins les déformations parfois synschisteuses qui affectent la molasse

rouge oligocène de nombreux bassins externes avant la transgression burdigalienne, montrent que des mouvements importants se sont alors produits, mouvements dont l'effet dans les zones internes ne peut être nettement séparé de celui de la phase fini-éocène à oligocène inférieur.

Au cours du Miocène commence le soulèvement des grands massifs de socle ou de couverture actuels, accompagnés de plusieurs phases de plissement, également mal datées faute de repères stratigraphiques, mais dont la dernière au moins (Miocène supérieur à Pliocène) intéresse tout le domaine alpin. Ses effets sont surtout visibles dans les zones externes, qui sont alors entièrement plissées.

Dans les zones internes ses effets sont moins bien connus; des considérations morphologiques permettent de penser qu'elle édifie des synclinaux et des anticlinaux de nappes.

Le soulèvement lui-même, qui se traduit surtout par l'arrivée dans les bassins molassiques périphériques de galets de socle ancien, surtout à partir du Pliocène, est un phénomène difficile à interpréter. Il n'est pas possible d'en faire un réajustement isostatique de la croûte consécutif au plissement néogène, étant donné que les plissements beaucoup plus intenses de l'Oligocène ou de la fin du Crétacé n'ont pas donné de soulèvements notables (une simple émergence le plus souvent). On peut donc penser soit à un gonflement de la croûte par compression (ce que suggèrent effectivement les surépaisseurs observées sous les massifs cristallins externes et le Briançonnais), soit à un phénomène épirogénique particulier se superposant au plissement et indépendant de lui.

G. BASSINS PÉRI-ALPINS

1. Versant Français des Alpes

Leur histoire débute avec l'Oligocène, car cette époque, qui est celle d'une des phases alpines majeures, voit aussi les premiers soulèvements importants; la mer, chassée des zones internes, est rejetée vers l'Ouest, où elle s'installe dans un bassin allongé, qui s'étendait de la haute Provence à la Suisse, mais n'a laissé que des jalons insignifiants en France (Castellane, Barrême, Dévoluy, Les Déserts près Chambéry); il couvrirait ainsi l'emplacement des futurs plis les plus externes des massifs subalpins des Bauges et des Bornes, et s'étendait au delà vers l'Ouest (future zone molassique). Il est probable que ce bassin se reliait vers le Nord à celui du fossé rhénan.

En Savoie, les dépôts oligocènes marins sont d'abord des calcaires ou des grès fossilifères et néritiques, avec petites Nummulites, puis des marnes bleues, à Foraminifères et débris de poissons, qui passent vers le haut à des grès micacés à plantes flottées, et lits de micropoudingues polygéniques, les *grès de Bonneville*, l'élément le plus caractéristique de cette série (on retrouve donc, en quelque sorte, la trilogie priabonienne des Alpes mais stratigraphiquement décalée vers le haut).

Par effet de comblement ou par surrection progressive, ce bras de mer devient une dépression lacustre recevant des calcaires et des produits continentaux rouges (molasse rouge du Chattien-Aquitainien). Ces sédiments seront plus ou moins gauchis avant l'arrivée de la transgression burdigalienne, dont les dépôts, très érodés, ne subsistent plus que dans la région de Rumilly-Aix-les-Bains-Chambéry et en Suisse.

En Dauphiné, le sillon périalpin oligocène n'est connu que par quelques affleurements infimes de grès à Nummulites (Castellane, Barrême, Dévoluy). A la différence de la Savoie, il s'assèche sur place et n'est pas repoussé vers l'Ouest, la grande zone de subsidence du Bas-Dauphiné (ou fosse de Valence) appartenant plus à l'histoire du bassin rhodanien qu'à celle des Alpes. Les dépôts oligocènes ne jouent donc dans le domaine dauphinois qu'un rôle infime. Ce sont des calcaires lacustres, des marnes et des sables rutilants de faible épaisseur.

C'est seulement avec le *Miocène* que l'on voit se déplacer une partie des futures chaînes subalpines, et ceci suivant deux golfes (fig. 24).

— Un des deux golfes quitte la vallée du Rhône vers Crest et s'avance sur la bordure externe des futurs massifs subalpins, rejoignant ainsi la Savoie et la Suisse. Au Burdigalien, ce golfe ne recouvre pas encore le Bas-Dauphiné qui ne sera envahi qu'à l'Helvétien. Ainsi pendant tout le Miocène, la partie orientale de la zone externe se soulève (1), ce qui fait jouer un rôle de dépression au Bas Dauphiné et à la bordure externe du futur domaine subalpin au niveau des Bauges, de la Chartreuse et du Vercors.

Partout se déposent des grès calcaires ou *molasses*, avec, vers l'Est, les faciès conglomératiques du delta d'une Isère miocène. Ce delta apparaît au Burdigalien, et se développe largement vers l'Ouest, sur le Bas Dauphiné, à partir de l'Helvétien supérieur.

Vers la fin du Miocène, le faciès conglomératique envahit plus largement la bordure subalpine (Bas Dauphiné, Crest, Valréas). Le bras de mer est comblé et son contenu légèrement plissé, sauf près des futurs massifs subalpins où il l'est beaucoup plus. Il est même chevauché par leurs plis frontaux et incorporé à leurs synclinaux externes.

La sédimentation *pliocène* est reportée vers l'extérieur, sous la forme de sables et de graviers fluviatiles dont il ne subsiste plus que des lambeaux. Le remblaiement se termine par des alluvions argileuses à galets de quartzites triasiques alpins, les « glaises de Chambaran » attribuées au *Villafranchien*.

— L'autre golfe miocène, beaucoup plus large, peut être qualifié de « durancien », car il est calqué sur une *zone d'affaissement éocène supérieur et oligocène* (bassin de

1. Mais les massifs cristallins externes n'apparaîtront à l'affleurement qu'à la fin de cette période. Il n'y a pas en effet de galets cristallins dans les conglomérats miocènes du Bas Dauphiné, sauf quelques rares granites du Pelvoux, ce qui est normal en raison de l'érosion anténummulitique qui l'avait déjà mis à nu.

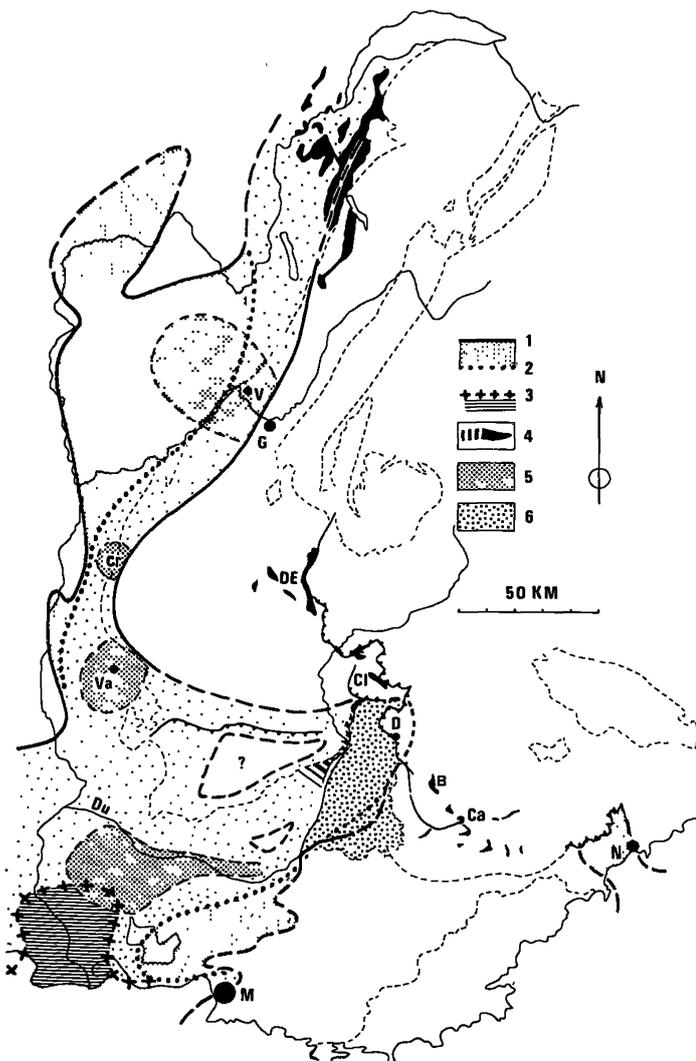


Fig. 24.

Les bassins péri-alpins du versant Français.

1 : Limite de la mer helvétique; 2 : Limite de la mer burdigalienne; 3 : Limite de la mer aquitanienne; 4 : Bassins oligocènes (à l'W de Digne, on a indiqué l'amorce de son prolongement sous le Miocène de la basse-Durance); 5 : Nappes conglomératiques miocènes d'origine subalpine; 6 : Conglomérats mio-pliocènes de Valensole.

B : Barrême; Ca : Castellane; Cl : Clumanc; Cr : Crest; D : Digne; DE : Dévoluy; Du : Durance; G : Grenoble; M : Marseille; N : Nice; Va : Valréas.

French Peri-Alpine Basins.

1 : Limit of Helvetan Sea; 2 : Limit of Burdigalian Sea; 3 : Limit of Aquitanian Sea; 4 : Oligocene Basins (West of Digne, the beginning of its extension under the Basse Durance Miocene has been indicated); 5 : Miocene conglomerate nappes of Subalpine origin; 6 : Valensole Mio-Pliocene conglomerates.

Manosque-Forcalquier) où se succèdent des sédiments lacustres calcaréo-marneux à saumâtres (gypses). L'Oligocène s'y

termine par une phase de comblement avec des sables rouges et des cailloutis (« molasse rouge » traduisant une brusque décharge détritique liée à une phase de plissement alpin). Une période continentale arase ce premier cycle de dépôt, si bien que le Miocène sera transgressif et discordant.

La mer miocène envahit brutalement ce golfe, à partir de la dépression rhodanienne jusqu'à Digne, dessinant une zone de subsidence particulière, remplie de 1 000 à 2 000 mètres de sédiments finement détritiques (grès et marnes sableuses) et peu fossilifères, alors que sur la bordure sud du golfe, le Miocène n'est représenté que par quelques dizaines de mètres seulement de biocalcarénites puis de calcaires lacustres. Dès le Tortonien, le régime lacustre tend à se généraliser (marnes et calcaires) par régression générale liée à un soulèvement d'ensemble de l'avant-pays alpin auquel n'échappe pas la vallée du Rhône.

Le cycle miocène s'achève par l'arrivée, du Nord et de l'Est, de puissants épandages graveleux qui constituent la « première unité détritique » du complexe de Digne-Valensoles et les nappes conglomératiques de la basse-Durance. Elle résulte du démantèlement de la chaîne alpine au cours de l'orogénèse fini-miocène.

La mer pliocène n'envahit pas l'ancien golfe miocène qui, toujours subsident, reçoit de nouveaux graviers fluviaux (« deuxième unité détritique » du complexe de Digne-Valensoles). A leur sommet apparaissent des lithofaciés caractéristiques des premiers stades froids du Quaternaire ancien (loess par exemple) et d'interstades plus chauds : ce remblayage est tronqué par une vieille surface actuellement fortement surélevée par rapport aux terrasses récentes. L'histoire pliocène s'achève donc en fait au Pléistocène ancien après lequel commence la période de creusement liée à l'abaissement du niveau de base.

Le total du remplissage de ce golfe de Digne-Valensoles ne dépasse pas 2 000 à 2 500 m. Les dépôts s'arrêtent brusquement à l'Ouest contre la remontée rapide de leur substratum, mésozoïque et paléogène, qui forme les reliefs de la rive droite de la Durance, de Sisteron au Sud de Manosque : il y a donc là une zone de flexure ou de faille synsédimentaire, dite « faille de la Basse-Durance » ou « faille d'Aix-en-Provence » car elle se prolonge vers le Sud jusque dans la région marseillaise (fig. 12).

Dans la région de Nice (delta du Var)*, l'Oligocène n'est pas connu. Le cycle miocène débute par des conglomérats andésitiques qui affleurent sur 150 m d'épaisseur entre Antibes et Cagnes, dans la région de Villeneuve-Loubet. Des tufs et des coulées les accompagnent. L'Aquitaniens est représenté par une molasse marine gréseuse, puis par des marnes sableuses dont le régime se poursuit jusqu'au Burdigalien. Des calcaires à algues sont rapportés à l'Helvétien. Après une discordance, viennent des brèches et des molasses attribuées au Tortonien. Les poudingues qui terminent la série et qui sont directement chevauchés par le Mésozoïque de l'arc de Castellane,

* Red. F. Irr

ne contiennent qu'une faune très pauvre à *Microcodium* et leur âge est inconnu.

Le cycle *pliocène* correspond à l'invasion par la mer de la basse vallée du Var. Au Pliocène inférieur, la sédimentation est surtout marneuse (faciès plaisancien), mais passe à des sables et des conglomérats dans l'axe du chenal. A partir du Pliocène moyen, les conglomérats s'étendent peu à peu à tout le bassin, et progressent du Nord au Sud, ce qui traduit évidemment le soulèvement progressif de l'arrière-pays et le recul de la mer. Ce mouvement se poursuit pendant une partie au moins du Quaternaire, car le Pliocène est porté à plus de 600 m d'altitude à la pointe nord du delta (région de Levens).

C'est là une particularité de la région de Nice, car tant à l'Est (côté ligure) qu'à l'Ouest (Maures-Estérel), les soulèvements ne dépassent pas 120 à 160 m.

2. Versant italien des Alpes

Le versant piémontais des Alpes disparaît rapidement sous les alluvions quaternaires du Pô et de ses affluents. Les terrains tertiaires n'affleurent qu'en deux points (au moins dans le cadre géographique de cette étude) : le revers Nord des Alpes ligures (Langhe) et les collines situées à l'Est de Turin (Montferrat).

a) Le versant nord des Alpes ligures (langhe)

La série sédimentaire commence avec l'Oligocène, qui repose sur un substratum non pénéplané : la mer, transgressive, s'y est insinuée progressivement, du NE vers le SW, tout au long de l'Oligocène.

Au dessus de quelques placages continentaux ou saumâtres, la série marine, *stampienne*, débute par des conglomérats, parfois très épais (1 000 m), surmontés de grès (quelques mètres à 150 m) puis de marnes grises (plusieurs centaines de mètres). Dans tous ces niveaux le matériel détritique est riche en dolomies triasiques, serpentines et minéraux lourds des schistes lustrés.

Au cours de l'*Aquitani*, une reprise d'érosion, liée à une phase tectonique, provoque un apport gréseux grossier. Puis la série redevient marneuse au cours du *Burdigalien* et de l'*Helvétien inférieur (Langhien)*. Ce n'est qu'avec l'*Helvétien supérieur (Serravallien)* que réapparaissent des apports gréseux grossiers accompagnés de conglomérats au *Tortonien*.

Après le recul de la mer et le dépôt de gypses *messiniens*, le *Pliocène* correspond, comme dans la vallée du Rhône, à un nouveau cycle transgressif, avec des faciès marneux (plaisanciens) et sableux (astiens).

Au point de vue tectonique, on constate que les déformations synsédimentaires sont la règle pendant toute la durée de la sédimentation tertiaire; ondulations à grand rayon de courbure (Oligocène), failles et plis (Miocène) effondrements en

grabens E-W (Pliocène), soulèvements et gauchissements post-pliocènes.

Mais le fait important est que cet Oligo-Miocène ligure recouvre, en transgression et discordance, les différentes unités tectoniques penniques, déjà rétrocharriées : la structuration du domaine alpin interne, y compris le rétrocharriage, est, au moins sur cette transversale, antéstampienne.

b) Le Montferrat

Les terrains les plus anciens qui y affleurent (Néocrétacé-Paléocène) appartiennent en fait aux flyschs charriés de l'Apennin.

La série molassique du Montferrat commence seulement avec l'Éocène supérieur (formation de Gassino ou « Gassinien »), fait de marnes et d'argiles versicolores avec des intercalations de calcaires bioclastiques à Nummulites.

L'*Oligocène* est transgressif, et montre un faciès deltaïque grossier, « les grès de Ranzano » (500 m env.), alimentés par la destruction des zones de Sesia, du Canavese et d'Ivrée, ainsi que par celle d'unités ligures ophiolitifères qui n'affleurent plus actuellement. La taille, parfois énorme, de certains blocs de niveaux conglomératiques, montre que le matériel a été pris sur place, donc que les zones en question se prolongeaient alors jusqu'au Montferrat avec des reliefs notables.

Au *Miocène* s'installe un bassin subsident qui reçoit 2 000 m de sédiments de mer relativement profonde (silts, marnes siliceuses à Radiolaires), mais où parviennent des décharges conglomératiques à galets alpins et ligures, toujours riches en ophiolites.

C'est seulement avec le *Tortonien* que la profondeur de la mer diminue. Au *Messinien* se déposent des argiles et des marnes à gypse indiquant l'assèchement du bassin.

Le *Pliocène* correspond, comme dans la vallée du Rhône, à un petit cycle sédimentaire où se déposent des argiles silteuses (faciès plaisancien) et des sables (faciès astien).

Au point de vue tectonique, le Montferrat dessine un anticlinal grossièrement E-W, à vaste rayon de courbure, légèrement arqué et convexe vers le Nord. Il fait partie d'un système de plis identiques dont la plupart sont cachés sous les alluvions quaternaires du bassin du Pô, alluvions parfois épaisses de 1 000 à 2 000 m. Ces plis ont été évidemment largement explorés à des fins pétrolières. Ils sont considérés comme contemporains des dernières phases de déformation du système alpino-apenninique.

A ce sujet, si l'on considère que le plissement de l'Apennin se déroule à partir de l'Aquitani, d'une part, et qu'il y a liaison stratigraphique entre l'Oligomiocène des Langhe ou du Montferrat avec les nappes ligures sous-jacentes d'autre part, on est obligé d'admettre que cet *Oligo-Miocène* est lui aussi charrié et s'est mis en place, sous la mer, au cours du *Miocène*, en même temps que le paroxysme de plissement de l'Apennin. En d'autres termes, le bassin tertiaire liguro-piémontais a été transporté sur le dos des nappes frontales de l'Apennin, en milieu sous-marin.

H. LES GLACIATIONS ALPINES

Le bassin du Rhône draine la partie occidentale externe de l'arc alpin, centrée sur le 45° parallèle; ses glaciers furent, au Quaternaire, parmi les plus importants des Alpes. C'est d'ailleurs dans ce secteur de la chaîne que se trouvent les plus hauts sommets (Mont Blanc, 4807 m) et les zones encore englacées les plus vastes (Mont Blanc-Valais, Alpes bernoises). C'est pourquoi le glacier du Rhône fut, avec le Rhin, celui qui s'étendit le plus loin à l'extérieur du domaine montagneux.

La glaciation des Alpes s'inscrit dans un massif très disséqué, comme l'indique la nature des conglomérats néogènes des piedmonts. Ce fut une glaciation de vallées et non d'inlandsis comme celle de l'Europe du Nord. Il en résulte que les épisodes glaciaires (avancées) et interglaciaires (reculs) ont pu être plus nombreux et plus rapides, l'inertie du système étant moindre, et ainsi mieux refléter les vicissitudes du climat que les énormes calottes nordiques. De même la date des maxima a pu être différente selon le cas.

Trois domaines paléoglaciers peuvent être distingués dans les Alpes occidentales, d'après la taille des glaciers et leurs relations réciproques :

— la zone *Valais-Vanoise*, au Nord (Aar, Rhône, Isère), où les glaciers ont conflué en formant un réseau continu jusqu'au Würm;

— la zone *Pelvoux*, intermédiaire (Bonne, Séveraisse, Drac, Durance), dans laquelle les glaciers ont conflué

jusqu'au Riss, puis sont restés séparés au Würm, sauf l'éphémère transfluence de la Durance dans le Drac;

— la zone *Provence*, au Sud (Bléone, Verdon, Var, Tinée, Vésubie, Roya), où les glaciers ont toujours été indépendants et de taille réduite.

Outre ces glaciers dits « alpins », ont existé des glaciers dits « locaux » dans les massifs subalpins (Chablais, Bornes, Bauges, Chartreuse, Vercors, Dévoluy), plus ou moins indépendants des premiers et encore mal connus.

Cette zonalité, due aux conditions climatiques et à l'orographie, a retenti sur l'évolution du relief : ainsi la zone nord est le domaine des vallées larges, profondément creusées (même surcreusées), des vastes cluses de transfluence « de niveau » et des grands lacs d'excavation glaciaire (Léman, Annecy, Le Bourget); la zone Pelvoux celui des transfluences perchées; quant à la zone Provence, les vallées n'y montrent qu'une empreinte glaciaire modeste; elles sont restées étroites et sans transfluences importantes. Aucun surcreusement véritable n'existe, en fait, au Sud de Grenoble.

On reconnaît dans toutes les Alpes, deux épisodes glaciaires majeurs qui se manifestent directement dans les dépôts morainiques : les moraines externes et les moraines internes rapportées par définition au Riss et au Würm. Cependant d'autres crues glaciaires sont également décelables, directement ou indirectement, notamment celle du Günz qui, localement, semble avoir été la plus étendue.