
DÉFORMATIONS ANCIENNES, RÉCENTES ET ACTUELLES DANS LES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES DES ALPES FRANÇAISES

par Pierre BORDET *

On sait que les massifs cristallins externes des Alpes françaises se sont constitués lors de l'orogénèse hercynienne¹. Bien qu'ils aient été métamorphisés, on peut cependant établir leur stratigraphie et connaître les déformations qu'ils ont subies lors de la phase tectonique majeure. Leur structure est généralement de style isoclinal, mais comporte également de grandes dislocations subverticales : c'est tout au moins ce que l'on constate dans les massifs du Mont Blanc - Aiguilles Rouges et de Belledonne - Grandes-Rousses dont il sera plus particulièrement question ici.

L'étude de l'architecture hercynienne de ces massifs est un chapitre récemment ouvert de la Géologie alpine (P. BORDET et C. BORDET, 1963), mais ce n'est pas ce sujet qui nous retiendra. Nous supposerons l'orogénèse hercynienne achevée et nous chercherons à étudier les déformations qui se sont produites postérieurement à celle-ci.

Parler de déformations, c'est évidemment comparer la géométrie d'un objet, antérieurement et postérieurement aux actions mécaniques qu'il a subies.

Plusieurs problèmes distincts se trouvent donc liés de manière étroite :

* Laboratoire de Minéralogie, Institut Catholique, Paris.

¹ On ne discutera pas ici les arguments sur lesquels repose cette affirmation. Voir C. BORDET, 1961, p. 181.

- celui de la cause qui a provoqué la déformation : nous l'appellerons suivant l'usage « phase tectonique » sans nous poser de question à son sujet;
- celui de l'intensité de la déformation ainsi produite;
- celui du mode de déformation : plastique et affectant toute la masse, ou au contraire cassante et localisée (accident, dislocation...);
- enfin celui de la date à laquelle s'est faite la déformation c'est-à-dire de son âge.

Mais, de toutes manières, il faut partir d'un état initial de cet objet. Pour nous, ce sera celui de la chaîne hercynienne postérieurement à la phase paroxysmale. Je sais bien que, ce faisant, j'introduis une coupure arbitraire dans une série de phénomènes mécaniques sans doute continus, et qui ont persisté longtemps. Mais notre analyse elle-même, basée sur des états permanents de la matière inerte, nous permet seulement de saisir des stades successifs de ces mouvements. La coupure logique apparaît du reste nettement entre les déformations dues à l'entrée en jeu d'une cause mécanique nouvelle et celles qui ne sont que des répliques dues à l'action progressivement amortie de ces mêmes causes.

Les études géologiques ne nous font connaître que l'état actuel des ensembles montagneux. C'est par l'imagination seulement que nous pouvons remonter à un ou plusieurs stades antérieurs aux différentes phases de déformation. Nous nous basons généralement pour cela sur l'existence de surfaces morphologiques repères, dont l'âge est défini par celui des premières formations qui les recouvrent, et que nous imaginons généralement comme ayant été planes à l'origine.

Mais cette manière de raisonner limite étroitement les types de déformations qu'il est possible d'analyser :

- ne sont ainsi connues que celles qui se sont produites au voisinage immédiat de la surface-repère ; nous ne connaissons les déformations d'ensemble de la masse que par des extrapolations et généralisations ;
- ne sont décelables que celles qui affectent la surface-repère : toutes celles qui la déplacent en bloc : translations verticales (surrections, affaissements) ou horizontales (glissements, charriages) éventuellement rotations, nous échappent.

Par contre, il y a addition des déformations sur la surface-repère : plus celle-ci est ancienne, plus elle a enregistré de phases successives de déformation, sans qu'il soit généralement possible de les distinguer directement. Il est donc nécessaire d'analyser ces phénomènes en remontant le temps : les effets particuliers de chaque phase de déformation étant retranché des effets globaux pour déterminer ceux qui leur sont antérieurs.

L'étude des surfaces-repères elles-mêmes et surtout de ce qu'elles supportent peut fournir des renseignements intéressants : les conglomérats nous apprennent comment se faisait l'abrasion dans leur voisinage proche ou lointain et nous permettent de savoir si des déformations lentes ou rapides étaient en cours lors de leur dépôt.

Mais les superficies étudiables de ces surfaces sont très variables : elles peuvent être vastes et bien dégagées, ou au contraire se réduire à presque rien, voire à rien du tout et, alors, seuls les rapports géologiques de deux formations peuvent entrer en ligne de compte. La généralisation des conclusions obtenues dans chaque cas doit être soigneusement critiquée.

Il serait évidemment possible d'étudier les déformations dans la masse même des roches par les procédés de la structurologie, mais ceux-ci ne peuvent fournir des renseignements intéressants que si les roches ont été déformées dans la masse et s'il existe au moins un phénomène autre que la déformation initiale qui y ait laissé des traces décelables et par rapport auquel celle-ci puisse être située dans le temps : ce phénomène est le plus souvent la recristallisation métamorphique avec ou sans modification chimique.

Comme dans le cas que nous étudions, le métamorphisme est, de manière principale sinon exclusive, lié à la phase majeure hercynienne, nous ne pouvons pas tirer de cette étude — dans l'état actuel du travail — des renseignements fondamentaux pour le sujet qui nous intéresse.

De même, les indications fournies par les déformations des filons sont de peu de secours par suite de la difficulté qu'il y a à déterminer l'âge de leur mise en place.

Reste la possibilité de dater les déformations par les méthodes de chronologie absolue. C'est un domaine de recherches prometteur, mais au seuil duquel nous sommes parvenus seulement depuis quelques années ; là aussi nous ne pouvons espérer, pour l'instant, qu'une confirmation des renseignements fournis par l'étude géologique classique.

On voit que les problèmes ne sont pas simples et que les conclusions d'ensemble reposent sur une multitude de données fragmentaires que le géologue découvre et utilise au cours de son travail de terrain ou de laboratoire, pour essayer d'en tirer une synthèse cohérente.

✱

Dans la région des massifs cristallins externes, les déformations se répartissent en deux groupes principaux : celles qui sont une séquelle de l'orogénèse hercynienne et celles qui sont dues à l'orogénèse alpine.

Un troisième groupe est constitué par des déformations qui ne sont pas directement d'origine tectonique : je veux parler de celles qui sont dues à l'action de la pesanteur : fauchages, glissements de terrain... Nous ne pouvons pas les passer sous silence, car il est souvent difficile de distinguer ce qui est attribuable à chacune de ces deux causes différentes.

Enfin, un quatrième groupe ne se trouve pas, semble-t-il, représenté dans la région étudiée : il comprendrait des déformations dues à des orogénèses antéhercyniennes et probablement antécambriennes. D'ailleurs, puisque nous limitons volontairement notre étude aux déformations posthercyniennes, cette catégorie, si elle existait, n'entrerait pas directement dans nos préoccupations.

*
**

Il existe une différence théorique essentielle entre les accidents posthercyniens et les accidents alpins : les premiers présentent des caractères posthumes, c'est-à-dire de rejeu d'accidents préexistants ; dans les seconds, au contraire, doivent apparaître des traits nouveaux qui les différencient essentiellement de ceux qui leur sont antérieurs.

Mais, agissant sur un socle déjà affecté de dislocations, l'orogénèse alpine a eu comme premier résultat de faire rejouer les accidents existants, avant d'en faire naître de nouveaux. Les premiers (posthercyniens) ont donc souvent des caractères dominants d'accidents posthumes, tandis qu'on peut se demander si les seconds (alpins) existent vraiment, car l'intensité des déformations tectoniques hercyniennes, dans les massifs que nous étudions, a été incomparablement plus violente que celle des déformations alpines.

Il ne faut donc pas les distinguer de manière trop stricte ; dans les massifs cristallins, les « directions alpines » n'ont pas d'autonomie propre ; le matériel hercynien y a réagi suivant sa propre nature hétérogène aux contraintes qui lui étaient imposées de l'extérieur par l'orogénèse alpine. De ce fait, la distinction des *accidents* d'âge hercynien et de ceux d'âge alpin sera toujours délicate, sujette à discussion et finalement sans grand intérêt géologique.

Par contre, les déformations d'ensemble affectant le vieux socle et l'intégrant — au mieux de sa structure intime et à titre d'élément étranger — dans l'édifice alpin sont typiquement alpines : si les accidents sont pour la plupart hercyniens, la structure qui résulte de leur jeu est essentiellement alpine.

Pourtant, les mouvements alpins ne se sont pas répartis de manière uniforme dans les accidents hercyniens : certains de ceux-ci ont joué faiblement ou même pas du tout ; ils sont jalonnés par des mylonites indurées dont la compacité est voisine de celle des roches encaissantes. D'autres, au contraire, qui ont fortement joué, sont remplis d'une purée

ou d'une farine de roches broyées sans aucune consistance. Ce sont eux qui marquent dans la topographie et constituent de dangereux pièges pour les travaux souterrains.

A ce point de vue donc, on peut parler d'accidents hercyniens et d'accidents alpins ; c'est une distinction commode sur le terrain, mais qui ne doit pas induire en erreur.



Les possibilités d'étude des mouvements au sein des différents groupes de déformations qui viennent d'être définies sont liées, ainsi que nous l'avons dit, à l'existence des surfaces-repères. Voici celles qu'il est possible de reconnaître.

Postérieurement au paroxysme hercynien, nous en trouvons quatre : les surfaces antéhouillère, antépermienne, antétriasique et antéliasique. Mais la plus importante de beaucoup est la surface antétriasique.

Postérieurement au paroxysme alpin, d'anciens éléments morphologiques tertiaires sont généralement trop altérés pour permettre une reconstitution structurale, si hypothétique soit-elle ; mais ils sont en rapport avec des conglomérats qui fournissent des renseignements intéressants sur l'âge mio-pliocène de la surrection des massifs cristallins externes (C. BORDET, 1961, p. 190).

Les surfaces les plus récentes sont liées soit aux glaciations — morphologie et polis glaciaires — soit aux phénomènes actuels d'érosion — formations de terrasses, d'éboulis, etc...

I. LES DÉFORMATIONS ANCIENNES

Je désigne par ce terme des déformations posthercyniennes, mais antérieures à l'orogénèse alpine. Leur identification est souvent difficile ; pourtant, certaines d'entre elles ont été scellées par des terrains secondaires et leur âge ne peut pas être mis en doute.

En l'absence de ce critère, l'allure même de ces déformations permet souvent d'inférer leur âge ; en effet, elles présentent trois caractères qui leur sont propres :

- elles affectent les premiers terrains postérieurs à l'orogénèse hercynienne : Houiller, Permien, Trias, Lias ;
- elles correspondent à des rejeux des structures du Cristallin, dont les mouvements ont persisté après le paroxysme orogénique hercynien ;

— elles sont dues à une phase de rémission des tensions orogéniques, de sorte qu'elles s'accompagnent souvent d'accidents cassants limitant des fossés d'effondrement, des joints tectoniques, etc...

Nous allons passer rapidement en revue celles qui affectent le Houiller, le Permien, le Trias et le Lias.

A) Déformations anciennes affectant le houiller.

Il est traditionnel de parler de synclinaux houillers dans les massifs cristallins externes. Pourtant leur étude montre à l'évidence que les structures du Houiller ne sont jamais purement synclinales.

On peut distinguer :

— Des affleurements où le Houiller est resté à peu près horizontal sur son substratum — tels sont les chapeaux houillers de Belledonne (L. MORET, 1945) — mais ceux-ci sont trop petits pour qu'on puisse connaître leur structure exacte (fonds de grabens ?).

— Des grabens limités par deux failles à peu près parallèles : tel est le cas du Houiller de la partie interne des Grandes-Rousses (Houiller du Grand-Sauvage).

Le contenu du graben peut être plissé en synclinal (Houiller de Salvan), mais la structure la plus curieuse résulte du plissement en voûte anticlinale de celui-ci, rappelant ce que l'on connaît au fond des Rift Valleys actuelles. Dans le cas de la bande houillère du Grand-Sauvage, cette structure est scellée par le Trias de la couverture et correspond donc bien à une disposition originelle.

Lorsque le fond du graben était incliné, l'un des deux bords a pu être enlevé par l'érosion et ce qui reste présente une structure monoclinale appuyée sur une faille limite (Houiller du Château Noir, Grandes-Rousses).

— Des joints tectoniques comblés² ; c'est l'exagération du dispositif précédent : le Houiller se présente alors sous forme de bandes ou de lames étroites (quelques dizaines de mètres à quelques mètres), généralement faites de schistes noirs, plus rarement de grès ou de conglomérats et pénétrant très profondément dans le Cristallin (jusqu'à plusieurs centaines de mètres).

La structure du Cristallin ne permet généralement pas d'interpréter ces bandes comme des cicatrices tectoniques d'accidents importants ; leur localisation est en rapport évident avec des dislocations du socle, mais celles-ci sont souvent de simples failles mettant en contact deux

² Voir la définition exacte de ce terme dans C. BORDET, 1961, p. 101.

éléments stratigraphiques successifs (série verte supérieure et série satinée inférieure à l'Herpie, Grandes-Rousses) ou même parfois jalonnant une de ses zones de moindre résistance (lame houillère des ardoisières de Sevin, coincée dans une bande de schistes graphiteux de la série satinée).

Il faut alors interpréter ces joints tectoniques comblés à la manière des filons clastiques (P. PRUVOST, 1943) dont on connaît des exemples de plus en plus nombreux dans les vieux socles (filons clastiques de grès tassiliens dans le socle précambrien du Hoggar, par exemple) : lors d'une phase de détente tectonique, des failles se sont ouvertes et les terrains surincombants ont glissé dans l'ouverture béante.

La mise en place de ces joints est-elle contemporaine du Houiller, ou au contraire postérieure ? Il n'y a pas de preuve péremptoire en faveur de la première de ces hypothèses, mais elle semble de beaucoup la plus probable, car il paraît bien difficile d'imaginer la réalisation d'un tel dispositif postérieurement à la prise en masse des sédiments par lapidification. Il semble plus probable que la boue houillère a coulé directement dans des fissures bâillantes ouvertes au fond des bassins de sédimentation. Les écrasements postérieurs ont transformé ces remplissages en schistes sériciteux dans lesquels les structures dues au mécanisme de mise en place sont maintenant effacées.

Les renseignements fournis par les sédiments houillers eux-mêmes sont de peu d'intérêt : chacun connaît les conglomérats, les grès et les schistes noirs de cet âge. Ils prouvent une érosion intense suivie de phases de rémission. Il est bien évident qu'à cette époque le sol se déformait, ce qui confirme ce que nous savions déjà par l'étude des structures. Notons, en passant, la présence de volcanisme ignimbritique (ignimbrites trachytiques des Grandes-Rousses, particulièrement typiques au Château Noir), qui est également lié de manière assez habituelle aux régions en cours de déformation postorogénique.

B) Déformations anciennes affectant le Permien.

Le Permien affleure en deux régions différentes : dans le synclinal de Salvan (Aiguilles Rouges) et dans la région d'Allevard (Belledonne).

Comme l'a fait remarquer C. BORDET, il est possible que ces deux affleurements correspondent à des formations d'âge différent ; en effet le Permien de Salvan est en continuité avec le Houiller dont il ne se distingue que par sa couleur rouge ; or il existe du Houiller coloré en rouge dans le bassin d'Héry (N de Belledonne), et les quelques *Walchia* trouvées dans la région de Salvan ne constituent pas un argument définitif en faveur de l'âge permien³. Au contraire, le Permien d'Allevard

³ Ces plantes sont connues du Stéphanien au Trias (P. PRUVOST).

n'est pas plissé et repose en discordance angulaire accentuée sur le Houiller au Collet d'Allevard ou au col du Merdaret.

Les grès d'Allevard présentent une autre particularité intéressante : on peut suivre leur affleurement de manière discontinue depuis le Collet d'Allevard jusqu'au Mont St-Mury sur une distance de 25 km. Au N, ils reposent sur la série satinée du rameau externe de Belledonne ; ils affleurent de part et d'autre du synclinal médian au col du Merdaret ; plus au S, ils sont coincés le long du rameau interne. Ils présentent donc une certaine indépendance vis-à-vis de la structure hercynienne sur laquelle ils reposent en discordance ; ceci est analogue à ce que l'on connaît ailleurs : le Permien de l'Estérel, par exemple, repose en travers (E-W) sur la structure hercynienne (N-S) du massif Maures-Tanneron. Il ne s'agit plus uniquement de mouvements posthumes ; on peut parler d'une légère phase tectonique autonome dans le Permien⁴.

La structure de ces formations, démantelées par l'érosion, est difficile à analyser : il s'agit probablement d'un graben ouvert vers le N, très étroit vers le S, où il prend l'allure d'un joint tectonique. Peut-être faut-il aussi attribuer à une structure de ce genre les blocs de Permien coincés dans l'accident de Fond-de-France au N du ravin de Vaugelas, mais il y a là, en plus, la trace de mouvements alpins ayant coincé Houiller, Permien et Trias sous le bord du rameau interne par suite du déplacement en bloc de celui-ci vers le NW, perpendiculairement à l'accident de Fond-de-France.

La sédimentation permienne est beaucoup plus calme que celle du Houiller. Les conglomérats sont plus rares, plus riches en quartz, ce qui indique une abrasion sur des surfaces déjà profondément altérées par un climat subtropical. Les mouvements, au cours du Permien, ont été beaucoup plus lents que durant le Houiller. La chaîne hercynienne était déjà profondément usée et les reliefs réduits à peu de choses ; le paysage évoluait progressivement vers la pénéplation antétriasique.

L'activité volcanique, principalement ignimbritique, s'est manifestée un peu partout à cette époque : l'Estérel, le Nideck, le Trentin en étaient les principaux centres ; il n'est donc nullement surprenant que des traces en aient été relevées dans les grès d'Allevard (A. C. TOBI, 1958).

C) Déformations anciennes affectant le Trias.

A la fin du Permien, les derniers reliefs de la chaîne hercynienne avaient presque complètement disparu. La région que nous étudions était à peu près nivelée en une pénéplaine, la pénéplaine antétriasique. Durant

⁴ Phase saalienne de H. STILLE, phase allobrogiennne de M. LUGEON.

le Trias, cette pénéplaine fut recouverte par une chappe sédimentaire continue et monotone, d'où émergeaient peut-être le seuil vindélien. Une question se pose dès lors : d'où pouvaient provenir les sédiments si toute la surface du sol se trouvait ainsi progressivement et uniformément ennoyée ? En attendant les résultats des travaux qui seront prochainement publiés sur le Trias des massifs cristallins externes (Colloque du Trias français, Montpellier, 1961), on peut chercher des éléments de réponse dans les régions voisines mieux connues de l'auteur et où le Trias présente des caractères bien tranchés. Voici ce que l'on peut déduire de leur étude :

— Il existait encore quelques reliefs : certains d'entre eux ont laissé des traces dans les conglomérats qui les ceinturaient ; il en est ainsi par exemple autour du massif volcanique permien de l'Estérel (P. BORDET, 1951). La destruction progressive de ces reliefs a pu alimenter la sédimentation.

— Le climat était alors désertique ainsi que le prouvent les galets éolisés de cette même région ; les effets thermiques devaient avoir une action prépondérante dans l'évolution du sol et le vent pouvait transporter la poussière à de très grandes distances tout en laissant sur place des formations résiduelles qui ne sont pas de vrais sédiments.

— Des remaniements et des accumulations locales se sont produits et indiquent l'existence de légers mouvements : tels sont, par exemple, les conglomérats formés de gros galets de quartz blanc qui existent à la base du Trias autour du Dôme de Barrot (Alpes-Maritimes) (P. BORDET, 1950). Leur étude montre qu'ils correspondent à la mise en mouvement des produits d'altération sur place d'une série de micaschistes ; toutes les parties phylliteuses ont été emportées ; il n'est resté que le matériel siliceux pratiquement inaltérable : quartz, tourmalinite, bois silicifié.

— Enfin la durée du Trias a été considérable et il est extrêmement probable que le « conglomérat de base », dont l'épaisseur est souvent minime, ne présente partout ni le même âge ni la même origine, malgré la monotonie de ses faciès.

Etant donné la régularité stratigraphique et structurale des formations triasiques, il est très difficile de déceler les mouvements qui les ont affectées lors de leur mise en place. La présence fréquente des brèches monogéniques dans les dolomies « capucin » n'a pas encore reçu d'explication valable ; il semble en tout cas très douteux que celles-ci soient d'origine tectonique. Il n'y a pas de graben dont on puisse démontrer l'âge triasique, par contre les joints tectoniques comblés de Trias sont fréquents au point de pouvoir servir de type à ce genre d'accidents.

Mais il est difficile de prouver qu'ils ont bien été mis en place durant le Trias ; la plasticité bien connue des sédiments salifères supprime toute

valeur à l'argument mis en avant à propos du Houiller : rien n'empêcherait que leur remplissage date d'une période quelconque de l'orogénèse alpine ⁵.

Pourtant, cette mise en place tardive requerrait une phase de détente tectonique permettant l'ouverture de failles bâillantes : on ne voit pas à quel moment de telles conditions auraient pu être réalisées au cours de l'orogénèse alpine. Il y a donc une probabilité pour que la mise en place de ces joints soit due à une activité tectonique contemporaine, ceci d'autant plus que nous allons retrouver des structures analogues au Lias, structures dans lesquelles le Trias est généralement aussi impliqué.

Avec la fin du Trias apparaissent les éruptions volcaniques qui ont donné naissance aux spilites du Drac. Les filons d'alimentation ont traversé le socle cristallophyllien qui devait donc se trouver alors en détente tectonique (J.-L. TANE, 1962).

D) Déformations anciennes affectant le Lias.

On sait qu'à l'époque du Lias, certaines parties des massifs cristallins externes étaient soumises à l'érosion et alimentaient la formation de conglomérats dont les « grès singuliers » du S du massif du Mt-Blanc sont le meilleur exemple.

Mais, à peu près à la même époque, se sont produits d'autres mouvements qui ont laissé des traces sur la bordure interne du synclinal médian des Grandes-Rousses. Remarquons d'abord que ce synclinal médian n'est pas un vrai synclinal, mais qu'il présente tous les caractères d'un joint tectonique comblé de Trias et de Lias. Or, à la Croix de Cassini, on trouve, au milieu des mylonites hercyniennes, un grand nombre de fines lames de calcaire fossilifère du Lias, non écrasées. Elles doivent être interprétées comme des filons clastiques mis en place avant lapidification : la boue liasique a coulé dans les fissures bâillantes du socle jusqu'à plusieurs centaines de mètres de profondeur en dessous de la surface antétriasique (P. BORDET, 1961).

Ce fait présente une grande importance géologique : en effet, les rapports entre les filons clastiques et le synclinal médian qu'ils bordent sont si étroits qu'il est impossible de les dissocier : si les filons clastiques se sont mis en place au Lias, le synclinal médian doit dater de la même époque ⁶ (fig. 1).

⁵ Il y a cependant une exception : un joint tectonique comblé de *dolomie capucin* existe dans la cluse de la Romanche à travers les Grandes-Rousses.

⁶ J. REBOUL (1962) conclut à une structure en graben dans le Lias de la région de Bourg-d'Oisans.

Si la formation du synclinal médian des Grandes Rousses date du Lias, il est hautement probable que tous les autres synclinaux médians se sont formés à la même époque et de la même manière, ainsi, du reste, que les structures analogues telles que le fossé d'effondrement liasique de la Muzelle dans le Pelvoux, par exemple. Toutes ces structures ont en effet un caractère commun : elles correspondent à une détente tectonique dont — nous en revenons toujours à la même idée — on ne voit pas



Fig. 1. — Terminaison N du synclinal médian des Grandes Rousses.
Vue prise de la route du col de la Croix de Fer en direction du Sud.

quand elle aurait pu se produire au cours de l'orogénèse alpine. De sorte que les synclinaux médians se présentent à nous comme des accidents posthumes de l'orogénèse hercynienne, et ils n'ont donc directement rien à voir avec l'orogénèse alpine qui leur est de beaucoup postérieure.

On sait d'ailleurs, par les études poursuivies en Suisse dans les nappes de charriage de la couverture, que des réseaux de failles d'effondrement ont affecté celle-ci pendant tout le Jurassique et même le Crétacé.

Il n'est pas impossible que d'autres accidents connus dans d'autres régions cristallines des Alpes aient une origine analogue. Je pense en

particulier aux accidents frontaux du massif de l'Aar ou aux digitations frontales de la nappe du Grand-St-Bernard en Suisse — pour ne pas soulever les problèmes cruciaux posés par les lames sédimentaires intercalées entre les différentes nappes de l'édifice pennique.

Que l'on me comprenne bien : je ne veux nullement dire que l'architecture pennique soit d'âge antéalpin ; mais je pense que l'amorce de certains accidents majeurs pourrait dater de cette époque. Il est très probablement erroné de considérer les rapports entre socle et couverture au début de l'orogénèse alpine, comme résultant d'une simple superposition tranquille ; certains traits majeurs de la structure alpine devaient être prédéterminés dans la structure hercynienne, et c'est par l'étude de cette dernière que l'on trouvera probablement la clef de dispositions structurales que l'on a cherché en vain à expliquer jusqu'ici, dans le seul cadre de l'orogénèse alpine.

II. LES DÉFORMATIONS RÉCENTES

Par déformations récentes, j'entends celles qui sont contemporaines de l'orogénèse alpine ou postérieures à celle-ci.

Ainsi qu'on le sait, la surrection des massifs cristallins externes est un phénomène récent — sans doute le dernier grand phénomène qui ait affecté l'édifice alpin. Il est daté du miopliocène et, selon toutes apparences, il se poursuit encore aujourd'hui. C'est à lui qu'est due la culmination des grands sommets : Mt Blanc, Barre des Ecrins, Meije, Pelvoux.

Les déformations qui ont affecté ces massifs ont changé de caractère à partir du moment où ceux-ci sont sortis de l'écrin protecteur que leur faisait le reste du socle : auparavant, ils étaient soumis à une simple compression transversale ; ensuite, ils se sont trouvés soumis de flanc à la poussée tangentielle alpine, de sorte qu'il est logique d'admettre que leurs déformations principales sont postérieures à leur surrection, et non antérieures à elle.

On peut donc répartir ces déformations en trois groupes : celles qui sont dues à des phénomènes de compression transversale, celles qui sont liées au phénomène de surrection, et celles qui résultent des poussées tangentielles. Parmi toutes celles-ci, les unes sont dues au rejeu des structures hercyniennes, les autres à celui d'accidents autonomes non directement liés aux structures anciennes et qui peuvent être tardi-hercyniens ou alpins *sensu stricto* ; mais comme je l'ai dit, ce dernier cas est difficile à prouver. Enfin il existe des accidents prolongeant en ligne droite

des accidents hercyniens au-delà d'un accident transversal qui les a interrompus.

Voici quelques exemples de ces différents cas.

A) Déformations dues à des phénomènes de compression transversale.

La compression transversale due à la poussée alpine a eu pour résultat de resserrer les structures plissées hercyniennes : les synclinaux et anticlinaux du vieux socle sont devenus plus étroits et une schistosité de fracture a pu apparaître dans leurs axes.

Mais surtout, les blocs constitués par les morceaux du socle séparés par de grands accidents anciens ont pu se déplacer les uns par rapport aux autres, sans d'ailleurs se déformer très sensiblement, à la manière des blocs d'une banquise.

Il en est résulté localement une modification des directions hercyniennes qui ont été harmonisées avec celles de l'arc alpin, mais dans une mesure qu'il est souvent difficile d'apprécier.

C'est à ces phénomènes que l'on peut attribuer, par exemple, le déversement du bord N du rameau interne de Belledonne sur le rameau externe, le long de la partie terminale de l'accident de Fond-de-France, pinçant Houiller, Permien et Trias, ou encore une partie du déplacement en bloc vers le SW du massif des Grandes-Rousses, le long de l'accident du col du Sabot.

B) Déformations en rapport avec le phénomène de surrection par rejeu de la structure hercynienne.

Les déformations de ce type ont été décrites par C. BORDET⁷ qui en a donné une analyse détaillée.

Si ces déformations paraissent être générales, leur étude ne peut être entreprise que lorsqu'il subsiste une surface-repère, généralement recouverte par le Trias, qui sectionne le Cristallin et permet d'en apprécier les mouvements. On voit alors que les déformations se sont localisées le long de surfaces de glissement à peu près parallèles et correspondant à la stratification ou à la schistosité — d'ailleurs le plus souvent confondues — de la série cristallophyllienne.

⁷ Voir dans C. BORDET (1961), p. 97 et suiv., la définition exacte des termes tectoniques utilisés ici.

L'espacement des surfaces de glissement peut varier de quelques dizaines de mètres à quelques centimètres, les mouvements relatifs étant d'autant plus faibles que l'épaisseur des tranches qui ont glissé est elle-même plus faible. L'ensemble s'est donc déformé à la manière d'un jeu de cartes. Notons que, s'il existe plusieurs plans discordants de schistosité, la déformation peut être complexe et aboutir à des gauchissements de la surface-repère.

Les claveaux sont limités sur leurs flancs par des joints comblés ou non, qui séparent généralement des unités stratigraphiques différentes du socle cristallin, de sorte que le débitage en claveaux se présente d'habitude comme un rajeunissement de la vieille structure.

La déformation fine du toit des claveaux se voit parfois nettement lorsqu'elle affecte le conglomérat de base du Trias qui est resté collé au Cristallin, mais présente une stratification sensiblement perpendiculaire à la sienne (fig. 2).



Fig. 2. — Affleurement de grès de base du Trias (massif des Enclaves, 700 m au SW du Lac Noir). Pendage de 10° vers la gauche de la photographie. Les grès sont recoupés par une schistosité verticale, prolongeant celle du Cristallin.

Dans d'autres cas, le débitage en tranches des claveaux a été dégagé par l'érosion et leur structure interne est alors directement visible (fig. 3). Enfin l'étude des cartes géologiques montre de très beaux exemples de telles structures, en particulier sur le versant occidental des Grandes-Rousses, où chaque unité stratigraphique du socle cristallin forme un ressaut au-dessus de celle qui la précède.



Fig. 3. — Déformations internes d'un claveau cristallin.
Gorge de la Sarenne, au S de l'Alpe-d'Huez.

C) Déformation en rapport avec le phénomène de surrection le long d'accidents autonomes.

Ce fait se produit lorsqu'un claveau ou un ensemble de claveaux est sectionné par un accident perpendiculaire ou oblique à leur allongement, accident qui n'est pas lié directement à la vieille structure hercynienne.

Le meilleur exemple est fourni par la cluse de la Romanche à travers les Grandes-Rousses : différents jalons de Trias permettent de se rendre

compte que la surface-repère antétriasique s'abaisse brusquement en bordure de la montagne d'Auris, le long d'accidents NE-SW, obliques par rapport à la structure hercynienne N-S, pour former une sorte de graben complexe et irrégulier, et remonte ensuite en direction de Piedmoutet, contre lequel le Trias est plaqué presque verticalement. Un autre exemple très typique, mais de moindre importance quoique plus régulier, est fourni par le graben triasique du Grand-Mont, qui présente à peu près la même orientation NE-SW.

D) Déformations dues aux poussées tangentielles alpines ayant provoqué le jeu de structures hercyniennes.

Le phénomène dont il s'agit est une sorte de fauchage tectonique des parties sommitales de l'édifice cristallin, qui ont été entraînées vers l'extérieur de l'arc alpin par le déplacement de la couverture sédimentaire surincombante. Par suite du phénomène de la formation des claveaux qui vient d'être décrit, ce sont très généralement les unités stratigraphiques successives du socle cristallophyllien qui se sont trouvées ainsi fauchées une à une et entraînées jusqu'à l'arrachement complet de leurs racines. Le résultat extrême est la formation de copeaux de Cristallin entièrement emballés dans la couverture et entraînés avec elle. Le plus bel exemple se trouve dans la région au N de la Girotte et a été décrit par C. BORDET (1961, p. 140).

E) Déformations dues aux poussées tangentielles alpines ayant provoqué le jeu d'accidents autonomes.

Soumis à la poussée alpine qui les a pris de flanc, les blocs du socle cristallin, dont nous avons déjà parlé, ont éclaté ; ces éclatements se manifestent par des systèmes de failles soit à peu près parallèles, soit divergentes, presque verticales ou au contraire sub-horizontales. Il existe généralement plusieurs systèmes de failles qui se recoupent : quatre par exemple dans le S de Belledonne. On peut les étudier plus spécialement dans les roches homogènes telles que les granites, mais leur multiplicité y est telle que toute représentation cartographique devient impossible. Le granite des Sept-Laux en est un bon exemple. Ailleurs, dans le massif du Lauvitel existent des surfaces de cisaillement presque horizontales et discordantes par rapport à la vieille structure qui se trouve débitée en tranches superposées, déplacées l'une par rapport à l'autre. Ces translations le long des failles sont d'ailleurs générales, de sorte que la plupart de celles-ci sont de véritables décrochements : C. BORDET, par exemple,

a signalé la direction verticale des axes de microplissement dans le synclinal médian de Belledonne.

F) Les accidents « prolongeants ».

Chaque fois qu'un accident structural hercynien d'une certaine importance est interrompu par un accident transversal au-delà duquel il ne se poursuit pas, on constate dans son prolongement l'existence d'un accident ou d'un faisceau d'accidents de même direction que lui, mais n'ayant nullement la même signification structurale.

Si les déformations récentes se sont produites le long de l'accident structural, elles se poursuivent généralement le long de son accident prolongeant. On peut voir ainsi apparaître, dans la topographie, des alignements dont la signification structurale varie d'un point à l'autre et qui peuvent induire en erreur. Par exemple, une remarquable tranchée topographique est constituée par la basse vallée de l'Eau-d'Olle, jusqu'au Rivier-d'Allemont, le ravin des Illettes, le ravin du Pleyney et la vallée du haut Bréda. Dans sa partie Sud et jusqu'à Fond-de-France, cette dépression correspond à un grand accident structural hercynien (bordure occidentale cassée du granite des Sept-Laux). A hauteur d'Epinay passe l'accident transverse de Fond-de-France qui décroche toute la structure hercynienne et décale vers l'E le rameau interne. Plus au N, la vallée du haut Bréda doit son orientation à un accident prolongeant qui se poursuit sans signification structurale à travers le rameau externe.

Il est bien évident que les cas typiques qui viennent d'être décrits ici séparément ne correspondent pas nécessairement à l'ordre chronologique. En outre, ils peuvent se présenter simultanément dans une même région, dont l'analyse tectonique de détail devient alors délicate. C'est ce qui se produit dans la région du col du Sabot - Vaujany, au contact entre les massifs de Belledonne et des Grandes-Rousses. La structure hercynienne primitive paraît avoir été déjà compliquée par un accident analogue à celui de Fond-de-France, qui se prolongeait en direction du col d'Ornon. Les poussées alpines ont fait rejouer ce nœud suivant les différents modes qui viennent d'être exposés, pour donner un ensemble dont le détail est encore obscurci par la présence d'une importante couverture liasique.

Notons enfin la mise en évidence de déformations généralisées d'âge alpin dans le Massif du Mont-Blanc, par les méthodes de chronologie absolue. La méthode K - Ar a fourni pour ce massif à D. KRUMMENACHER et J. E. EVERDEN (1960) un âge de 41.10^6 années, alors que le massif voisin des Aiguilles Rouges donnait environ 280.10^6 années. Ces résultats semblent devoir s'interpréter par un dégazage du granite du Mt Blanc lors du paroxysme alpin. S'agit-il d'un simple écrasement ou d'un véritable métamorphisme ? D'après ce qu'on peut voir sur le terrain, il faut sans doute imaginer l'un et l'autre.

III. LES DÉFORMATIONS ACTUELLES

Ce sont celles qui se poursuivent de nos jours.

Pour les mettre en évidence, il faut se référer à la surface topographique actuelle, mais il est généralement impossible de distinguer celles qui sont dues à l'évolution spontanée sous l'influence de la pesanteur de celles qui résultent d'une authentique activité tectonique.

En effet, les déformations tectoniques sont actuellement faibles et lentes ainsi que le prouve le calme sismique presque complet de la région, alors qu'à la suite du retrait des glaciers la morphologie évolue vite et profondément.

Nous devons donc chercher toutes les autres explications possibles avant d'admettre l'origine tectonique d'une déformation reconnue. C'est pourquoi je vais donner quelques indications sur les phénomènes d'évolution morphologiques les plus fréquents, avant de signaler des cas où une interprétation tectonique me paraît devoir être retenue.

A) Les déformations dues à l'évolution morphologique.

Celles-ci sont principalement du type fauchage ou poussée au vide.

Une série tend toujours à se déformer sous l'influence de la pesanteur de manière à s'incliner en direction du vide le plus proche.

Voici les facteurs qui agissent en faveur du fauchage.

— Les séries cristallophylliennes anciennes ont le plus souvent un pendage ou une schistosité très redressés, souvent subverticaux. Or de telles séries sont en équilibre instable et ont spontanément tendance à se coucher sur un de leur flanc. De plus, ce fait facilite la pénétration de l'eau dans les délits. Il en résulte une lubrification, due surtout à la

boue, qui isole mécaniquement les bancs et facilite leur glissement réciproque.

En profondeur, les roches sont encore soumises à une compression d'origine complexe (hydrostatique et tectonique). Sous l'action de celle-ci, les roches écrasées ou naturellement schisteuses ont tendance à se déformer lentement. Par contre les roches cristallophylliennes, beaucoup plus résistantes, présentent une déformation élastique. Lorsque la contrainte cesse subitement, l'élasticité joue et les roches se détendent de manière parfois brutale, ainsi que cela peut se produire dans les ouvrages d'art ou les tunnels. Lorsque de telles roches se trouvent portées au niveau du sol, elles se décompriment plus lentement et ont tendance à gonfler. Cette dilatation a pour conséquence d'écarter vers le haut les joints supposés initialement parallèles d'une série verticale. L'ensemble prend alors spontanément une disposition en éventail ouvert vers le haut, et dont la partie resserrée se trouve au niveau des plus profondes entailles topographiques.

Plusieurs facteurs peuvent, de plus, intervenir pour faire cesser localement l'effet de contrefort des séries qui étaient initialement une formation cristallophyllienne :

- le fluage des séries sédimentaires de couverture ;
- la dissolution du gypse triasique qui se trouve fréquemment dans les joints du cristallin ou au contact de celui-ci ;
- le creusement d'auges glaciaires : lors de la fusion de la glace, les versants se sont trouvés déséquilibrés et ont eu tendance à pousser au vide.

Mais il est évident que la nature même des roches a une grande importance pour le développement de tels phénomènes : ainsi, ils présentent une intensité maximum dans la série satinée (par exemple, glissement des gorges de l'Arly en amont d'Ugine) ; la série verte est plus résistante ; le granite qui n'a pas de litage peut être beaucoup plus solide (par exemple, falaises sub-verticales de Cotebelle dans le S de la dépression de Bourg-d'Oisans).

1) *Conséquences du fauchage.*

Ce phénomène peut prendre une importance dont on ne s'est rendu compte que depuis peu de temps.

Quand il est à ses débuts, il n'agit que sur les têtes de couches, mais il gagne rapidement vers la profondeur. Le balancement s'accroît en surface et, à partir du moment où les couches ont dépassé l'horizontale, la pesanteur qui agissait initialement sur elles par compression se met à agir par traction ; il en résulte une rapide dislocation des bancs qui

se fragmentent et dont les débris se mettent à glisser sur la pente topographique où ils deviennent la proie de l'érosion. De cette manière, certaines montagnes se sont en quelque sorte effondrées sur elles-mêmes et ne sont plus qu'un tas de décombres sans cohésion, dans lequel les pendages apparents n'ont plus aucune signification (voir la coupe de la galerie de Feyson dans C. BORDET, 1961 ; voir aussi C. BORDET, 1959).

L'ampleur de ces phénomènes est impossible à déceler tant que n'interviennent pas des travaux souterrains ; par contre, un fait que l'on constate assez fréquemment est le chevauchement de la bordure externe d'un massif cristallin reposant à plat en discordance tectonique sur la tranche de son enveloppe sédimentaire (par exemple, bordure occidentale des Grandes-Rousses en haut de la tête de la Petite Olle, ravin de la Cochette). Toutes les reconstitutions géométriques montrent qu'il s'agit d'accidents purement locaux et en rapport étroit avec la topographie actuelle ; ils n'ont donc pas de signification tectonique et doivent être interprétés comme des cas particuliers du fauchage.

Un autre genre de phénomènes peut également se produire : c'est l'apparition d'une discontinuité mécanique dans l'épaisseur même d'un versant qui détache une loupe de glissement. Il peut s'agir de la rupture de la charnière d'un fauchage ou d'une faille préexistante plus ou moins inclinée (par exemple, face SE du Pic de la Fare ; cluse de la Romanche dans Belledonne) ou encore de la schistosité dont l'orientation permet la mise en mouvement du versant.

De manière générale, l'affleurement inférieur de l'accident est caché sous les éboulis ou sous les formations actuelles du fond de la vallée. Par contre, l'affleurement supérieur est très généralement visible : il forme une longue crevasse parallèle au versant, souvent située sur la crête topographique elle-même qui se trouve dédoublée (par exemple, crête du Houiller au N de la Croix de Cassini ou crête d'amphibolite entre les Pointes du Sifflet et de la Scia, Belledonne).

Si le phénomène s'accroît, tout le versant se trouve cassé par des fissures parallèles à la crête et suivant les lignes de plus grande pente. Ces fissures peuvent être bâillantes et séparer des blocs dont la disposition rappelle assez exactement celles des séracs de glaciers. Ce phénomène est bien visible sur photos d'avions, alors qu'il est la plupart du temps ininterprétable, sinon invisible, au sol, où l'on se trouve dans un chaos qui paraît incohérent (fig. 4).

Enfin le versant peut s'effondrer complètement sur lui-même et il apparaît des cirques d'arrachement qu'il n'est pas toujours facile de distinguer de niches glaciaires.

C'est probablement au fauchage et aux phénomènes annexes qui viennent d'être décrits qu'il y a lieu d'attribuer la disposition générale en

éventail que l'on retrouve sur toutes les coupes géologiques objectives faites à travers les massifs cristallins, et qui a été parfois interprétée — à tort me semble-t-il — comme ayant une origine tectonique.

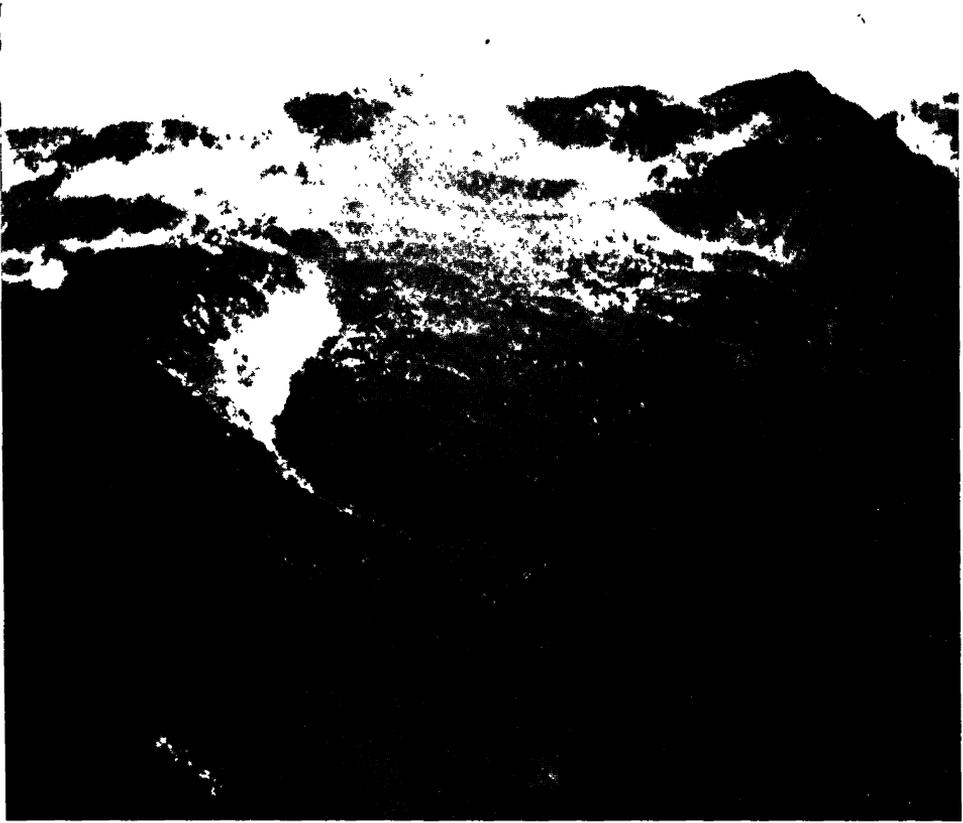


Fig. 4. — Versant fauché, en cours d'effondrement.
Schistes cristallins, auréole de contact du granite de la Lauzière, au Nord de l'Arc.

2) Cas de déformations actuelles d'origine tectonique.

On ne peut conclure à l'origine tectonique d'une déformation qu'après avoir éliminé toutes les autres interprétations possibles. Voici des cas, probables ou certains, dans lesquels, à mon avis, il en est ainsi.

— *Les seuils.*

On sait que les glaciers peuvent franchir des seuils et creuser, en amont de ceux-ci, des bassins fermés ; mais ce phénomène présente évidemment une importance qui est en rapport avec celle du glacier lui-même. Aussi des dépressions de très grandes dimensions ne semblent pas avoir une origine exclusivement glaciaire.

Dans la cuvette de Bourg-d'Oisans par exemple, la morphologie glaciaire, visible surtout dans la partie amont, est profondément remblayée, ce qui paraît indiquer un creusement jusqu'à un niveau très inférieur à celui atteint par le remblayage alluvial actuel. L'idée d'une surrection du massif cristallin de Belledonne, qui aurait relevé le seuil de Rochetaillée, ne peut être ni éliminée, ni rigoureusement prouvée. Une étude géologique fine accompagnée de travaux souterrains permettrait sans doute d'être absolument affirmatif.

— *Les grands ressauts morphologiques.*

Une conclusion analogue découle de l'étude de certains grands accidents tectoniques accompagnés par des discontinuités morphologiques dont la fraîcheur semble éliminer un âge ancien. Tel est le cas de la grande faille qui limite vers le N le sommet du Taillefer, parallèlement à la Romanche (J. DEBELMAS et J. SARROT-REYNAULT, 1960). Il est possible qu'un tel accident corresponde au déblayage de la couverture secondaire sur le dos d'un massif cristallin cassé en deux ; mais il paraît extraordinaire que l'érosion n'ait pas entaillé davantage cette falaise de 700 m dont la fraîcheur reste surprenante, tandis qu'à ses pieds le plateau de l'Echaillon a été raboté et totalement décapé de son manteau triasique.

— *Les failles.*

La plupart des failles visibles dans les massifs cristallins ne marquent la surface du sol que par une bande mylonitique tendre, facilement creusée par l'érosion. Mais assez souvent une des lèvres de la faille est en relief accentué par rapport à l'autre, formant soit une falaise rectiligne dont le pied est noyé d'éboulis (faille traversant le Grand Replomb, par ex.), soit au contraire une crête aiguë dominant une crevasse également remblayée. Lorsque ces phénomènes affectent une surface qui a reçu un poli glaciaire, on peut penser que le rejeu est postérieur au retrait des glaces. Pourtant, l'argument ne semble décisif que si l'on trouve, le long de la même faille, mais dans des positions topographiques différentes, des phénomènes de ce genre, ce qui élimine l'explication par poussée au vide.

Enfin un cas très rare est celui où la faille est visible, par le ressaut qu'elle forme, au milieu des éboulis et des formations glaciaires récentes ; encore faut-il s'assurer qu'il ne s'agit pas d'un filon vidé par d'anciens travaux miniers ou encore d'un manteau d'éboulis jeté sur un ressaut préexistant. Tel semble bien être le cas d'une faille orientée NE-SW et



Fig. 5. — Faille vivante, visible au milieu des éboulis, entre Grosse-Tête et Grand Miceau (Haut-Bens, Belledonne). Schistes cristallins, auréole de contact du granite de Saint-Colomban.

faisant partie d'un faisceau parallèle au synclinal médian de Belledonne, que l'on peut suivre depuis le Grivolley (vallée de l'Arc) jusque dans la région de Jérusalem (vallée du Veyton). Sur le revers occidental de la crête N-S qui va de la Grosse Tête au Grand Miceau (Haut Bens), sa trace est nettement visible à travers le cirque glaciaire qui domine le chalet de Pré-Nouveau (fig. 5).

— *Les déformations post-glaciaires.*

Il n'est pas rare que les surfaces polies par les glaciers présentent des discontinuités brusques en forme de marches d'escalier, hautes de quelques centimètres ou décimètres. Une étude attentive montre généralement que les stries glaciaires visibles sur la surface des marches se poursuivent en ligne droite d'une marche à l'autre. Le flanc de ces marches montre des stries de glissement. La hauteur des marches varie sur de faibles distances, ce qui montre que leur surface a été gauchie. Leur bord est généralement sinueux mais présente un angle dièdre extrêmement vif. Sur une certaine surface, ces discontinuités sont toutes orientées dans le même sens.

Nous avons là un exemple des déformations dont nous avons déjà parlé à propos des claveaux, mais leur âge est postérieur à la formation du poli glaciaire, c'est-à-dire souvent inférieur à une dizaine de milliers d'années, et le mouvement continue très certainement encore.

Quand ces déformations se trouvent sur un verrou perché, on peut les attribuer à la poussée au vide. Par contre, dans des fonds de vallées ou de gorges, leur origine tectonique ne peut guère être mise en doute. Tel est le cas d'une surface ainsi déformée que l'on peut voir au fond de la gorge de la Romanche, à 500 m en aval de l'usine hydroélectrique du Chambon (fig. 6).

**

Formés lors de l'orogénèse hercynienne, les massifs cristallins externes ont une histoire géologique et tectonique complexe qui se poursuit encore de nos jours. Nous n'en connaissons encore que peu de chose. Ce que nous en savons prouve qu'ils ont réagi suivant leur structure propre aux efforts de l'orogénèse alpine. Ce fait est sans doute général dans tous les vieux socles cristallins. Il est bien probable que beaucoup de traits structuraux des Alpes, inexpliqués ou remis en discussion de nos jours, trouveront finalement leur explication logique dans la structure du socle, car celui-ci — il ne faut pas l'oublier — constitue de très loin le volume principal du matériel affecté par l'orogénèse alpine. La fine pellicule sédimentaire qui le recouvrait, a subi le contrecoup de la tempête qui se jouait sous ses pieds. C'est grâce à elle que nous savons quand et comment les choses se sont passées, mais c'est peut-être une erreur de perspective que de chercher à interpréter, à partir d'elle seule, les mécanismes complexes qui se sont alors mis en mouvement.

C'est la raison pour laquelle les remarques précédentes sont sans doute susceptibles d'intéresser tous les géologues alpins.



Fig. 6. — Déformation actuelle d'une surface polie par la glace.
Gorge de la Romanche, 500 m en aval de l'usine du Chambon.

OUVRAGES CITES DANS LE TEXTE

- BORDET (Cl.) (1959). — Les modes de circulation de l'eau dans les terrains cristallins (d'après les observations en galerie) (*Congr. et Coll. Université de Liège*, t. 14, p. 61).
- (1961). — Recherches géologiques dans la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes françaises) (*Mém. expl. Serv. C. géol. Fr.*).
- BORDET (P.) (1950). — Le dôme permien de Barrot (Alpes maritimes) et son auréole de terrains secondaires (*Bull. Serv. C. géol. Fr.*, n° 228).
- (1951). — Etude géologique et pétrographique de l'Estérel (*Mém. expl. S. C. géol. Fr.*).
- (1961). — Particularités géologiques du « Synclinal médian » dans le Sud du massif des Grandes-Rousses (*C. R. som. S. géol. Fr.*, p. 44).
- (1963). — Données provisoires sur la structure du massif de Belledonne (S. str.) (*Bull. Serv. C. géol. Fr.*, sous presse).
- BORDET (P.) et BORDET (Cl.) (1963). — Belledonne, Grandes-Rousses, Mont Blanc, Aiguilles Rouges; quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux (*Livre P. Fallois, Soc. géol. Fr.*, t. 2).
- BORNUAT (M.) (1962). — Etude de la couverture sédimentaire de la bordure SW du massif des Grandes-Rousses au N de Bourg-d'Oisans (Isère) (*T.L.G.*, t. 38).
- DEBELMAS (J.) et SARROT-REYNAULT (J.) (1960). — Le réseau de failles du massif du Taillefer près Vizille, Isère (*T.L.G.*, t. 36).
- DONDEY (D.) (1960). — Contribution à l'étude de la série cristallophyllienne et de la couverture sédimentaire de la chaîne de Belledonne méridionale (Alpes françaises) (*T.L.G.*, t. 36).
- FALLOT (P.) (1956). — Promenade d'hypothèses en hypothèses (*Gedenkboeck H. A. Brower*).
- (1946 à 1950). — Cours professés au Collège de France (Inédits).
- KALSBECK (F.), KONING (H.) et DEN TEX (E.) (1961). — Complementary wrench faults and related structures in the crystalline rocks of the Belledonne massif (French Alps) (*Geol. en Mijnb.*, t. 40 p. 241).
- KRUMMENACHER (D.) et EVERDEN (J.) (1960). — Déterminations d'âge isotopique faites sur quelques roches des Alpes par la méthode K/Ar (*Bull. Soc. suisse Min. Pétr.*, 40, 2, p. 241).
- MORET (L.) (1945). — Précision sur la nature et l'âge des chapeaux houillers du massif de Belledonne (Isère) (*C. R. som. Soc. géol. Fr.*, p. 58).
- PRUVOST (P.) (1943). — Filons clastiques (*Bull. Soc. géol. Fr.* (5), t. 13, p. 91).
- REBOUL (J.) (1962). — Etude stratigraphique et tectonique des formations sédimentaires du massif du Grand-Renaud et du Pic d'Ornon près Bourg-d'Oisans (Isère) (*T.L.G.*, t. 38).
- TANE (J.-L.) (1962). — Contribution à l'étude des laves spilitiques du Pelvoux (*Thèse 3^e cycle*, Grenoble).
- TOBI (A.-C.) (1958). — Volcanisme occulte dans les Grès d'Alleverd et dans le Houiller du massif de Belledonne (Isère) (*C. R. Ac. Sc.*, t. 246, p. 3654).