**Zeitschrift:** Mémoires de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles
**Herausgeber:** Société Vaudoise des Sciences Naturelles
**Band:** 12 (1958-1961)
**Heft:** 4

**Artikel:** Le décrochement de Pontarlier et l'orogenèse du Jura
**Autor:** Auebrt, Daniel
**DOI:** https://doi.org/10.5169/seals-257913

**Nutzungsbedingungen**
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

**Conditions d'utilisation**
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

**Terms of use**
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

**Download PDF:** 02.10.2025

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch**

**Mémoires de la Société vaudoise des Sciences naturelles**
N° 76 1959 Vol. 12, Fasc. 4

# Le décrochement de Pontarlier et l'orogenèse du Jura*

PAR

DANIEL AUBERT

## CHAPITRE PREMIER

## INTRODUCTION

En levant la carte géologique de la vallée de Joux et en révisant celle de Mont-la-Ville - Cossonay, j'ai été amené à étudier l'extrémité méridionale de ce grand accident transversal qui rompt la continuité des plis de la haute chaîne jurassienne entre Pontarlier et le bassin molassique. Il m'apparut alors comme un chevauchement local (AUBERT 1943). Plus tard, lorsque mes recherches se furent étendues à la région du Suchet, la découverte d'une seconde dislocation parallèle à la première et d'une zone intermédiaire affaissée vint modifier cette impression initiale. Le décrochement prit alors à mes yeux la forme d'une zone transversale extrêmement complexe (AUBERT 1953). Cette idée a été l'hypothèse de départ du présent travail. Elle m'a entraîné à reprendre non seulement l'étude tectonique du décrochement proprement dit, mais aussi celle de tout le tronçon disloqué de l'arc jurassien interne, compris entre la vallée de Joux et le Chasseron, le bassin molassique et Pontarlier.

Une fois résolu le problème structural, celui des causes s'est imposé presque malgré moi. Dans cette deuxième partie, j'ai été conduit par une seconde hypothèse qui a déjà été exposée dans un travail antérieur (AUBERT 1945). Contrairement à la théorie classique, elle envisage la contraction du socle jurassien pour tenter d'expliquer le plissement de la chaîne. Aucune détermination entre les deux théories n'étant possible dans les régions régulièrement plissées, il m'était permis d'espérer qu'une structure aussi particulière que celle du décrochement, se révélerait incompatible avec l'une ou l'autre et fournirait ainsi les éléments d'un choix.

* Publié avec l'autorisation de la Commission géologique suisse.

Les planches qui accompagnent ce mémoire ont été établies sur les bases suivantes :

Pour la partie suisse : les feuilles de l'Atlas géologique au 1 : 25 000 Vallée de Joux et Mont-la-Ville - Cossonay ; mes propres levés destinés à la feuille d'Orbe; les cartes géologiques spéciales au 1 : 25 000 de la Côte-aux-Fées - Ste-Croix (RITTENER 1902) et des Environs de Vallorbe (NOLTHENIUS 1921); les levés originaux de CUSTER sur la feuille de Ste-Croix.

Pour la partie française, la minute de la feuille de Pontarlier au 1 : 50 000 et les levés originaux de la feuille de Mouthe de M. DREYFUSS et de ses collaborateurs.

Enfin pour l'ensemble du territoire, mes recherches personnelles, en particulier dans les régions de Ste-Croix, du Mont d'Or, de la Jougnenaz et dans les zones fracturées. Ce sont ces observations qui m'ont permis d'établir la carte structurale de la planche I. Ce travail n'eut pas été réalisable sans l'appui du Fonds national de la Recherche scientifique auquel je suis redevable d'avoir pu passer plusieurs mois sur le terrain en 1956. Ma reconnaissance est également acquise à M. le Professeur VONDERSCHMITT, qui m'a autorisé à consulter les levés originaux en possession de la Commission géologique suisse. Enfin je tiens à exprimer mes vifs sentiments de gratitude à M. MAURICE DREYFUSS, professeur à l'Université de Besançon, qui a mis à ma disposition, avec une confiance qui me confond, non seulement la minute de la feuille de Pontarlier avant son impression, mais encore toutes les observations inédites recueillies par lui et par ses élèves dans le territoire qui m'intéressait. A ces remerciements et à cet exemple de parfaite collaboration internationale, j'associe encore Mme SOLANGE GUILLAUME-FRANÇOIS, anciennement chef de travaux à Besançon.

## HISTORIQUE.

C'est JACCARD (1869, p. 263) qui releva pour la première fois l'existence d'une dislocation transversale de Pontarlier à la Dent de Vaulion, dont il croyait du reste retrouver le prolongement dans la chaîne des Voirons, de l'autre côté du bassin molassique. Dès lors, le territoire traversé par le décrochement a fait l'objet de nombreuses descriptions fragmentaires dans le cadre d'études régionales, qui figurent pour la plupart dans la liste bibliographique. En Suisse, son extrémité S a été décrite par NOLTHENIUS (1921), puis par moi-même (AUBERT 1943, 1953). En France, il faut relever surtout les judicieuses notes de COLLOT et l'analyse structurale si pertinente de E. DE MARGERIE (1936).

Une seule étude a été consacrée au décrochement proprement dit, pour essayer d'en donner une description et une analyse complètes,

celle de SPRECHER (1917). Ce travail ne manque pas de mérite si l'on songe que l'auteur ne disposait guère à l'époque, que de cartes géologiques à petite échelle. Les observations nouvelles y abondent; mais, confinées dans un espace étroit le long de la trace, elles ne pouvaient aboutir à une représentation réelle de l'accident. Ce travail souffre aussi d'une idée préconçue selon laquelle le décrochement serait le résultat d'une compression longitudinale, dont l'auteur croit retrouver les effets dans l'existence de nombreux plis transversaux.

C'est aux magistrales publications d'ALBERT HEIM (1915, 1921), que le décrochement doit d'être considéré comme le type de ce genre d'accidents dans les régions plissées. C'est aussi l'opinion du même auteur concernant son origine, qui est acceptée le plus souvent. Elle admet que les décrochements jurassiens ont été causés par l'étirement longitudinal de la chaîne en relation avec sa courbure. On la retrouve, à quelques nuances près, chez la plupart des auteurs, DE MARGERIE (1936), M. BERTRAND (Légende F. Pontarlier), ainsi que dans le traité de tectonique de GOGUEL (1952). Cette explication s'accorde avec le fait relevé en 1887 déjà par DOLLFUSS, que les plis des deux lèvres ne correspondent pas, ceux du secteur oriental paraissant avoir subi un rejet d'environ 2 km vers le N par rapport aux autres.

Dans un autre ordre d'idées, COLLOT (1909) s'est demandé si le décrochement de la couverture ne coïncide pas avec un accident du substratum primaire, tandis que SCHARDT (1920) le considérait au contraire comme un accident superficiel, n'affectant que le sommet des plis, à l'emplacement d'une vallée du Rhône pliocène. Enfin pour PHILIPP (1942) l'accident de Pontarlier prend place dans le réseau de cassures de directions et d'âges différents qu'il distingue dans la chaîne jurassienne.

## CHAPITRE 2

## DESCRIPTION DES PLIS

Les planches et l'esquisse tectonique (fig. 1) permettent d'éviter de trop longues descriptions tectoniques, sans nous dispenser toutefois de les commenter et d'y relever les traits essentiels. Pour plus de détails on consultera les cartes géologiques à grande échelle et les études qui figurent dans la liste bibliographique, ainsi que Le Jura II de DE MARGERIE (1936).

Les caractères généraux du territoire envisagé sont déterminés par un réseau de dislocations, qui le découpent en un certain nombre de compartiments distincts. Le plus important de ces accidents est le *décrochement de Pontarlier*. Au S de Vallorbe il se divise en deux cassures parallèles, que nous appellerons, pour la commodité de la description, *faille du Pont E* et *faille du Pont W*. Dans l'ensem-

ble, le décrochement scinde le territoire en deux parties bien distinctes, le *secteur W* et *le secteur E*. A son tour, ce dernier est découpé en plusieurs compartiments par la *faille du Suchet* et la *faille d'Orbe*, l'une et l'autre parallèles à la principale ligne de dislocation, et par deux faisceaux de fractures obliques, les *failles des Fourgs* au N et les *failles de Vaulion* au S, dans le prolongement de celles du *Mormont*. Leur étude fera l'objet du chapitre suivant.

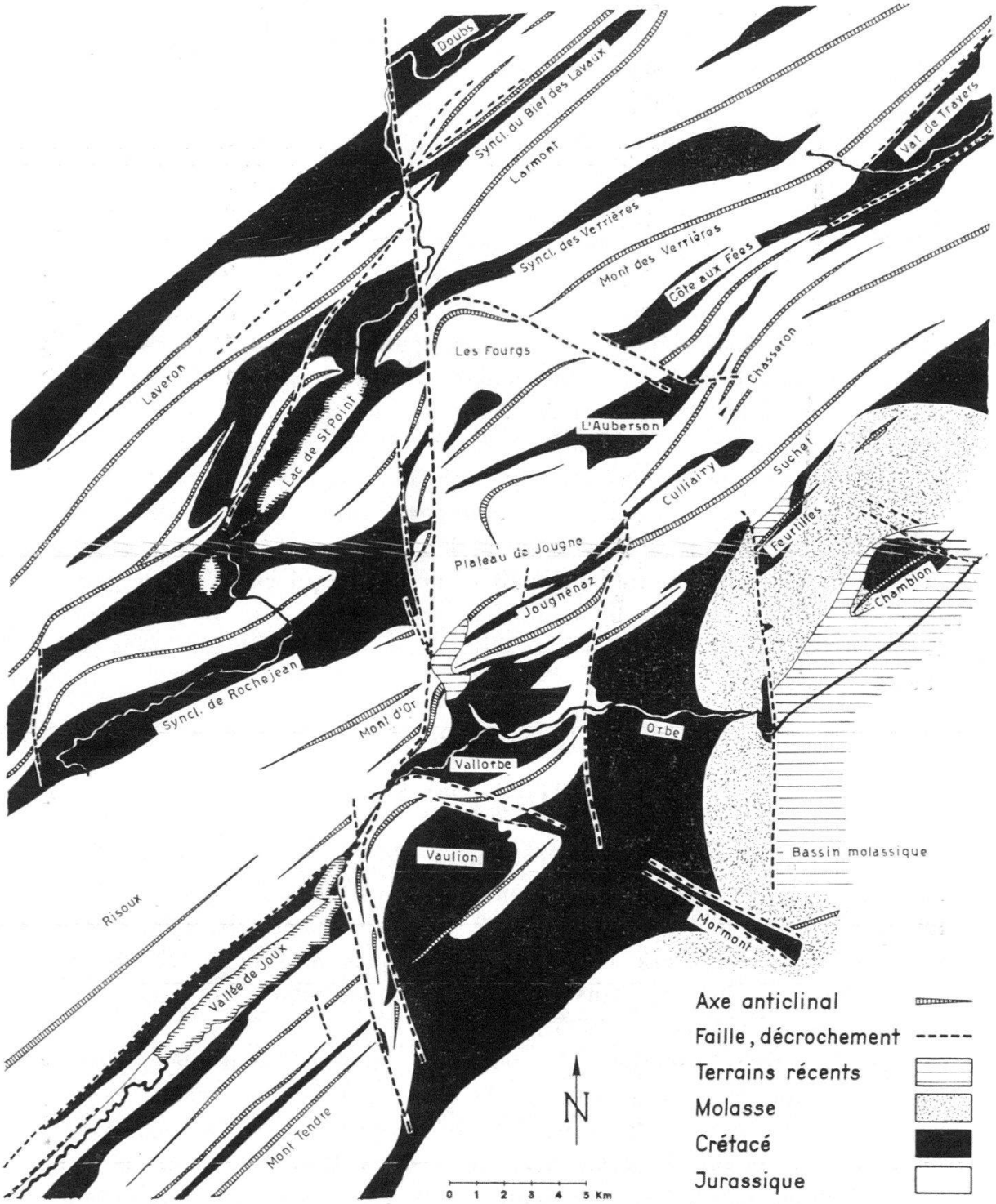



FIG. 1. — Esquisse tectonique régionale.

Ce réseau de dislocations est complété dans le sens longitudinal par un *faisceau oligocène* qui permet de distinguer une *zone interne* du côté molassique et une *zone externe* à l'opposé.

### Le faisceau oligocène.

Il comprend deux rides et le territoire intermédiaire, auxquels il faudrait ajouter des ébauches de plis de la zone interne, comme nous le verrons ultérieurement. La *première ride* a été décrite dans un précédent travail (Aubert 1958). Dans le secteur W elle est constituée notamment par deux plis étroits, un anticlinal portlandien et un synclinal partiellement rempli de Crétacé, qui s'étendent sans discontinuité dans toute la longueur de la vallée de Joux, soit sur une trentaine de kilomètres. A la limite W de nos cartes, au bord NW du lac de Joux, nous en distinguons l'extrémité orientale qui s'effile, puis s'efface à l'E du lac Brenet, au contact du décrochement. Toutefois elle persiste, quoique très laminée, dans les escarpements du Mont d'Or où son existence est démontrée par deux pointements de Crétacé.

A l'E de la zone disloquée, la ride réapparaît dans la vallée de la Jougnenaz, où elle prend l'aspect d'un synclinal crétacé compliqué d'anticlinaux et d'écailles jurassiques. Elle subit encore un étranglement et un rejet au passage de la faille du Suchet, au delà de laquelle elle prend fin dans le petit sillon de Culliairy, au pied N de l'anticlinal du Suchet.

Cet étroit faisceau de plis, long de plus de 50 km, est caractérisé à la fois par son style tectonique et par la présence de terrains tertiaires représentés sur la fig. 5. Ce sont des marnes (un *Helix* y a été trouvé), des molasses et surtout des conglomérats calcaires ou *gompholites*, qui ont pu être assimilés à la molasse rouge du pied du Jura [1]. Leur âge est donc connu; c'est le Stampien moyen ou supérieur. Leur intérêt réside surtout dans leur situation tectonique, leurs bancs étant à la fois redressés et discordants sur des terrains crétacés ou portlandiens. Le cas le plus typique est celui du tunnel du lac Brenet (voir Aubert 1943 ou notice explic. de la feuille Vallée de Joux), où une sorte de coussinet de marnes et de gompholites sépare la tranche d'un anticlinal de Portlandien d'un paquet charrié de Crétacé et de Jurassique supérieur. Aucun doute n'est donc permis quant à l'existence de deux phases de plissement: la première antérieure au Chattien qui paraît localisée dans la zone interne; la seconde qui se confond vraisemblablement avec le plissement général.

Outre la position des paquets de gompholite, la ride oligocène

[1] Dans une note parue en 1955, Mlle François signale des gompholites dans la vallée de la Jougnenaz.

possède en propre l'empreinte des deux actions tectoniques qu'elle a subies. Contrairement à ce que l'on observe dans les plis ordinaires, le Crétacé du synclinal est disloqué, plissé ou réduit en écailles; les failles qui l'affectent ou le délimitent, irrégulières, rompues ou sinueuses, ont visiblement été déformées après coup, comme on peut le constater sur la figure 2. Dans l'ensemble, la ride oligocène se présente comme une sorte de cicatrice longitudinale, bien distincte des plis qui la bordent.

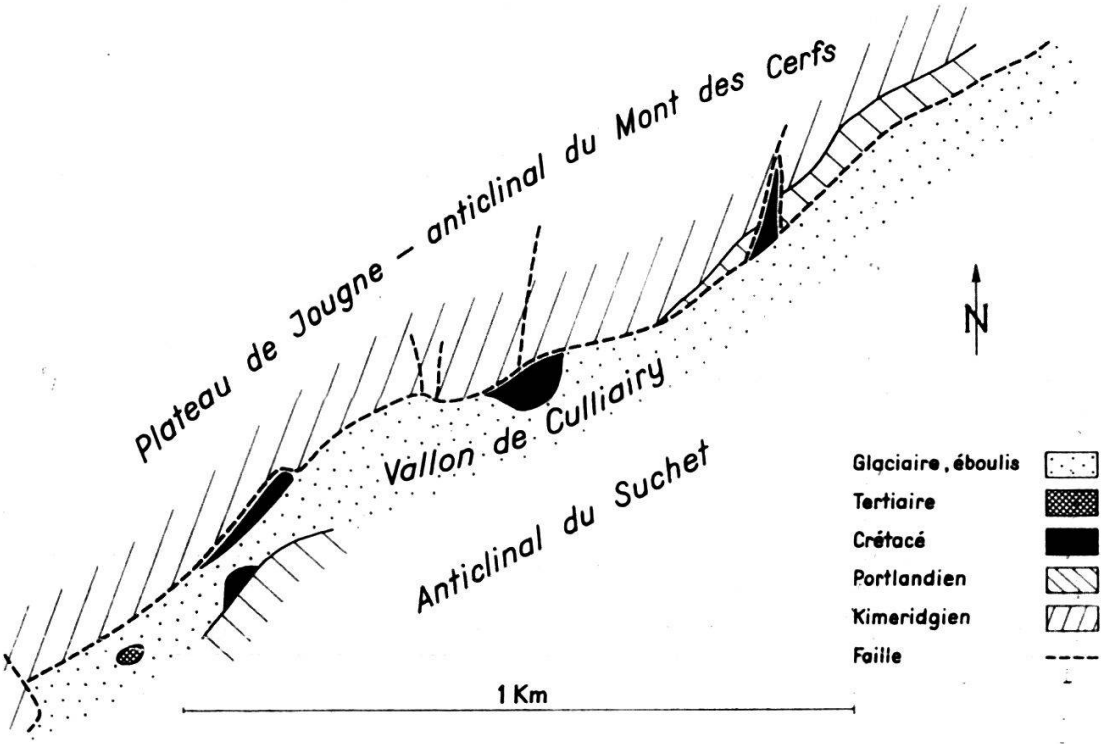



FIG. 2. — Carte géologique d'une partie du vallon de Culliairy, montrant la structure particulière de la 1re ride oligocène.

Elle prend fin d'une manière confuse dans le petit bassin de Culliairy, au S de Ste-Croix, sous une couverture morainique. Il est certain cependant, qu'elle ne se prolonge pas au delà, et c'est ce qui importe, ainsi qu'on peut aisément le vérifier sur la carte structurale.

Au N de la première, s'étire une seconde ride oligocène. Elle est particulièrement nette dans la profonde coupure synclinale de Noirvaux, au N de Ste-Croix, à l'E de laquelle elle se prolonge bien au delà des limites de la carte, dans la zone complexe du val de Travers. Au moulin de Noirvaux existe un gros paquet de conglomérat et de marnes rouges à Hélicidés, attribués tantôt au Chattien, tantôt à l'Aquitanien (DOUXAMI 1896 *a* et *b*; RITTENER 1892 et 1902), qui s'appuie au versant portlandien [2]. D'autres formations semblables ont

[2] A ma connaissance, personne n'a signalé au sein du conglomérat la présence d'énormes blocs anguleux de Jurassique supérieur, ni le fait qu'au-dessus d'un niveau déterminé, tous les éléments appartiennent au Crétacé et sont soudés par un ciment grossier sans argile rouge.

été signalées plus à l'E, au Grand Suvagnier (RITTENER 1902; JEANNET 1926) et au pied du versant méridional du val de Travers jusqu'à Champ du Moulin (JEANNET 1934; THIEBAUT 1937). Partout ils reposent en discordance sur les calcaires mésozoïques et supportent la molasse.

A l'W des failles des Fourgs, la ride se retrouve dans la cuvette de l'Auberson, renfermant les mêmes argiles rouges, mais sans sédiments grossiers. Toujours dans la même direction elle se prolonge dans le petit vallon crétacé du Voirnon, puis après le rejet que lui applique le décrochement, dans le long *synclinal de Rochejean.* Or nous verrons plus loin que celui-ci est certainement antérieur au Burdigalien. Il existe donc de solides raisons de le considérer comme la partie occidentale de la ride oligocène de Noirvaux, bien qu'on n'y ait jamais signalé de gompholite.

L'existence et l'âge de ces deux rides implique nécessairement, dès l'Oligocène, la différenciation du territoire intermédiaire. Celui-ci comprend, à l'W l'*anticlinal du Risoux,* à l'E le *plateau de Jougne*; à l'origine tous deux devaient se trouver dans le même axe. L'un et l'autre ne sont pas de véritables plis, ni même des systèmes plissés. Ils ressemblent davantage à de grands plateaux de Malm, tabulaires ou faiblement inclinés, bosselés ou confusément plissés par endroits, avec une série de voussures secondaires à leur lisière SE. A l'W de la carte, cette structure indécise fait partiellement place à une large voûte dont la charnière coïncide à peu près avec la frontière (fig. 1).

De l'W à l'E le Risoux ne cesse de se rétrécir, sa largeur passant de plus de 10 km à la limite W de la feuille de Pontarlier, à moins de 4 km au travers de Vallorbe. En même temps l'extrémité orientale se soulève, comme le montre la carte structurale, pour aboutir à la culmination du Mont d'Or, sorte de bourrelet transversal, qui finit par s'abaisser au contact du décrochement.

Quant au plateau de Jougne, ses bancs s'inclinent aussi vers le grand accident transversal; dans la direction opposée la structure tend à se modifier. Le bord SE se relève pour former l'*anticlinal du Mont des Cerfs,* dont le profil symétrique et la forme régulière contrastent avec l'aspect cabossé du plateau. A la même hauteur, une large gouttière se dessine et rejoint le synclinal de l'Auberson (fig. 3). Remarquons encore que ces transformations, y compris le brusque élargissement de la cuvette de l'Auberson, se produisent dans le prolongement de la faille du Suchet.

Il est superflu de souligner l'importance de ce faisceau oligocène pour la compréhension de la tectonique de la haute chaîne jurassienne. Elle apparaîtra mieux encore par la suite, quand on aura relevé la dissemblance des plis qu'il délimite.

### Les plis de la zone interne.

La zone interne, comprise entre le faisceau oligocène et le bassin molassique, possède trois chaînons disposés en échelons refusés.

La *chaîne du Mont Tendre* n'est représentée sur nos planches que par son extrémité orientale. On y distingue les deux anticlinaux et le synclinal intermédiaire qui la constituent au voisinage de son interruption par les failles du Pont.

*L'anticlinal du Mont Tendre,* remarquable par sa structure parfaitement réglée et continue, bien visible sur la planche I, s'abaisse axialement à l'approche de la faille du Pont W, puis s'interrompt au contact de sa trace et d'un lambeau de Valanginien. Dans son prolongement, entre les deux failles, s'élève d'abord une sorte de bourrelet gauchi, puis au delà de la deuxième, l'anticlinal surbaissé du *Chalet Devant,* qui prend brusquement fin sous des amas morainiques, dans l'alignement des failles de Vaulion.

*Le synclinal de Vaulion,* très étroit, mais extrêmement continu dans le secteur W, s'efface par relèvement axial à l'approche de la faille du Pont W, puis réapparaît au delà de la zone broyée sous la forme d'un brachysynclinal elliptique, la cuvette de Vaulion. A l'E, il ne dépasse pas les failles de Vaulion.

*L'anticlinal de la Dent de Vaulion* (ou plus simplement de la Dent) subit des dislocations plus profondes. Large voûte à l'W, il franchit les failles du Pont presque sans s'abaisser, mais non sans se transformer radicalement. Son axe s'oriente droit au N tandis que son flanc W, entraîné par une violente torsion, chevauche les terrains crétacés de la vallée de Joux. Dans sa partie médiane, ce pli se comporte donc comme une petite nappe de charriage en forme de croissant, comprise entre les failles du Pont et celles de Vaulion. A l'E de ces dernières, il retrouve un profil à peu près symétrique, très abaissé, et se termine à son intersection avec la faille du Suchet.

*Le synclinal du lac de Joux.* Faisant suite à la chaîne du Mont Tendre au NW, ce large pli est presque entièrement dissimulé par des terrains superficiels. Au NE, à l'extrémité du lac de Joux, il est interrompu morphologiquement par le chevauchement de la Dent, sous lequel il doit continuer, ainsi que le démontre l'existence d'une fenêtre (1 km E du Pont) où pointe son flanc SE. Simultanément il subit, en profondeur, de violentes dislocations pour le détail desquelles on consultera la Monographie géologique de la vallée de Joux (Aubert 1943). Ce doit être le même pli qui forme 250 m plus bas, au delà de la zone disloquée, le synclinal de Vallorbe, qui se prolonge en s'élargissant encore dans la vallée de l'Orbe et la région

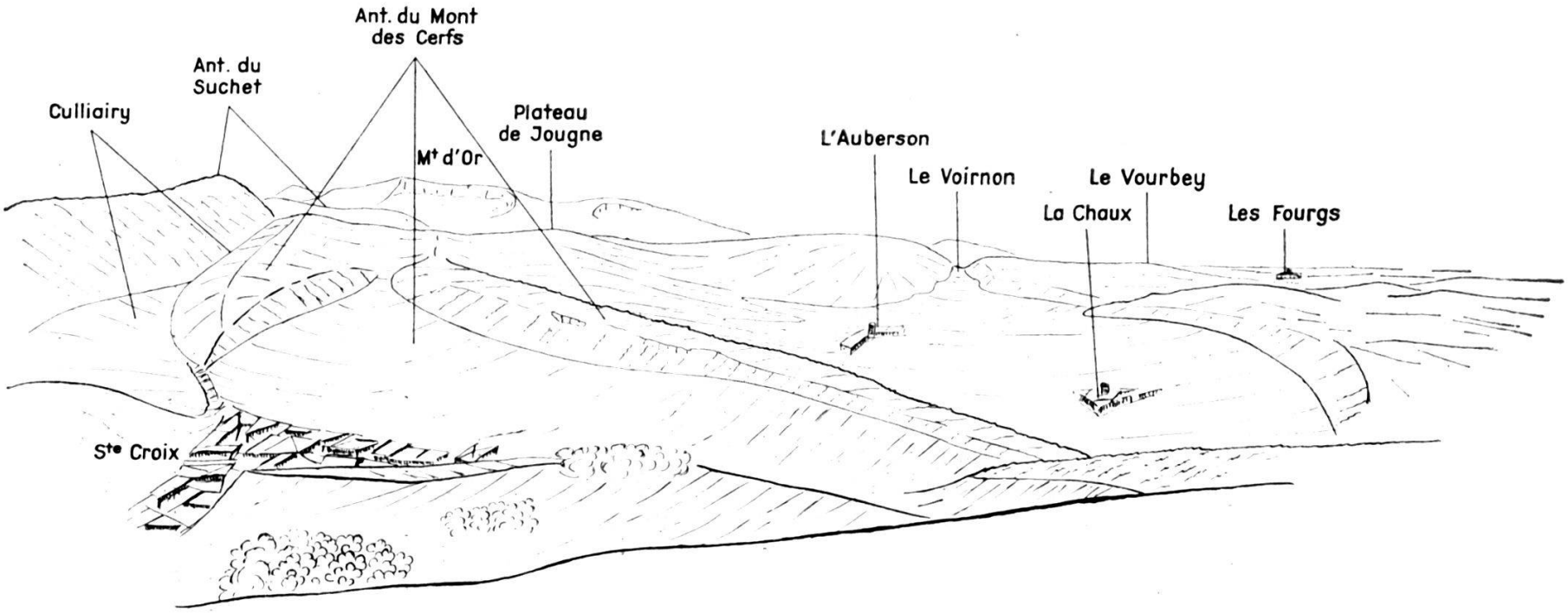



FIG. 3. — Le plateau de Jougne, vu des flancs du Chasseron vers l'W.

de Ballaigues, puis se relève et s'efface à la rencontre de la faille du Suchet.

*La chaîne du Suchet.* En consultant la carte structurale, on se rend compte que cette chaîne n'est formée que d'un anticlinal, celui du *Suchet,* et de quelques ondulations de son flanc SE. Ce pli a une origine exceptionnelle. Dans la vallée de la Jougnenaz, au N de Vallorbe, on le voit surgir du placage morainique, puis par une formidable ascension axiale (500 m sur 1 km), acquérir un grand développement sur une courte distance (voir fig. 4). Nous reviendrons sur cet accident qui ne peut être que le résultat d'une dislocation inobservable en surface [3].

A son intersection avec la faille du même nom, l'anticlinal subit un brusque exhaussement, accompagné d'un élargissement vers le N. Il prend alors la forme d'une large voûte entaillée jusqu'à la base par une vallée d'érosion. Au delà de cette culmination, le pli s'abaisse axialement et, dès la hauteur de Ste-Croix, se réduit à un palier du flanc méridional du Chasseron.

*La chaîne du Chasseron.* Cette large croupe qui sépare le sillon de Noirvaux, puis le val de Travers, du bassin molassique, n'est représentée sur nos planches que par son extrémité SW. Sur son flanc N vient se greffer un pli secondaire, l'*anticlinal du Mont des Cerfs,* qui le relie au plateau de Jougne. L'anticlinal du Chasseron prend naissance dans la cuvette de Ste-Croix. La partie septentrionale de celle-ci est une vallée d'érosion creusée dans l'anticlinal du Mont des Cerfs, tandis que son extrémité S correspond au petit bassin de Culliairy où se termine la 1re ride oligocène. Son bord oriental est un versant de Jurassique supérieur festonné, dont l'un des angles rentrants est occupé par un lambeau de Valanginien figurant sur la carte géologique. Le saillant voisin s'accentue en direction de l'E, l'emporte sur les autres et finit par former la voûte anticlinale. C'est donc en bordure d'une dépression synclinale et par une forte ascension axiale, que prend naissance le Chasseron. L'analogie avec le Suchet est évidente, et dans les deux cas la cause doit être la même.

*Le pied du Jura.* Le pied de la chaîne est constitué dans les grandes lignes, par une dalle de Crétacé, faiblement inclinée et partiellement recouverte de molasse ou de moraine, que les failles découpent en plusieurs compartiments distincts. La principale ligne structurale de cette *rampe subjurassienne* est l'accident du Mormont,

[3] Dans mon étude sur la tectonique du Mont d'Or (AUBERT 1953) je considérais cet anticlinal comme le prolongement d'un repli qui lui fait face sur le versant opposé de la vallée. Cette explication n'est plus valable du moment que sa montée axiale est connue.

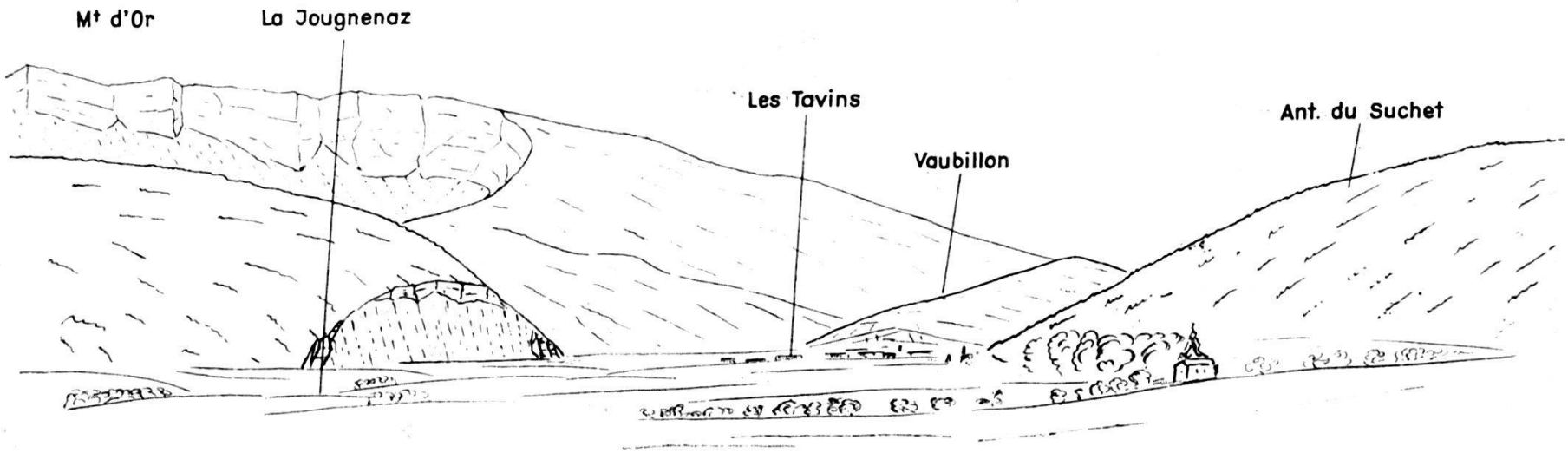



FIG. 4. — Le décrochement à son intersection avec la 1re ride et l'anticlinal du Risoux. Vue au N.

La trace du décrochement suit le vallon de Vaubillon, passe par le hameau des Tavins, puis se prolonge à gauche, entre le contrefort du premier plan et le Mont d'Or. A droite, le bord du plateau de Jougne et l'extrémité de l'anticlinal du Suchet.

semblable à l'arête d'un dièdre, le long de laquelle se coupent deux plans structuraux orientés différemment : à l'W celui de *L'Isle* incliné au SE; au N celui de *Croy* qui descend doucement à l'E, entre les failles du Suchet et d'Orbe. A l'E de cette dernière, le secteur de *Rances* raccorde le Jura à la dépression de la plaine de l'Orbe. Il est interrompu par le petit anticlinal de *Feurtilles* près de Baulmes.

### Les plis de la zone externe.

*Secteur W.* Les planches ne représentent que le bord oriental de ce compartiment, limité, à l'E par la trace du décrochement, au SE par la 2e ride oligocène. Mais on en a une vue d'ensemble sur l'esquisse tectonique de la figure 1. Dans les grandes lignes, on y distingue une zone déprimée, comprise entre le Risoux et l'anticlinal du Laveron.

*L'anticlinal du Laveron.* Son extrémité NE rentre seule dans le cadre de notre étude. On peut constater sa complexité et son caractère disloqué à l'angle supérieur gauche des cartes. La figure 1 montre qu'il subit aussi une diminution de largeur, accompagnée cette fois d'une déviation au N, à l'approche du décrochement.

*La zone déprimée.* Le double rétrécissement du Risoux et du Laveron a pour conséquence l'épanouissement de la zone déprimée intermédiaire, dont la largeur passe du simple au double entre Mouthe et le lac de St-Point. Simultanément ses replis anticlinaux secondaires s'ennoient tout en se détournant légèrement vers le N (fig. 1). On voit l'extrémité de deux d'entre eux au bord W des deux cartes. Dans les intervalles apparaissent des brachyanticlinaux amygdaloïdes aux axes fortement redressés et très obliques par rapport à la direction du décrochement. La carte structurale le montre avec netteté. La carte géologique également, grâce au lambeau d'Hauterivien découvert par Sprecher (1917) sur la lèvre W du décrochement, 2,5 km au S de Mijoux. Dès lors, la structure de la région du lac de St-Point apparaît clairement. Au S nous avons, en bordure du Risoux, le *synclinal de Rochejean.* Le reste est une aire d'ennoyage déjà signalée par de Margerie (1936, p. 937), interrompue le long du décrochement par un ourlet de brachyanticlinaux et de bourrelets, ménageant entre eux un réseau de dépressions tectoniques anastomosées.

*Secteur E.* Une partie du vaste territoire situé à l'E du décrochement occupe une place à part; c'est le *triangle des Fourgs,* délimité par la 1re ride oligocène, le décrochement et les failles des Fourgs. Tous les plis y prennent une physionomie particulière. Le plateau de Jougne, la cuvette de l'Auberson et son prolongement dans le val-

lon du Voirnon, qui en constituent la partie méridionale, ont été décrits précédemment, en raison de leur appartenance au faisceau oligocène.

*L'anticlinal du Vourbey - Vraconnaz.* Dans le triangle des Fourgs, l'anticlinal du Vourbey est caractérisé par un profil presque rectangulaire, avec des flancs verticaux et une charnière à peine marquée. A l'W on le voit s'abaisser vers le décrochement, tandis qu'à l'E, après l'interruption de la faille des Fourgs, il réapparaît avec un rejet d'un km dans la voûte régulière de l'anticlinal de la Vraconnaz.

*Le plateau des Fourgs - synclinal de la Côte-aux-Fées.* Le village des Fourgs occupe à peu près le centre d'une grande dalle portlandienne, faiblement inclinée au S, puis brusquement redressée contre le Vourbey. On ne peut guère appeler synclinal cette région non plissée. En revanche au delà de la faille des Fourgs, elle se creuse tout en se rétrécissant pour donner le synclinal de la Côte-aux-Fées. Au bord du décrochement, la dalle portlandienne s'infléchit assez soudainement par endroits. On en trouve la preuve dans un pointement de Valanginien, à proximité immédiate du plan de faille, sur le chemin de la Chapelle de Mijoux.

*L'anticlinal de Montpetot - Mont des Verrières.* Au sommet du triangle des Fourgs, ce pli se réduit à une flexure qui ploie à la verticale le Malm du plateau des Fourgs, avec abaissement axial à l'approche du décrochement. Dans la direction opposée, étiré par la faille des Fourgs, l'anticlinal se prolonge par la voûte déjetée du Mont des Verrières.

*Les synclinaux des Verrières et du Bief des Lavaux ; les anticlinaux du Larmont et de la Malmaison.* Au delà de la faille des Fourgs, les derniers plis du secteur E parviennent jusqu'à la trace du décrochement, sans interruption préalable. La carte structurale illustre la façon dont ils s'en approchent, par un abaissement et un traînage axiaux parfaitement nets. Le plus typique est celui du Larmont dont les transformations axiales apparaissent admirablement dans la fameuse cluse de Mijoux.

## Conclusions relatives aux plis.

Dans la région affectée par le décrochement, nous avons pu distinguer trois zones de plissement.

1. *Le faisceau oligocène,* première ébauche tectonique de la chaîne, formant une sorte d'armature longitudinale contre laquelle sont venus s'ordonner les plis plus récents. Ses deux rides sont des synclinaux complexes, plus ou moins déformés et écrasés. Le territoire intermédiaire, représenté par l'anticlinal du Risoux et le plateau de Jou-

gne, est une énorme masse inerte qui s'étend sur 50 km entre le décrochement de Morez et Ste-Croix. Il se distingue des anticlinaux ordinaires par sa structure indécise, tabulaire, bosselée ou localement plissée, ainsi que par ses changements de largeur.

2. *La zone interne* située en bordure du bassin molassique, comprend trois chaînons anticlinaux disposés en échelons refusés. Deux d'entre eux, le Suchet et le Chasseron, prennent naissance dans des zones disloquées par de brusques montées axiales. D'autre part, les anticlinaux de la zone interne sont caractérisés par leur vigueur et la déclivité de leurs flancs, fréquemment verticaux ou renversés. Ils sont les seuls à dépasser 2000 m au niveau du Purbeckien.

3. *La zone externe* se trouve au delà du faisceau oligocène. Ses plis diffèrent des précédents par leur profil surbaissé et leur altitude relativement faible; aucun ne dépasse 1700 m. Leur forme et leur amplitude varient du reste d'une région à l'autre. Dans le secteur E, au delà de la faille des Fourgs, ils ont l'aspect de larges voûtes symétriques ou déjetées au N. Dans le triangle des Fourgs, les mêmes plis s'atténuent et tendent à se transformer en plateaux peu accidentés.

La dissemblance des deux zones apparaît aussi dans leur topographie. Quand on contemple le haut Jura de l'un de ses points culminants, la zone interne se présente comme une simple file brisée et très étroite, de croupes et de sommets, dominant de près de 1000 m la plaine molassique. La surface topographique y est calquée sur la structure, à part quelques vallées anticlinales. Le contraste est frappant avec la zone externe qui, à distance, revêt l'aspect d'un plateau ondulé, tout en lignes fuyantes et en composantes horizontales. L'évolution du relief y paraît aussi plus avancée.

La même remarque est valable pour le réseau hydrographique. Celui de la zone interne correspond très exactement à la structure; les cours d'eau de drainage suivent sans exception les vallées synclinales et leurs cluses coïncident dans tous les cas avec des abaissements axiaux ou des zones broyées. On n'en peut dire autant de la zone externe où, à côté de cours d'eau de même type, il en existe d'autres comme le Doubs en amont du lac de St-Point, dont le tracé est indépendant de la tectonique. On y observe aussi des vallées sèches comme la cluse de Mijoux, telles qu'il n'en existe aucune en deçà des rides oligocènes [4].

A la fin de cette première partie, on s'étonne de découvrir une tectonique jurassienne d'une telle complexité. Au lieu du faisceau

[4] Rappelons ce que nous avons dit dans un récent travail (AUBERT 1958) à propos des imprégnations d'asphalte, qui sont exceptionnelles dans la zone externe, tandis que dans la zone interne, on en observe un peu partout.

de plis uniformes que l'on imagine ordinairement, on distingue en réalité, dans la haute chaîne, plusieurs plissements, différant non seulement par leur position, mais aussi par leurs caractères et même par leur âge. Dans les chapitres suivants nous essaierons de découvrir les causes de cette diversité.

## Chapitre 3

## DESCRIPTION DES FAILLES

### Le décrochement de Pontarlier.

La tectonique régionale dépend, dans une large mesure, de cette grande dislocation, qui traverse toute la haute chaîne, de Pontarlier à Montricher, au pied du Jura. Au delà de la première de ces localités, on peut la suivre à travers le plateau et les rides du Jura central, jusqu'à la vallée du Doubs (Glangeaud 1949), tandis que dans la direction opposée, elle disparaît sans laisser de traces sous les terrains molassiques et morainiques du pied du Jura.

#### Intersection avec la zone externe.

De Pontarlier aux Hôpitaux, la trace du décrochement, presque rectiligne, conserve une direction méridienne, en dépit des déformations de ses deux lèvres. Chose étonnante pour un accident de cette importance, et relevée déjà par de Margerie (1936), le plan de faille n'est visible nulle part. On se demande même s'il existe réellement ou s'il n'est pas remplacé par endroits par les zones broyées que l'on observe fréquemment.

Sur la plus grande partie de sa longueur, le décrochement est marqué dans la topographie par une coupure profondément encaissée, qui interrompt successivement tous les chaînons. En amont de Pontarlier, le Doubs y trouve un passage. Au N des Hôpitaux toutefois, la trace passe inaperçue dans un massif de Jurassique supérieur; mais sa présence y est attestée par la dissemblance tectonique des deux lèvres.

La plupart des auteurs qui ont étudié le décrochement se sont efforcés d'établir une concordance entre les plis des deux lèvres. Ainsi Sprecher (1917) s'est donné beaucoup de peine pour démontrer que les plis du secteur W se retrouvent avec un certain décalage dans le secteur E. Raven (1932) en a fait autant dans son étude du décrochement des Rousses, tout en reconnaissant les difficultés de l'opération. Heim (1921) admet aussi le raccord des plis, mais pas dans le même ordre que Sprecher. Il est vraisemblable que c'est cette idée préconçue d'un simple décrochement, impliquant le rejet de la

lèvre E, qui a empêché mes prédécesseurs de saisir la véritable nature de cet accident.

Pourtant en 1909 déjà, COLLOT remarquait au S de Pontarlier que les éléments tectoniques des deux rives ne coïncident pas. Cette idée, énoncée de nouveau par SCHARDT en 1920, a été reprise récemment par les géologues de Besançon (GLANGEAUD 1949-50). Ainsi, dans une note parue en 1957, CHAUVE déclare « qu'il n'est pas possible de faire correspondre les plis de part et d'autre de cette faille ». Cette assertion est aisément vérifiable. Il suffit de se souvenir de la description des plis ou de consulter la carte structurale, pour constater que non seulement les anticlinaux et les synclinaux de la lèvre W ne correspondent pas à ceux de l'autre lèvre, mais que les uns et les autres s'atténuent ou s'interrompent à l'approche de l'accident. L'existence de deux lambeaux de Crétacé à proximité immédiate de la trace, en apporte aussi la confirmation. Il faut donc se rendre à l'évidence; la *dislocation de Pontarlier n'est pas un décrochement ordinaire. Dans la zone externe tout au moins, on pourrait la définir comme la ligne de démarcation de deux faisceaux de plis distincts.*

Cela pose le problème de son âge par rapport à celui du plissement. L'antériorité du décrochement paraît évidente, comme l'a remarqué CHAUVE; c'est également l'opinion de DREYFUSS (*in* GLANGEAUD, 1949, p. 679). Toutefois la question est d'une telle importance qu'il vaut la peine de l'examiner de près. L'hypothèse d'une cassure postérieure aux plis n'entre pas en ligne de compte. C'est celle d'un accident synchrone qui est généralement retenue. Il s'agirait alors d'une faille d'étirement rompant une série en cours de plissement, conformément au schéma de GOGUEL (1952, p. 153). Nous en verrons d'authentiques exemples plus loin. Un tel accident ne serait pas en contradiction avec l'abaissement et la déviation des plis de chaque côté de la trace. A la rigueur, on pourrait même admettre que les deux lèvres, séparées dès le début du mouvement, aient pu se plisser indépendamment l'une de l'autre. Le critère de la non concordance des plis ne nous paraît donc pas absolument déterminant. Théoriquement tout au moins, car quand on considère cette profonde coupure tectonique, sa direction presque rectiligne et indépendante de celle des plis, la dissemblance des deux lèvres et le bouleversement des anticlinaux et des synclinaux à son approche, on ne peut douter de son ancienneté. Cette conviction est renforcée encore par le fait que dans sa plus grande partie, le décrochement se présente comme un sillon transversal, béant, au bord duquel se terminent ou s'interrompent les plis, sans entrer en contact d'une lèvre à l'autre. Rien de semblable n'existe dans les failles d'étirement typiques comme celles des Fourgs et de Vaulion.

L'étude de la zone interne nous fournira une autre preuve, péremptoire celle-là, de l'antécédence du décrochement. D'ores et déjà nous pouvons la considérer comme démontrée. H. SUTER (1920) aboutit à des conclusions analogues en ce qui concerne le décrochement de la Ferrière aux Convers.

### INTERSECTION AVEC LE FAISCEAU OLIGOCÈNE (fig. 4).

Contrairement aux plis de la zone externe, les deux rides et l'anticlinal du Risoux qui constituent le faisceau oligocène, se prolongent d'une lèvre à l'autre, comme le montre la carte structurale. Ils constituent un seul bloc dont la partie orientale a subi un rejet horizontal d'environ 3,5 km, facilement mesurable aux deux bords de l'anticlinal. A leur égard, la dislocation transversale se comporte donc comme un authentique décrochement, en ce sens qu'elle les tranche et en déplace les tronçons presque sans les déformer. Cela implique évidemment l'antériorité des plis par rapport à la cassure, conformément à ce que nous savons de leur âge.

Le synclinal de Rochejean et l'anticlinal du Risoux ne subissent, au passage du décrochement, que des modifications peu importantes, aisément visibles sur les cartes. En revanche, la ride méridionale a été soumise à des dislocations beaucoup plus prononcées. La trace conserve sa direction NS jusqu'à l'épaulement du Mont d'Or, où on la voit s'incurver assez brusquement au SW. Ce changement de direction, coïncidant avec celui du relief, trahit une modification du plan de faille. Primitivement vertical, celui-ci s'incline à l'W et s'enfonce profondément dans le massif du Mont d'Or; cette torsion se répercute sur le flanc de cet anticlinal et sur le Crétacé de Vallorbe qui subissent de violentes dislocations locales. Quant à la ride oligocène, on la voit s'effiler à l'E du lac Brenet, s'effacer au contact du décrochement, puis s'en détacher à nouveau au SW de Jougne. Dans l'intervalle elle doit s'étirer le long du plan de faille, ainsi que l'indiquent les pointements crétacés signalés plus haut.

Cette structure trahit la complexité des déformations subies par la ride méridionale sous l'effet du décrochement. Dans son mouvement vers le N, la lèvre orientale s'est écrasée contre le bastion du Mont d'Or. Plus au S, sur le versant méridional de ce dernier, sa pression a été assez puissante pour repousser le plan de faille vers l'W et bousculer la lèvre occidentale.

Entre la vallée de Joux et Vallorbe, dans la région profondément disloquée qui s'étend au NW de la Dent de Vaulion, la ride subit encore un rejet vertical d'environ 250 m, qui se marque dans la topographie par un abrupt qui ferme au SW la cuvette de Vallorbe.

PROLONGEMENT DU DÉCROCHEMENT DE PONTARLIER DANS LA ZONE INTERNE.

La simplicité de l'accident dans la zone externe ne se retrouve pas dans la zone interne. A l'W de Vallorbe, la trace du décrochement évolue en une ligne sinueuse. Ce changement correspond à une profonde modification du plan de faille qui, dans sa partie superficielle en tout cas, se transforme en un plan de chevauchement, celui de la Dent de Vaulion. La fenêtre du Pont et la coupe du tunnel de chemin de fer en apportent la preuve (AUBERT 1943). Elles démontrent aussi que la surface de charriage coïncide avec une ancienne surface topographique. En même temps la trace bifurque et les deux failles du Pont, d'abord divergentes et irrégulières, finissent par prendre parallèlement la direction SSE, tout en redressant leur plan vers l'W. Le bourrelet qu'elles délimitent contraste, par son extrême degré de dislocation, avec la régularité des zones latérales.

Il est impossible d'imaginer à quels accidents profonds correspond la structure tourmentée de la zone interne, dans la région où elle est traversée par le décrochement. On peut être certain toutefois que les deux failles du Pont se rejoignent en profondeur, comme l'indique la jonction de leurs traces, et qu'il existe, sous la Dent de Vaulion, une importante dislocation, prolongement du décrochement de Pontarlier.

Les deux failles du Pont n'ont pas les mêmes effets sur les deux anticlinaux et le synclinal qu'elles traversent. De cette dissemblance, on peut tirer des conclusions importantes. Si l'on se reporte à la carte géologique de Mont-la-Ville - Cossonay, on constate que l'anticlinal du Mont Tendre subit une forte descente axiale, accentuée encore par une faille secondaire, à la suite de quoi il s'interrompt le long de la faille du Pont W, au fond d'une profonde dépression rectiligne, occupée par du Valanginien. En continuant dans la même direction, on rencontre, dans l'intervalle entre les deux failles, un bourrelet oblique et tourmenté, auquel succède au delà de la faille E un nouvel anticlinal très surbaissé, celui du Chalet Devant. L'intérêt de cette tectonique réside dans la situation du Crétacé, dans l'axe de l'anticlinal, 500 m en contre-bas de son faîte topographique, ce qui correspond à une dénivellation structurale de 1000 m dans le sens longitudinal. La présence de ce lambeau de Valanginien, au fond de cette espèce de fossé transversal, ne peut s'expliquer que par l'influence d'une dislocation antérieure aux plis, à l'exclusion de toute faille d'étirement ou autre accident similaire. Ainsi le doute qui pouvait subsister relativement à l'âge du décrochement peut être écarté et nous pouvons admettre sans restriction qu'une dislocation transversale a précédé le plissement de la chaîne.

Dans l'anticlinal de la Dent et dans le synclinal de Vaulion, les conditions sont très différentes. Les deux failles du Pont y passent presque inaperçues et la carapace de Malm ne paraît pas avoir été entièrement rompue. Leurs traces, à peine marquées dans la topographie, s'infléchissent en fonction des déformations, montrant ainsi la subordination des plans de fracture à l'action du plissement. L'anticlinal de la Dent et le synclinal de Vaulion ont donc une propriété commune avec les plis du faisceau oligocène, celle de se prolonger de chaque côté du décrochement, avec cette différence que le changement de structure, d'une lèvre à l'autre, y est beaucoup plus prononcé.

On est donc obligé d'admettre que ces deux plis ont une origine complexe et qu'ils ont été édifiés en deux fois. Ebauchés à l'Oligocène, sectionnés ensuite par les failles du Pont, leur plissement s'est achevé plus tard, pendant la dernière phase orogénique. Au cours de cette opération, leurs tronçons ont dû évoluer indépendamment les uns des autres, en déformant les plans de failles qui les séparaient.

L'anticlinal de la Dent et le synclinal de Vaulion représentent donc la frange du faisceau oligocène, reprise au Pliocène par le plissement de la zone interne.

### La faille du Suchet.

Cet accident présente de grandes analogies avec le décrochement de Pontarlier, ne serait-ce que par sa direction. Dans sa partie méridionale, il met en contact deux éléments tectoniques très différents : une lèvre W plissée, comprenant l'extrémité de la Dent de Vaulion et du synclinal de Vallorbe, et une lèvre E monoclinale, simple dalle de Crétacé inclinée à l'E. Entre les deux, le rejet vertical atteint 300 à 400 m. La partie septentrionale traverse l'anticlinal du Suchet qu'elle modifie profondément, dans le sens d'un exhaussement axial et d'un élargissement de la lèvre E, accompagné de l'écrasement de la 1re ride oligocène dans l'étroit vallon de Culliairy. Réciproquement son plan de faille a été déformé par le plissement ainsi que le montrent les inflexions de sa trace.

Son comportement est donc exactement le même à l'égard de l'anticlinal du Suchet que celui des failles du Pont vis-à-vis de l'anticlinal de la Dent. On en conclut par analogie que ce pli a été ébauché lui aussi dès l'Oligocène.

La faille du Suchet affecte aussi la ride oligocène à la façon d'un décrochement, en l'étirant et en lui faisant subir un rejet d'environ 500 m, mais elle ne la dépasse pas. Il est possible toutefois, que son influence se soit exercée au delà par une action sous-jacente, puisque c'est dans son prolongement que le plateau de Jougne se rétrécit et qu'apparaît l'anticlinal du Mont des Cerfs.

Quant à son âge, il est vraisemblablement le même que celui du décrochement.

### La faille d'Orbe.

C'est la première fois que cet accident figure dans une carte géologique, d'où la nécessité d'apporter quelque précision à sa description, d'autant plus qu'il est presque partout dissimulé par les terrains superficiels. 5 km au S d'Orbe (Carte struct.), un sondage exécuté en 1929 a rencontré l'Urgonien sous la molasse à 212 m de profondeur (échantillons recueillis par Custer et conservés au Musée de Lausanne). Dans le coteau tout proche, n'affleure que la molasse rouge, mais l'Urgonien sur lequel elle repose ne peut être bien profond. Entre l'Urgonien du sondage et celui du coteau une dénivellation est donc certaine.

La ville d'Orbe est construite sur un paquet de calcaire barrémien qui se dégage à l'W de la molasse et domine à l'E la plaine alluviale par une falaise continue de près de 2 km de long. Dans cet escarpement et dans les carrières qui y sont creusées, on n'observe aucune trace de charnière ou de flexure et l'inclinaison des bancs s'écarte peu de l'horizontale. Rien n'indique qu'on ait affaire à un anticlinal. Les faits s'accordent mieux avec l'existence d'une faille, dont la lèvre W soulevée constituerait la colline d'Orbe, tandis que l'autre, fortement déprimée, correspondrait à la plaine alluviale.

On en trouve la confirmation 3 km au N d'Orbe, où la faille est visible avec toute la netteté désirable. Elle figure du reste dans la carte dressée par Althaus (1947). Dans le coteau de Rances, on observe en effet, deux séries stratigraphiques différentes au contact l'une de l'autre; celle de la lèvre E comprend le pointement d'Urgonien qui figure sur la carte géologique. Quelques km plus loin, c'est la même cassure qui doit passer à l'extrémité W du petit anticlinal de Feurtilles, dont la brusque interruption ne peut s'expliquer que par la présence d'un accident tectonique. On la retrouve enfin dans la cluse débouchant à Baulmes, creusée dans le flanc méridional du Suchet, dont elle interrompt localement la continuité.

A la suite de ces cinq observations, échelonnées sur une ligne droite de 13 km de long, on peut considérer comme extrêmement probable l'existence d'une grande faille reliant le versant jurassien au Mormont. Du Mormont à Orbe, l'accident coupe le glacis molasso-crétacique de Croy, uniformément incliné à l'E, et le délimite de la dépression structurale occupée par les alluvions de l'Orbe. Dans ce secteur, sa trace est marquée par un coteau rectiligne et parfaitement continu. D'Orbe au Jura, il s'infléchit quelque peu à l'W, et partage la rampe subjurassienne en deux secteurs tectoniquement dissemblables, comme on peut le voir sur la carte structurale. Finalement la faille tranche le flanc S de l'anticlinal du Suchet et sa trace, de plus en plus infléchie à l'W, finit par en épouser la direction et par se perdre dans le cœur argovien du pli.

### Les failles de Vaulion.

A première vue, les failles de Vaulion et celles du Mormont semblent se prolonger les unes les autres par un raccord passant à l'extrémité de l'anticlinal du Chalet Devant. C'est cette solution que

j'avais adoptée dans de précédents travaux (AUBERT 1953). A la suite de nouvelles observations, cela paraît pour le moins incertain. En effet, si les failles de Vaulion se perdent sous de volumineux amas morainiques, celles du Mormont s'atténuent, puis disparaissent dans le Crétacé de la rampe subjurassienne, sans parvenir jusqu'au pied du Chalet Devant. Au lieu d'une cassure, c'est donc une chute axiale qui met fin à cet anticlinal; on la voit du reste s'amorcer à l'extrémité de sa croupe, par un pendage de 70° E.

Les *failles de Vaulion* limitent au N et à l'E le trapèze de Vaulion, c'est-à-dire le tronçon renversé et charrié de l'anticlinal de la Dent et le brachysynclinal de Vaulion. Celui-ci prend fin au contact des failles, remplacé sur l'autre lèvre par le Crétacé monoclinal du pied du Jura, en partie dissimulé par les terrains quaternaires. En revanche, l'anticlinal de la Dent n'est pas supprimé, mais profondément modifié. Les failles mettent fin à son chevauchement, et le ramènent, par l'intermédiaire d'un bourrelet de torsion, à une forme régulière et surbaissée.

Si les failles influencent les plis, l'inverse se vérifie aussi. On constate en effet que leurs traces dévient en pénétrant dans l'anticlinal et qu'elles finissent par en prendre la direction, l'une d'elles se prolongeant jusqu'au plan de chevauchement, l'autre se perdant dans l'Argovien.

### LES FAILLES ET LA DISLOCATION DU MORMONT.

Bien que situé en marge du territoire étudié, le Mormont constitue un accident tectonique trop important pour qu'on puisse se dispenser d'en tenir compte. On en trouvera une étude détaillée dans le travail de CUSTER (1928) et la représentation précise dans la carte Mont-la-Ville - Cossonay, qui nous dispensent d'une trop longue description.

Le Mormont comprend essentiellement deux failles parallèles, aboutissant au SE à une zone disloquée, amorce de l'anticlinal molassique du versant S de la vallée de l'Orbe; dans la direction opposée elles disparaissent comme nous venons de le préciser. Au SE de La Sarraz, la bande étroite qu'elles délimitent se présente comme un horst, en ce sens qu'elle est plus élevée structuralement que les zones latérales. Au NW de cette localité, sa situation tectonique se renverse; encaissée entre deux hautes parois crétacées, elle constitue un petit fossé urgonien et molassique. En réalité, si l'on se donne la peine de consulter la carte structurale, on constate que l'Urgonien occupe sensiblement la même altitude sur le horst et dans le fossé. L'intervalle compris entre les deux failles a dû se comporter comme une esquille rigide et sa situation particulière ne peut provenir que de la déformation des deux zones latérales.

Au Mormont, les traces de broyage sont visibles partout. Dans la carrière de la nouvelle cimenterie de la gare d'Eclépens, on observe deux systèmes de failles. Les unes, orientées N 25-40 E et revêtues d'un enduit sidérolithique, sont tranchées par des miroirs plus frais, sans enduit, dirigées N 35-70 W, c'est-à-dire à peu près parallèlement aux grandes cassures bordières [5]. Le Mormont a donc subi, à deux reprises au moins, des déformations de directions différentes. La plus récente est certainement postérieure à la sédimentation de la molasse chattienne, qui est elle-même affectée par le jeu des failles principales. Quant à la plus ancienne, on est tenté de la reporter à une époque antérieure au Sidérolithique, c'est-à-dire à l'Eocène, sans oser l'affirmer toutefois, un remaniement du bolus le long des plans des failles n'étant pas exclu.

Malgré leur intérêt et leur importance, les failles qui viennent d'être décrites n'expliquent pas tous les accidents tectoniques qui se rattachent au Mormont et à son prolongement NW. Il s'agit d'abord du « dièdre » décrit à la page 104, c'est-à-dire de l'intersection des plans structuraux de l'Isle et de Croy. Or ce trait fondamental du pied du Jura ne peut être le résultat direct des failles du Mormont, telles qu'elles se présentent en surface, et avec lesquelles son arête coïncide. En suivant l'axe de cet accident au NW, on passe au pied du Chalet Devant, dont on a vu dans le paragraphe précédent, la surprenante disparition, attribuable, en l'absence de failles, à une subite chute axiale. On s'étonne aussi de rencontrer un peu plus au N la large cuvette synclinale de Vallorbe-Ballaigues, compartiment à peine dérangé au milieu d'une région fortement disloquée. Mais c'est au N de Vallorbe que la tectonique est la plus imprévue; comme on l'a vu précédemment, l'anticlinal du Suchet y surgit du versant E du vallon de la Jougnenaz, en face d'un autre pli écrasé contre le Mont d'Or, sans raccord possible avec le premier. Entre les deux, dissimulée sous la moraine, se trouve certainement une dislocation dont on ignore les relations avec le décrochement et la ride oligocène tout proches.

Il existe donc, du Mormont à la Jougnenaz, une série d'accidents tectoniques, auxquels viennent encore s'ajouter les failles proprement dites du Mormont et celles de Vaulion. En dépit de leur indépendance apparente, ils contribuent tous ensemble à créer une discontinuité tectonique de la zone interne, à savoir la disparition de tous les plis du secteur W et leur relais par le seul anticlinal du Suchet. Leur action collective implique évidemment une cause commune, qui ne peut provenir que d'un accident transversal profond auquel nous donnerons le nom de *dislocation du Mormont* (ne pas confondre

[5] L'existence de ces deux systèmes de failles m'avait été communiquée oralement en 1950 déjà, par le regretté H. LAGOTALA.

avec les failles du même nom). Nous en ignorons la nature, mais nous savons qu'elle existe en profondeur dans la zone comprise entre le Mormont et la Jougnenaz, et que tous les accidents tectoniques qui jalonnent cette région ne sont que des déchirures ou des gauchissements superficiels dus à son influence sur le plissement.

Il est possible aussi que celle-ci se soit exercée au delà de la zone interne. Dans le faisceau oligocène, on pourrait lui attribuer, partiellement tout au moins, la culmination du Mont d'Or et sa chute axiale, ainsi que le brusque élargissement du synclinal de Rochejean près de Métabief; dans la zone externe, l'interruption des anticlinaux secondaires au S et à l'W du lac de St-Point. Sur l'esquisse tectonique (fig. 1), on constate en effet que tous ces accidents se trouvent à peu près dans le prolongement de la dislocation du Mormont.

L'existence de la dislocation du Mormont est confirmée par l'étude de la molasse chattienne du pied du Jura. Au S du Mormont, dans le lit de la Venoge, Custer (1928) n'a observé que de la molasse gréseuse et glauconieuse, accompagnée de marnes sombres micacées et de quelques niveaux d'argile rouge au toit du Sidérolithique. Au N du Mormont au contraire, mes propres observations, en accord avec celles de mes prédécesseurs, aboutissent à des résultats très différents. Dans tous les affleurements ce sont les marnes rouges, bariolées ou jaunâtres, parfois fossilifères, qui dominent, avec des intercalations de marno-calcaires et quelques bancs de grès grossiers. Toutefois le faciès le plus caractéristique est la gompholite. En dehors des coupures naturelles, ce sont presque toujours ces conglomérats calcaires qui transpercent la couverture morainique ou éluviale, en raison de leur plus grande résistance. A leur propos, Custer a remarqué très justement que le diamètre des galets atteint son maximum dans la région du Mormont et qu'il diminue graduellement quand on s'éloigne vers le N.

Ces observations, qui mériteraient d'être complétées par une étude pétrographique détaillée, conduisent à des conclusions importantes, en ce sens que la série molassique diffère sur les deux flancs du Mormont[6], principalement par l'abondance des gompholites au N et par leur absence au S. Schardt (1883) en signale bien un lambeau dans la vallée de la Venoge près de Moiry, dont un échantillon existe au musée de Lausanne. Il ne peut s'agir que d'un gisement insignifiant, car il ne figure pas sur la carte et mes recherches dans cette région ne m'ont permis d'y découvrir qu'un seul bloc de ce conglomérat. Quoi qu'il en soit, l'emplacement du Mormont actuel délimitait au Chattien deux bassins sédimentaires distincts; au N

[6] Ce fait m'a été signalé il y a plusieurs années par M. le Professeur Vonderschmitt.

dominaient les matériaux d'origine jurassienne; au S au contraire, les grès et les marnes témoignent d'une influence alpine plus prononcée.

Ces résultats s'accordent avec ceux de l'analyse tectonique. Ils confirment l'existence de la perturbation transversale que nous avons appelée dislocation du Mormont et permettent de préciser qu'elle est antérieure au Chattien.

## Les failles des Fourgs.

Les deux failles des Fourgs, qui se relaient dans l'anticlinal de la Vraconnaz, limitent au NE le triangle des Fourgs. Les plis qu'elles coupent se prolongent d'une lèvre à l'autre, en subissant au passage de profondes transformations et un rejet horizontal correspondant à une situation avancée du triangle des Fourgs par rapport à l'autre lèvre. Les effets des cassures s'atténuent du reste, du SE au NW, à mesure que la direction de leur trace se rapproche de celle des couches. Ainsi le rejet qui mesure environ 2 km à la hauteur de l'anticlinal Vourbey-Vraconnaz, s'annule dans le laminage du flanc N de celui de Montpetot.

C'est donc à son extrémité SE que l'accident a les plus grands effets. La plus orientale des deux failles y étrangle la 2e ride oligocène, réduisant le synclinal de l'Auberson à un étroit sillon, celui de Noirvaux. Selon Rittener (1902), cette importante dislocation s'arrêterait brusquement au fond de cette dépression. En réalité, sa trace se retrouve sur le versant S et j'ai pu en suivre le prolongement jusqu'à l'arête du Chasseron, mais il ne s'agit que d'une cassure de faible importance, sans grand effet sur la forme des plis, assimilable à une composante E de l'accident principal, dont il faut rechercher ailleurs la véritable origine.

Dreyfuss (1946) affirme que les failles des Fourgs sont antérieures au plissement, puisque la direction de leur trace est indépendante de celle des plis. C'est un fait qu'elles ne peuvent leur être postérieures, sinon leur effet se réduirait à un découpage et à un déplacement des tronçons. Mais sont-elles véritablement plus anciennes ? Si tel était le cas, les anticlinaux et les synclinaux ne seraient-ils pas interrompus, sans raccord possible d'une lèvre à l'autre, comme dans le décrochement de Pontarlier ? En outre on ne peut pas dire que leur direction soit absolument indépendante de celle des plis, puisqu'elle finit par épouser celle de l'axe anticlinal de Montpetot.

Une analyse plus détaillée s'impose donc pour tenter d'expliquer la véritable nature et l'origine de ces fractures.

## La dislocation de Sainte-Croix.

Sur la carte structurale, considérons les deux failles à l'endroit où elles sont parallèles, et prolongeons-les jusqu'au pied du Jura. Le profil transversal obtenu coïncide avec une série de perturbations qui affectent tous les plis, sauf l'anticlinal du Mont des Cerfs : l'étranglement du synclinal de l'Auberson, la cuvette complexe de Ste-Croix - Culliairy, l'apparition surprenante de l'anticlinal du Chasseron, la fin de la ride oligocène, et enfin le remarquable ensellement de l'anticlinal du Suchet. Sur l'esquisse tectonique de la page 96 on constate encore que les failles du Chamblon et d'Yverdon, décrites par Jordi (1955), trouvent place dans le prolongement de cette ligne. Il ne peut s'agir de coïncidences fortuites. A défaut d'une faille ordinaire, hors de cause en raison de la continuité des couches, il doit exister en profondeur un accident responsable des désordres superficiels.

Cette dislocation de Ste-Croix, dont l'analogie avec celle du Mormont est évidente, met fin à la première ride oligocène et affecte également la seconde, non seulement dans sa forme et ses dimensions, mais aussi dans le faciès de ses terrains oligocènes, ainsi que nous le verrons ultérieurement. Elle interrompt également l'anticlinal du Risoux - plateau de Jougne. Elle paraît donc antérieure au faisceau oligocène.

Que les failles des Fourgs doivent leur existence à la dislocation de Ste-Croix, cela ne fait pas l'ombre d'un doute, mais par quel mécanisme ? C'est sans doute sous l'influence de cet accident profond que le futur triangle des Fourgs, en se plissant, s'est déplacé un peu plus vite et un peu plus loin que le territoire situé immédiatement au NE. On peut admettre que la torsion qui en résulta finit par provoquer une longue déchirure dans le prolongement de la dislocation de Ste-Croix. Les failles des Fourgs auraient donc une cause bien plus ancienne que le plissement, tout en étant elles-mêmes des failles d'étirement contemporaines de la dernière phase tectonique.

Reste le cas de l'anticlinal du Mont des Cerfs. Rien de plus singulier que ce pli qui relie le plateau de Jougne à la zone interne, entre les deux rides. Dans une région où toute la tectonique est troublée par la présence d'accidents transversaux, il s'allonge régulièrement sur 6 km et traverse la dislocation de Ste-Croix sans la moindre altération apparente. A l'W, il se greffe sur le bord du plateau de Jougne. Il est donc assimilable aux petites voûtes anticlinales qui jalonnent la lisière SE de l'anticlinal Risoux - plateau de Jougne. Il en a du reste le profil symétrique. A l'autre extrémité, il se rattache au flanc N du Chasseron jusqu'à la composante E de

la faille des Fourgs, au delà de laquelle on ne le distingue plus des autres replis secondaires.

Ces considérations aboutissent à des conclusions quelque peu entachées d'hypothèses. Supprimons par la pensée l'anticlinal du Mont des Cerfs. Sur la carte structurale, nous voyons alors le plateau de Jougne s'abaisser vers l'E, conformément à la descente axiale et au rétrécissement qui se dessinent au S de l'Auberson, et s'interrompre à l'W de Ste-Croix devant une large dépression s'étendant de l'Auberson à Culliairy. Cette gouttière transversale, qui coïncide avec la dislocation de Ste-Croix, relie les deux rides oligocènes. Or l'étude des terrains tertiaires, qui trouvera place dans le chapitre suivant, démontre que Culliairy et l'Auberson renferment tous deux des dépôts oligocènes et de la molasse marine. Une communication a donc existé entre ces deux bassins, antérieurement à la phase orogénique postmiocène, et elle n'a pu se réaliser que par la gouttière de Ste-Croix.

Dans cette ancienne tectonique, l'anticlinal du Mont des Cerfs fait figure d'élément aberrant, tant par sa position que par sa structure. Il a dû prendre naissance au cours du dernier épisode orogénique, et s'ajouter tardivement au bâti oligocène. Sa situation pourrait s'expliquer par le fait que, dans un secteur quelconque d'une chaîne réglée comme le Jura, toute réduction d'un pli doit être compensée par l'accentuation d'un autre pli. Or, à la hauteur de Ste-Croix, l'anticlinal du Suchet s'abaisse et celui du Chasseron s'interrompt. Il est donc compréhensible qu'un autre pli se soit formé dans ce secteur.

### Conclusions relatives aux failles.

Les failles que nous avons décrites appartiennent à deux familles distinctes. Les premières, caractérisées par leur direction NS, comprennent le décrochement avec les failles du Pont qui le prolongent dans la zone interne, et les failles du Suchet et d'Orbe. On sait qu'elles sont postérieures au faisceau oligocène, mais qu'elles ont précédé la phase orogénique postpontienne. Par leur âge et leur direction, elles s'apparentent donc aux nombreuses cassures qui jalonnent la bordure externe de la chaîne, et représentent, comme ces dernières, des accidents indépendants du plissement. On peut supposer qu'elles tirent leur origine de dislocations profondes.

Le second groupe est représenté par les failles de Vaulion, des Fourgs et, dans une certaine mesure, par celles du Mormont, toutes orientées SE-NW. Contrairement aux précédentes, ces cassures sont étroitement liées au plissement, en ce sens que si elles ont une influence sur la forme des plis, elles sont elles-mêmes affectées par ces derniers, dans la direction et l'inclinaison de leurs plans de rup-

ture. On peut les considérer comme des déchirures qui se sont produites dans la couverture sédimentaire au cours de son plissement.

Les failles de ce type ne sont que des accidents particuliers de deux zones disloquées transversales, comprenant aussi d'autres anomalies structurales, interruptions ou déformations de plis, abaissements axiaux, etc., dont la cause doit résider dans l'existence de dislocations profondes, antérieures au plissement oligocène. Nous les avons appelées dislocations de Ste-Croix et du Mormont.

De Pontarlier au Risoux, le décrochement délimite les plis des deux secteurs de la zone externe, puis tranche ceux du faisceau oligocène, suivant une ligne à peu près droite, indépendante des déformations des deux lèvres. Mais une fois le Risoux franchi, il change de caractère. Sa trace dévie en traversant la première ride, puis s'incurve et finit par se dédoubler dans la zone interne. Ces déformations de la cassure primitive par le plissement postpontien révèlent la fragilité de la zone interne comparativement à l'autre. Ce caractère se marque encore par la présence des bourrelets disloqués qui séparent les deux failles du Pont et celles de Vaulion.

Les cassures de la zone interne se distinguent aussi par le contraste tectonique de leurs lèvres. Tandis que l'une porte les traces de violentes contractions, l'autre, à la même hauteur, paraît à peine dérangée. On peut le vérifier sur la carte structurale, dans le cas du Pont E par exemple. Mais j'ai pu le constater avec une netteté saisissante lors de la construction de la nouvelle usine électrique des Clées, dans la galerie de fuite qui rencontre le plan de faille du Suchet. Du côté oriental les bancs de Portlandien avaient conservé une position sensiblement horizontale, tandis que dans l'autre lèvre, ils paraissaient complètement broyés.

La complexité tectonique de la zone interne, qui ressort de cette analyse, doit évidemment son origine au réseau de cassures méridiennes et aux dislocations du Mormont et de Ste-Croix, qui fractionnèrent ce territoire avant son plissement définitif. On reviendra sur ce point dans les chapitres suivants.

Des stries n'ont pu être observées qu'au Mormont, à Orbe et au Suchet (galerie de l'usine des Clées). Toutes sont proches de l'horizontale.

## Chapitre 4

## LES FORMATIONS TERTIAIRES ET LEUR SIGNIFICATION

Dans la partie descriptive qui précède, l'étude des sédiments molassiques a contribué à plusieurs reprises à préciser la connaissance de certains accidents tectoniques. Nous allons maintenant généraliser cette méthode, étudier successivement les formations tertiaires et

essayer d'en tirer quelques précisions relatives à l'évolution tectonique de la région (fig. 5).

*Eocène.* Les seuls témoins de cette époque sont les poches de bolus et de brèches sidérolithiques du Mormont. En dépit de leur faune de Mammifères, elles ne contribuent guère à la solution des problèmes tectoniques et ne révèlent rien des conditions dans lesquelles s'effectua la régression marine du Crétacé supérieur. Nous ignorons aussi si le Sidérolithique du Mormont fut précédé d'une ébauche de plissement ou de tout autre déformation, comme ce fut le cas notamment au Salève (Parejas 1938) et à Delémont (Liniger 1925). Il convient de rappeler à ce propos l'existence de miroirs de failles enduits de Sidérolithique, qui pourraient dater d'un tel événement. Leurs stries horizontales montrent qu'ils se serait agi d'un mouvement tangentiel.

## Oligocène.

*Sannoisien.* Deux lambeaux de calcaires d'eau douce sannoisiens, datés par des faunes de Mollusques, existent à Orbe et au Lieu, à la vallée de Joux. Tous deux reposent sur l'Urgonien; mais leur extension est trop restreinte et leur position trop imprécise pour se prêter à aucune interprétation.

*Chattien* (Stampien moyen et supérieur, fig. 6).

Au Stampien moyen, le lac chattien envahit le pied du Jura et empiète sur le bord interne de la chaîne. Dans la zone subjurassienne, cet étage est représenté par une épaisse série de marnes bariolées (molasse rouge), de gompholites, de grès, de calcaires lacustres et dolomitiques, décrits récemment dans la région d'Yverdon par Jordi (1955). Au chapitre précédent, nous avons déjà relevé la dissemblance de faciès de ces terrains sur les deux versants du Mormont et les conclusions que l'on peut en tirer quant à l'existence et à l'âge de la dislocation du Mormont. Dans la région jurassienne proprement dite, on connaît surtout des gompholites grossières, caractéristiques d'un faciès côtier (Aubert 1943 et 58; François 1955). Leur répartition, représentée sur la figure 5, le long des rides oligocènes et en quelques points isolés de la zone interne, correspond vraisemblablement à la surface occupée par le lac chattien. Il est possible pourtant que quelques conglomérats non datés, signalés en dehors de ces limites, notamment par Muhlethaler (1932), tirent leur origine d'une sédimentation plus étendue. En revanche aucun témoin de ce genre n'a été signalé jusqu'ici dans les synclinaux du Voirnon et de Rochejean, qui paraissent être restés en dehors de la zone de sédimentation chattienne.

A Noirvaux, le faciès est particulièrement significatif. Le conglomérat à gros blocs (cf. p. 98) n'a pu être engendré que par l'accumulation d'éboulis au pied d'une falaise. A l'Auberson, au contraire, il n'existe que des marnes rouges sans galets, provenant du lessivage des argiles sidérolithiques. Le contraste entre ces deux formations, distantes de 2 km, s'explique par l'existence de la dislocation de Ste-Croix qui les sépare.

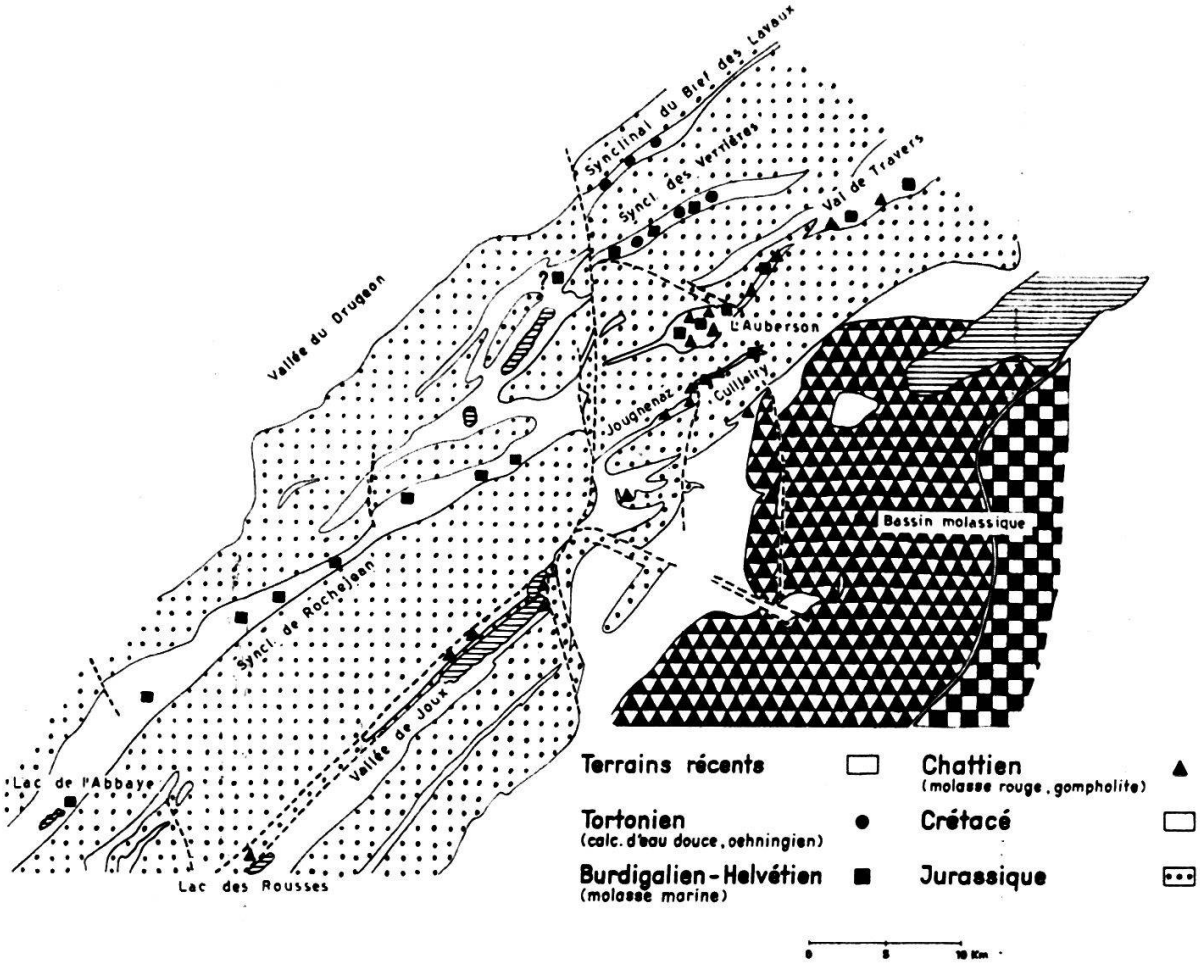



FIG. 5. — Répartition des sédiments tertiaires.

Les sédiments chattiens constituent un précieux repère stratigraphique, pour identifier et dater les premiers actes de l'orogenèse jurassienne; les plus anciens sont la dislocation de Ste-Croix, antérieure à la ride oligocène, et celle du Mormont, qui a précédé la sédimentation chattienne. Leur direction commune, leurs effets tectoniques identiques, permettent de les considérer comme des accidents similaires et synchroniques. Peut-être en est-il de même de la dislocation de Saint-Cergue - La Cure, récemment décrite par FALCON-

NIER (1955), ainsi que de celle du Vuache que SCHROEDER (1957) considère comme antéburdigalienne [7]. Ces accidents, les trois premiers tout au moins, se présentent sous l'aspect de zones transversales déprimées, au passage desquelles tous les plis sont plus ou moins affectés. Certains disparaissent ou s'abaissent, d'autres se bornent à dévier latéralement. Ces transformations s'accomplissent par des réseaux de petites failles, comme à Saint-Cergue, ou par de simples torsions structurales, mais nulle part par de grandes cassures rappelant le décrochement de Pontarlier.

Quelle est la véritable nature d'accidents de ce genre ? Comme on l'a déjà laissé entendre, il ne peut s'agir que de dislocations profondes, peut-être de cassures ou de dénivellations du socle, dont la présence a perturbé localement la tectonique superficielle.

A ces dislocations transversales succède le *plissement du faisceau oligocène,* plus exactement celui des deux rides, entraînant la différenciation du territoire intermédiaire, représenté aujourd'hui par l'anticlinal du Risoux et le plateau de Jougne. Il faut y joindre vraisemblablement l'ébauche des anticlinaux de la Dent et du Suchet (cf. p. 111) ainsi que le synclinal du lac de Joux, qui renferme du reste un lambeau de gompholite.

Des recherches plus étendues aboutiraient probablement à des conclusions analogues dans les territoires voisins. On sait par exemple, grâce à la position discordante des poudingues de Mornex, que le Salève existait déjà au Stampien (PAREJAS 1938). Il est donc possible que le substratum de la molasse ait été lui-même disloqué par une tectonique préstampienne [8].

En bordure de la Bresse, les observations de VINCIENNE (1951) et des géologues du B. R. G. G. M. (LEFAVRAIS, etc., 1957) ont révélé l'existence de failles préstampiennes, datées par des marnes et des conglomérats discordants. Des observations analogues ont été réalisées depuis longtemps dans le Jura alsacien (SCHNEEGANS, 1932). De son côté, GLANGEAUD (1949-50) attribue la même origine et le même âge aux pincées et autres dislocations du Jura bisontin [9].

[7] SCOLARI (1956) y décrit, sur l'Urgonien, des bancs de sable et de galets qu'il assimile aux poudingues de Mornex (Oligocène du Salève).

[8] C'est la conclusion que l'on pouvait tirer de l'existence d'un petit anticlinal portlandien recouvert de molasse, signalé par SCHARDT (1883) près d'Orges, au N. d'Yverdon. Mais dans un travail tout récent, BERTSCHY (1958) attribue ce lambeau de Malm à un éboulement. Toutefois l'hypothèse de SCHARDT ne me paraît pas devoir être écartée définitivement en raison de l'étendue du lambeau de Portlandien et de sa position dans le prolongement de l'anticlinal de Feurtille (fig. 1).

[9] Dans une note parue en 1958, MATTAUER se demande si les conglomérats de Montfaucon près de Besançon, considérés jusqu'ici comme portlandiens, n'appartiendraient pas aussi à l'Oligocène.

Grâce à ces travaux, réalisés indépendamment les uns des autres, l'existence d'une tectonique préstampienne à la périphérie jurassienne est donc établie. La plupart des auteurs y voient exclusivement un réseau de failles, engendrées par un mouvement vertical. En était-il de même du faisceau oligocène dans son état primitif, avant que la poussée postpontienne ne l'écrasât comme les pincées du Jura externe?

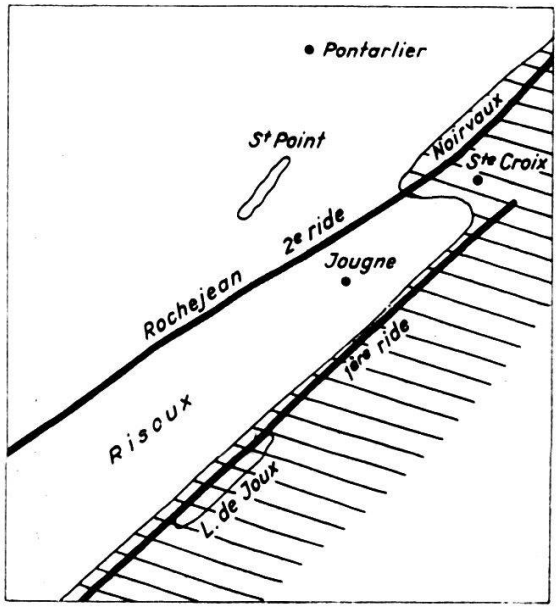



FIG. 6.

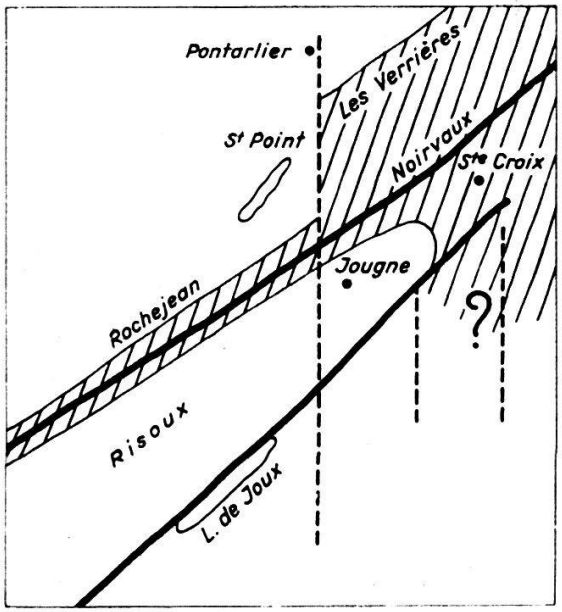



FIG. 7.

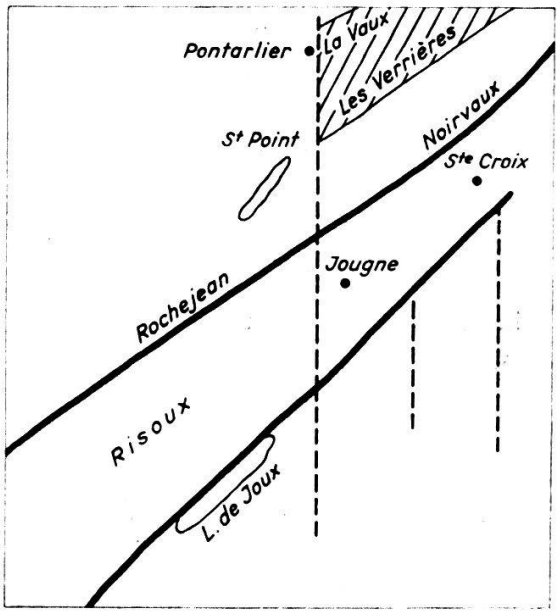



FIG. 8.

FIG. 6. -- Extension du lac chattien.

FIG. 7. — Extension de la mer molassique.

FIG. 8. — Extension du lac œhningien.

L'existence de nombreuses failles originelles, déformées après coup, est évidente, aussi bien à la vallée de Joux qu'à la Jougnenaz et à Culliairy. Mais les indices d'un plissement initial sont également présents. Ainsi à l'W du Lieu (coord. 510/165, 600) un lambeau de gompholite repose à la fois sur la trace d'une faille et sur ses deux lè-

vres, l'une de Portlandien fortement incliné, appartenant à un petit anticlinal, l'autre de Valanginien, inclus dans le synclinal du lac Brenet. La présence de ce conglomérat est une garantie que cette disposition n'a pas changé depuis la sédimentation chattienne. On peut donc affirmer que la structure initiale comprenait à la fois une cassure et des ébauches de plis. Aux Rousses, à l'extrémité française de la vallée de Joux (Raven, 1932), la position de la gompholite sur du Valanginien et du Portlandien plissés mais non faillés, est encore plus démonstrative du même fait [10].

Dans sa forme primitive, la première ride semble donc avoir eu un caractère mixte, à la fois cassé et plissé. En revanche on ne sait rien de la structure originelle du synclinal de Rochejean, les gompholites y faisant défaut; peut-être se réduisait-elle à une faille ou à une flexure. Quant à l'anticlinal du Risoux, tout porte à croire que dans son état initial, il s'agissait d'une sorte de plateau non plissé, délimité par les deux rides marginales.

L'existence de sédiments détritiques stampiens implique aussi celle d'une *période d'érosion* succédant à la phase orogénique oligocène. En plusieurs points, notamment dans le tunnel de chemin de fer du lac Brenet, les anticlinaux ont été démantelés jusqu'au Portlandien. Mais la présence, dans les conglomérats, de blocs de calcaire oolithique, trahit une dénudation encore plus avancée, atteignant par endroits le Kimeridgien et même le Séquanien.

*Aquitanien.* Dans la cuvette de l'Auberson, cet étage est représenté par une série continue de calcaires d'eau douce et de marnes à *Melania.* Rittener (1902) en signale encore quelques lambeaux dans les vallons de Noirvaux, de Culliairy et de la Haute Jougnenaz, à l'exclusion de toute la région située plus à l'W. C'est la première fois qu'apparaît une différenciation entre un secteur W et un secteur E. Faut-il en chercher la cause dans la dislocation du Mormont, dont on sait qu'elle détermine, dans la zone interne, une structure en gradins s'abaissant de l'W à l'E ? Rien ne permet de l'affirmer.

## Miocène.

*Molasse burdigalo-helvétienne* (fig. 7). Bien que ces deux étages soient parfois distincts, nous les considérerons dans un seul événement. On sait qu'ils font défaut au pied immédiat du Jura vaudois. A l'Auberson, la molasse marine surmonte en concordance les formations oligocènes. Dans ce petit bassin, la sédimentation a donc été continue du Stampien à l'Helvétien.

[10] Les géologues bâlois aboutissent aux mêmes conclusions en ce qui concerne l'anticlinal du Banné près de Porrentruy (Nabholz, 1955).

Dans le secteur E, la transgression miocène s'étend sur un large front. Dans la plupart des synclinaux de la haute chaîne, la molasse marine repose, sans discordance angulaire appréciable, sur la surface corrodée des calcaires hauteriviens ou barrémiens. A l'Auberson même, dans la partie W de la cuvette, elle surmonte directement le Crétacé moyen. Elle occupe aussi le synclinal des Verrières jusqu'au décrochement de Pontarlier. En revanche, si elle existe dans le vallon de Culliairy, elle n'a pas été signalée dans celui de la Jougnenaz.

A l'W de la trace du décrochement, la molasse ne se trouve que dans le synclinal de Rochejean, au pied N de la chaîne du Risoux. Elle y est visible dans de nombreux affleurements, jusqu'au lac de l'Abbaye de Grandvaux, au N de Saint-Claude. Plusieurs pointements nouveaux ont été décrits récemment par Solange François (1957). Ce qui est étonnant, c'est qu'elle soit absente de la profonde dépression de Saint-Point et de la vallée de Joux. De Margerie (1936, p. 929) avait bien remarqué que le Cénomanien caractérise Saint-Point et la molasse Rochejean. Il est certain que ni à Saint-Point, ni à la vallée de Joux, la molasse ne se trouve dissimulée sous le revêtement morainique ou alluvial [11]. Il s'agit en effet d'une roche relativement résistante, et on ne voit pas pour quelles raisons elle n'affleurerait pas dans ces deux vallées, alors qu'elle est fréquemment visible dans les autres. On comprendrait moins encore qu'elle en ait été entièrement enlevée par l'érosion, alors que subsistent de gros paquets de Cénomanien à Saint-Point et d'Oligocène à la vallée de Joux. On est donc bien obligé d'admettre que l'absence de la molasse dans ces deux localités est originelle et que la mer miocène ne les a jamais recouvertes [12].

Au Miocène inférieur, le synclinal de Rochejean, ébauché dès l'Oligocène, se présentait donc comme un golfe, ou plus exactement comme un détroit, qui établissait la communication entre le bassin oriental et celui du Jura méridional, par Saint-Claude et la Valserine. Il devait aussi se prolonger dans la région de Narlay située plus au N, où Pierçon (1932) a décrit des brèches et des grès renfermant des débris d'Huîtres et de Pectens. L'existence de la dépression de

[11] Pourtant à Oye-et-Pallet, non loin du lac de Saint-Point, Pierçon (1932) a signalé quelques traces de sable siliceux qu'il assimile à la molasse marine. L'affleurement molassique des Rousses, dans la partie française de la vallée de Joux, qui figure sur la carte au 1:100000, est attribué par Renevier et Schardt (1899) et par Raven (1932) à l'Aquitanien. On n'en distingue plus aujourd'hui que quelques pointements d'argile gréseuse.

[12] Ce fait est confirmé encore par l'extrême rareté des galets molassiques. A la vallée de Joux, restée en dehors de l'aire du glacier alpin, je n'ai observé qu'un seul bloc de grès molassique dans la masse des cailloux jurassiques et crétacés qui constituent les moraines locales.

Rochejean implique évidemment celle de l'anticlinal du Risoux, différencié antérieurement comme on l'a vu précédemment. Cette large voûte, avec son prolongement dans le plateau de Jougne, formait le bord d'un territoire émergé, qui s'étendait dans la zone interne jusqu'à la gouttière de Ste-Croix, où s'établissait la communication entre les golfes jurassiens et le grand bassin (fig. 7).

La répartition de la molasse marine fait apparaître, pour la première fois, une dissemblance très nette entre les deux secteurs délimités par le décrochement. Le fait est particulièrement net à la hauteur du synclinal des Verrières, rempli de molasse, et de son vis-à-vis, celui de Saint-Point, qui n'en possède guère. On pourrait n'y voir qu'une coïncidence fortuite, si la même situation ne se répétait pas au Tortonien comme nous allons le voir. Cela trahit l'existence d'un accident transversal. Nous sommes donc fondés à admettre que le décrochement existait au Miocène inférieur, de même que les failles du Suchet et d'Orbe qui lui sont parallèles [13]. Ainsi les déformations de la croûte terrestre, qui sont à l'origine de la transgression molassique, ont eu des effets différents sur les deux lèvres. Alors que le secteur situé à l'W se creusait du synclinal de Rochejean, bientôt transformé en détroit, le secteur E était envahi par la mer. Quant à la zone interne, toute la région située au SW de la gouttière de Ste-Croix a dû se soulever et rester émergée.

## Tortonien (fig. 8).

Au Tortonien, la mer molassique fait place au lac œhningien qui, du Locle, se prolongeait par un golfe jusqu'à Pontarlier. Son emplacement est marqué par des calcaires lacustres, reposant sur la molasse dans le synclinal des Verrières, et directement sur le Crétacé dans celui du Bief des Lavaux. Cette localisation de l'Oehningien à l'E du décrochement et son interruption le long de sa trace, confirment l'existence de cet accident [14].

Le passage du régime marin au faciès d'eau douce correspond à une régression à Ste-Croix, à l'Auberson, au val de Travers et dans le synclinal de Rochejean, compensée par une transgression lacustre dans le Bief des Lavaux. Ce glissement vers le N consiste en un mouvement de bascule, abaissant la partie la plus externe du secteur E par rapport à celle qui se trouve plus au S.

[13] H. Suter (1920) est parvenu à des conclusions à peu près identiques à propos du décrochement de la Tourne.

[14] Un affleurement de calcaire d'eau douce tertiaire figure sur la feuille de Pontarlier au 1:80000, près de Goux, 8 km au N de Pontarlier. M. Dreyfuss en fait mention dans une note parue en 1951. Récemment, à la suite de la découverte de fossiles, le même auteur et deux de ses collaborateurs, l'attribuent au Purbeckien (Donze, Dreyfuss. François, 1957).

A quel type de faille appartenait le décrochement dans sa forme initiale ? Le rejet horizontal qui le caractérise actuellement est étroitement lié au plissement; il doit donc dater de la phase orogénique postpontienne. A l'origine il devait s'agir d'une cassure à rejet vertical, avec une lèvre orientale abaissée par rapport à l'autre. C'est du moins ainsi que l'on peut interpréter l'extension de la mer molassique et du lac œhningien, de chaque côté de sa trace. On en trouve du reste la confirmation au S de Vallorbe, où une dénivellation de 250 m entre les deux lèvres peut être observée (AUBERT 1943 et carte spéc. du lambeau de la Dernier). Au pied de l'escarpement qui ferme la vallée, la trace du décrochement met en contact le Séquanien de la lèvre W et l'Urgonien du synclinal de Vallorbe. En outre elle est partiellement dissimulée par un lambeau de glissement et par un gros paquet de Dogger appartenant tous deux à l'anticlinal de la Dent. Or la mise en place du Dogger a certainement été influencée par les conséquences morphologiques du décrochement. On peut donc affirmer que le rejet vertical de celui-ci est antérieur au mouvement qui a poussé en avant l'anticlinal de la Dent. Cela nous amène à penser qu'il a précédé le plissement lui-même dont le déversement de la Dent n'est qu'un épisode.

A l'origine, le décrochement de Pontarlier était donc, selon toute vraisemblance, une faille ordinaire, délimitant deux secteurs dénivelés. Ainsi il ne devait guère différer des cassures qui découpent actuellement la marge externe de la chaîne.

## CHAPITRE 5

## LE PLISSEMENT

Après la longue phase préparatoire, qui s'étend sur la plus grande partie de l'ère tertiaire, le Jura finit par se plisser. C'est cet épisode paroxysmique qui va faire l'objet de ce chapitre; il nécessitera de nombreux rappels, voire quelques répétitions.

D'après nos propres données, le plissement jurassien prendrait place après le Tortonien, les calcaires œhningiens ayant été redressés et plissés. Mais ailleurs, notamment en bordure de la Bresse (MICHEL, etc. 1953), on a pu établir qu'il succède au Pontien et précède le Pliocène.

Sans vouloir préjuger son mécanisme, on peut dire dans l'ensemble, que le plissement jurassien consiste en une translation vers le NW, au cours de laquelle la couverture sédimentaire, préalablement fracturée et partiellement plissée, s'est contractée en se fronçant. Ce mouvement a été complété par un soulèvement qui se mesure à la différence d'altitude de la molasse au pied de la chaîne et dans

les synclinaux les plus élevés (Haute Gittaz, vallon de Culliairy, 1340 m). Un mouvement de bascule a dû se produire aussi, que nous avons vu s'ébaucher au Tortonien.

*Influence du décrochement et du faisceau oligocène.* La carte structurale montre avec une netteté saisissante l'influence exercée sur la formation des plis par le faisceau oligocène et le décrochement. Ce dernier était primitivement une faille à rejet vertical; il a fallu le grand mouvement tangentiel de l'orogenèse pliocène pour lui donner son aspect actuel de cassure à rejet horizontal. On voit en effet que sa lèvre orientale s'est déplacée par rapport à l'autre d'une distance de 3 1/2 km, mesurable sur le faisceau oligocène. Or c'est le même mouvement qui a achevé les plis ébauchés antérieurement en leur imprimant des formes différentes dans les deux lèvres. C'est aussi la même poussée qui a engendré, dans les territoires primitivement intacts, des faisceaux de plis nouveaux, sans continuité d'une rive à l'autre du décrochement. Toutefois de nombreux accidents viennent troubler cette belle ordonnance.

Dans le secteur W, le Risoux a été à peine dérangé par le plissement. Seules les voûtes anticlinales qui jalonnent son bord interne ou soulèvent localement sa carapace de Malm, en sont la conséquence. Dans l'ensemble, le Risoux s'est comporté comme une énorme masse inerte, à peine ébranlée par la poussée orogénique. Contre cet obstacle la première ride a été violemment écrasée, comme le montre sa structure particulière, décrite ci-dessus. Cet accident atteint son paroxysme sur le flanc du Mont d'Or.

L'anticlinal du Mont Tendre paraît lié aux mêmes causes. Localisé dans le même secteur que le Risoux, son plissement pourrait s'expliquer par la résistance opposée par ce dernier au déplacement de la série sédimentaire vers le NW.

Sur l'autre versant du Risoux, en revanche, la tectonique est infiniment plus calme, comme si cette digue l'avait protégée de la houle orogénique. Le synclinal de Rochejean, qui a pourtant la même origine que celui du lac Brenet, n'a pas été soumis aux mêmes écrasements, et la région située au delà, jusqu'à l'anticlinal du Laveron, n'est que modérément plissée. Mais c'est surtout à proximité du décrochement, dans la zone d'ennoyage des plis médians, que la réduction du plissement est apparente, comme si le voisinage de l'accident était responsable d'une certaine rigidité. Elle se trouve compensée par la faille de Mouthe (Esquisse tectonique fig. 1) et par les cassures qui se détachent du décrochement à la hauteur des Hôpitaux, ainsi que par les bourrelets qui ourlent le bord de la lèvre W. L'orientation de ces derniers est l'indice d'une composante de mouvement dirigée vers l'W, dont on retrouve les effets dans la

déviation de l'axe des plis jusqu'à l'W du lac de Saint-Point. Tant de facteurs interviennent dans la tectonique de cette région, qu'il ne faut pas s'étonner de sa complexité et de son apparence désordonnée.

Dans le secteur oriental les choses se sont passées différemment de part et d'autre de la dislocation de Ste-Croix et des failles des Fourgs. Au delà de cette ligne, la ride oligocène de Noirvaux, privée de la protection du Risoux - plateau de Jougne, a été soumise à une forte compression et l'anticlinal du Chasseron s'est plissé vigoureusement; mais pour le reste, ce territoire s'est froncé régulièrement, en de larges voûtes plus ou moins déjetées au NW. Dans le compartiment délimité par le décrochement et les failles des Fourgs, le plateau de Jougne a cédé à la poussée, contrairement au Risoux, non sans offrir une grande résistance, mesurable à l'écrasement de la première ride dans le vallon de la Jougnenaz et à la forme tourmentée de l'anticlinal du Suchet. Dans sa translation le long du décrochement, le plateau de Jougne a repoussé devant lui le triangle des Fourgs. Celui-ci est caractérisé par une certaine rigidité qui saute aux yeux dans la structure du synclinal des Fourgs et de la cuvette de l'Auberson, mais qui se manifeste aussi par le manque de souplesse de l'anticlinal du Vourbey et dans la simplicité, peut-être plus apparente que réelle, du synclinal du Voirnon.

Le panneau triangulaire de Jougne, comprenant le triangle des Fourgs et le plateau de Jougne, est en avance par rapport à ses deux ailes, ainsi que le montre la carte structurale. A l'W son rejet atteint 3 ½ km, à l'E environ 2 km à la hauteur de l'anticlinal Vourbey-Vraconnaz. Cela signifie que le jeu du décrochement compte surtout pour ce panneau central et que le déplacement relatif du compartiment Chasseron-Verrières et du secteur W est beaucoup plus faible en dépit du traînage des anticlinaux du Larmont et de la Malmaison [15]. Cela est confirmé par la position réciproque des deux extrémités de la seconde ride, à Noirvaux et à Rochejean, qui se trouvent à peu près dans le prolongement l'une de l'autre.

Dans la zone externe du secteur E, les déformations semblent avoir été primitivement continues, en ce sens que de grandes ondulations prirent naissance dans toute la largeur du territoire. Puis, le mouvement s'étant accentué à la hauteur du plateau de Jougne, il en résulta une torsion, puis une rupture des plis dans le prolongement de la dislocation de Ste-Croix. Finalement, cet accident libéra le panneau de Jougne et contribua à faciliter son glissement le long du décrochement ainsi que la différenciation des tronçons de plis

[15] Il faut remarquer que la notion de rejet n'a plus de sens précis du moment qu'il s'agit de deux secteurs qui se plissent indépendamment l'un de l'autre.

de chaque côté des failles des Fourgs. Ce mouvement fut accompagné d'un léger pivotement vers l'W qui reste inscrit dans la direction des plis, toujours plus proche de celle du décrochement quand on les considère successivement du S au N. La ride anticlinale du sommet supérieur du triangle, côté W, est presque parallèle à la trace de l'accident transversal.

C'est aussi à cette phase orogénique qu'il faut attribuer la surrection du Mont des Cerfs en travers de la gouttière de Ste-Croix, selon l'hypothèse de la page 118.

*Accident de la Dent de Vaulion.* Le territoire préalablement fracturé par le décrochement, la dislocation du Mormont et la faille du Suchet, n'a pu se plisser sans se disloquer complètement. Comme une sorte de charnière, la dislocation du Mormont y délimite deux compartiments distincts et légèrement divergents.

Celui du N ne pose pas de problème particulier. Il ne comprend que l'anticlinal du Suchet, que la poussée orogénique a appliqué contre le faisceau oligocène. Rappelons une dernière fois la façon extraordinaire dont il surgit au N de Vallorbe.

Le compartiment occidental, qui comprend la région située entre le décrochement et la dislocation du Mormont, est comparable, dans une certaine mesure, au triangle des Fourgs. Affaibli par les cassures qui le délimitent et par une érosion préalable, il a été enfoncé à l'intérieur de la chaîne en subissant, par dessus le marché, un mouvement de torsion à l'W. Cette particularité est à l'origine des déchirures de Vaulion et du Mormont; c'est elle également qui est la cause de l'écrasement qui s'est produit contre le bastion du Mont d'Or et dans l'intervalle des failles du Pont. Mais c'est surtout la déviation de la trace du décrochement qui est significative. Son brusque changement de direction au N de Vallorbe et l'inclinaison du plan de fracture qui l'accompagne, ne peuvent être attribués qu'à un déplacement axial, favorisé par la résistance du Mont d'Or et par la présence des terrains laminés de la première ride oligocène.

Dans cette opération, le trapèze de Vaulion, c'est-à-dire le territoire délimité par les failles de Vaulion et celles du Pont, semble avoir conservé une certaine indépendance de mouvement par rapport aux zones broyées qui le circonscrivent. Ce large panneau ondulé, bien visible sur la carte structurale, doit ses caractères particuliers à l'influence des failles de Vaulion qui, une fois engendrées par la rupture de la couverture, agirent comme une glissière, en lui imposant un mouvement propre. Dans le cadre de ce déplacement, seul l'anticlinal de la Dent, primitivement ébauché, s'est plissé avec quelque vigueur en chevauchant la zone située plus en avant. Le reste du trapèze n'a subi que les déformations peu prononcées de l'anticlinal du Chalet Devant et du synclinal de Vaulion.

Au N et à l'W au contraire, s'étendent des régions intensément broyées ou disloquées qui témoignent d'une très forte compression. Le trapèze de Vaulion ne peut l'avoir exercée lui-même, sinon il en porterait lui aussi les marques. On est donc fondé à admettre qu'il ne constitue qu'une lame relativement mince, dissimulant une zone puissamment comprimée, dont les effets périphériques seuls peuvent être observés. Ce sont les bourrelets des failles de Vaulion et du Pont, l'écrasement au pied du versant du Mont d'Or et surtout le paquet de Crétacé du lac Brenet (AUBERT 1943, ne figure pas sur la carte structurale), charrié sur la ride oligocène et chevauché lui-même par le Portlandien de la Dent de Vaulion.

Le tronçon de l'anticlinal de la Dent situé à l'E des failles de Vaulion, diffère de l'autre partie du pli par son profil relativement bas, simple et symétrique. Il s'en distingue encore par son comportement à l'égard de la faille du Suchet, au contact de laquelle il s'interrompt, tandis que le même anticlinal ne subit, au contact des failles du Pont, qu'un déplacement et une certaine déformation. Enfin la situation même de ce pli régulier au milieu de la zone tourmentée de la dislocation du Mormont paraît singulière. C'est un cas comparable à celui du Mont des Cerfs (cf. p. 118) et il peut s'expliquer par une hypothèse semblable. L'ébauche oligocène de l'anticlinal de la Dent se terminait vraisemblablement au bord de la dislocation du Mormont. Lors de la dernière phase orogénique, ce pli dut non seulement achever son érection, mais aussi se prolonger à l'E au delà de son extrémité originelle, jusqu'à la faille du Suchet. Cette espèce de rallonge aurait contribué à compenser l'insuffisance du plissement dans la zone transversale correspondant à la dislocation du Mormont ou, si l'on préfère, dans l'intervalle de la chaîne du Suchet et de celle du Mont Tendre.

## CHAPITRE 6

## LA THEORIE DE LA NAPPE DE DECOLLEMENT

Depuis les travaux de BUXTORF (1907), le Jura est considéré comme un type classique de plissement de couverture glissée. Le cisaillement s'y serait produit au niveau des marnes salifères à anhydrite du Muschelkalk, jouant le rôle de lubrifiant, entre la série supérieure décollée et plissée et un socle inerte comprenant le substratum hercynien et son revêtement de Paléozoïque supérieur et de Trias inférieur. Ce charriage jurassien implique, cela va de soi, celui de tout le bassin molassique, par lequel la poussée orogénique se serait transmise des Alpes au Jura.

Il y a dans cette théorie deux éléments qu'il faut se garder de confondre. Le premier est le fait que les anticlinaux, si amples qu'ils soient, ne renferment jamais de terrains inférieurs aux marnes à anhydrite, comme Buxtorf a pu l'observer dans les tunnels transjurassiens. Le second est la théorie proprement dite de la nappe de glissement, qui n'a jamais été démontrée formellement. Toutefois, elle a été récemment confirmée, localement tout au moins, par la belle découverte du charriage jurassien sur le Tertiaire de la Bresse (Michel, etc., 1953). Le glissement de la couverture au niveau des marnes triasiques s'est donc produit indiscutablement à la bordure W de la chaîne, mais rien ne prouve que les plateaux aient subi le même mouvement, ni surtout que la chaîne tout entière doive son origine à un glissement général. En tout état de cause, le problème de l'orogénèse jurassienne reste posé, et c'est dans la zone interne qu'on peut espérer le résoudre.

Pour essayer d'y parvenir, nous allons confronter la structure du territoire étudié, telle qu'elle ressort de nos observations, et la théorie de la nappe de décollement, en laissant de côté les problèmes dynamiques pour nous en tenir à ceux que pose la cinématique du plissement.

Si le glissement s'est réellement produit, le déplacement de la couverture, au bord interne de la chaîne, doit être égal au rétrécissement de la zone qui a participé au plissement. A la transversale passant par l'Auberson sa valeur serait, d'après mes propres mesures, de 12 km, soit 8 km pour la haute chaîne entre le bassin molassique et la vallée du Doubs supérieur, et 4 km entre celle-ci et Besançon. Ce résultat est du même ordre de grandeur que celui qui figure dans la *Geologie der Schweiz,* t. 1, p. 651 (Heim 1921). Il ne constitue évidemment qu'un minimum, beaucoup d'accidents tectoniques restant encore ignorés.

Pour les besoins de la discussion, admettons donc provisoirement que la couverture sédimentaire du Jura et du bassin molassique a glissé d'une douzaine de kilomètres, non sans relever au passage combien paraît improbable la translation d'une lame aussi mince et d'une telle étendue, renfermant une notable proportion de roches plastiques. Cette réserve s'applique surtout aux premiers plateaux jurassiens. On conçoit mal que leur couverture, dont l'épaisseur n'excède guère 1000 m, ait pu glisser sur son socle presque sans se déformer, tout en transmettant 30 km plus loin, une poussée suffisante pour plisser le faisceau externe. Dans la zone interne, le fait paraît moins inexplicable, en raison de la surcharge molassique, qui a dû s'opposer à toute déformation dans la région où elle s'exerçait, encore qu'il soit difficile d'imaginer la reptation de cette énorme masse sur un talus ascendant.

Un premier mouvement a dû se produire à l'Oligocène, alors que la molasse n'existait pas. Dans ces conditions, en l'absence de toute surcharge, on peut s'étonner que le plissement soit étroitement localisé et que la série mésozoïque, réduite à 1800 m, ait pu transmettre la poussée alpine sans se plisser elle-même. A vrai dire, rien ne prouve que des plis oligocènes ne déforment pas le substratum molassique.

Il est étrange aussi que les deux rides se soient comportées si différemment l'une de l'autre lors du plissement postpontien. Si le Risoux avait été entraîné par le mouvement général, il n'aurait pu à la fois provoquer l'écrasement de la première et protéger la seconde. Son comportement et sa structure correspondent plutôt à une masse inerte qu'à un corps mobile.

Les remarques qui précèdent ne prouvent rien quant à la valeur de la théorie de la nappe plissée, mais elles en révèlent quelques difficultés. L'étude du décrochement de Pontarlier en soulève d'autres. Tant qu'on le considérait, à la suite de Heim (1921) ou de Sprecher (1917), comme un accident superficiel, simple déchirure de la nappe en mouvement, aucun problème particulier ne se posait à son sujet. Mais du moment qu'on le sait antérieur au plissement tout est remis en question, car il s'agit de savoir si sa direction et son aspect actuels sont compatibles avec les conséquences du glissement de la nappe auquel il est censé avoir participé. Tout le problème est là.

Plusieurs auteurs (Collot 1909, Sprecher 1917) ont supposé que le plan du décrochement atteignait le socle. Récemment Glangeaud (1949-50) et Schroeder (1957) l'ont également admis. Or cette hypothèse entraîne automatiquement l'abandon de la théorie de la nappe de glissement. Si réellement le plan de l'accident se prolonge en profondeur, tout cisaillement est exclu entre la série supérieure et le socle.

L'étude qui précède fournit quelques indices favorables à son extension profonde. L'apparition du décrochement, avant la transgression burdigalienne, coïncide à peu près avec l'âge des failles de même direction, qui jalonnent le bord du Jura septentrional, et qui sont bien des accidents du substratum. Il peut donc leur être assimilé, d'autant plus facilement, qu'à l'origine il ne s'agissait pas d'une cassure liée au plissement, mais d'une faille à rejet vertical, comme le montre l'extension de la mer molassique (p. 124). On voit mal comment une telle fracture, caractérisée par l'affaissement d'une de ses lèvres, aurait pu se réaliser sans une dénivellation correspondante du socle. La même remarque est valable pour la zone interne, où l'influence du décrochement, en connexion il est vrai avec celle de la dislocation du Mormont, se marque par un abaissement très marqué du secteur oriental.

Ainsi, l'hypothèse suivant laquelle le décrochement ne se limiterait pas à la couverture, mais s'étendrait au socle antétriasique, peut être prise en considération, et nous savons qu'elle s'oppose à la théorie de la nappe de glissement.

Cette dernière prétend que la couverture sédimentaire tout entière s'est plissée en glissant sur son substratum. L'orientation des plis, la forme arquée de la chaîne, indiquent que ce déplacement s'est produit, dans l'ensemble, en direction du NW, ce qui a toujours été admis implicitement. Si tel était le cas, le plan du décrochement aurait participé à ce mouvement et aux déformations de la couverture, en raison de son antériorité et il aurait dû lui-même se déformer; ses ploiements se traduiraient par des inflexions de sa trace et ses deux lèvres se seraient écrasées l'une contre l'autre. Or qu'observe-t-on dans la zone externe? Une trace à peu près rectiligne, à part la petite déviation de la Chapelle de Mijoux, et aucun indice de l'écrasement réciproque des deux lèvres. Au contraire la lèvre orientale, avec la terminaison périclinale de ses anticlinaux, constitue le bord libre d'une série plissée; elle ne possède aucun des caractères que l'on s'attend à rencontrer chez un élément pousseur.

Il faut donc se rendre à l'évidence; dans la zone externe en tout cas, l'existence d'une nappe de plissement dirigée au NW est en opposition formelle avec les faits. Le mouvement inhérent au plissement n'a pu se produire que parallèlement à la trace du décrochement, quelle que soit du reste la théorie envisagée, car toute déviation cinématique aurait entraîné automatiquement une inflexion de la trace. C'est justement ce qui s'est produit à la Chapelle de Mijoux. Nous avons vu précédemment que le triangle des Fourgs a été soumis à un léger mouvement de rotation en direction du NW, qui a imprimé à son sommet un petit déplacement à l'W. C'est l'origine de la boursouflure parallèle à la trace et de l'inflexion de celle-ci.

Ces considérations nous obligent à modifier la théorie initiale en ce sens que la nappe de décollement n'a pu progresser que du S au N. Cette conjecture ne peut être écartée a priori, en dépit de l'obliquité de ce mouvement par rapport à l'axe des plis. En revanche, elle se trouve en défaut dans la zone interne, plus particulièrement au S du Mont d'Or. Dans cette région, la lèvre orientale s'est visiblement déplacée au NW, puisqu'elle a infléchi le plan de faille dans cette direction et qu'elle s'est écrasée contre les flancs S et E du Mont d'Or. De son côté, le trapèze de Vaulion a glissé dans le même sens le long des failles qui le délimitent à l'E. Dans un cas comme dans l'autre, il ne peut s'agir d'accidents superficiels; ils doivent affecter toute l'épaisseur de la couverture, puisque le Dogger jusqu'au Bajocien inférieur y a participé.

On retrouve les effets du même mouvement dans les déformations subies par les failles du Suchet et d'Orbe dans l'anticlinal du Suchet. L'anticlinal du Mont Tendre doit résulter aussi d'un plissement de même orientation; sa régularité, son parallélisme avec les plis du trapèze de Vaulion, en témoignent. Nous constatons donc que l'idée d'un mouvement général de direction méridienne se heurte aux mêmes difficultés que l'hypothèse précédente. Dès lors il ne subsiste plus, dans le cadre de la théorie du décollement, qu'une solution : celle qui admet que le mouvement NW de la zone interne, aurait imprimé un déplacement N à la zone externe. Un tel changement de direction, concevable dans une série d'épaisseur illimitée, est-il possible dans une nappe décollée, relativement mince et souple ? Cela paraît difficile du moment que toute action sous-jacente est exclue et que par conséquent le plissement et le mouvement de la zone externe ne peuvent être que le prolongement de ceux de la zone interne. En admettant même que cette déviation se soit produite, elle n'aurait pu se réaliser que très progressivement dans cette «pellicule» mouvante. Or l'examen du décrochement révèle tout le contraire. Son point d'inflexion du Mont d'Or montre que les deux territoires soumis à des mouvements divergents sont contigus, et qu'il n'existe pas de zone de transition entre eux. Il est donc difficile d'admettre que le déplacement de l'un soit la cause directe de l'autre, ainsi que l'exige la théorie.

Le moment est venu de conclure. Nous avons en présence, la théorie suivant laquelle la série jurassienne s'est plissée en glissant sur son socle, et les faits révélés par l'étude du décrochement. Entre les deux, le choix s'impose. Or les faits sont les plus forts, alors même qu'il ne s'agit que de détails structuraux. Nous sommes donc en mesure de donner une réponse partielle à la question posée au début de ce travail : *la tectonique de la région traversée par le décrochement concordant mal avec la théorie classique de la nappe de glissement, on ne peut plus considérer celle-ci comme satisfaisante.*

Cela ne signifie pas que tout décollement soit exclu de la base jurassienne. Je pense au contraire que des accidents de ce genre ont joué un rôle très important dans l'édification de la chaîne. Mais je prétends que son origine ne relève pas d'un décollement général entraînant toute la couverture jurassienne et molassique.

## Chapitre 7

# LA THEORIE DE LA CONTRACTION DU SOCLE

L'origine du Jura a été remise en question lorsque Lugeon (1941) démontra que les nappes alpines et préalpines, mises en place par écoulement, n'avaient pu exercer sur le remplissage du bassin molassique une poussée tangentielle capable de le déplacer. On connaît sa théorie de remplacement, qui repose sur la fuite en profondeur des marnes triasiques par la surcharge molassique et préalpine, et leur accumulation par bourrage dans les dômes jurassiens. Toutefois, l'effet d'une telle opération n'a pu être que secondaire; comme l'a fait remarquer E. Gagnebin (1942), la genèse d'une chaîne plissée implique nécessairement un rétrécissement latéral et non seulement un soulèvement vertical.

A la suite de ces travaux, j'ai essayé moi-même (Aubert 1945) de développer une autre hypothèse, celle d'un plissement dysharmonique de la couverture au niveau des marnes à anhydrite du Muschelkalk, engendré par des déformations du socle. Du reste l'idée n'était pas nouvelle, puisqu'on la rencontre déjà dans les coupes de Staub (1924) et plus récemment dans les ouvrages de Cadisch (1934), de Chabot (1927) et de Vonderschmitt (1942) entre autres. Ainsi que l'a relevé Tercier (1950), mon propre travail a été desservi par la précision un peu maladroite d'un profil qui n'était destiné qu'à illustrer mon hypothèse. On y a vu surtout les brutales dislocations du socle, ces fameux coins de cristallin, qui excitèrent le courroux de mon vieux maître Maurice Lugeon (1953).

Dès lors plusieurs auteurs ont été amenés, sinon à admettre, tout au moins à envisager, une cause profonde de l'orogenèse jurassienne, notamment Tercier (loc. cit.), H. Suter (1956) dans une excellente mise au point des problèmes tectoniques jurassiens et Rigassi (1957) dans le profil qui illustre son travail sur les terrains tertiaires de la région genevoise. Fourmarier (*in* Glangeaud 1949-50, p. 147) reconnaît lui-même que c'est dans une origine profonde qu'il faut rechercher le moteur responsable des plissements. Quant à Glangeaud, l'évolution de ses idées le conduit à une conception assez proche de la mienne. Dans ses premières publications (1943) il admet le glissement de la couverture sur un socle compartimenté; un peu plus tard (1949 et 49-50) il fait intervenir en outre des jeux de voussoirs d'origine profonde, tout en expliquant la transmission de la poussée alpine à la fois par la couverture sédimentaire et par plusieurs zones du socle jouissant de propriétés particulières. En 1953, il parle même d'ondes sous-crustales à grand rayon de courbure, propagées de l'intérieur à l'extérieur de la chaîne.

L'origine profonde du plissement jurassien ne fait pas de doute pour UMBGROVE (1948). Il en explique le mécanisme par une fragmentation du socle à l'Oligocène, suivie, au Miocène supérieur, d'une fuite en profondeur, de l'extérieur vers l'intérieur de la chaîne.

Le problème des plissements d'avant-pays a été repris en 1952 par LEES. L'auteur déclare partager mon point de vue sur l'origine du Jura, à la différence près que les déformations du socle lui semblent être des ondulations plutôt que des cassures. Mais l'intérêt de ce travail réside surtout dans l'existence de dislocations imprévisibles, révélées par des sondages sous des chaînes comparables au Jura.

Les conclusions du chapitre précédent, à savoir que la tectonique du décrochement de Pontarlier est en désaccord avec la théorie classique de la nappe de décollement, constituent un élément nouveau dans le problème de l'orogenèse jurassienne. Elles me permettent donc de reconsidérer, avec plus d'expérience qu'en 1945, la possibilité de déformations profondes. Pour commencer, il s'agit de les confronter avec les nouveaux faits.

## LE SOCLE [16].

Dans le bassin molassique, il s'enfonce jusqu'à une profondeur de 4000 à 5000 mètres. A la périphérie jurassienne, il réapparaît dans les massifs des Vosges et de la Serre, et des sondages l'ont rencontré à peu près au niveau de la mer au bord W de la chaîne (MICHEL, ... 1953). Dans l'ensemble, il se présente donc comme un grand glacis incliné au SE et brusquement interrompu au N par les failles de l'Ognon et à l'W par celles de la Bresse.

Le profil de la figure 9 en donne une image plus détaillée; il a été obtenu par le procédé habituel, en choisissant des régions peu ou pas plissées telles que le pied du Jura, les larges synclinaux et les plateaux, et en déduisant de leur altitude l'épaisseur de la série stratigraphique. Cette méthode manque naturellement de précision, les territoires envisagés ayant pu être dérangés en dépit des apparences, et en raison de la variation d'épaisseur des terrains. Toutefois son exactitude toute relative est suffisante pour l'usage que nous voulons en faire.

Le profil a été prolongé sous la molasse avec une inclinaison égale à celle des coupes de CHRIST qui figurent dans la notice explicative de la feuille Genève-Lausanne au 1: 200 000 [17]. On n'y observe pas le brusque redressement du socle dont je supposais l'existence

[16] Nous comprenons conventionnellement dans le socle tous les terrains inférieurs aux marnes à anhydrite du Muschelkalk, qui n'ont pas participé aux dislocations plissées. D'autres auteurs réservent ce terme aux terrains hercyniens.

[17] Indépendamment du fait que l'échelle verticale y a été multipliée par 4.

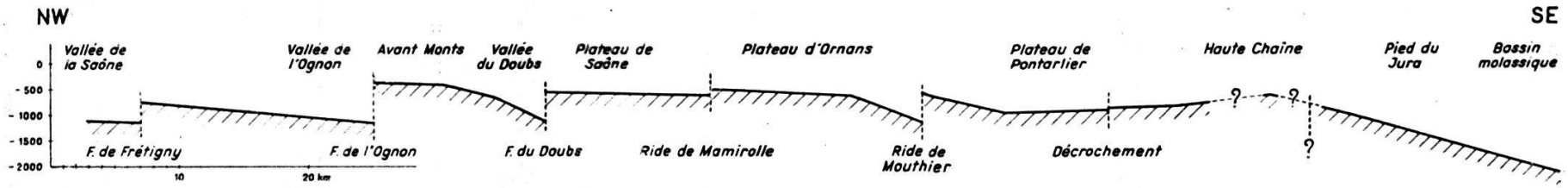



FIG. 9. — Profil du socle, entre la vallée de la Saône et le bassin molassique.

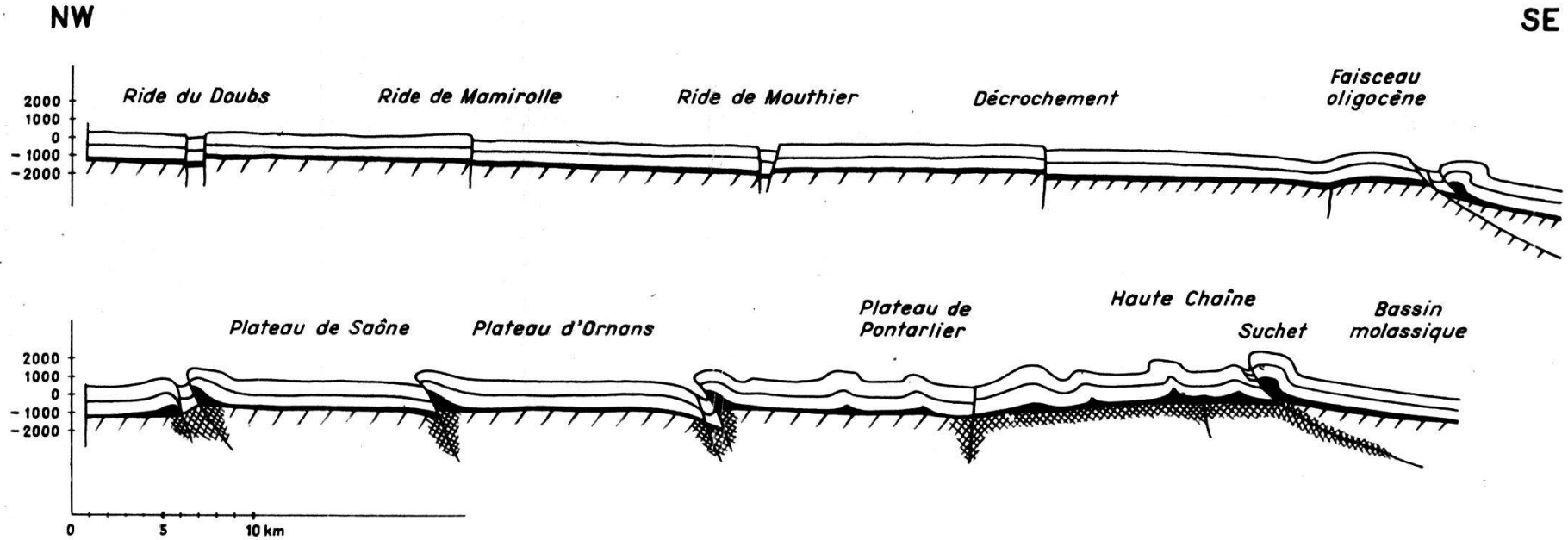



FIG. 10. — Schéma illustrant la théorie de la contraction du socle.
En haut : profil du Jura à la fin de l'Oligocène. — En bas : profil de la chaîne après le plissement postpontien.
Les surfaces hachurées représentent les zones écrasées.

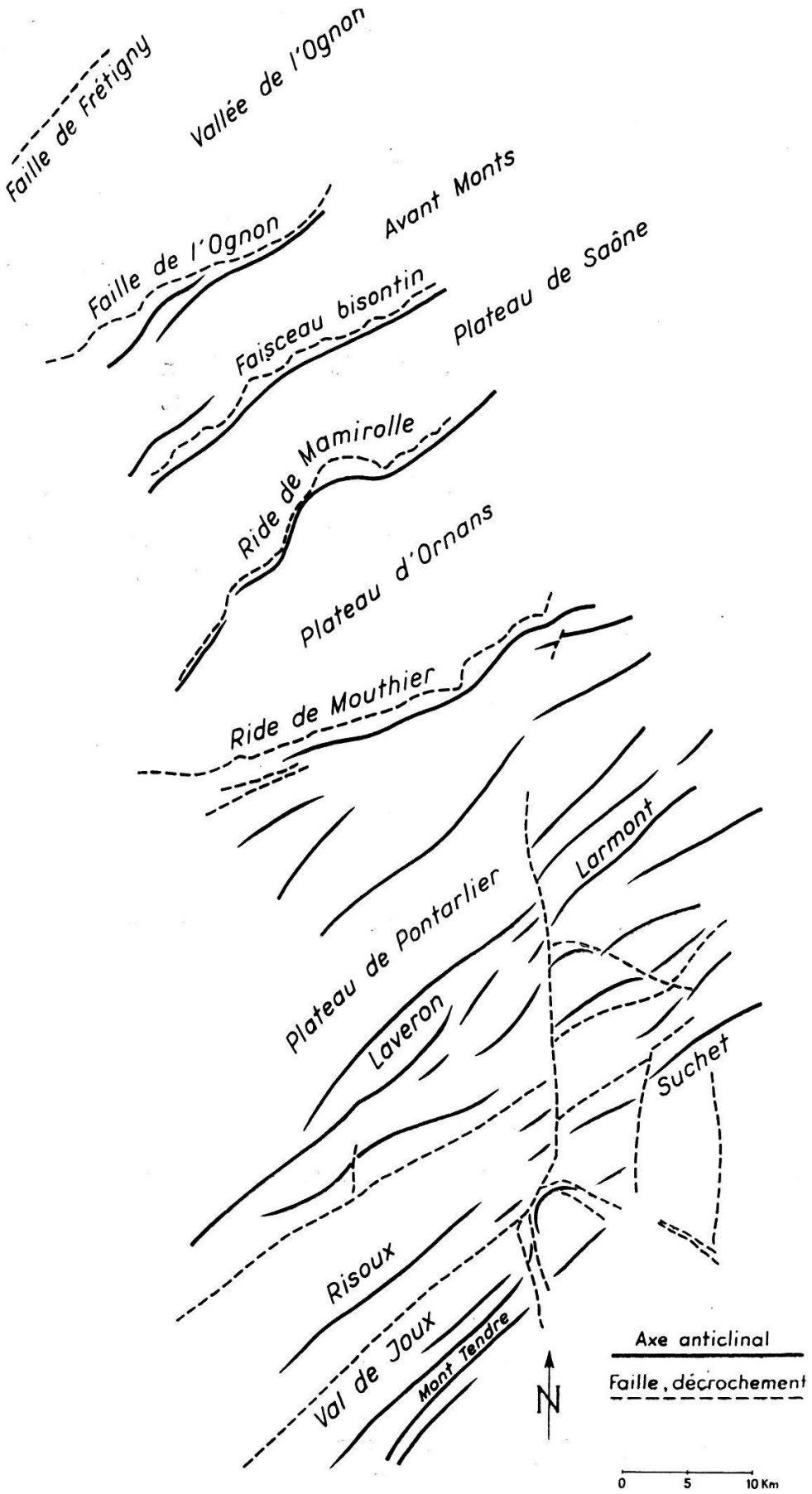



FIG. 11. — Esquisse tectonique d'une tranche du Jura, montrant les plis de la haute chaîne, puis l'alternance des rides et des plateaux qui caractérisent la partie externe.

dans un précédent travail (AUBERT 1945); il est vrai qu'en raison du petit nombre de jalons, le profil est particulièrement imprécis dans cette région marginale, mais de toute manière, s'il existait un ressaut, il ne serait que très peu accentué. Du bassin molassique au faîte jurassien, la surface du socle s'élève donc par une pente à peu près régulière. Dans la haute chaîne on distingue une culmination, dont on ignore du reste la forme exacte, suivie d'une dépression dans la région de Pontarlier. Rien ne permet de dire si le décrochement se prolonge ou non en profondeur.

A partir de là le profil se rapproche beaucoup de ceux qui figurent dans les travaux de GLANGEAUD (1949-50). Il montre un socle défoncé à l'aplomb des faisceaux de dislocations superficielles, par des cassures qui le découpent en voussoirs légèrement basculés au SE. Si l'inclinaison de ces failles profondes nous échappe, leur existence ne fait pas de doute [18], sinon comment expliquer, dans le cas de Mouthier par exemple, l'extraordinaire dénivellation tectonique d'un millier de mètres entre le Jurassique supérieur à peine dérangé de la lèvre SE et le Crétacé moyen de la bordure du plateau d'Ornans (voir aussi fig. 10).

GLANGEAUD (*loc. cit.*, p. 33) attribue ces accidents à l'Oligocène. Il y a donc lieu de les rapprocher de nos rides oligocènes (cf. p. 98) dont ils ont à peu près la direction et les mêmes effets superficiels; ils comprennent en particulier des failles sinueuses qui témoignent de l'antériorité des plans de fracture par rapport au plissement (fig. 11).

## LES DÉFORMATIONS DU SOCLE ET LE PLISSEMENT.

Au Chattien, la ligne de rivage, jalonnée par les affleurements de gompholite, trahit l'existence d'une dénivellation entre la zone émergée externe et le bassin molassique. A ce moment la déclivité du socle était donc esquissée. Durant les périodes suivantes se poursuit la sédimentation molassique, caractérisée par une subsidence de grande amplitude en bordure des Alpes, graduellement réduite à l'approche du Jura. Cette opération implique nécessairement une inclinaison de plus en plus prononcée de la surface hercynienne vers le SE. Toutefois, jusqu'à la fin de la sédimentation, la molasse miocène des golfes jurassiens a dû se déposer à la même altitude que dans le bassin helvétique puisqu'il s'agit partout de faciès peu profonds. Or dans les synclinaux de la haute chaîne, la molasse jurassienne se trouve maintenant

[18] Les recherches de la SAFREP en Franche-Comté, dont les résultats nous ont été aimablement communiqués par M. BLANT, géologue-chef, ont abouti à des conclusions conformes à cette hypothèse. D'autre part, les forages exécutés par cette société n'ont pas rencontré, au Muschelkalk, de niveau de cisaillement séparant une couverture plissée d'un socle non dérangé.

à plus de 1000 m, tandis que celle du pied du Jura ne dépasse pas 600 m; il s'est donc produit une dénivellation postmolassique de plus de 400 m.

Faut-il en attribuer la cause à la concentration de la couverture sédimentaire par le plissement ? On pourrait envisager cette solution pour le lambeau de Culliairy (Haute Gittaz, 1340 m) pincé dans un étroit synclinal de la 1re ride oligocène. Mais cette explication est invraisemblable pour le contenu molassique des cuvettes synclinales comme celle de l'Auberson, dont la structure et la position ne révèlent aucun dérangement tectonique. Dans ce cas, l'exhaussement de la molasse n'est imputable qu'à un soulèvement tardif du socle. Nous avons ainsi la certitude que celui-ci n'a pas été aussi passif que le prétend la théorie classique, puisque son altitude a changé après le Tortonien, c'est-à-dire immédiatement avant, pendant ou après le plissement.

Dès lors on peut se demander si ce mouvement vertical ne relève pas d'une déformation profonde plus générale, et supposer que cette dernière est également responsable du plissement de la couverture, ce qui revient donc à considérer le Jura comme une chaîne de fond. Selon cette hypothèse le socle serait l'élément actif de l'orogenèse jurassienne; c'est lui qui aurait subi une surrection et un rétrécissement entraînant le décollement et le plissement de la carapace sédimentaire.

Pour essayer de préciser ce mécanisme, il faut tenir compte du fait que le socle a été préalablement disloqué par des cassures oligocènes. Par conséquent, ni la théorie faisant intervenir des coins chevauchants (Aubert 1945), ni celle des plis de fond (Lees 1952), ne peuvent être intégralement retenues. Il faut en imaginer une nouvelle, adaptée à ce cas particulier. La figure 10 va nous en fournir les éléments. Les voussoirs, préalablement différenciés, durent se déplacer sans se déformer beaucoup, sous l'effet de la force qui s'exerça sur eux. Il en résulta sans doute des soulèvements et des mouvements de bascule, mais surtout l'écrasement mutuel de ces blocs dans les plans des failles mitoyennes, comme on a tenté de le montrer sur la figure.

Je pense que c'est dans ces phénomènes de broyage qu'il faut chercher l'origine de la contraction du socle, cause première du plissement superficiel. Pour la commodité de l'exposé, j'appellerai *zones d'écrasement* la partie profonde de ces accidents, réservant aux dislocations correspondantes de la couverture le terme de *rides,* le même qu'à celles du faisceau oligocène qui semblent avoir la même origine.

Ce schéma s'applique remarquablement à la région jurassienne située à l'extérieur de la haute chaîne. On peut le vérifier sur la fi-

gure 11 qui n'en montre qu'une étroite bande transversale. La tectonique superficielle y est réduite à quelques faisceaux de plis et de failles, comme ceux de Mouthier, de Mamirolle et du Doubs, séparés par les vastes étendues subtabulaires des plateaux.

En revanche, dans la haute chaîne, la couverture est plissée dans toute son étendue. On n'y observe pas, comme dans le Jura externe, une alternance de faisceaux disloqués et de plateaux. Pourtant la 1re ride oligocène et la 2e dans sa partie orientale, peuvent être assimilées aux rides du Jura externe; elles leur ressemblent par leur structure écrasée et leurs failles sinueuses, et sont probablement du même âge. Vis-à-vis du bassin molassique, elles occupent la même position que les autres à l'égard des plateaux. L'anticlinal du Laveron constitue peut-être un accident analogue, le contraste qu'il présente avec la région non plissée située immédiatement au N permet de le supposer. Rien en revanche ne nous autorise à en dire autant de la partie occidentale de la seconde ride oligocène.

En dehors de ces accidents, de l'anticlinal du Risoux et des territoires perturbés par les dislocations transversales, la haute chaîne est uniformément plissée, en ce sens que tous les anticlinaux y ont à peu près la même valeur. D'autre part le profil du socle y montre une culmination, une sorte de dôme, précédant la dépression de Pontarlier, sans coupure et sans rupture de pente perceptibles. Nous pensons que le broyage y est diffus, c'est-à-dire que toute la masse, soumise à une compression particulièrement forte en raison de sa position marginale, a dû se fragmenter et se rétrécir en même temps qu'elle se soulevait.

Au chapitre 5 nous avons remarqué que l'orogenèse jurassienne consiste à la fois en un soulèvement et en un plissement, imputables à une contraction. Dans la partie externe de la chaîne, notre théorie satisfait ces conditions par deux actions distinctes, mais conjuguées, le soulèvement des voussoirs et leur écrasement dans les plans de failles. Dans la haute chaîne, les deux opérations se combinent en un broyage général, qui contribue à la fois à l'exhaussement et au rétrécissement du socle, sans exclure toutefois l'existence d'une ou de deux zones d'écrasement.

Il s'agit maintenant de soumettre notre théorie à l'épreuve des faits, c'est-à-dire de vérifier si les accidents du socle que nous envisageons, sont capables d'engendrer des déformations superficielles conformes à celles que l'on observe. La théorie de la nappe de glissement s'appuie essentiellement sur le fait que les plis ne dépassent jamais en profondeur le Trias moyen. Cette particularité pourrait s'expliquer d'une manière tout aussi satisfaisante par une dysharmonie de plissement. Or la tectonique de fond que nous avons imaginée implique nécessairement un accident de ce genre dans les marnes à

anhydrite du Muschelkalk ou dans les niveaux salifères du Keuper du Jura externe. En effet le substratum hercynien et sa carapace de Paléozoïque supérieur et de Grès bigarrés, n'ont pu se prêter qu'à des écaillements, des écrasements ou des ploiements à grands rayons de courbure, en raison de leur nature pétrographique. De son côté, la couverture sédimentaire, soumise à l'influence des dislocations profondes par l'intermédiaire des marnes triasiques, n'a pu s'accommoder que d'une tectonique souple, très différente de celle du socle, imposée par sa stratification et ses intercalations plastiques. Cette dysharmonie a certainement été facilitée par les caractères particuliers des marnes du Muschelkalk et du Keuper. Grâce à leur extrême plasticité et à leur teneur en sel, ainsi qu'à la pression des couches surincombantes, elles ont dû se comporter, dans une certaine mesure, comme une masse fluide et transmettre dans toutes les directions les poussées exercées sur elles par le socle. Elles ont dû être particulièrement actives dans les anticlinaux qu'elles ont certainement contribué à soulever, à amplifier et à déformer par bourrage. Un apport marneux en provenance du bassin molassique, comme le proposait Lugeon (1941), n'est pas exclu.

Les déformations relatives du socle et de la couverture ont dû varier d'un lieu à l'autre, suivant la nature et l'intensité des dislocations initiales. A l'aplomb des zones d'écrasement, la dysharmonie atteint son paroxysme. Favorisée par la présence des niveaux salifères, elle aboutit dans les rides à toutes les formes décrites par Glangeaud, pincées, lanières, plis-diapirs, failles-plis, etc. La figure 11 permet de constater aussi que les traces des failles y sont sinueuses, indice d'une déformation après coup, et que ce caractère s'atténue vers le NW. Une dégradation du plissement se produit également dans la même direction, en ce sens que les déformations continues y tiennent une place de plus en plus réduite. Elles n'existent plus en bordure de la faille de Frétigny. Cette diminution du serrage tectonique s'accorde bien avec notre théorie.

Dans les intervalles des rides, au contraire, la couverture n'a été dérangée que dans une faible mesure par le mouvement des voussoirs sur lesquels elle repose. En revanche elle a pu être plissée, disloquée ou décollée par refoulement à partir des rides et des zones d'écrasement. La structure des plateaux peut donc différer d'un cas à l'autre. Il est possible que la couverture y soit en concordance avec le socle, comme le sondage de Chazelot a permis à Fournier (1922) de l'observer dans les Avant-Monts, ou qu'elle se soit décollée et ait glissé en se fronçant sur le dos d'un voussoir. Les faits révélés par les forages de la bordure bressane (Michel,..., 1953) trouvent leur explication dans des phénomènes de ce genre, en l'occurrence une série sédimentaire préalablement disloquée, poussée sur un voussoir, la

régularité de celui-ci étant démontrée par celle du Carbonifère et du Permien, apparue au cours du sondage.

Reste le cas du faisceau oligocène et de la zone interne. On se souvient qu'ils diffèrent par leurs styles tectoniques du reste de la chaîne. L'anticlinal du Risoux - plateau de Jougne correspond à un voussoir différencié dès l'Oligocène. Pourquoi n'a-t-il pas été écrasé comme le reste de la haute chaîne ? Est-ce parce qu'il avait déjà été soulevé à l'Oligocène ? Le fait est que sa couverture est très peu dérangée, à part les petits bourrelets de sa lisière interne et la voûte surbaissée du Risoux, à la hauteur de la vallée de Joux.

Quant à la 1re ride oligocène, elle devait avoir, dans sa forme initiale superficielle, un caractère hybride, mi-cassé, mi-plissé (cf. p. 98). C'est elle qui a déterminé les limites du rivage chattien; par conséquent sa genèse a dû coïncider avec un affaissement de la zone interne par rapport à la région émergée du Risoux - plateau de Jougne. La présence de gros blocs dans la gompholite confirme du reste l'existence de cette dénivellation. Une telle tectonique, associée à une position en contre-bas, peut-elle provenir d'un refoulement orogénique s'exerçant du SE au NW ? Cela paraît difficile. Je préfère l'hypothèse illustrée par la figure 10, suivant laquelle le coin profond supportant la zone interne et délimité par la ride, aurait subi un glissement au SE, qui s'intégrerait dans le début de la subsidence molassique, tout en restant dans le cadre de notre théorie. Les résultats d'un tel mouvement, représentés sur la figure, sont faciles à imaginer : failles et affaissements longitudinaux dans la zone de rupture, froncement de la couverture entraînée par le glissement sous-jacent. On retrouve ici, dans un cadre étroit, les idées d'Umbgrove (1948) sur l'orogenèse jurassienne. Lors du plissement, ce coin aurait été repoussé au NW, avec, pour la couverture, les conséquences signalées à la page 128, écrasement de la ride, exhaussement des anticlinaux ébauchés, surrection de celui du Mont-Tendre [19].

Dans un chapitre précédent, nous avons relevé un élément fondamental de la tectonique de la haute chaîne jurassienne : la dissemblance structurale des anticlinaux de la zone interne et de la zone externe. Ce fait trouve une explication satisfaisante dans l'hypothèse qui vient d'être exposée, à savoir que le processus de déformation du socle n'a pas été le même des deux côtés de l'anticlinal du Risoux.

Dans l'ensemble, du reste, notre théorie a l'avantage de s'appliquer à tous les cas, sans qu'il soit nécessaire de mettre en branle

[19] Cette conception se rapproche sensiblement de celle de Pavoni (1957, p. 300, fig. 12) à propos des Laegern.

toute la chaîne et le bassin molassique par dessus le marché, et elle explique l'absence des terrains anciens au cœur des anticlinaux tout aussi bien que celle de la nappe de glissement.

### Les déformations du socle et le décrochement.

On se souvient que c'est l'étude du décrochement qui nous a permis de mettre en doute la théorie classique. Sa confrontation avec la nouvelle théorie risque donc d'être décisive.

Dans sa forme initiale, cet accident était une faille verticale ; dans le cadre de notre hypothèse, nous supposons qu'elle se prolongeait dès l'origine jusque dans le socle. Une fois admise l'idée d'un moteur orogénique profond, il va de soi que le décrochement superficiel, tel qu'il ressort de l'examen de la carte, n'est que le contrecoup d'une dislocation similaire du socle. Autrement dit, c'est le substratum de chaque lèvre qui s'est déplacé par rapport à l'autre, entraînant dans son mouvement sa propre couverture.

C'est surtout la trace rectiligne qui nous avait paru incompatible avec le glissement de la série sédimentaire. S'accorde-t-elle mieux avec une dislocation profonde ? Cela dépend de la nature de celle-ci. S'il s'agit d'une déformation à grand rayon de courbure, comme celle que nous avons imaginée dans la haute chaîne, le plan de faille ne subirait qu'une déviation latérale de faible amplitude et sa trace conserverait à peu de chose près sa direction primitive. C'est bien ce que l'on observe entre le Mont d'Or et Pontarlier. En revanche les zones d'écrasement, où la contraction s'intensifie dans un espace étroit, devraient entraîner des ruptures de plan de faille, qui se traduiraient en surface par une trace brisée ou déviée. Si notre hypothèse est juste, on devrait donc observer un changement de direction du décrochement à son intersection avec chacune des rides définies plus haut. La vérification est éclatante dans le cas de la première ride oligocène, où, sitôt franchie la croupe du Mont d'Or, la trace opère une brusque conversion au SW aboutissant à toutes les dislocations décrites antérieusement.

En l'absence de levers géologiques à grande échelle, on ne peut être aussi affirmatif pour la ride de Mouthier. Toutefois la deuxième édition de la feuille d'Ornans et la carte géologique suisse au 1 : 200 000 sont suffisamment détaillées pour que l'on puisse y distinguer, dans le prolongement du décrochement, des indices de torsion et des éléments de cassures déviés au NNE. Glangeaud (1949-50, p. 124), qui a multiplié les observations dans cette région, mentionne l'intersection de la faille NS de Pontarlier et de la ride de Mouthier (ou faisceau salinois) près de Nods et relève la structure très compliquée qui en résulte.

A la sortie N de Pontarlier, la trace du décrochement, contournant l'extrémité de l'anticlinal de la Malmaison, s'incurve légèrement à l'W. C'est peut-être sous l'influence d'une zone d'écrasement dont nous avons soupçonné l'existence sous l'anticlinal du Laveron.

Lors du plissement postpontien, les deux compartiments profonds correspondant aux deux lèvres du décrochement, n'ont pas dû réagir de la même manière. Cédant à la pression qui s'exerçait sur lui, le compartiment oriental s'est déplacé le long du plan de fracture, tandis que l'autre, plus résistant, est resté en retrait. Or la dissemblance de leurs mouvements implique nécessairement celle de leurs déformations. La tectonique de ces deux blocs n'est donc pas la même et, par conséquent, celle de leur couverture non plus. Ainsi la disparité du plissement des deux lèvres devient intelligible du moment que l'on admet la possibilité de dislocations sous-jacentes, alors qu'elle nous avait paru inexplicable par la théorie classique [20]. D'autre part, si le serrage s'est exercé au niveau du socle, la compression réciproque des deux lèvres a dû s'atténuer au-dessus du niveau de dysharmonie en raison de l'inertie de la couverture sédimentaire par rapport aux mouvements profonds. On comprend donc que dans sa partie supérieure le plan de décrochement tende vers une surface de discontinuité, dont les bords ont pu se plisser indépendamment l'un de l'autre au lieu de s'écraser mutuellement. Ainsi s'explique, de part et d'autre de la trace, la juxtaposition des plis déviés et plongeants du secteur oriental et des bourrelets de l'autre secteur, où s'est imprimé le contre-coup superficiel du serrage profond.

## Accidents particuliers de la zone interne.

Dans les chapitres qui précèdent, nous avons fait allusion à maintes reprises à l'origine des dislocations de Ste-Croix et du Mormont. Quelle que soit la théorie envisagée, ces perturbations transversales du plissement impliquent, par leur nature même, une cause profonde. Tout porte à croire qu'il s'agit de dislocations ou d'accidents de la surface du socle, dont l'action sous-jacente a bouleversé la tectonique de la couverture.

Dans la région de la Dent de Vaulion, il est bien hasardé d'imaginer des relations de cause à effet entre les dislocations superficielles et celles, supposées, du socle. Avant le Miocène déjà, ce secteur devait se trouver en contre-bas du massif du Mont d'Or; des plis y étaient ébauchés; les failles du Pont et du Suchet, ainsi que la dislocation du Mormont, y découpaient, jusque dans le socle, un

[20] On rejoint ici les idées de Vonderschmitt (1942) qui explique l'origine des plis transversaux du Jura bernois par le jeu des compartiments du socle soulevés et déplacés plus ou moins par une poussée profonde.

certain nombre de blocs. Lorsque le plissement les entraîna vers le NW, ces tronçons durent se déplacer les uns par rapport aux autres. Celui qui supporte le trapèze de la Dent de Vaulion dut s'avancer un peu plus loin que ses voisins et glisser le long de la ride oligocène en esquissant un léger mouvement de rotation vers l'W. C'est dans de tels déplacements des blocs profonds, et dans l'existence de la première zone d'écrasement, qu'il faut rechercher l'origine de la déviation du plan de décrochement, et la cause des torsions et des dislocations qui caractérisent la région de la Dent de Vaulion.

## RÉSUMÉ

La région étudiée est caractérisée par la présence d'un faisceau de cassures et de plis oligocènes, dont l'âge a pu être déterminé grâce à l'existence de conglomérats et de marnes chattiens. Il comprend l'anticlinal du Risoux - plateau de Jougne et les deux rides adjacentes; au S celle du lac Brenet - Jougnenaz - Culliairy; au N celle de Rochejean - Auberson - Noirvaux. Ce faisceau délimite dans la haute chaîne une zone interne et une zone externe de styles tectoniques différents.

Le *décrochement* partage toute la haute chaîne, du bassin molassique à Pontarlier, et se prolonge au delà de cette localité. Dans la zone externe, sa trace rectiligne sépare deux faisceaux de plis distincts, sans raccord possible entre eux. A travers le faisceau oligocène, il se comporte comme un décrochement authentique, avec un rejet horizontal d'environ 3 ½ km. Enfin dans la zone interne, son plan dévie, s'incline, se dédouble et se transforme localement en une surface de chevauchement. Il ressort de cette structure que le décrochement doit être postérieur au faisceau oligocène, mais qu'il a précédé la principale phase de plissement. L'étude des terrains tertiaires a permis de préciser qu'il devait exister en effet, lors de la transgression marine du Miocène inférieur. A l'origine ce devait être une faille à rejet vertical; il a fallu le grand mouvement tangentiel postpontien pour en faire un décrochement.

Les résultats de cette dernière opération sont différents de part et d'autre du faisceau oligocène. Dans la zone externe, les deux lèvres se sont plissées parallèlement l'une à l'autre, sans déformer le plan de faille. Dans la zone interne au contraire, l'activité orogénique plus puissante, a engendré des plis plus élevés et des dislocations plus prononcées, notamment la déformation du plan de fracture. Le décrochement y est accompagné de deux cassures de même direction, et vraisemblablement de même âge, les failles du Suchet et d'Orbe.

Indépendamment de ces ruptures linéaires de la couverture plissée, il existe des dislocations sous-jacentes qui tirent vraisemblablement leur origine du socle. Elles déterminent en surface des séries d'accidents tectoniques disposés sur la même transversale. La *dislocation du Mormont,* antérieure au Chattien ainsi que le montre la dissemblance des faciès molassiques de ses deux lèvres, est la cause

des déchirures superficielles du Mormont et de Vaulion et de l'interruption de plusieurs plis importants. La *dislocation de Ste-Croix* joue le même rôle au bord oriental de la région étudiée. Ses effets sont visibles dans les failles d'Yverdon et des Fourgs et dans de nombreux accidents intermédiaires.

La théorie classique de l'orogenèse jurassienne, qui explique la formation de la chaîne par le décollement de la couverture au niveau des marnes à anhydrite du Trias et son glissement au NW, sous l'impulsion de la poussée alpine, s'accorde mal avec certains faits nouveaux révélés par cette étude. Effectivement, si le glissement de la nappe sédimentaire s'était réellement produit, le plan de décrochement, entraîné dans ce mouvement, aurait dû se déformer et sa trace ne pourrait être rectiligne. Ses deux lèvres auraient dû aussi s'écraser l'une contre l'autre.

Ces considérations m'ont amené à reprendre, tout en la modifiant, une théorie exposée précédemment, qui attribue la cause du plissement de la couverture jurassienne à des déformations de son socle. Dans la zone des plateaux, la contraction du socle proviendrait de l'écrasement des plans de failles qui le découpent dès l'Oligocène. Dans la haute chaîne, nous pensons que l'écrasement est diffus, en ce sens que le substratum y a subi un broyage général, engendrant à la fois son rétrécissement et son soulèvement. Cette théorie a l'avantage d'expliquer d'une façon satisfaisante, par un effet de dysharmonie, l'absence des terrains inférieurs au Muschelkalk au centre des anticlinaux, sur laquelle s'appuie la théorie classique. Elle s'accorde aussi avec la structure de la région traversée par le décrochement de Pontarlier.

## BIBLIOGRAPHIE


ALTHAUS, H.-E. (1947). — Die Oelführende Molasse zwischen Genfer- und Neuenburgersee. *Mat. carte géol. Suisse, S. géotech. 26*, 1, 1-18.

AUBERT, D. (1943). — Monographie géologique de la vallée de Joux. *Mat. carte géol. Suisse*, N. S., 78.

— (1945). — Le Jura et la tectonique d'écoulement. *Mém. Soc. vaud. Sc. nat. 8*, 217-236.

— (1949). — Le Jura. *Geol. Rundschau 37*, 2-17.

— (1953). — La tectonique du Mont d'Or et le décrochement de Vallorbe-Pontarlier. *Ecl. geol. helv. 46*, 173-186.

— (1958). — Sur l'existence d'une ride de plissement oligocène dans le Jura vaudois. *Bull. Soc. neuch. Sc. nat. 81*, 47-54.

BERTRAND, M. (1887). — Légende carte géologique 1: 80 000. F. de Pontarlier.

BERTSCHY, R. (1958). — Geologie der Kreide und Molasse in der Umgebung von Grandson. *Ecl. geol. helv. 51*, 217-263.

BUXTORF, A. (1907). — Geologische Beschreibung des Weissenstein-Tunnel und seiner Umgebung. *Mat. carte géol. Suisse*, N. S., 21.

CADISCH, J. (1934). — Geologie der Schweizeralpen. Beer, Zurich.

CHABOT, G. (1927). — Les plateaux du Jura central. *Publ. Fac. Lettres Univ. Strasbourg*, 81.

CHAUVE, P. (1957). — Le synclinal crétacé de Fontaine Ronde et sa place dans le cadre tectonique de la région de Pontarlier. *Ann. Univ. Besançon*, S. 2, 63-71.

COLLOT, L. (1908). — Feuille de Dijon. *Bull. carte géol. France 19*, 66-71.

— (1909). — Feuille de Dijon. *Idem 20*, 467-473.

— (1910). — Feuille de Dijon. *Idem 21*, 82-86.

— (1912). — Feuille de Pontarlier. *Idem 21*, 455-461.

— (1913). — Feuille de Pontarlier. *Idem 22*, 67-72.

CUSTER, W. (1928). — Etude géologique du Pied du Jura vaudois. *Mat. carte géol. Suisse*, N. S., 59.

DOLLFUSS, G. (1887). — Quelques nouveaux gisements de terrains tertiaires dans le Jura près de Pontarlier. *Bull. Soc. géol. France*, S. 3, *15*, 179-193.

DONZE, P., DREYFUSS, M. et FRANÇOIS, S. (1957). — Nouvelles observations dans le synclinal des Uziers. *Bull. carte géol. France 55*, 1-2.

DOUXAMI, H. (1896 a). — Le Tertiaire des environs de Sainte-Croix. *Ecl. geol. helv. 4*, 417-422.

— (1896 b). — Etudes sur les terrains tertiaires du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse occidentale. *Ann. Univ. Lyon*, 27.

DREYFUSS, M. (1946). — Observations sur les failles de la région des Fourgs. *C. R. Soc. géol. France*, p. 264-265.

— (1948). — Observations sur le Jurassique de la région de Pontarlier. *Bull. carte géol. France 47*, 141-146.

— (1951). — Revision de la feuille de Pontarlier. *Idem 49*, 117-125.

— (1952). — Feuille de Pontarlier au 50 000e, *Idem 50*, 645-652.

— (1953). — Terrains jurassiques de la partie NE de la feuille de Pontarlier au 50 000e. *Idem 51*, 361-364.

FALCONNIER, A. (1955). — *In* Compte rendu de l'excursion de la Soc. géol. suisse dans le Jura. *Ecl. geol. helv. 48*, 389-394.

FRANÇOIS, S. (1955). — Feuille de Mouthe au 50 000e. *Bull. carte géol. France 53*, 247-250.

— (1956). — La région de Pontarlier et le Crétacé du lac de Saint-Point. *Bull. Soc. hist. nat. Doubs 9*, 86-96.

— (1957). — Observations sur le Barrémien et le Tertiaire de la feuille de Mouthe. *Bull. carte géol. France 54*, 339-341.

FOURMARIER, P. (1949-50). — *In* Session extraordinaire de la Soc. géol. de Belgique à Besançon. *Ann. Soc. géol. Belgique 73*, 125-127.

FOURNIER, E. (1901). — Etude sur la tectonique du Jura Franc-Comtois. *Bull. Soc. géol. France*, S. 4, *1*, 97-112.

— (1904). — Nouvelles études sur la tectonique du Jura Franc-Comtois. *Bull. Soc. géol. France*, S. 4, *4*, 497-512.

— (1922). — Sur la nature et la structure du substratum de la chaîne du Jura. *C. R. Acad. Sc. 175*, 492-494.

GAGNEBIN, E. (1942). — Vues nouvelles sur la géologie des Alpes et du Jura. *Bull. Soc. neuch. Sc. nat. 67*, 1-4.

GLANGEAUD, L. (1943). — Gravimétrie, tectonique fine et structure profonde de la bordure externe du Jura. *C. R. Acad. Sc. 216*, 671-673.

— (1944). — Le rôle des failles dans la structure du Jura externe. *Bull. Soc. Hist. nat. Doubs 51*, 17-38.
— (1949). — Les caractères structuraux du Jura. *Bull. Soc. géol. France*, S. 5, *19*, 669-688.
— (1949-50). — *In* Session extraordinaire de la Soc. géol. de Belgique à Besançon. *Ann. Soc. géol. Belgique 73*.
— (1952). — Tectonique comparée des nappes de glissement dans le Jura bressan et diverses régions méditerranéennes. *Bull. Soc. géol. France*, S. 6, *3*, 697-702.
Goguel, J. (1944). — La tectonique de fond dans la zone externe des Alpes. *Bull. Soc. géol. France*, S. 5, *4*, 201-218.
— (1952). — Traité de tectonique. Masson, Paris.
Heim, Alb. (1915). — Die Horizontalen Transversalverschiebungen im Juragebirge. *Vierteljahrschrift Naturforsch. Gesellsch. Zürich 60*, 597-610.
— (1921). — Geologie der Schweiz.
Jaccard, A. (1869). — Jura vaudois et neuchâtelois. *Mat. carte géol. Suisse*, 6.
Jeannet, A. (1926). — Sur la géologie du Grand Suvagnier. *Ecl. geol. helv. 20*, 252-256.
— (1934). — Environs de Neuchâtel et val de Travers. *Guide géol. Suisse 5*, 348-355.
Jordi, H.-A. (1955). — Geologie der Umgebung von Yverdon. *Mat. carte géol. Suisse*, N. S., 99.
Lees, G.-M. (1952). — Foreland folding. *Quat. Journ. 108*, 1-34.
Lefavrais, A., Lienhardt, G., Monomakhoff, C., Ricour, J. (1957). — Données nouvelles sur le chevauchement de la bordure du Jura sur la Bresse dans la région de Lons-le-Saunier. *Bull. Soc. géol. France*, S. 6, *7*, 1157-1166.
Liniger, H. (1925). — Geologie des Delsberger Beckens und der Umgebung von Movelier. *Mat. carte géol. Suisse*, N. S., 55.
Lugeon, M. (1941). — Une hypothèse sur l'origine du Jura. *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne*, 73.
— (1948). — A propos de la communication de MM. M. Dreyfuss et L. Glangeaud. *C. R. Soc. géol. France*, p. 335.
— (1953). — De la probabilité de déformations quaternaires de la région molassique. *C. R. Soc. géol.* France, p. 115-117.
De Margerie, E. (1936). — Le Jura II. *Mém. Soc. géol. France*.
Nabholz, W. (1955). — *In* Compte rendu de l'excursion de la Soc. géol. suisse dans le Jura. *Ecl. geol. helv.* 48, 371-382.
Mattauer, M. (1958). — Sur l'âge tertiaire du poudingue de Montfaucon (Doubs). *C. R. Soc. géol. France*, p. 29-31.
Michel, P., Appert, G., Lavigne, J., Lefavrais, A., Bonte, A., Lienhardt, G., Ricour, J. (1953). — Le contact Jura-Bresse dans la région de Lons-le-Saunier. *Bull. Soc. géol. France*, S. 6, *3*, 593-611.
Mühlethaler, C. (1932). — Etude géologique de la région des Verrières. *Bull. Soc. neuch. Sc. nat., 56*.
Nolthenius Tutein, A.-B. (1921). — Etude géologique des environs de Vallorbe. *Mat. carte géol. Suisse*, N. S., 48.
Parejas, E. (1938). — Essai sur la géographie ancienne de la région de Genève. *Rev. Fac. Sc. Univ. Istanbul 3*, 2.

PAVONI, N. (1957). — Geologie der Zürcher Molasse zwischen Albiskamm und Pfannenstiel. *Vierteljahrschrift Naturforsch. Gesellsch. Zürich 102,* 5.

PIERÇON, M. (1932). — Le Miocène marin de la Haute-Chaîne du Jura. *Bull. Soc. Hist. nat. Doubs 41,* 54-85.

PHILIPP, H. (1942). — Die Stellung des Jura im alpin-saxonischen Orogen. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch. 94,* 373-486.

RAVEN, T. (1932). — Etude géologique de la région de Morez - Les Rousses. *Trav. Lab. Géol. Lyon 17,* 20.

RENEVIER, E. et SCHARDT, H. (1899). — Notice explicative de la feuille XVI. *Ecl. geol. helv. 6,* 81-111.

— (1900). — Notice explicative de la feuille XI. *Ecl. geol. helv. 6,* 351-369.

RIGASSI, D. (1957). — Le Tertiaire de la Région Genevoise et Savoisienne. *Bull. Ass. géol. pétr. 24,* 66, 19-34.

RITTENER, T. (1892). — Notice sur un affleurement d'Aquitanien dans le Jura vaudois. *Ecl. geol. helv. 3,* 29-32.

— (1902). — Etude géologique de la Côte-aux-Fées et des environs de Ste-Croix et Baulmes. *Mat. carte géol. Suisse,* N. S., 13.

SCHARDT, H. (1883). — Note géologique sur la molasse rouge et le terrain sidérolithique du pied du Jura. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 16,* 609-640.

— (1900). — Compte rendu des excursions géologiques. *Ecl. geol. helv. 6,* 124.

— (1920). — Les cours d'eau pliocèniques et les accidents transversaux de la chaîne du Jura. *Ecl. geol. helv. 16,* 120-122.

SCHNEEGANS, D. (1932). — Sur l'âge des failles du Jura alsacien. *C. R. Soc. géol. France,* p. 220.

SCHROEDER, J.-W. (1957). — Géologie du pétrole des régions lémanique, genevoise et savoyarde. *Bull. Ass. géol. pétr. 23,* 65, 17-31.

SCOLARI, G. (1956). — Nouvelles observations et hypothèses sur la tectonique du Mont-Vuache et ses rapports avec le bassin de Bellegarde. *Arch. Sc. phys. nat. Genève 9,* 53-62.

SPRECHER, C. (1917). — Beitrag zur Kenntnis der Querstörung Mollens-Vallorbe-Pontarlier. Baumgartner, Burgdorf.

STAUB, R. (1924). — Der Bau der Alpen. *Mat. carte géol. Suisse,* N. S., 52.

SUTER, H. (1920). — Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Les Convers - Vue des Alpes. Diss. Univ. Zürich.

— (1956). — Tektonische Juraprobleme, ein historischer Rückblick. *Ecl. geol. helv. 49,* 363-372.

TERCIER, J. (1950). — La tectonique d'écoulement dans les Alpes suisses. *Geol. en Mijbouw. 12,* 330-342.

THIÉBAUD, C.-E. (1937). — Etude géologique de la région Travers-Creux du Van - Saint-Aubin. *Bull. Soc. neuch. Géogr. 45,* 5-74.

UMBGROVE, J.-H.-F. (1948). — Origin of the Jura Mountains. *Proc. Kon. Ned. Ak. Wetensch. 51.* 1049-1062.

VINCIENNE, H. (1951). — *In* Réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans le Jura franco-suisse. *Bull. Soc. géol. France,* S. 6, *1,* 814.

VONDERSCHMITT, L. (1942). — Die geologischen Ergebnisse der Bohrungen von Hirtzbach bei Altkirch. *Ecl. geol. helv. 35.* 67-99.

## TABLE DES MATIERES

Pages

Chapitre premier : *Introduction.* Historique. . . . . 93

Chapitre 2 : *Description des plis.* Le faisceau oligocène; les plis de la zone interne; les plis de la zone externe; conclusions . . . . . 95

Chapitre 3 : *Description des failles.* Le décrochement de Pontarlier; la faille du Suchet; la faille d'Orbe; les failles de Vaulion; les failles et la dislocation du Mormont: les failles des Fourgs; la dislocation de Sainte-Croix; conclusions 107

Chapitre 4 : *Les formations tertiaires et leur signification.* Eocène; Oligocène; Miocène; Tortonien . . . . . 119

Chapitre 5 : *Le plissement* . . . . . 127

Chapitre 6 : *La théorie de la nappe de décollement* . . . . 131

Chapitre 7 : *La théorie de la contraction du socle.* Le socle; les déformations du socle et le plissement; les déformations du socle et le décrochement; accidents particuliers de la zone interne . . . . . 136

*Résumé* . . . . . 147

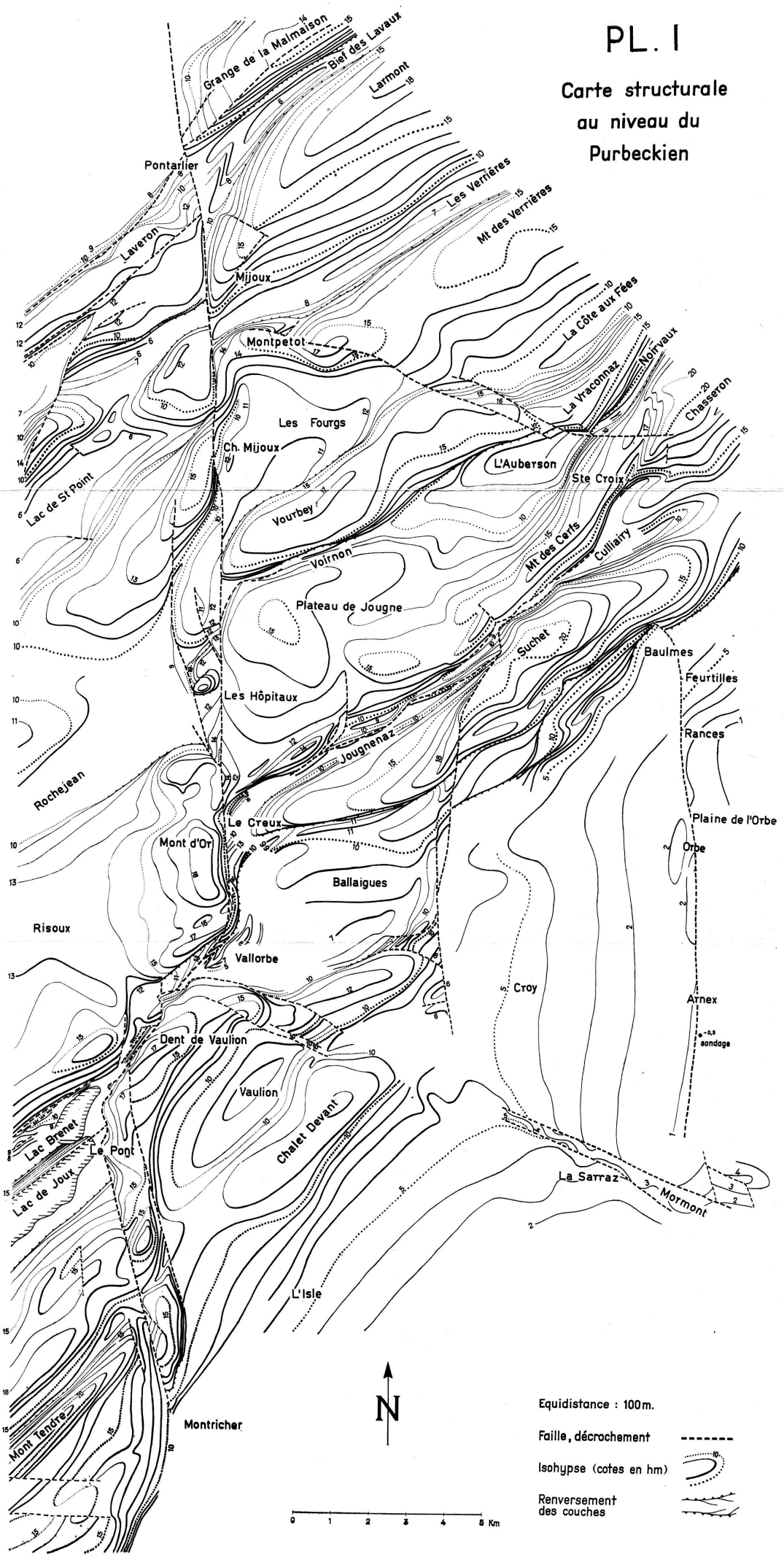
*Bibliographie* . . . . . 148

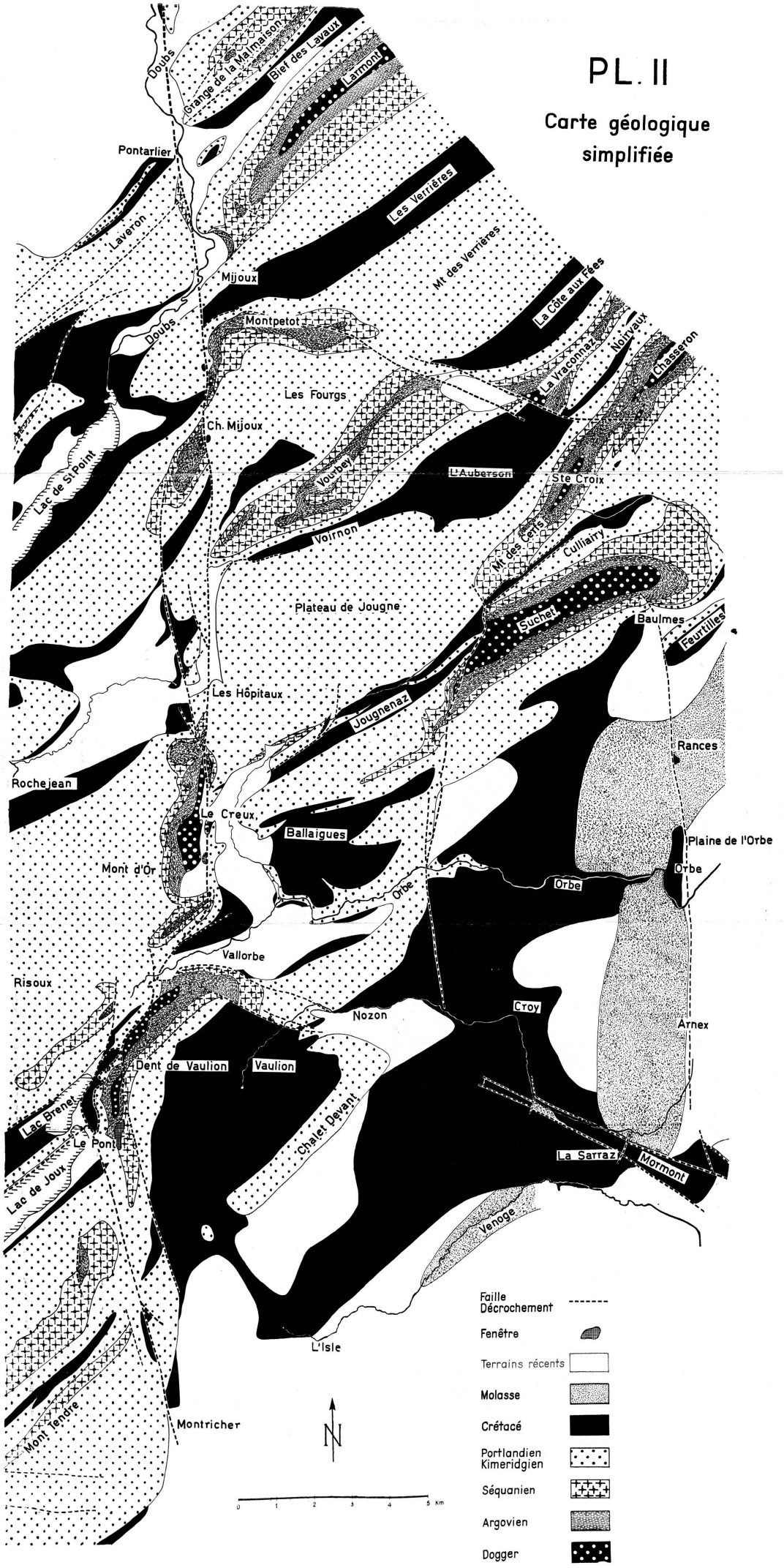
*Manuscrit reçu le 15 septembre 1959.*

Rédaction : Mlle Suzanne Meylan, professeur, Treyblanc 6, Lausanne.
Publicité : M. R. Magliocco, Couchirard 8, Lausanne.
Imprimerie Baud, av. de l'Université 5, Lausanne.

# PL. I

## Carte structurale au niveau du Purbeckien




PL. II
Carte géologique simplifiée
Doubs
Grange de la Malmaison
Bief des Lavaux
Larmont
Pontarlier
Les Verrières
Laveron
Mt des Verrières
Mijoux
La Côte aux Fées
Montpetot
Doubs
Noirvaux
Chasseron
La Vraconnaz
Les Fourgs
Ch. Mijoux
Lac de St Point
Vourbey
L'Auberson
Ste Croix
Voirnon
Mt des Cerfs
Cullairy
Plateau de Jougne
Suchet
Baulmes
Feurtilles
Les Hôpitaux
Jougnenaz
Rances
Rochejean
Le Creux
Ballaigues
Plaine de l'Orbe
Mont d'Or
Orbe
Orbe
Orbe
Vallorbe
Risoux
Nozon
Croy
Arnex
Dent de Vaulion
Vaulion
Lac Brenet
Le Pont
Chalet Devant
La Sarraz
Mormont
Lac de Joux
Venoge
L'Isle
Mont Tendre
Montricher
N
0 1 2 3 4 5 Km
Faille Décrochement
Fenêtre
Terrains récents
Molasse
Crétacé
Portlandien Kimeridgien
Séquanien
Argovien
Dogger