STYLE TECTONIQUE ET MORPHOLOGIE DE LA BORDURE OCCIDENTALE DE LA CHAINE DE BELLEDONNE AU SUD D'ALLEVARD

par Jean SARROT-REYNAULD

RÉSUMÉ. — Les accidents transverses à la chaîne de Belledonne déterminent le style tectonique et la morphologie de cette chaîne au Sud d'Allevard tant en ce qui concerne le socle cristallin que sa couverture sédimentaire. Ils correspondent à des failles anciennes ayant rejoué à différentes époques et font apparaître des décrochements qui interrompent les déversements du socle sur sa couverture suivant un style en festons. Ils permettent enfin de mieux comprendre la structure des massifs du Vercors et de la Chartreuse qui bordent à l'Ouest la chaîne de Belledonne.

La région étudiée ici correspond à la partie de la chaîne de Belledonne comprise entre la vallée du Bréda au Nord d'Allevard et la vallée du Drac au Sud de La Mure, c'est-à-dire : la chaîne de Belledonne proprement dite située entre le Pas de la Coche au Nord et la vallée de la Romanche au Sud, son prolongement au-delà de la vallée de la Romanche : Dôme de La Mure, massifs du Tabor, du Taillefer, de Larmet et du Quaro et sa prolongation vers le Nord, dans les massifs du Jas des Lièvres, des Dents de Pipay, du Merdaret, du Grand Rocher et le massif d'Allevard proprement dit.

Nous nous intéresserons plus particulièrement au versant Ouest de la chaîne de Belledonne où se situe la limite entre socle cristallin et couverture sédimentaire, mais aussi à la partie plus interne de la chaîne et même au massif des Grandes-Rousses chaque fois qu'un élément structural important pourra être mis en évidence dans l'ensemble de ces régions.

Le rebord occidental de la chaîne de Belledonne est formé de roches cristallines ou cristallophylliennes qui constituent le socle proprement dit dont la couverture comprend, d'une part une série paléozoïque (Permien et Houiller) et, d'autre part, une série mésozoïque formée de Trias, Lias et Dogger.

Les rapports entre ces divers ensembles, bien que souvent décrits localement, sont assez mal connus dans leur ensemble si ce n'est dans les très grandes lignes.

Un assez grand nombre d'études anciennes sont dues à Ch. LORY, L. PILLET, E. GUEYMARD, W. KILIAN, V. PAQUIER, Sc. GRAS, mais c'est P. LORY qui a précisé la structure binaire de la chaîne de Belledonne constituée de deux « rameaux » séparés par un synclinal sédimentaire : « le synclinal médian », et bordée sur son flanc Ouest par un synclinal de Lias et de Dogger auquel succède plus à l'Ouest un anticlinal liasique.

Lorsque P. LORY adopta l'hypothèse du décollement de la couverture sédimentaire du rameau interne et de son écoulement par gravité pardessus le rameau externe, les idées sur la structure d'ensemble se trouvèrent compliquées pour toute la bordure sédimentaire de la chaîne de Belledonne où pouvait alors être envisagée l'existence de séries décollées et déversées vers la vallée du Grésivaudan.

D'une manière générale, les anciens auteurs se sont surtout intéressés aux structures parallèles à l'alignement de la chaîne, et ce n'est qu'exceptionnellement que fut signalée, pour expliquer certains aspects morphologiques, l'existence d'accidents transverses à la chaîne, telle la faille passant par La Rochette et Détrier décrite par L. PILLET et P. LORY, ou la cassure au niveau de la vallée de la Romanche entre Vizille et la plaine de l'Oisans envisagée par Ch. LORY, bien que non décrite dans son énumération des différents systèmes de cassures des Alpes occidentales.

Ce n'est que récemment que les études se sont multipliées sur la chaîne de Belledonne et ses prolongements.

Tandis que P. et Cl. BORDET montraient l'existence de grands ensembles structuraux ainsi que de grands accidents transverses dans cette chaîne : accidents de Fond-de France, du col du Sabot et du Lauvitel, les géologues hollandais E. DEN TEX, A. C. TOBI, F. KALSBEEK, H. KONING, P. J. YPMA montraient la complexité de la pétrographie et de la tectonique des massifs de Chamrousse, du lac Crop, du Ferrouillet, des Sept-Laux et de Fond-de-France.

Il résulte de ces derniers travaux que le rôle des accidents transverses à la chaîne est extrêmement important dans la détermination de la structure même du socle cristallin, ce qui concorde bien avec les conclusions de nos recherches dans le Dôme de La Mure et sa bordure orien-

tale, ainsi que dans la vallée de la Romanche et le massif du Taillefer où une série d'accidents transverses à la chaîne principale, et affectant très profondément le socle, détermine les relations de celui-ci avec sa couverture, tout en affectant celle-ci.

Ces accidents responsables de ressauts très visibles dans la topographie du socle cristallin coïncident, en particulier, avec les limites du déversement du socle cristallin sur sa couverture, comme nous avons pu le montrer sur la bordure Ouest du massif du Tabor et du Piquet de Nantes, et déterminent un style en festons caractéristique qui se retrouve également entre le col d'Ollières et la vallée de la Romanche, dans la région de Séchilienne. Les études entreprises dans la région du Collet d'Allevard et du Pas de la Coche nous ont montré la généralité de ce style et nous ont amené à rechercher tout le long de la chaîne de Belledonne, entre le Drac et la vallée de l'Arc, l'existence de tels accidents et leur rôle dans la structure géologique et la morphologie.

Cette étude nous a paru d'autant plus intéressante que nous avions pu montrer sur le rebord oriental du massif du Vercors l'importance des accidents transverses qui, s'ils possèdent des directions différentes de ceux de la chaîne de Belledonne, n'en semblent pas indépendants, et que M. Gidon (1964), P. Antoine et Cl. Kerckhove (1964) viennent de montrer l'importance de ces accidents dans la structure des massifs des Bauges et de la Chartreuse. Notre esquisse structurale de la chaîne de Belledonne au Sud de l'Arc (fig. 1) ne comporte que les grands ensembles lithologiques et les très grands accidents qui les affectent. Les accidents transverses y jouent un rôle prépondérant.

Du fait de l'échelle choisie, le tracé de chacun d'eux ne représente, cependant, que la position moyenne de l'ensemble des fractures élémentaires et diaclases qui le constituent et lui donnent son rejet d'ensemble.

Si certaines failles sont de véritables déchirures se limitant à un plan unique et bien défini, on se trouve le plus souvent en présence d'un faisceau de fractures parallèles et distantes l'une de l'autre de 50 centimètres à quelques dizaines ou centaines de mètres selon la nature et le pendage des matériaux affectés. C'est la somme des mouvements de chaque fracture élémentaire qui est schématisée par l'accident principal reporté sur l'esquisse.

L'importance des accidents transverses qui sont les éléments les plus visibles dans la morphologie, surtout dans les parties hautes du massif, alors qu'ils sont souvent masqués par la couverture quaternaire ou végétale, dans les parties basses ne doit pas faire négliger le rôle des structures longitudinales dans la structure de la chaîne de Belledonne.

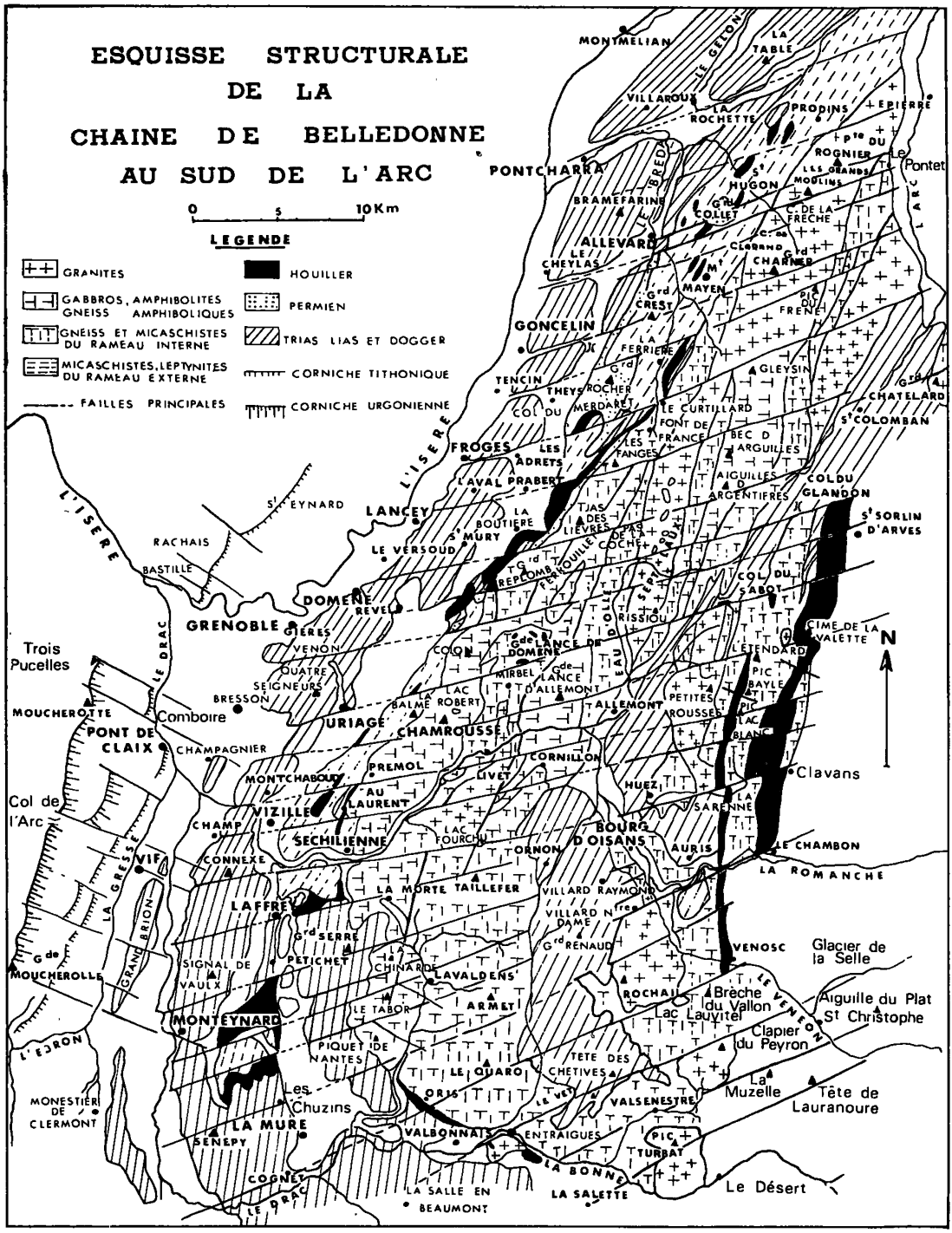

Fig. 1. — Esquisse structurale de la Chaîne de Belledonne au Sud de l'Arc.

Structures longitudinales.

Bien que la chaîne de Belledonne n'ait pas une structure binaire aussi constante que l'on ne l'admet généralement, on peut la considérer comme formée de deux chaînons juxtaposés.

Le rameau interne est formé par un vaste anticlinal allongé suivant une direction moyenne NNE-SSW et comportant, de part et d'autre d'un axe formé par des granites (Livet, Sept-Laux, Grand Charnier) et leurs migmatites, des gneiss amphiboliques ou non puis des amphibolites associées à des gabbros. Cet anticlinal est affecté de replis et d'accidents cassants, mais alors qu'il est assez symétrique au niveau de la vallée de la Romanche, il se montre très dissymétrique à la latitude d'Allevard par disparition plus ou moins progressive du flanc Ouest de l'anticlinal qui est déversé à des degrés divers sur les micaschistes et leptynites constituant le rameau externe qui montre, lui, une structure synclinale.

Le contact entre le rameau externe et les divers termes constitutifs du rameau interne est jalonné par le « synclinal médian » décrit par P. Lory, qui n'a ni l'importance, ni la régularité que lui accorde P. Bordet (1962). La structure de détail de chaque unité longitudinale est complexe du fait de l'existence de nombreux replis anticlinaux et synclinaux, et d'accidents d'importances diverses, mais nous n'avons représenté d'une manière particulière que quelques-uns de ces accidents, telle la faille du Taillefer - Livet ou celle du Tabor. En réalité, presque tous les contacts entre les diverses formations cristallines ou cristallophylliennes sont des contacts tectoniques. La raison doit en être recherchée dans le comportement mécanique différent des grands ensembles lithologiques qui ont été soumis à des efforts considérables et ont réagi chacun selon sa nature.

Certains des accidents longitudinaux affectent souvent un ensemble pétrographique homogène pour se prolonger au contact de deux formations différentes. C'est ainsi que l'on peut être tenté de prolonger la faille du Taillefer - Livet par le Pas de la Coche, en direction de Fond-de-France, où elle viendrait rejoindre le contact entre le granite du Grand Charnier et les gneiss du rameau interne ou encore, comme le suggèrent les schémas de P. Bordet (1962), celle du Tabor en direction de Rioupéroux, du bord Est des lacs Robert, du lac Crozet puis de la Boutière après avoir limité, vers l'Est, les amphibolites du flanc Ouest du Mont St-Mury, non loin du lac de la Sitre.

De tels raccords semblent illusoires dans bien des cas, car, si certains accidents sont bien nets et correspondent alors à des failles tardives, la plupart des autres sont très vraisemblablement affectées par les accidents transverses. C'est donc dans un but de simplification que nous n'avons

pas porté sur notre esquisse la multitude d'accidents de direction presque méridienne qui sont connus aussi bien dans la région de La Mure que plus au Nord.

Par ailleurs, la plupart des accidents longitudinaux sont subverticaux et présentent un rejet vertical, à l'exception toutefois du « synclinal médian » qui ne coïncide pas toujours très exactement avec les accidents de bordure les plus importants du rameau interne et qui est parfois assez fortement penté vers l'Est puisqu'il est chevauché par le rameau interne.

Structures transverses.

Ces structures correspondent parfois à des plis, mais le plus souvent à des failles verticales ou de décrochement, et les plis qui les accompagnent peuvent être considérés comme des crochons de ces failles.

Il existe deux directions principales d'accidents transverses : l'une de direction moyenne ENE-WSW, l'autre de direction WNW-ESE. Ce sont les premiers de ces accidents qui sont les plus nombreux et les plus importants.

Accidents ENE-WSW.

Il est impossible de les décrire tous en détail dans les limites de cette note ; c'est pourquoi nous n'insisterons que sur les plus caractéristiques d'entre eux en allant du Nord au Sud.

La faille de La Rochette, décrite déjà par L. PILLET (1883), est beaucoup mieux marquée dans la couverture mésozoïque que dans les formations du rameau externe. Elle est à l'origine de la trouée du Bréda où elle est soulignée par tout un réseau de diaclases et de celle de la vallée du Gelon, à l'Est de la montagne de la Table. Elle correspond à une interruption du chevauchement du rameau externe sur les assises du Lias, net dans la région d'Allevard et inexistant dans la région de la Table au Nord de l'accident.

Un accident parallèle affecte le massif de granite d'Epierre, limite les synclinaux houillers du rameau externe au Sud de Prodins et, après avoir recoupé la vallée du Bréda au Nord de La Chapelle du Bard, au droit du Moutaret, affecte les assises du Lias de Bramefarine, au Nord de ce sommet.

La région d'Allevard et du Grand Collet est marquée par l'existence d'un réseau de failles qui affectent non seulement les micaschistes de l'arête des Plagnes et la région du Grand Collet (J. HAUDOUR et J. SARROT-

REYNAULD, 1963), mais aussi les granites et migmatites du Grand Charnier et des Grands Moulins (fig. 2).

Le décrochement vers l'Ouest des Grands Moulins par rapport à la Pointe de Rognier se fait au niveau du col de la Perrière et les accidents du col de la Frèche, du col de Clarand et du col du Gollet provoquent des mouvements analogues du massif de granite, les accidents du col de la Perrière et du col de la Frèche décrochant par ailleurs le synclinal houiller du Grand Collet recouvert de Permien et de Trias par rapport au Houiller de St-Hugon et à celui qui s'étend de l'arête de l'Evêque à la vallée du Veyton.

Ce décrochement très visible au niveau du col de l'Occiput, au Sud duquel le socle chevauche sa couverture tandis qu'au Nord celle-ci repose en position normale sur son substratum, est déterminé dans le détail par une série de petites cassures parallèles (J. HAUDOUR et J. SARROT-REYNAULD, 1963) distantes les unes des autres de quelques dizaines de mètres.

Les accidents du col de la Perrière et du col de la Frèche provoquent un décalage progressif vers l'Ouest de la bordure liasique de la chaîne entre Allevard et Montouvrard.

L'accident du col de Clarand marque, lui, la limite Nord des synclinaux houillers du Mont Mayen, décalés par rapport à celui du Veyton, affecte l'axe granitique entre la Grosse Tête et la Tête de la Perrière et limite au Sud les amphibolites du Pontet.

Au Nord du col de Barioz et au Sud du sommet du Grand Charnier apparaît un nouveau décrochement, tant des assises du Lias au niveau de Goncelin que des grès d'Allevard au Sud-Ouest du Grand Crest. Son tracé dans les micaschistes du rameau externe au niveau du Grand Crest est peu net, mais il semble marquer la terminaison Sud des synclinaux houillers du Mont Mayen. Il décale le massif de granite et longe le versant Sud du Grand Charnier et la face Nord du Grand Miceau. Il forme enfin la limite Nord du massif d'amphibolites du Petit Miceau.

Un accident de même type s'observe au niveau de Tencin, au Nord de Theys et du Grand Rocher, et se poursuit par la Ferrière et le Pic de Berlanche au Nord du Pic du Frêne. Il interrompt vers le Nord le petit synclinal mésozoïque de la Ferrière et, d'une manière moins certaine, le Permien au Nord du Grand Rocher.

L'accident du col du Merdaret est un des plus importants décrochements de la chaîne de Belledonne, mais contrairement aux idées de P. BORDET (1956), il ne s'infléchit pas vers le Nord-Est en direction du col de la Madeleine, car on le suit d'une manière constante de Froges au Nord du Pic de Gleyzin par les Adrets, le col des Ayes, le col du Merdaret et le Curtillard. En dehors du décrochement du « synclinal

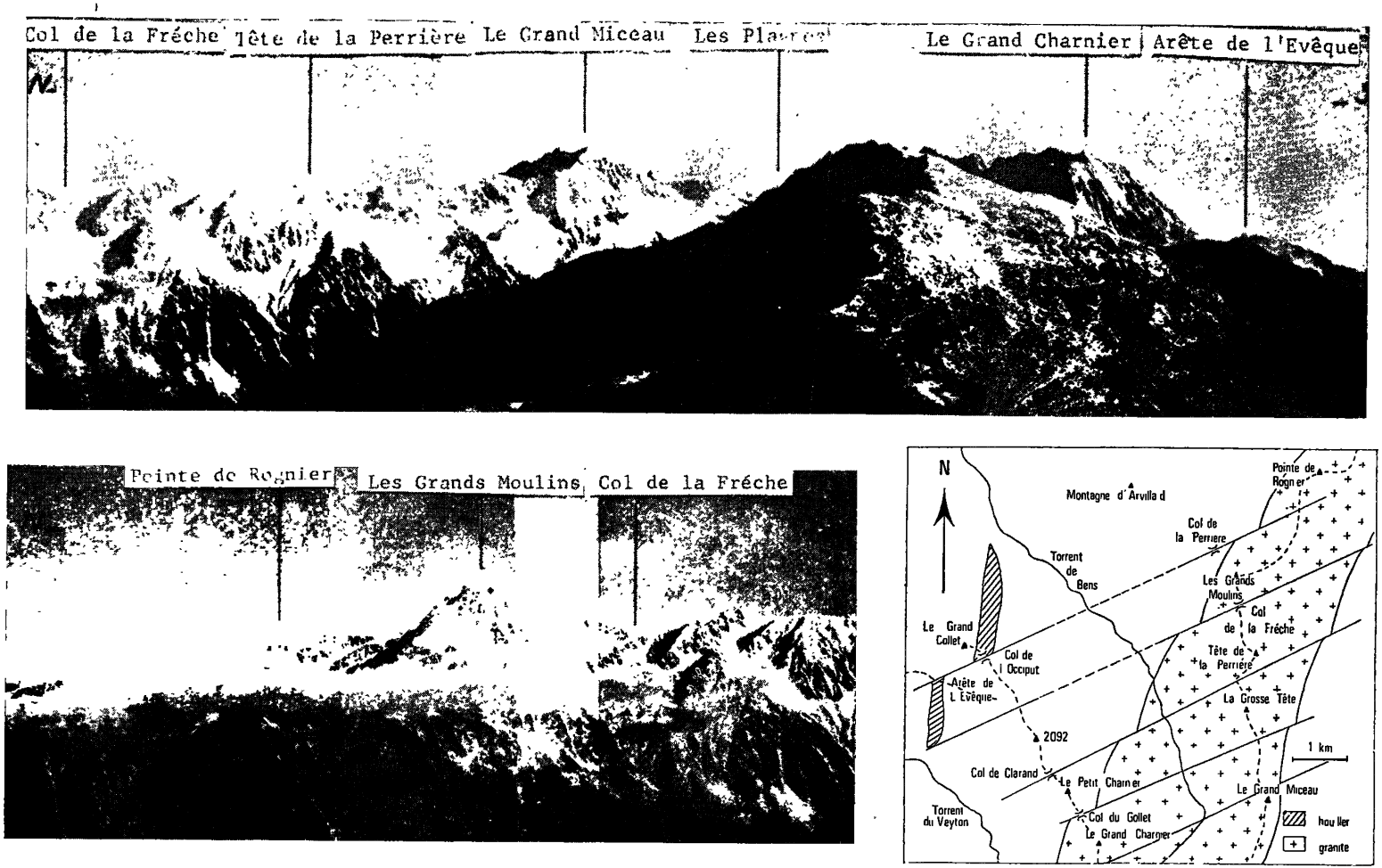

Fig. 2. — Le haut Massif d'Allevard : panorama vu depuis le Grand Collet et schéma structural.

médian » au Nord de la crête des Fanges, il est marqué par le contact des amphibolites du Grand Gleyzin contre l'ensemble granitique du Grand Charnier, Pic du Frêne. Comme l'ont montré E. DEN TEX, F. KALSBEEK et H. KONING (1961), cet accident correspond dans le détail à une série de fractures parallèles, se relayant parfois.

Un accident d'une importance moindre, bien qu'il limite au Sud les micaschistes du rameau externe, passe au niveau de Prabert et très au Nord du Bec d'Arguilles. Il est constitué par un réseau de cassures qui affectent la région de Roche Noire et des Dents de Pipay (J. SARROT-REYNAULD, 1962) et qui sont bien marquées au Sud de Fond-de-France, au Nord de la Combe Madame et dans la région du Pic de la Grande Valloire (KALSBEEK, 1962).

Il se situe par ailleurs dans le prolongement exact du grand accident qui met en contact gneiss et granite dans le massif du Grand Chatelard.

Plus au Sud, l'accident du Pas de la Coche a, lui, un rôle structural et morphologique très important. Cet accident, qui limite au Sud les massifs du Jas des Lièvres et des Aiguilles d'Argentières, met en contact anormal les gneiss et micaschistes du Jas des Lièvres et les amphibolites du Ferrouillet et détermine la dépression du Pas de la Coche (fig. 3). Il est marqué par un décrochement des amphibolites des Aiguilles d'Argentières ainsi que des gneiss amphiboliques et du granite des Sept-Laux. Son tracé coïncide avec la terminaison Sud du granite de Saint-Colomban. Vers l'Ouest, il recoupe le Houiller exploité encore récemment dans la région de Saint-Mury où il perturbait profondément le gisement, et se prolonge dans la région du Mont Morel, puis de Domène. Comme la plupart des autres accidents, il présente à la fois un rejet vertical et un rejet horizontal.

Il s'accompagne d'un accident moins visible mais aussi important qui sépare le massif du Ferrouillet de celui du Rocher de l'Homme et la région du Grand Replomb de celle du lac de la Sitre, tout en déterminant la terminaison vers le Nord des amphibolites du flanc Ouest du Mont Saint-Mury, limitées à l'Est par le prolongement de la faille du Tabor (fig. 4 et 5). Il se poursuit vers l'Ouest, en direction de Revel et, vers l'Est, au Nord de la vallée de l'Eau d'Olle en direction du col du Glandon, et marque la terminaison Nord du massif des Grandes-Rousses.

L'accident qui se situe au Nord de la montagne du Colon où il est plus particulièrement marqué, se suit régulièrement de Venon jusqu'au Nord de la Croix de Picheux et dans la région de St-Sorlin-d'Arves en passant par la région du Maupas.

La ligne de discontinuité que l'on observe entre Uriage et le col du Sabot diffère assez nettement de celle décrite au col du Sabot par P. BORDET (1956), en ce sens que comme pour l'accident de Fond-de-

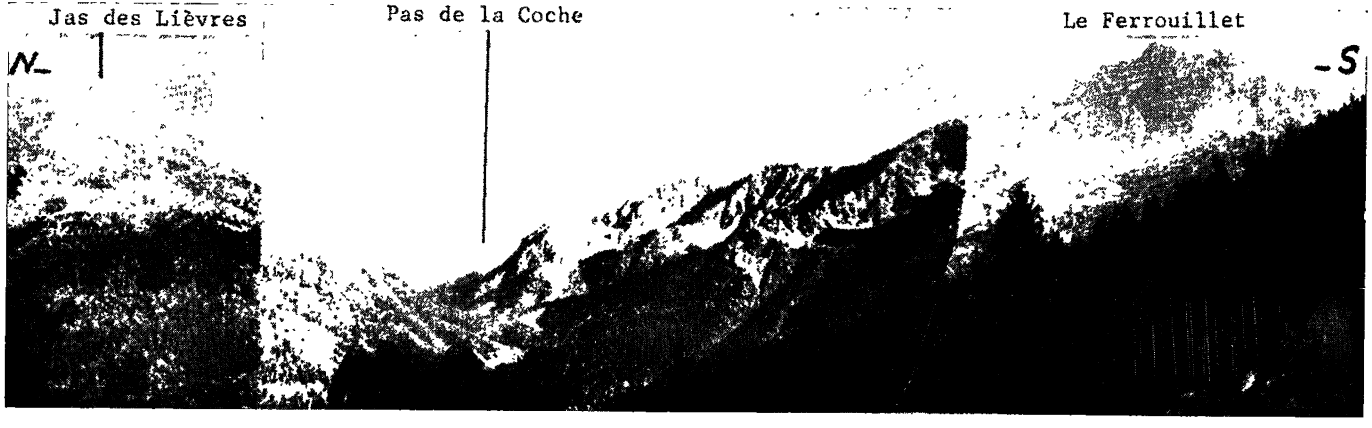

Fig. 3. — Le Jas des Lièvres, le Pas de la Coche et le massif du Ferrouillet vus de la Boutière.

L'accident du Pas de la Coche sépare les gneiss et micaschistes du massif du Jas des Lièvres (gauche de la photo) des amphibolites du Ferrouillet (à droite).

France on n'observe pas d'inflexion marquée de l'accident vers le Nord-Est.

C'est lui ou plutôt la somme des fractures qui le constituent qui détermine la falaise Sud du massif du Colon, la face Sud de la Grande Lance de Domène en bordure du lac du Doménon pour se poursuivre par le glacier de Freydane, le versant Nord du Pic de Belledonne et

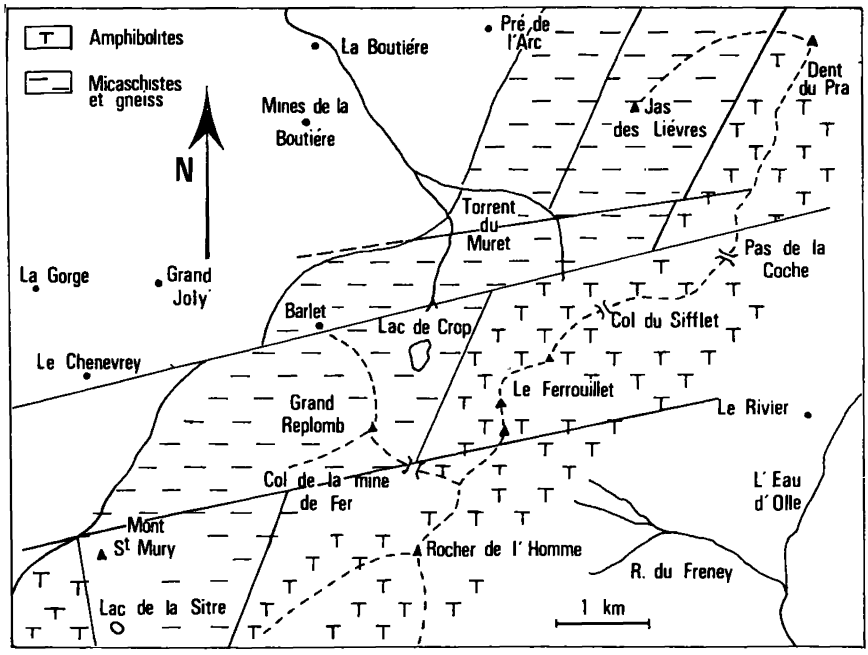

Fig. 4. — Schéma tectonique du Massif du Ferrouillet.

parvenir par le Clot au col du Sabot en longeant la falaise des Rochers Rissiou.

Cet accident peut être localement affecté par le tracé d'accidents Nord-Sud qui sont relativement récents.

L'accident qui passe au Sud du sommet de Chamrousse et de la Grande Lance d'Allemont est lui aussi multiple. Issu de la région de Vaulnaveys, il traverse la forêt de Prémol, passe entre le sommet de la Perche et celui de la Croix de Chamrousse, au Nord de la Botte, le long du flanc Sud du massif des Vans, au Nord du Pic de la Fare, et se poursuit dans les pentes au Sud de la Grande Lance d'Allemont. Son

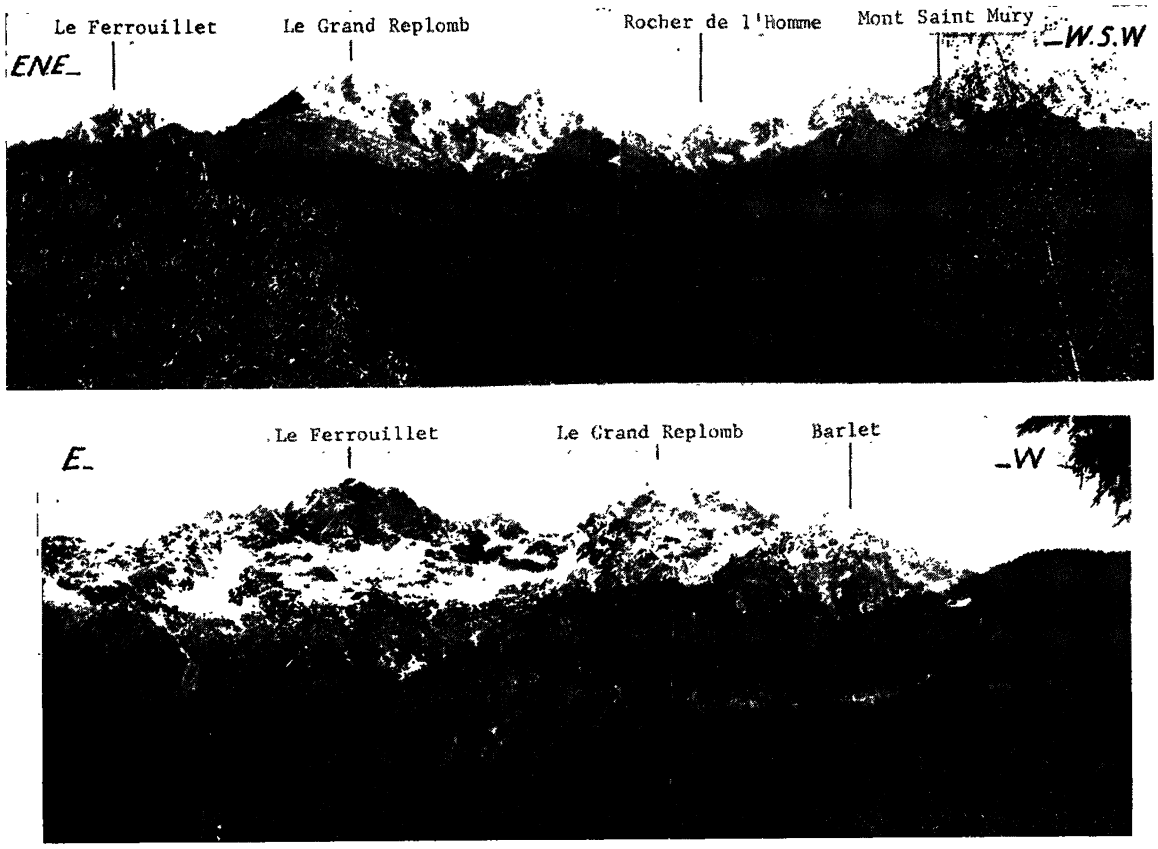

Fig. 5. — Le Massif du Ferrouillet vu du Nord et du Nord-Ouest.

L'accident du Pas de la Coche détermine la limite Nord des massifs du Ferrouillet et du Grand-Replomb (au Sud du sommet de Barlet) qui sont séparés du Massif du Rocher de l'Homme et du Mont Saint-Mury par l'accident du col de la Mine de Fer (voir fig. 4).

prolongement au Sud d'Oz-en-Oisans en direction de la face Nord du Pic de l'Etendard dans le massif des Grandes-Rousses où il marquerait par ailleurs la terminaison du synclinal houiller occidental est extrêmement probable (fig. 6).

Dans le détail, tout le massif des Vans, du Grand Sorbier, de la Voudène et de Mirbel est formé d'une série de replis synclinaux d'axe sensiblement Est-Ouest séparés par des décrochements qui déterminent

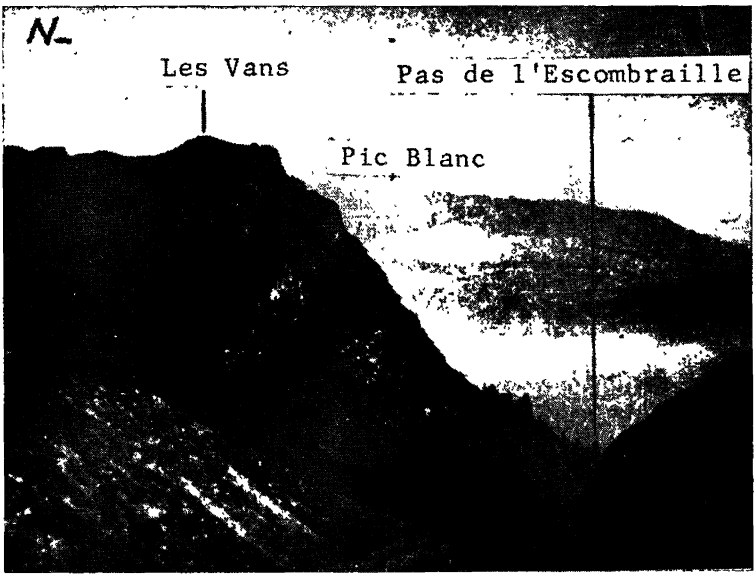

Fig. 6. — Le Massif des Vans et le Massif des Grandes Rousses vus de Chamrousse. La Faille du Pas de l'Escombraille limite au Sud les gabbros du massif des Vans et se poursuit vers l'Est au Nord du Pic de la Fare.

les faces Sud de l'arête de Jasse Bralard, de la Grande Lauzière et de la Croix de Belledonne. On peut d'ailleurs les observer sur la bordure Nord des lacs Robert et en bordure du couloir de Casserousse.

Un nouveau décrochement apparaît au niveau des gorges de la Romanche, au Nord-Ouest de Vizille, où il sépare l'extrémité Nord des Combes de Champ des collines de Montchaboud. On le suit par la région des Corniers, le Nord du Pic de l'Œilly, au Sud du Rocher de l'Homme et de Livet. Il se terminerait dans les pentes Nord du massif de Cornillon, un peu au Sud de Rochetaillée, mais les failles qui affectent le massif des Grandes-Rousses au Sud du Dôme des Petites-Rousses et dans la région du Pic du lac Blanc s'y rattachent très vraisemblablement.

C'est cet accident qui limite vers le Nord le lambeau mésozoïque de Fau Laurent, qui est limité également au Sud par une nouvelle cassure, la faille de Saint-Sauveur séparant les Combes de Champ du massif du Connexe avec un rejet vertical supérieur à 300 mètres.

Cet accident, qui détermine localement la limite Nord du granite de Livet dans la région de Gavet, se poursuit par Cime Chalvine et le Grand Galbert (J. SARROT-REYNAULD, 1962). Il semble se prolonger par l'accident qui forme la face Nord du Pic de l'Herpie et qui décroche par ailleurs les deux synclinaux houillers du massif des Grandes-Rousses. Dans le détail, une série d'accidents parallèles très visibles dans les parties hautes du massif des Grandes-Rousses (Brèche de Sarenne, col de l'Herpie) s'intercale entre les accidents du Pic du lac Blanc et du Pic de l'Herpie.

Le plus remarquable de tous les accidents tectoniques étudiés ici, par son importance, est celui qui se suit depuis le Sud du sommet Nord du Connexe jusque dans les gorges de Sarenne. Son rôle de décrochement est moins net que pour les autres accidents, mais il correspond à un rejet vertical considérable. Il sépare le massif du Taillefer du plateau des Lacs après avoir déterminé le cours de la Romanche dans la région de Séchilienne où les Portes de l'Oisans entaillées dans les amphibolites sont d'origine tectonique.

Dans la traversée du synclinal d'Ornon, il se manifeste par un ou plusieurs plis très étirés mais très visibles dans les falaises de Lias au Nord-Ouest de Bourg-d'Oisans.

C'est surtout lui qui comme dans le massif du Taillefer remonte, dans les gorges de Sarenne, le compartiment Sud par rapport au compartiment Nord, mettant en contact les assises du Lias au Nord et les migmatites de Bourg-d'Oisans au Sud. Il s'observe encore au Sud des mines de l'Herpie et au Nord du massif des Grandes Buffes.

Au Sud de cet accident majeur, un nouvel accident bien marqué au Sud de Laffrey se prolonge le long de l'arête de Brouffier, pour venir aboutir un peu au Nord du sommet même du Taillefer. Cet accident est particulièrement visible dans la région du Désert de La Morte où il affecte les amphibolites du rameau interne et au Sud des Bigeards près de Laffrey. Il s'agit encore ici d'un accident à rejet surtout vertical, de même que pour l'accident qui passe au Sud du sommet du Grand Serre et au Nord de celui de la Chinarde, les rejets latéraux observés dans les diverses assises correspondant en partie à un rejet apparent provoqué par le pendage des couches ou des contacts entre formations.

Cette dernière fracture, qui est minéralisée dans la région de la presqu'île du lac de Petitchet, pourrait avoir des prolongements dans la région de Villard-Reymond et même dans celle d'Auris-en-Oisans.

Avec le grand accident qui passe au Nord du sommet du Tabor, et que nous avons déjà décrit sous le nom de faille Festinière - col d'Ollières (J. SARROT-REYNAULD, 1961), nous retrouvons un accident majeur qui correspond à une faille à rejet vertical mais qui, sur la bordure Est de la Matheysine, provoque l'interruption du chevauchement du socle cristallin sur sa couverture sédimentaire.

Bordé au Nord par une faille qui passe au Sud du sommet de la Chinarde et se traduit par un pli aigu dans la couverture liasique au niveau du col du Parché, il possède un rejet vertical d'environ 400 mètres, tant dans la région des Oreilles du Loup que dans celle de la Festinière.

Bien marqué dans les assises du Lias en bordure de la vallée du Drac, il se poursuit à l'Est du col d'Ollières dans la Forêt de Peychagny, vers l'arête de la Baisse où il détermine un important ressaut. Sa prolongation vers l'Est dans le massif des Grandes-Rousses est plus malaisée à déterminer.

Les gabbros du massif du Tabor sont limités au Sud par un nouvel accident qui se poursuit à l'Est de la vallée de la Roizonne en direction de Plan Col en donnant un important ressaut dans le socle de gneiss et déterminant ainsi la face Nord de l'Armet (fig. 7). L'accident de Villard-Notre-Dame au Nord du massif du Rochail et la faille de la Romanche (J. HAUDOUR et J. SARROT-REYNAULD, 1963) semblent bien représenter le prolongement de cette importante fracture bien connue par ailleurs au Nord du Dôme de La Mure proprement dit.

C'est dans cette région, au Nord du sommet du Seneppy, qu'apparaît la faille des Chuzins qui, sur le rebord Est de la Matheysine, affecte, au Nord de la Valette, le flanc Sud du Piquet de Nantes dont les micaschistes sont déversés sur leur couverture sédimentaire, vient ensuite séparer les massifs de l'Armet et du Quaro et se poursuit dans le massif du Rochail au Nord du lac du Vallon. Il détermine d'importants décalages des plis Nord-Sud dans la région de La Mure, de même que l'accident de Cognet qui se manifeste, au niveau de la vallée du Drac, par un anticlinal de direction Est-Ouest redressé à la verticale et coupé par une faille sensiblement parallèle à son axe qui affecte toutes les structures Nord-Sud, en particulier à l'extrémité Sud du massif du Seneppy.

Cet accident se poursuit par Oris, où il décale les assises du Houiller, puis au Sud du sommet du Quaro et limite au Sud le massif de granite du Rochail dans la région du lac Lauvitel avant de déterminer les pentes Nord du Pic de la Brèche du Vallon et la terminaison Sud du synclinal houiller de Venosc (fig. 8).

Un autre accident bien marqué entre Entraigues et Valbonnais emprunte la vallée de la Bonne où les structures plissées des deux rives sont décalées les unes par rapport aux autres, vient limiter au Nord le

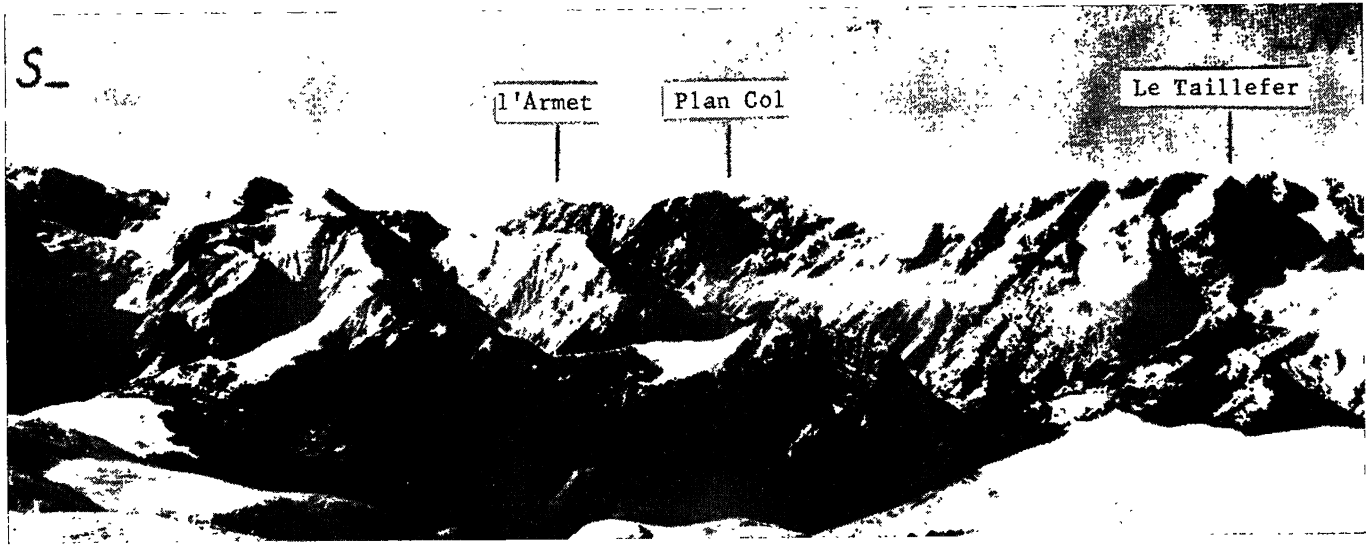

Fig. 7. — Les massifs du Taillefer et de l'Armet vus du Dôme des Petites-Rousses.

Le massif du Taillefer est décalé par rapport au plateau des Lacs (à droite de la photo) par une grande faille qui détermine sa face Nord. De la même manière, le massif de l'Armet est séparé de celui du Taillefer par la grande cassure qui longe sa face Nord au droit de Plan Col.

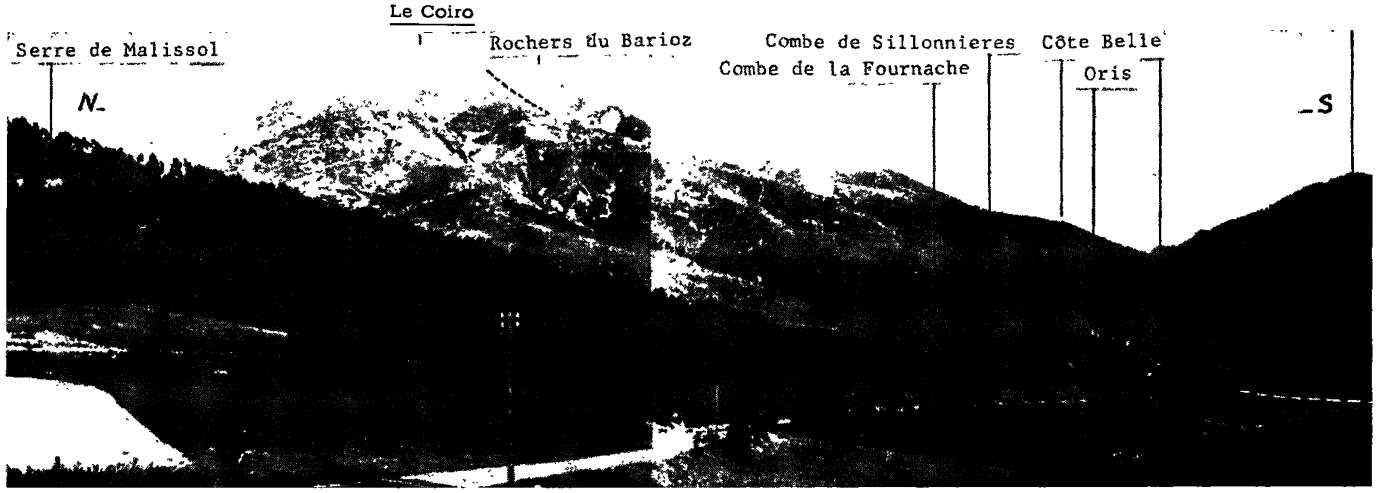

Fig. 8. — Le massif du Coiro vu du col de Malissol.

Le sommet du Coiro est séparé, au Sud, des Rochers du Barioz par un grand accident transverse qui se poursuit dans la région au Sud d'Oris et limite au Nord la colline de Roussillon. Cet accident provoque un décalage du chevauchement des micaschistes et leptynites du Coiro sur le Houiller d'Oris et de Plan Collet déversé lui-même sur la série mésozoïque du Serre de Malissol et de Roussillon.

massif de granite d'Entraigues, traverse les pentes du Vet, passe au Sud de la Tête des Chétives, constitue la limite Nord du massif de granite du Clapier de Peyron et se poursuit au Nord de Saint-Christophe-en-Oisans en direction du glacier de la Selle.

Une nouvelle cassure issue de la région au Sud de Gragnolet longe le flanc Sud de l'Arcanier, vient passer dans la région de Valsenestre, limite au Sud le granite du Clapier du Peyron et forme la face Nord de la Muzelle, tandis qu'un dernier accident issu de la région de La Salette s'observerait au Sud du Pic Turbat et de la Tête de Lauranoure, affectant tantôt les granites, tantôt les gneiss.

Tous les accidents que nous avons signalés sont évidemment plus complexes que ne peut le faire apparaître notre schéma, mais ils constituent un réseau structural extrêmement important, commun au massif de Belledonne et aux massifs avoisinants (Grandes-Rousses en particulier), dont la densité est telle qu'elle représente, comme l'a admis P. BORDET (1962), une véritable schistosité qui devient un des caractères majeurs de ces massifs.

Accidents WNW-ESE.

A côté des très grands accidents que nous venons de décrire, il en existe d'autres de direction WNW ESE qui sont moins nombreux et moins importants, mais qui jouent un rôle dans la structure des divers massifs, surtout au Sud de la Romanche et plus particulièrement au Sud du Tabor où ils semblent vouloir relayer les accidents ENE-WSW.

On en connaît quelques-uns dans la partie Nord de la chaîne de Belledonne qui ont été signalés par A. C. TOBI (1959) dans la région du col du Merdaret ou qui coïncident parfois avec les limites d'affleurements. Ils sont représentés également dans le massif des Grandes Rousses (HAUDOUR et SARROT-REYNAULD, 1963), mais les plus remarquables sont ceux qui se situent sur la rive Ouest de la vallée de la Roizonne et qui affectent les massifs du Tabor et du Piquet de Nantes et décalent les contacts entre gabbros et gneiss.

Ils sont encore subverticaux. Leur orientation est identique à celle des accidents transverses que l'on retrouve sur la bordure Ouest du Dôme de La Mure et le rebord Est du massif du Vercors à l'Ouest du Drac, et qui jouent un rôle fondamental dans la structure de ces massifs (J. SARROT-REYNAULD, 1960). Elle montre l'influence d'efforts mécaniques s'exerçant dans des conditions différentes de celles qui ont provoqué la formation des accidents transverses ENE-WSW.

Interprétation de la structure d'ensemble.

L'interprétation de la structure longitudinale de la chaîne de Belledonne est assez complexe si on l'envisage seule.

Si les failles de direction voisine de Nord-Sud, donc différente de celle de l'ensemble de la chaîne, doivent être tardives, dans la mesure où elles sont réellement continues, le déplacement vers l'Ouest de la zone cristalline axiale, de plus en plus marqué du Sud vers le Nord, montre que la direction primitive de la chaîne de Belledonne devait être assez différente de ce qu'elle est actuellement.

Ceci peut être dû, d'une part à une mise en place des granites suivant une direction oblique par rapport aux structures originelles de la chaîne, mais aussi, d'autre part, à une translation vers l'Ouest, élément par élément, de l'axe granitique qui s'est accompagné de la disparition du flanc Ouest de l'anticlinal par exagération de son déversement sur le synclinal qui forme le rameau externe de la chaîne.

La présence d'accidents transverses anciens a facilité l'apparition de tels mouvements.

La plupart des accidents longitudinaux semblent correspondre originellement à des mouvements de surélévation ou d'effondrement suivant un style en horst et graben ou, si l'on préfère, « en marches d'escaliers » analogue à celui que l'on observe aussi bien dans les régions où existe une couverture sédimentaire importante comme le Dôme de La Mure et ses bordures que dans les zones entièrement décapées comme la partie axiale de la chaîne.

Ces accidents ont recoupé plus ou moins obliquement les grands plis souples de la chaîne originelle qui ont été rompus suivant les limites des massifs à résistance mécanique la plus élevée comme les amphibolites, les gabbros ou les granites, ce qui accentue la netteté des contacts entre formations, mais ils sont discontinus, soit qu'ils aient été affectés ultérieurement par les accidents transverses, soit par suite d'un décalage antérieur des masses de résistances différentes.

Certains d'entre eux ont pu subsister ou rejouer avec un style analogue au style original, mais un certain nombre d'accidents ont été repris par des poussées obliques et, déversés, marquent des contacts de chevauchement.

On peut donc distinguer parmi les accidents longitudinaux ceux relativement anciens qui, de peu postérieurs aux grands mouvements d'ensemble, correspondent souvent aux limites des diverses formations et ont pu être déversés lors de mouvements ultérieurs et ceux de direction presque méridienne qui, recoupant les divers massifs, sont verticaux et paraissent les plus récents.

La chaîne de Belledonne est caractérisée, en effet, par l'existence d'un grand nombre de blocs dont l'orientation propre diffère de celle de l'ensemble de la chaîne, et le rôle des accidents transverses dans cette structure est encore plus important que celui des accidents longitudinaux. Si l'on examine leur influence en allant de l'Ouest vers l'Est, on constate que les accidents transverses tronçonnent les assises qui constituent les collines liasiques et les décalent les unes par rapport aux autres. Ce décalage tantôt latéral tantôt vertical est souvent réduit apparemment par les érosions glaciaires le long des vallées de l'Isère et du Drac, mais les axes des plis ou des failles qui affectent ces collines ont une orientation N 10° à 15° E assez constante et différente de celle de l'ensemble de la chaîne qui est dans sa partie Nord N 30° E et tourne vers le Sud-Est au Sud du Tabor.

C'est le contact entre les assises mésozoïques et la bordure Ouest de la chaîne qui subit les effets les plus spectaculaires de l'existence de failles transverses. Alors que l'on assiste généralement à un déversement du socle sur sa couverture de plus en plus marqué du Sud vers le Nord, au voisinage des zones d'avancée maxima du socle cristallin, les accidents transverses servent de relais à ces déversements qu'ils interrompent brutalement : la série sédimentaire repose normalement sur son substratum au Nord de l'accident pour être à nouveau chevauchée progressivement plus au Nord. On semble assister à un entraînement du bord Nord du compartiment Sud avant rupture sous l'action du décrochement qui amène vers l'Ouest le bloc cristallin du compartiment Sud.

Les fluctuations de la position du rameau externe et du synclinal médian sont dues, elles aussi, à l'interférence des accidents NS et EW.

Les décalages des blocs d'amphibolites par rapport à l'axe général de la chaîne, tant au Tabor que dans la région de Chamrousse ou du Ferrouillet, sont particulièrement marquants, de même que ceux des massifs de granite de Livet, des Sept-Laux, du Grand Charnier et de Saint-Colomban, ou encore ceux des amphibolites des Aiguilles d'Argentières, mais aucun des blocs qui constituent ces massifs n'a l'orientation générale de la chaîne, celle-ci résultant seulement du jeu des blocs les uns par rapport aux autres.

Le décalage relatif des massifs du Grand Chatelard, des Grandes-Rousses ou du Rochail correspond lui aussi assez exactement aux mêmes mouvements de décrochement des blocs cristallins et de leur couverture, et il n'est pas possible de dissocier l'évolution tectonique de la chaîne de Belledonne de celle des massifs des Grandes-Rousses ou de celui du Pelvoux.

Il ne semble pas qu'il puisse en être autrement, car on ne peut imaginer que la courbure d'ensemble d'un massif cristallin rigide se soit

produite autrement que par le jeu de cassures élémentaires dont les manifestations peuvent être très diverses.

Les accidents transverses qui se présentent généralement comme des décrochements dans le socle cristallin peuvent aussi et en particulier se présenter dans les assises du Lias comme des accidents à rejet vertical. En dehors des rejeux successifs et différents de ces accidents sur lesquels nous reviendrons, on constate fréquemment un amortissement des décrochements dans la couverture sédimentaire plus souple que le socle.

Cet amortissement se traduit parfois par l'exagération des mouvements verticaux des plis du Lias, serrés entre le sol cristallin et leur lourde carapace crétacée, qui ont encaissé l'effort auquel ils étaient soumis par une surélévation des axes anticlinaux.

Cette interprétation peut être valable pour certains éléments du socle cristallin. Les poussées qui se traduisent par des décrochements dans les zones de massifs incompressibles se traduisent par des surélévations ou des abaissements des axes anticlinaux ou synclinaux dans les massifs de formations cristallophylliennes plus tendres.

Les divers blocs plus ou moins indépendants les uns des autres ont réagi d'une manière assez souple aux efforts auxquels ils étaient soumis grâce à des coulissages latéraux ou des mouvements d'élévation ou d'abaissement destinés à compenser les contraintes, mais on peut se demander qu'elle est l'origine de ces déformations.

Il existe plusieurs zones d'avancée maxima du socle cristallin vers l'Ouest, telle que la zone Tabor - Rochail ou la zone Vizille - Petites-Rousses ; or cette dernière correspond sensiblement au point de courbure maxima de la chaîne de Belledonne, qui se répercute sur la bordure Est du massif du Vercors par un déversement maximum des plis anticlinaux vers l'Ouest, facilité encore par l'abaissement général des axes cristallins au niveau de la Romanche. Cet abaissement est marqué par une série de marches d'escalier entre le plateau des Lacs et le plateau de Bachat-Bouloud (les Bottes, la Salignière), et se poursuit vers l'Ouest dans la région des Combes de Champ et la trouée de Reymure.

Il semble que l'on doive attribuer le mouvement de coulissage des divers compartiments du socle à une poussée provenant de la partie la plus orientale des massifs cristallins externes et qui pourrait correspondre à la surrection du haut massif du Pelvoux, soit que celle-ci ait été tardive, soit qu'elle ait été plus importante que pour les autres massifs comme le montre la surélévation des granites anciens dans ce massif par rapport à la position qu'ils occuperaient dans Belledonne.

Cette hypothèse permettrait d'expliquer les déversements vers le Sud-Ouest que l'on observe dans la région d'Oris-en-Rattier et le réseau de failles de direction WNW-ESE qui se développe dans le Piquet de

Nantes et le Tabor, et dont la direction, de même que celle des accidents transverses du rebord Est du massif du Vercors, traduirait localement à la manière d'une schistosité la direction de la poussée transmise.

Si les directions des accidents transverses principaux dans la chaîne de Belledonne diffèrent notablement de cette dernière direction, c'est qu'ils correspondent au rejeu de failles qui, marquées antérieurement au soulèvement du Pelvoux, n'ont, par un coulissage relativement facile, traduit eux qu'une composante de la poussée.

Lors des mouvements alpins, il s'est produit des accidents nouveaux là où il n'en existait pas encore, mais là où des zones de dislocation existaient déjà, un simple coulissage des compartiments les uns par rapport aux autres suivant d'anciennes directions a permis la courbure d'ensemble de la chaîne.

Cette hypothèse nous permet d'envisager, d'une part, l'ordre de succession des déformations et, d'autre part, la succession des mouvements de compression et de détente qui ont donné à la chaîne de Belledonne sa configuration actuelle.

Ordre de succession des déformations tectoniques dans la chaîne de Belledonne.

Faute de trouver dans la zone étudiée ici des sédiments plus récents que ceux du Bajocien, il est extrêmement difficile de dater avec précision les diverses déformations.

On sait cependant qu'une première phase de plissement, vraisemblablement équivalente de la phase bretonne, s'est produite après la mise en place des gabbros et le dépôt des formations volcanodétritiques transformées en amphibolites et avant le dépôt du complexe détritique qui a donné les gneiss et micaschistes de la partie supérieure de la série métamorphique de Belledonne.

La discordance angulaire du Houiller sur l'ensemble de ces formations et la présence de galets en provenant dans le conglomérat de base du Houiller montrent l'existence d'une nouvelle phase de plissement vraisemblablement sudète qui correspond au premier métamorphisme de l'ensemble cristallophyllien de la chaîne de Belledonne.

La mise en place des granites de la chaîne de Belledonne comme celle des autres granites des massifs cristallins externes (Grandes-Rousses, Pelvoux) date vraisemblablement de la fin du cycle hercynien. Elle s'accompagne fréquemment d'une migmatisation et semble légèrement postérieure à la première phase de métamorphisme (Cl. Bordet, 1961). Ces granites sont vraisemblablement d'âge carbonifère comme celui du Pelvoux daté du Namurien inférieur (315 MA) (J.-M. Buffière, 1964),

celui d'Entraigues étant même très probablement post-carbonifère (J. SARROT-REYNAULD, 1961).

Des mouvements correspondant à la phase asturienne peuvent encore être décelés au sein du Carbonifère, mais ne sont peut-être qu'épirogéniques.

Comme ceux correspondant à la discordance entre Carbonifère et Permien (phase saalienne) ou entre Permien et Trias (phase palatine), ils sont parfois difficiles à mettre en évidence, mais les mouvements ont certainement été importants entre le Carbonifère et le Trias comme le montre la discordance classique entre mésozoïque et paléozoïque.

Les mouvements intratriasiques et intraliasiques démontrés par l'étude stratigraphique ne semblent pas marqués par d'importants bouleversements de la structure d'ensemble de la chaîne, mais après le Lias, il n'est plus possible de distinguer le rôle des diverses phases tectoniques sans faire appel à des analogies avec les régions voisines où des déformations de même direction ont pu être datées. L'entreprise est délicate car les directions des déformations anciennes sont elles-mêmes assez mal connues, et les structures qui en ont résulté ont été affectées par les contrecoups des mouvements antésénoniens si développés dans le Dévoluy et le Dôme de La Mure où de direction voisine d'EW ils correspondent à un rajeunissement de fractures hercyniennes, avant d'être affectées par les diverses phases de l'orogénèse alpine.

Celles-ci s'échelonnant de l'Eocène au Pliocène, comme on a pu le constater dans les régions voisines (J. DEBELMAS, 1963), ont été surtout importantes à l'Oligocène inférieur et à la limite pontopliocène, où se situent les principaux épisodes de surrection des massifs cristallins externes.

Chacune des phases tectoniques qui ont affecté la chaîne de Belledonne s'est manifestée comme toujours par un premier stade de compression correspondant à des plissements et des chevauchements puis, dans un deuxième stade de détente, les contraintes auxquelles le massif a été soumis ont été compensées par le rajustement de blocs plus ou moins indépendants les uns des autres grâce à des failles verticales ou subverticales NS ou EW.

On conçoit que de telles failles de détente aient pu, lors de phases tectoniques ultérieures, être reprises par les efforts de compression sous forme de failles de chevauchement, de failles de décrochement ou de failles relais avant de jouer à nouveau un rôle dans les mouvements de décompression. Elles constituent des solutions de continuité mécanique dans la chaîne et provoquent une transmission différentielle des efforts tout le long de celle-ci.

Il semble que déjà, lors des principaux plissements hercyniens, d'anciennes failles préexistantes aient rejoué de même que lors des mouvements

crétacés ou anténummulitiques. C'est probablement lors des plissements alpins correspondant tout d'abord à des mouvements souples s'accompagnant de déversements tant de la couverture sédimentaire que du socle cristallin que, du fait de la poussée oblique imprimée à la chaîne par la surrection du massif du Pelvoux, se sont produits les plus importants décrochements par coulissage des compartiments du socle cristallin.

Si là où existaient des fractures importantes celles-ci ont rejoué suivant une direction identique à leur direction originelle, dans les régions où n'existaient pas antérieurement de tels accidents comme le Vercors ou la Chartreuse apparaissent de nouvelles déchirures dont la direction traduit directement celle des poussées alpines principales dans la région étudiée.

Ce n'est qu'en tout dernier lieu que se sont produites les failles verticales de direction NS et que l'on assiste au rejeu vertical de nombreuses fractures EW lors des mouvements de détente et de réajustement des divers compartiments, l'ensemble de ces mouvements tendant à rétablir l'équilibre des masses mises en mouvement lors des stades antérieurs.

En résumé, on peut affirmer que lors de l'orogénèse alpine un premier stade de compression a donné des plis souples de direction parallèle à celle de la chaîne et des décrochements EW, tandis que dans un deuxième stade se sont produites des failles verticales tant NS qu'EW.

Ces deux stades peuvent correspondre aux deux phases principales : sannoisienne et pontopliocène, ou s'être reproduits lors de chacune de celles-ci sans que l'on puisse trouver d'arguments décisifs dans un sens ou dans l'autre.

Le même cycle de déformation s'étant déjà déroulé lors de l'orogénèse hercynienne, on se trouve, en final, en présence dans la chaîne de Belledonne d'une multitude de blocs cristallins indépendants dont les réactions ont été très diverses au cours de l'évolution de la chaîne, et il devient illusoire de chercher à dater les divers accidents observés par leurs rejets relatifs.

Conclusions.

Le rôle des accidents transverses apparaît comme fondamental dans la chaîne de Belledonne, car loin de réduire le rôle des structures longitudinales il permet d'en comprendre l'évolution. Si certaines des hypothèses émises peuvent paraître trop systématiques, c'est qu'elles portent sur une esquisse nécessairement schématique.

Une étude détaillée montre en effet la réalité et la généralité d'un style tectonique que l'on retrouve tout le long de l'arc des massifs cris-

tallins externes et particulièrement dans la région de Chamonix, comme nous aurons l'occasion de le montrer ultérieurement.

Si nous avons insisté, enfin, sur l'importance d'accidents qui parfois signalés n'étaient pas considérés comme essentiels, c'est que leur connaissance permet seule d'expliquer les aspects les plus marquants de ce vaste massif.

La fraîcheur des reliefs due aux déformations tectoniques est telle, en effet, et le rôle des phénomènes d'érosion si minime, sauf dans la vallée de l'Isère ou le plateau matheysin, que l'on peut s'étonner que l'existence de ces accidents n'ait pas été mise en évidence au cours de simples études morphologiques.

BIBLIOGRAPHIE

BORDET (Cl.) (1961). — Recherches géologiques sur la partie septentrionale du Massif de Belledonne (*Mém. Serv. Carte Géol. France*).

— (1956). — Les formations cristallophylliennes des massifs externes entre l'Arc et la Bonne (*Bull. Serv. Carte Géol. France,* t. 54, n° 250, fasc. B).

— (1961). — Sur la géologie du massif de Belledonne (*C.R.A.S.,* t. 252, p. 434).

— (1962). — Données provisoires sur la structure du massif de Belledonne (*B.S.C.G.E.,* n° 269, p. 161).

— (1963). — Déformations anciennes, récentes et actuelles dans les massifs cristallins externes des Alpes françaises (*T.L.G.G.,* t. 39, p. 173).

BORNUAT (M.) (1962). — Etude de la couverture sédimentaire de la bordure Ouest du massif des Grandes-Rousses au N de Bourg-d'Oisans (*T.L.G.G.,* t. 38, p. 147).

BUFFIÈRE (J.-M.) (1964). — Les formations cristallines et cristallophylliennes du massif du Rochail (*T.L.G.G.,* t. 40, p. 45).

DEBELMAS (J.) (1963). — Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes (*T.L.G.G.,* t. 39, p. 125).

DEBELMAS (J.) et SARROT-REYNAULD (J.) (1960). — Le réseau de failles du massif du Taillefer près Vizille (*T.L.G.G.,* t. 36, p. 51).

DONDEY (D.) (1960). — Contribution à l'étude de la série cristallophyllienne et de la couverture sédimentaire de la chaîne de Belledonne méridionale (*T.L.G.G.,* t. 36, p. 285).

GIDON (M.) (1964). — Nouvelle contribution à l'étude du massif de la Grande-Chartreuse et de ses relations avec les régions avoisinantes (*T.L.G.G.,* t. 40, p. 187).

GIGNOUX (M.) et MORET (L.) (1952). — Géologie dauphinoise, 2e édition, Masson, Paris.

GOGUEL (J.) (1963). — L'interprétation de l'Arc des Alpes occidentales (*Bull. Soc. Géol. France* (7), t. 5, n° 1, p. 20).

HAUDOUR (J.) et SARROT-REYNAULD (J.) (1963). — Le Carbonifère des zones externes des Alpes françaises (Livret guide du Voyage, n° 6, *5e Congrès international de Stratigraphie du Carbonifère,* Paris).

KALSBEEK (F.), KONING (H.), DEN TEX (E.) (1961). — Complementary wrench faults and related structures in the crystalline rocks of the Belledonne massif (*Géologie en Mijnbouw,* n° 7, juillet 1961).

KALSBEEK (F.) (1962). — Petrology and structural geologie of the Berlanche Valloire area Belledonne Massif France (*Thèse,* Leiden).

KERCKHOVE (Cl.) et ANTOINE (P.) (1964). — Sur l'existence de failles de décrochements dans le massif des Bauges (*T.L.G.G.,* p. 81, t. 40).

LAMEYRE (J.) (1958). — La partie Nord du massif des Grandes-Rousses (*T.L.G.G.,* t. 34, p. 83).

LORY (P.) (1893). — Etudes géologiques dans la chaîne de Belledonne. Note sur la bordure occidentale du massif d'Allevard (*Annales Enseignement supérieur,* Grenoble, t. 5, n° 1).

— (1895). — Etudes géologiques dans la chaîne de Belledonne. Seconde note sur la bordure occidentale du Massif d'Allevard (*Annales Université de Grenoble,* t. 7, n° 2).

PILLET (L.) (1883). — Etude sur les terrains quaternaires de l'arrondissement de Chambéry (*Chambéry*).

REBOUL (J.) (1962). — Etude stratigraphique et tectonique des formations sédimentaires du massif du Grand-Renaud, Pic d'Ornon près Bourg-d'Oisans (*T.L.G.G.,* t. 38, p. 121).

SARROT-REYNAULD (J.) (1960). — Le rôle des failles transverses dans la structure de la bordure Est du massif du Vercors au Sud de Grenoble (*C.R.S.S.G.F.,* n° 7, p. 185).

— (1961). — Sur la tectonique du Tabor dans la région du col d'Ollières (*T.L.G.G.,* t. 37, p. 93).

— (1961). — Etude géologique du Dôme de La Mure et des régions annexes (*Mém. lab. Géol. Grenoble,* n° 2).

— (1962). — Application de l'etude des photographies aériennes à la tectonique des zones externes des Alpes françaises (*Photointerprétation Delft,* 1962).

— (1964). — Accidents transverses et structure de la chaîne de Belledonne au Sud d'Allevard (*C.R.A.S.,* t. 259, p. 191).

DEN TEX (E.) (1950). — Les roches basiques et ultrabasiques des lacs Robert et le Trias de Chamrousse (massif de Belledonne) (*Leidse Geologische Mededelingen,* Deel. 15, p. 1 à 204).

TOBI (A.C.) (1959). — Petrological and geological investigations in the Merdaret Lac Crop région (*Thèse,* Leiden).

YPMA (P.J.M.) (1963). — Rejuvenation of ore deposits as exemplified by the Belledonne metalliferous province (*Thèse,* Leiden).