

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
ESQUISSE CARTOGRAPHIQUE DONNANT L'EMPLACEMENT DE LA RÉGION ÉTUDIÉE	entre pp. 8 et 9
SCHÉMA TECTONIQUE DONNANT LA SITUATION DE LA FAILLE DU CARABINIER	entre pp. 8 et 9
RÉSUMÉ	7
SUMMARY	7
ZUSAMMENFASSUNG	8
Резюме	8
INTRODUCTION	9
CHAPITRE PREMIER.	
<i>Les faits d'observations.</i>	
I. — Bouveau à 680 m du puits n° 1	11
II. — Bouveau à 800 m du puits n° 1	13
III. — Bouveau à 900 m du puits n° 1	15
IV. — Bouveau à 1.115 m du puits n° 1	18
V. — Nouveaux à 818 et 731 m du puits n° 2	20
CHAPITRE II.	
<i>La cinématique</i>	
1° Le massif supérieur	23
2° La disjonction principale (Faille du Carabinier)	28
3° Le massif inférieur	30
CHAPITRE III.	
<i>Le déterminisme dynamique.</i>	
I. — La reconstitution du champ de forces	44
II. — La dépense énergétique	46
CHAPITRE IV.	
<i>Conclusions.</i>	
Enseignements et incursions dans le domaine de la tectonique générale	53
CHAPITRE V.	
<i>La fracturation transversale</i>	
	59
OUVRAGES CITÉS	61

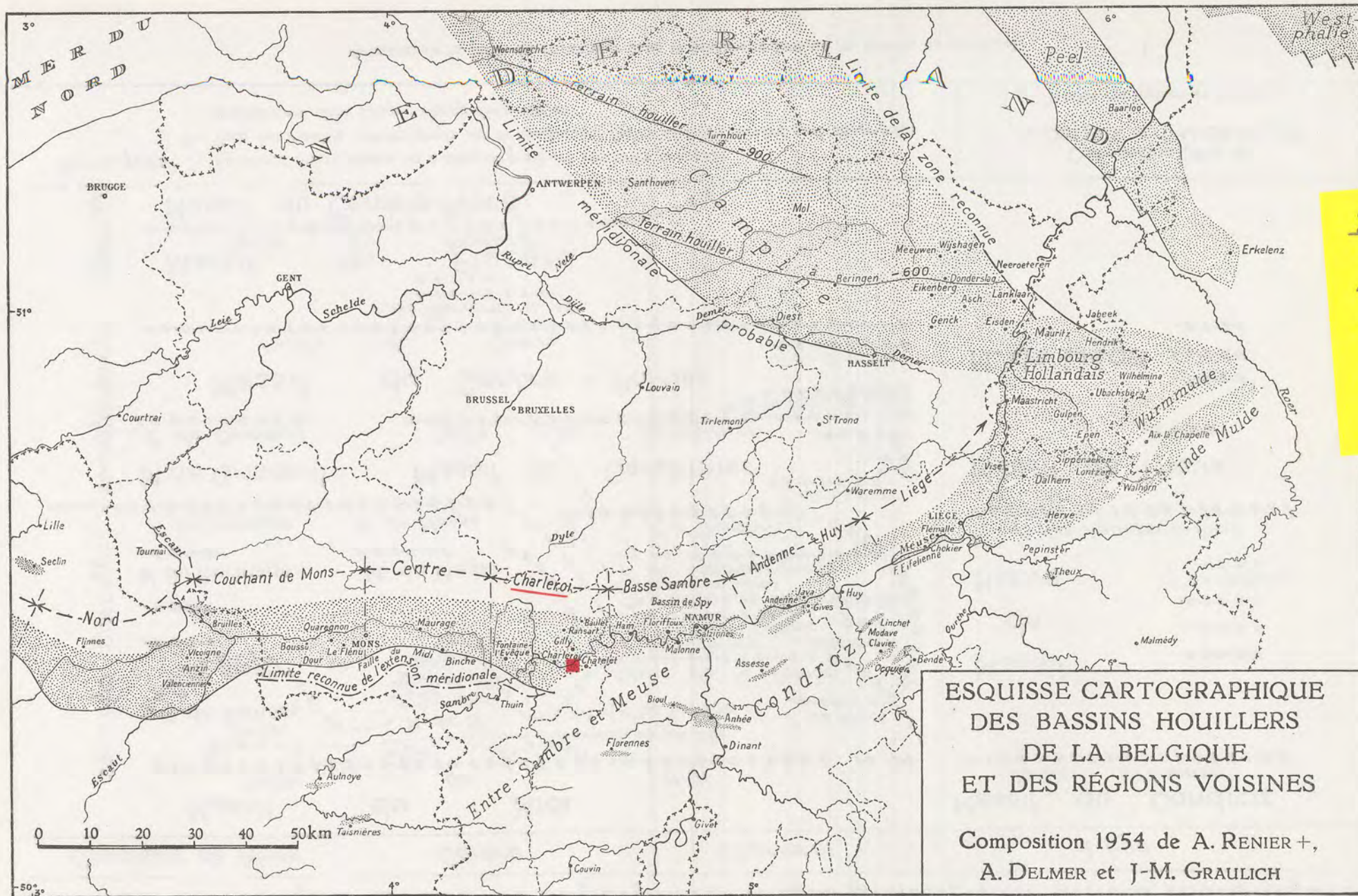
ILLUSTRATIONS.

	Pages
FIGURE 1. — Schéma tectonique du bouveau à 680 m	12
FIGURE 2. — Schéma tectonique du bouveau à 800 m	14
FIGURES 3 et 4. — Schémas tectoniques des bouveaux à 900 m et 1.115 m	16
FIGURE 5. — Schéma tectonique d'ensemble entre pp. 26 et 27	
FIGURE 6. — Disposition de la schistosité	30
FIGURE 7. — Schéma de mouvement, bouveau à 680 m	32
FIGURE 8. — Schéma de mouvement, bouveau à 800 m	33
FIGURE 9. — Schéma de mouvement, bouveau à 900 m	34
FIGURE 10. — Schéma cinématique d'ensemble	35
FIGURE 11. — Mouvement principal et mouvements d'entraînement compensatoires	37
FIGURE 12. — Entraînement du réseau de cassures secondaires	39
FIGURE 13. — Fragmentation en petit et disposition des tensions	41

PLANCHES PHOTOS A ET B.

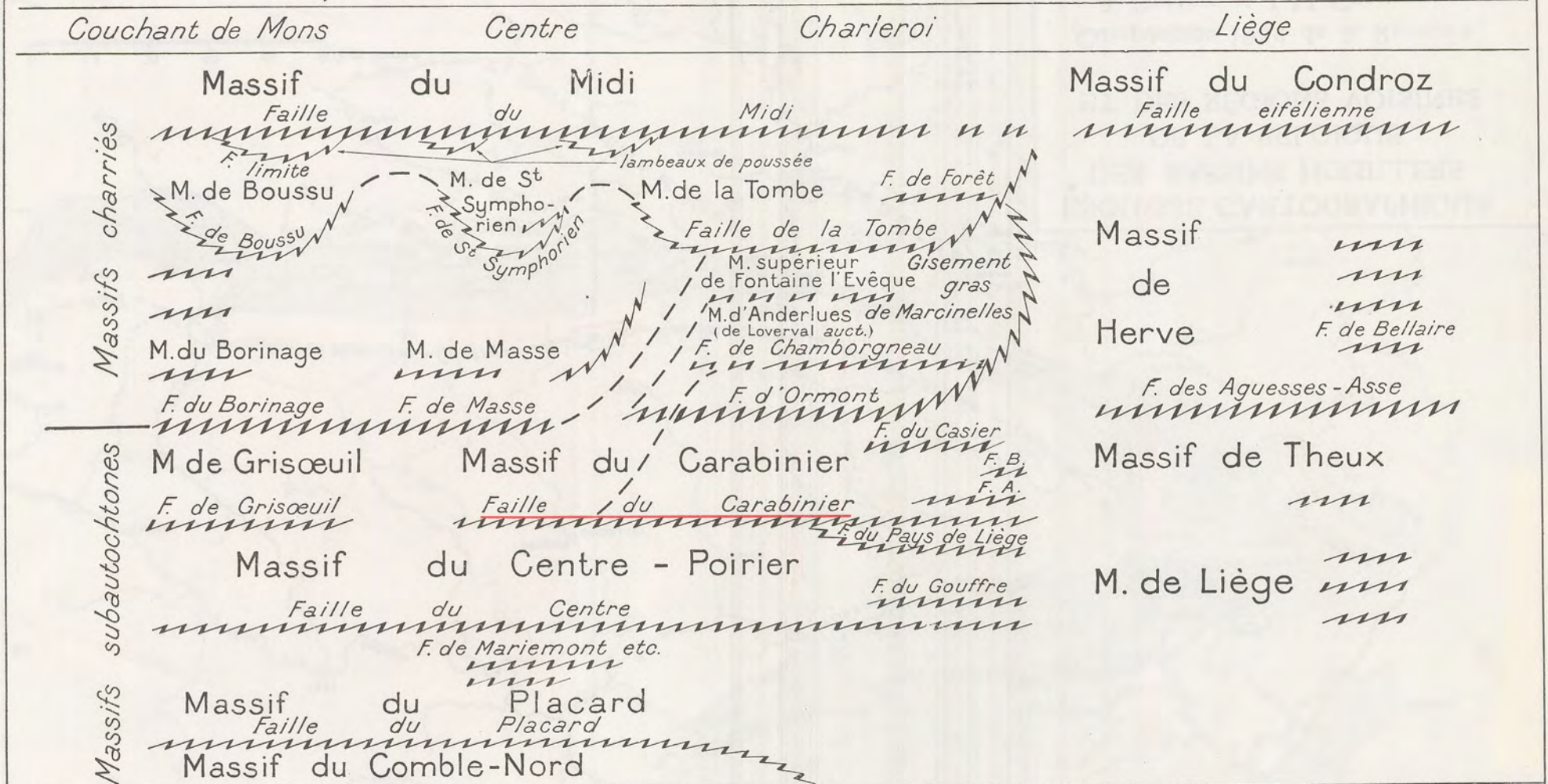
PLANCHES HORS TEXTE :

- I. — Plan d'ensemble, échelle du 2.500^e.
 - II. — Coupes des bouveaux à 680, 800 et 900 m.
 - III. — Coupe du bouveau à 1.115 m.
 - IV. — Coupe tectonique d'ensemble.
 - V. — Coupe des bouveaux à 731 et 818 m.
 - VI. — Bloc-diagramme d'allure d'une faille longitudinale et d'une faille transversale.
-



Les surcharges rouges indiquent l'emplacement de la région étudiée
et le district houiller correspondant.

Schéma tectonique-Ordre de superposition des principales unités tectoniques



Remarques: 1- En traits interrompus, on a indiqué quelques raccords proposés.
 2- Tous les massifs sont traversés par de nombreuses failles dont bon nombre sont dénommées spécialement dans chaque champ d'exploitation.

Composition 1954 de
 A. DELMER et J.-M. GRAULICH

Service géologique de Belgique

Situation de la faille du Carabinier dans le schéma tectonique du district de Charleroi.

CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DES GRANDES DISJONCTIONS DU HOUILLER BELGE

RÉSUMÉ.

Les coupes de quatre travers-bancs du Charbonnage de Boubier (près Charleroi), superposés sur une hauteur de 550 m, tous situés très près d'un même plan vertical, ont été levées. Ces travers-bancs parcourent des massifs tectoniques disjoints par une importante dislocation : *la faille du Carabinier*.

Il est présenté un schéma géométrique de toute la déformation observée, son interprétation cinématique et il est montré la voie de la reconstitution du champ de forces tectonique lequel, en imprimant à une masse rocheuse, de grande anisotropie élastico-plastique, un champ de vitesses différentiel, est responsable de la géométrie finale actuellement observable.

La faille du Carabinier, disjonction séparant deux massifs tectoniques ayant subi un déplacement l'un par rapport à l'autre, est une zone tectonique organisée pour faciliter ce déplacement et en permettre l'accomplissement sous une dépense d'énergie minimum. Cette organisation fait l'objet principal du travail présenté. Sur le témoignage d'autres levés qu'il a effectués l'auteur pense qu'elle est commune à toutes les grandes « *failles* » et « *zones faillées* » longitudinales du Houiller du bassin Haine-Sambre-Meuse.

SUMMARY.

The geological sections of four cross-levels in the Boubier colliery (near Charleroi), superposed over a total height of 550 m and all situated near a common vertical plane, have been surveyed. These cross-levels cut through two tectonical massifs separated by an important dislocation : *the Carabinier overthrust*.

The geometrical pattern of the whole deformation observed and its kinematic interpretation are presented. The way to the reconstitution of the tectonical stress-field is indicated : a field of tectonical stress which, compelling a rock mass of great elasto-plastical anisotropy to take a state of movement marked by a field of different speeds, is responsible for the final deformation now observed.

The Carabinier overthrust, a disjunction separating two tectonical massifs which moved one with regard to the other, appeared to us as a tectonical zone organized to make this movement easier and to enable its achievement with a minimum consumption of energy. This organization is the principal subject of the present paper. The author's sentiment, based on his other studies, is that it is common to all the great longitudinal *overthrusts* and *overthrust-zones* of the Belgian carboniferous basin Haine-Sambre-Meuse.

ZUSAMMENFASSUNG.

Geologische Querschnitten von vier Querschlagen des Boubier-Kohlenbergwerkes (Charleroi Becken), übereinander liegend auf eine 500 m gesamte Höhe, alle vier neben eine gemeine vertikale Ebene angelegt, wurden aufgenommen. Diese Querschlagen durchkreuzen zwei tektonische Massive die durch eine wichtige Dislokation getrennt sind, die *Carabinier-Ueberschiebung*.

Eine geometrische Übersichtsskizze der ganzen beobachteten Verformung und seine kinematische Erklärung sind vorgestellt. Der Weg wird gezeigt zur Wiederherstellung des tektonischen Kraftfeldes, das eine Gebirgsmasse vom erhöhten elastisch-plastische Anisotropie ein Differential-Geschwindigkeitsfeld eindruckend, für die gegenwärtige beobachtete Endgeometrie verantwortlich ist.

Die Carabinier-Ueberschiebung, Scheidungszone die zwei tektonische Massive, welche eine gegenseitige Verschiebung ertragen haben, voneinander trennt, ist eine tektonische Zone die, um diese Verschiebung zu erleichtern und seine Erfüllung mit der niedrigste Energieausgabe zu gestatten, eingerichtet ist. Diese Einrichtung bildet der Hauptgegenstand der vorgestellten Arbeit. Der Verfasser glaubt, beim Beweis seiner anderen Studien, dass sie alle grosse *Längs-Ueberschiebungen* und *Ueberschiebungszonen* des Haine-Sambre-Meuse Karbonbeckens gemeinsam ist.

Р Е З Ю М Е

На каменноугольной шахте «*Boubier*» (около *Charleroi*) произведена детальная геологическая съёмка четырех проходок вкрест-прослойности, расположенных почти в одной вертикальной плоскости. Расстояние, по вертикали, между верхней и нижней проходками равно 550 метрам. Эти проходки пересекают массивы разделенные дизъюнктивной дислокацией: *la faille du Carabinier*.

Дана геометрическая схема дислокации, объяснена ее кинематика и намечен путь, позволяющий представить геотектоническое поле сил которые, действуя на горные породы характеризованные эластической и пластической анизотропностью, способны создать наблюдаемые геометрические формы, приводя эти породы в движение с различными скоростями.

La faille du Carabinier, дислокация разделяющая два тектонических массива, перемещенных один по отношению к другому, представляет собою тектоническую зону благоприятную для такого сдвига и позволяющую его осуществление с минимальной затратой энергии. Процесс образования этой дислокации составляет главный объект предлагаемой работы. Принимая во внимание результаты других проведенных им детальных геологических съёмок, автор думает, что процесс образования всех продольных дислокационных зон каменноугольного бассейна *Haine-Sambre-Meuse* протекал аналогично.

CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DES GRANDES DISJONCTIONS DU HOULLER BELGE

(TECTONIQUE CISAILLANTE OU TECTONIQUE D'ENTRAÎNEMENT ?)

LA FAILLE DU CARABINIER AU CHARBONNAGE DE BOUBIER À CHÂTELET (ENSEIGNEMENTS DANS LE DOMAINE DE LA TECTONIQUE GÉNÉRALE)

INTRODUCTION

Aux mois d'avril et mai de l'année 1961, nous avons eu l'occasion d'effectuer le levé tectonique détaillé de plusieurs travers-bancs (bouveaux) du Charbonnage de Boubier, à Châtelet.

Ce travail a été entrepris à la demande du Charbonnage, que nous remercions vivement en la personne de M. L. CHALET, alors son Ingénieur-Directeur actuellement retraité et celle de M. L. NICOLAS, alors Ingénieur en Chef et actuellement Ingénieur-Directeur, qui nous ont donné l'occasion et les facilités nécessaires pour effectuer une très intéressante étude.

Celle-ci consista, au fond, dans le levé continu de 1.670 m de travers-bancs. Les levés de terrain effectués par le Géomètre du Charbonnage, M. P. Doucy, nous ont beaucoup aidé dans le repérage des coupes et de leurs détails. Celui-ci nous accompagna pendant toutes les descentes. Nous lui en restons reconnaissant.

Quatre travers-bancs Sud sont accessibles dans les travaux du « Puits n° 1 » du Charbonnage de Boubier. Ils sont disposés aux étages de 680, 800, 900 et 1.115 m sous l'orifice des puits et s'écartent peu d'une direction moyenne dirigée N-10°-W. Ils recourent tous la « faille du Carabinier ». Ces galeries sont donc idéalement disposées pour l'étude de cette importante disjonction du bassin houiller de Charleroi.

Au « Puits n° 2 » nous avons complété, par le levé d'un travers-bancs récemment creusé à 731 m, l'étude que nous avons consacrée précédemment à une faille accessoire du massif du Carabinier ⁽¹⁾.

(¹) ADERCA, B. M., 1959a.

Nous allons donner successivement la description tectonique des coupes levées, dont la position est figurée au plan d'ensemble de la planche I. Nous passerons ensuite aux conclusions et aux enseignements d'ordre général qu'on peut en déduire.

Notre plus sincère reconnaissance est acquise à M. W. VAN LECKWIJCK, Directeur scientifique du Centre national de Géologie houillère dont l'examen attentif du manuscrit et la critique constructive nous ont été, comme toujours, précieux.

CHAPITRE I

Les faits d'observations.

I. — BOUVEAU À 680 M DU PUIITS N° 1.

La coupe levée est figurée sur la planche II tandis que la position en plan et l'origine des distances cumulées permettant le repérage sont indiquées à la planche I.

Depuis l'origine jusqu'à la distance de 40 m on observe une plateure régulière dirigée N-70°-E/20° S.

Cette plateure est interrompue par une zone de disjonction s'étendant de la cumulée de 40 m jusqu'à celle de 54,30 m.

Au-dessus de la disjonction on observe des bancs assez fortement plissés et découpés par des cassures d'importance secondaire, une plateure régulière ne reprenant qu'à la cumulée de 140 m, soit à 85 m de distance de la zone de disjonction.

Dans le *massif inférieur* la superposition des bancs reste régulière jusque contre la surface limitant, à sa partie inférieure, la zone de disjonction. La proximité de cette dernière se signale par :

1° une belle schistosité dans une veinette d'escaille noire de 0,30 m de puissance; cette veinette est située à environ 5 m en stampe normale sous la disjonction; la schistosité qui pend au Sud de 66°, fait donc un angle de 46° avec la stratification;

2° une veinette glissée située à peine à 2 m de stampe sous la disjonction;

3° l'existence, immédiatement sous la disjonction, d'un réseau serré de fines fissures pendant de 57° vers le Nord.

La *disjonction* est comprise entre deux surfaces soulignées chacune par une zone de broyage dont l'épaisseur est de l'ordre de 0,50 m. Ces zones de broyage se situent l'une sur la surface inférieure, l'autre sous la surface supérieure. Elles sont donc tournées vers l'intérieur de la zone de disjonction. La zone de broyage inférieure présente par places une schistosité grossière disposée suivant un pendage de 70° Sud tandis qu'à d'autres endroits les matières écrasées ont flué. La zone de broyage supérieure ne présente pas de schistosité

mais on y observe des lentilles de charbon entraînées suivant des cassures parallèles à la schistosité de la zone de broyage inférieure. Ces lentilles de charbon sont fortement plissées. A l'intérieur de la zone de disjonction les bancs sont plissés et recoupés par des cassures secondaires d'une attitude semblable aux cassures principales limitant la zone de disjonction.

Les deux surfaces limitant la zone de disjonction ont un pendage Sud, l'inférieure de 23° , la supérieure de 26° .

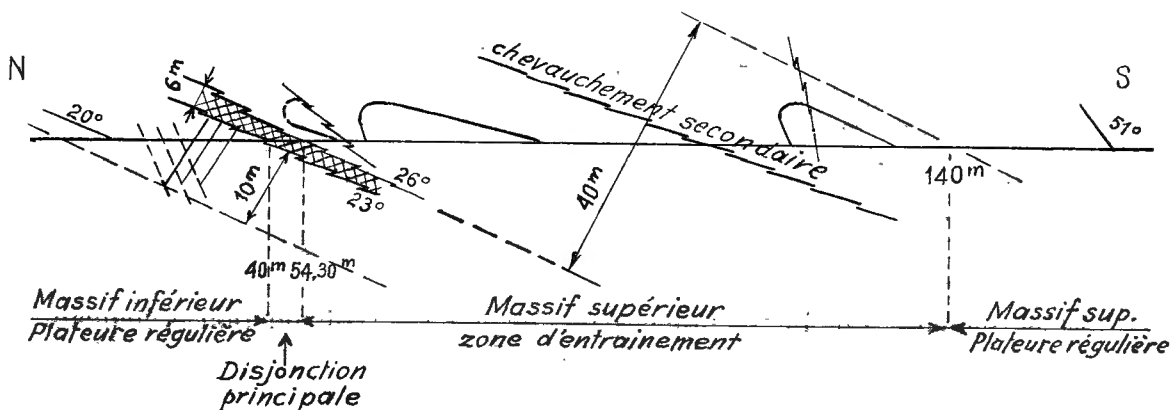


FIG. 1

Le *massif supérieur* débute par deux anticlinaux séparés par une zone fracturée intermédiaire suivant laquelle l'un a chevauché l'autre. L'anticlinal situé contre la zone de disjonction principale est complètement couché sur celle-ci, son dressant septentrional présentant des écaillés renversées à 20° Sud. La zone de chevauchement intermédiaire comporte plusieurs cassures (cumulées 102 à 112 m de la coupe du bouveau à 680 m, pl. II) de faible pendage : 13° et 19° Sud. L'anticlinal méridional chevauchant est beaucoup moins renversé que l'anticlinal chevauché, son dressant pendant à 63° Sud (cumulée 118 m). Les deux anticlinaux sont parcourus par des cassures à forte pente Sud, de valeur en rapport avec le déversement de chaque pli : 40° à 60° pour le pli couché, 65° à 82° pour le pli déjeté. Certaines de ces cassures sont de simples fissures fermées, d'autres sont des fentes ouvertes jusque 0,50 m, contenant un remplissage broyé qui a flué et s'est plissé.

A partir de la cumulée de 140 m, vers le Sud, on observe une plateau absolument régulière dont le pendage moyen dépassant 40° diminue brusquement à 31° en passant d'une importante masse de grès aux schistes superposés (cumulée de 214 m). A la cumulée de 219 m une passée d'escaille (0,10 m) présente une schistosité régulière de pendage 55° Sud, celui de la veinette étant de 31° Sud.

Le schéma tectonique du bouveau à 680 m est représenté à la figure 1. Les données numériques suivantes y sont inscrites et sont à retenir :

1° la disjonction principale séparant les deux massifs comporte une zone dérangée dont la puissance mesurée perpendiculairement à la direction du mouvement n'est que de 6 m; dans cette zone les phénomènes de friction sont importants;

2° sous cette disjonction on observe des phénomènes de pression (glissements, fissuration, schistosité) qui se limitent à une bande de terrains d'au maximum 10 m d'épaisseur, mesurée perpendiculairement à la surface cinématique principale;

3° sur la disjonction s'étend une zone plissée intéressant une épaisseur de terrain de l'ordre de 40 m, mesurés perpendiculairement à la surface cinématique principale; l'allure des plis, leur renversement total sur la disjonction principale, indiquent bien leur mode de formation par *entraînement syncinématique*.

II. — BOUVEAU À 800 M DU PUIITS N° 1.

La coupe levée est également figurée à la planche II tandis que la position en plan et l'origine des distances cumulées se trouvent au plan d'ensemble à la planche I.

Nous retrouvons ici les trois éléments tectoniques observés dans le bouveau à 680 m. Ils sont situés comme suit :

- le massif inférieur, s'étendant en plateure régulière, faiblement inclinée, jusqu'à la cumulée de 282 m;
- la zone de disjonction principale de 282 à 303 m;
- la plateure supérieure, s'étendant depuis la cumulée de 303 m vers le Sud.

Le *massif inférieur* est formé de couches régulières dont la pente diminue graduellement du Nord vers le Sud, de 22° à 15°. Sous la disjonction principale il y existe une zone à effets d'entraînement évidents, en forme de plis minuscules renversés et couchés vers le Nord. C'est le mur de la couche « 11 Paumes » qui a subi ces effets en cet endroit, la couche elle-même s'arrachant sous la faille. La puissance de cette zone, à effets d'entraînement, du sommet du massif inférieur, est faible, de l'ordre de 5 m.

Les effets de pression observés dans le massif inférieur, à sa recoupe par le bouveau précédent, se manifestent également ici mais nous ne les avons bien observés qu'assez bas sous la disjonction principale. Ainsi, aux cumulées 220 à 230 m existe un réseau de cassures longitudinales sans rejet, à deux directions conjuguées, les unes pendant à 71° Sud, les autres à 55° Nord.

Ce réseau paraît lui-même en relation avec le mouvement le long d'une cassure un peu plus importante dont l'attitude est pratiquement verticale :

N-114°-E/87° N.

La *disjonction principale* est comprise entre deux surfaces passant aux cumulées de 282 et 303 m, dont les pendages respectifs sont de 26° et 31° Sud. Chacune est flanquée par une zone de broyage dont la puissance atteint ou

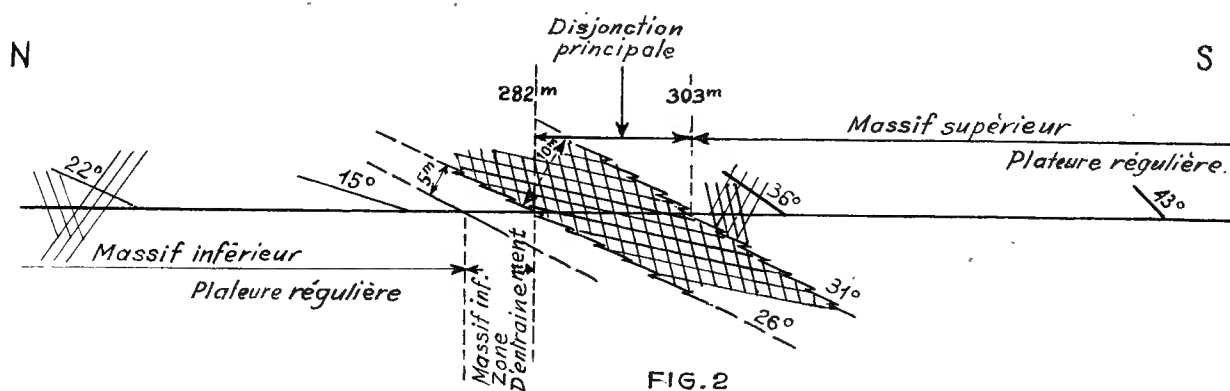


FIG. 2

dépasse même 2 m, tournées, comme à 680 m, vers l'intérieur de la zone de disjonction. Au centre de cette zone existe une couche renversée qui a servi de joint de glissement à son mur, qui lui est géométriquement superposé. Ce mur dessine des plis couchés de 0,4-0,5 m d'amplitude, à axe horizontal, se chevauchant vers le Nord. Ces plis sont le résultat synkinématique d'un entraînement par friction.

Dans la zone de broyage soulignant la surface-limite supérieure on observe un autre phénomène d'entraînement par friction : le sommet de la zone de broyage (voir photographie n° 1, pl. hors texte et croquis explicatif, pl. II, cumulée 301,5 m du bouveau à 800 m) formée par des schistes écrasés présente, sur 0,35 m d'épaisseur, une schistosité nette à pendage de 75° Sud; le restant de la zone broyée n'a pas pris le clivage; à la limite inférieure de la partie schistosée on observe des blocs de grès entraînés, limités par des joints disposés parallèlement au clivage.

La zone dérangée constituant la disjonction principale mesure un peu plus de 10 m de puissance à l'endroit de la recoupe par le bouveau à 800 m.

Le *massif supérieur* débute, sur la disjonction même, par des couches régulières pendant à 36° Sud. On observe seulement, jusqu'à au maximum 10 m de la disjonction, un double réseau de joints parallèles dont une série a un pendage de 65° Nord, l'autre un pendage de 74° Sud.

Toutefois, malgré la régularité de la plateure constituant le massif supérieur, le mouvement de celui-ci y a laissé de nombreuses traces : décollement de pratiquement tous les contacts schistes-grès, écrasement de toutes les veinettes avec décollement du toit, schistosité dans une veinette d'escaille ⁽¹⁾ écrasée (cumulée de 498 m) située à près de 200 m du mouvement principal.

Pour fixer les idées et faciliter la lecture, nous résumons au schéma de la figure 2 les caractères tectoniques essentiels de la coupe exposée dans le bouveau à 800 m du Puits n° 1.

III. — BOUVEAU À 900 M DU PUIITS N° 1.

Comme pour les ouvrages précédents, la coupe levée est figurée à la planche II et la position en plan à la planche I.

Les trois éléments tectoniques principaux distingués dans les coupes précédentes se situent ici comme suit :

- le massif inférieur jusqu'à la cumulée de 445 m;
- la zone de disjonction principale entre les cumulées de 445 et 533 m;
- le massif supérieur depuis la cumulée de 533 m vers le Sud.

La plateure du *massif inférieur* s'étend jusqu'à la cumulée de 320 m mais avec des pendages plus accentués que ceux observés dans les recoupes précédentes puisqu'ils augmentent de 30° à 37° vers le Sud.

A partir de la cumulée de 320 m les couches dessinent plusieurs plis d'amplitude décamétrique, dont l'axe est déjeté au Nord (pendage de 50° à 60° Sud). Cette zone à plis déjetés passe, sous la disjonction principale, à une zone d'entraînement à petits plis d'amplitude décimétrique complètement renversés. L'épaisseur de terrains intéressée par cette dernière zone d'entraînement majeur n'est que de l'ordre de 10 m. Toutefois, celle des plis décamétriques, s'étendant jusqu'à 50 m de distance perpendiculaire sous la disjonction principale, a également enregistré des déformations par entraînement. Il suffit pour s'en convaincre d'examiner l'attitude d'ensemble des éléments tectoniques qui indiquent un renversement vers le Nord diminuant progressivement au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la disjonction principale. En effet, les petits plis de la zone d'entraînement majeur ont un plan axial dont le pendage est de 15° Sud immédiatement sous la disjonction pour augmenter à 40° Sud à une distance perpendiculaire de celle-ci de l'ordre de 5 m. En outre, dans cette même zone d'entraînement majeur, on observe des brèches de friction limitées par deux surfaces de glissement parallèles,

(¹) Nous employons ce terme, familier aux houilleurs belges, avec l'acception que lui a donnée F. KAISIN Jr. : « phase de sédimentation organogène qui ne diffère de la houille que par l'abondance de matériaux détritiques » (F. KAISIN Jr., 1947, p. 29).

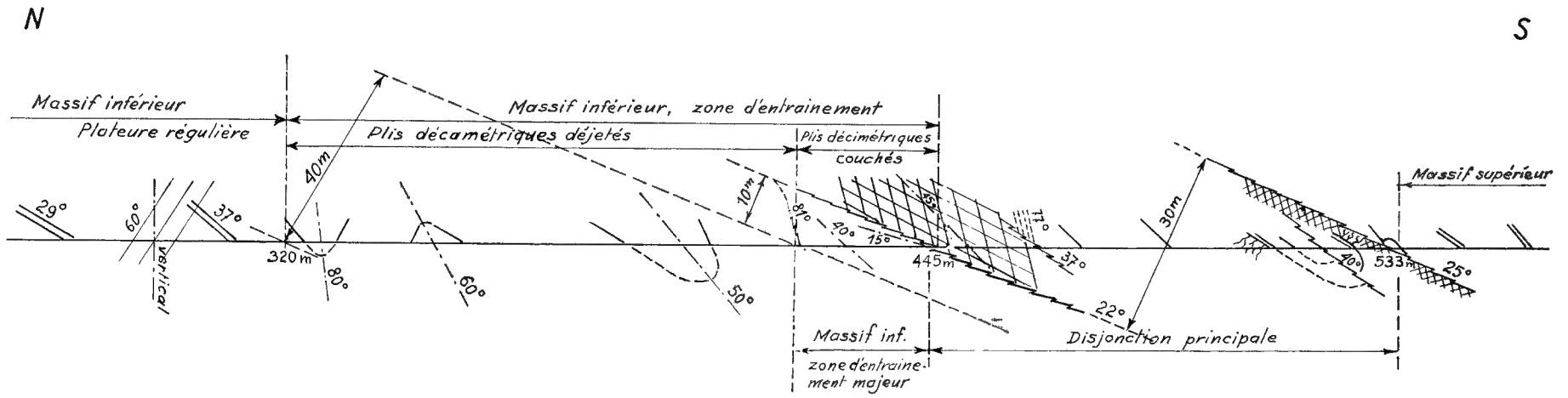


FIG. 3

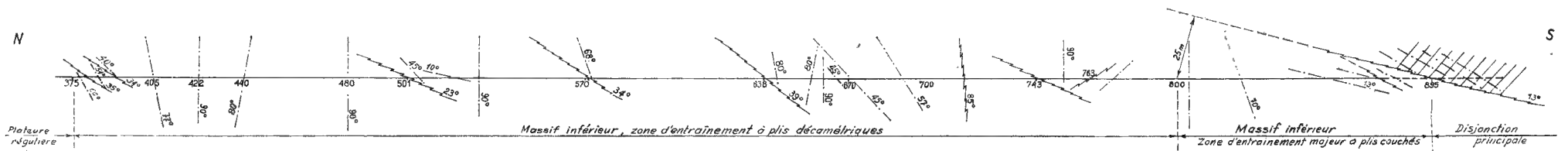


FIG. 4

disposées à 81° de pendage Sud (cumulées 423 et 433 m). Il ne peut s'agir que de l'une des deux séries de joints, celle de pendage normal 55° à 60° Nord, dont les éléments ont été entraînés par rotation passive à 81° Sud, le glissement pendant cette rotation ayant broyé par friction de petits paquets de bancs disposés entre deux joints parallèles.

La figure 3, sur laquelle nous avons résumé les traits tectoniques du bouveau à 900 m, montre qu'en s'écartant, sous la disjonction, des plis décimétriques à axe inclinant de 40° Sud, on rencontre successivement des plis dont l'axe se redresse progressivement : le premier à 50° Sud (son dressant est encore renversé à 60° Sud), le second à 60° Sud (son dressant pend au Nord de 63°), enfin le troisième, le plus éloigné du mouvement, à 80° Sud. Plus loin encore, dans la plateure, on observe des joints et cassures N-113°-E/60° N, appartenant au double réseau dont l'axe tectonique est pratiquement vertical. Le redressement progressif des axes tectoniques, au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la disjonction principale, démontre d'une manière évidente que les plis décimétriques sont le résultat d'un entraînement syncinématique.

La disjonction principale est limitée par deux surfaces cinématiques importantes recoupées par le bouveau de 900 m aux cumulées de 445 et 533 m. L'épaisseur des terrains disposés entre ces deux surfaces, mesurée perpendiculairement, dépasse légèrement 30 m.

La surface inférieure est soulignée par une zone disloquée et bréchiée, disposée sur elle, de 10 m d'épaisseur. Cette zone disloquée se termine par 0,20 m de remplissage finement écrasé, compris entre deux plans de glissement parallèles, pendant à 37° Sud (cumulée de 465 m). Le remplissage a pris un beau clivage de dislocation⁽¹⁾ inclinant à 77° Sud. Dans toute la zone disloquée deux séries de cassures parallèles pendent à 25° et 65° à 77° Sud; leur axe tectonique incline donc à ± 45° Sud.

La partie centrale des couches entraînées dans la zone de disjonction principale est formée par un paquet de schistes silicieux rubanés en allure régulière mais, sous la surface cinématique supérieure, on observe un pli couché dont la zone axiale est fracturée, avec chevauchement de la moitié Sud du pli sur la moitié Nord située sous elle. La surface cinématique supérieure elle-même est soulignée par une brèche de friction disposée sous elle, dont l'épaisseur n'est que de l'ordre de 2 m (pl. II et fig. 3).

Le massif supérieur débute, pratiquement sur la disjonction même, par une plateure régulière. A peine observe-t-on, dans les premiers 2-3 m de couches reposant sur la surface cinématique supérieure, de petites ondu-

(1) ADERCA, B. M., 1960.

lations en chaise conduisant à un angle aigu entre couches et surface de dislocation principale. Quant à la plateure, son pendage est de 40° à 45° Sud. A la cumulée de 565 m, à une vingtaine de mètres sur la surface cinématique supérieure, on observe, dans une veinette d'escaille de 0,20 m, un clivage irrégulier, tandis qu'une veinette, couronnant à 613 m, à 55 m du mouvement, une petite assise gréseuse, se montre glissée et dérangée entre toit et mur.

IV. — BOUVEAU À 1.115 M DU PUIITS N° 1.

La coupe levée dans cet ouvrage fait l'objet de la planche III. Pour sa position en plan il faut se reporter à la planche I. Le bouveau a été arrêté à la cumulée de 882,10 m dans des terrains fort dérangés. La reconnaissance a été complétée par le creusement d'une descenderie jusqu'à la recoupe de la couche Léopold, puis par un montage dans cette dernière, laquelle, au front d'avancement de ce montage, s'arrache sous une disjonction importante.

Les enseignements tirés de l'étude des bouveaux précédents permettent d'interpréter comme suit la coupe levée à 1.115 m :

- jusqu'à sa cumulée de 375 m, la plateure régulière du massif inférieur;
- de la cumulée de 375 m à celle d'environ 800 m, zone d'entraînement à plis décamétriques recoupés par de nombreuses cassures, la plupart du type chevauchement;
- au Sud de la cumulée de 800 m, zone d'entraînement majeur, à plis couchés, du massif inférieur;
- à front du montage dans Léopold, surface cinématique limitant à sa base la disjonction principale.

La plateure régulière incline à 35° Sud. En examinant les coupes du charbonnage on constate qu'elle fait partie d'une zone plissée, à plis d'amplitude hectométrique. La zone axiale du premier pli anticlinal, pendant à 80° Sud, passe vers la cumulée de 200 m; celle du pli synclinal suivant à la cumulée de 70 m.

La zone où les phénomènes d'entraînement par friction, dus au mouvement sur la disjonction principale, sont nettement imprimés est, dans le bouveau à 1.115 m, beaucoup plus développée que dans les galeries superposées. On y observe un plissement à pas décamétrique, les plans axiaux des plis étant fort rapprochés de la verticale dans la moitié septentrionale de la zone, inclinés vers le Sud — plis déjetés à renversés — dans sa moitié méridionale.

La notion de *pas du plissement* que nous désirons introduire, se rapporte à la distance entre les plans axiaux d'une suite de plis. Dans le cas le plus simple le phénomène d'entraînement conduit à un plissement à pas décroissant dans la direction où on s'approche d'une surface cinématique importante.

La diminution du pas s'accompagne d'une augmentation du renversement des plis dans la même direction.

Dans le bouveau à 1.115 m la zone d'entraînement à plis décamétriques intéresse une épaisseur de terrains de loin plus importante que dans les ouvrages précédemment décrits. Cette extension des phénomènes d'entraînement jusqu'à plus de 200 m sous la surface cinématique principale est due à l'existence, à ce niveau, de cinq chevauchements secondaires sur une distance horizontale de 400 m. Chacun de ces chevauchements s'accompagne de phénomènes localisés d'entraînement secondaire, qui introduisent des plis à pas métrique renversés dans une zone de plis droits à pas décamétrique. C'est cette superposition de deux séries de plis à pas et renversement différents qui produit la complexité apparente de la coupe des terrains du bouveau à 1.115 m.

Une reconnaissance dans la couche Léopold, sous le niveau de 1.115 m, représentée à la planche IV, montre en outre qu'il existe une profonde dysharmonie entre l'allure des terrains dans le bouveau et celle de la couche. Cette dysharmonie est le résultat du plissement d'entraînement local le long de chacun des chevauchements secondaires et le schéma tectonique de la figure 4 rend bien compte de ce phénomène aux cumulées 385, 501, 570, 638 et 743. Sur le chevauchement secondaire à 501 m, par exemple, on observe des plis à pas métrique renversés à 45° et 10°, quand les plis à pas décamétrique situés de part et d'autre sont droits. Au Sud de la cumulée de 638 m les plis décamétriques sont renversés au Nord. Pourtant, dans cette zone, on observe à 754 m un pli pratiquement droit et à 776 m un pli renversé au Sud. Ce retour en arrière est visiblement en relation avec un chevauchement secondaire antithétique ⁽¹⁾ que nous avons observé à la cumulée de 763 m.

Nous pensons utile de souligner dès à présent le fait que cette extension importante vers le Nord de la zone d'entraînement principal par de multiples entraînements secondaires trouve partiellement son explication dans la nature des terrains intéressés. En effet, à 900 m et au-dessus, nous sommes en présence d'une stampe relativement homogène dans laquelle les schistes prédominent. A 1.115 m existe une puissante assise gréseuse introduisant une importante hétérogénéité plastique, comptable de multiples décollements au contact de la masse gréseuse avec les schistes superposés ou sous-jacents.

Nous considérons que la zone d'entraînement majeur distinguée dans les recoupes précédentes se retrouve, dans le bouveau à 1.115 m, au Sud de la cumulée de 800 m. On y observe des plis couchés dont le plan axial incline à 13° vers le Sud. Le pli couché principal est compliqué par des mouvements en retour le long desquels du charbon injecté (cumulée de 868 m) nous a particulièrement compliqué le déchiffrement des allures.

⁽¹⁾ = faille en retour, antithetic faults, antithetische Verwerfungen : failles secondaires dont l'inclinaison est contraire à celle des failles principales (SCHIEFERDECKER, *Geological Nomenclature*, 1959, art. 3108).

Le pli couché que nous dessinons entre les cumulées de 850 m à 870 m est autorisé par l'identification au premier Veiniat sur Léopold de la veinette renversée passant à la cumulée de 862 m du bouveau de 1.115 m. Nous avons, en effet, échantillonné, sur 0,50 m, les toits du premier Veiniat sur Léopold à la cumulée de 278,5 m, de la veinette renversée à la cumulée de 862 m et du premier Veiniat sur Léopold dans le bouveau plantant sous 1.115 m, cumulée 845 m (voir pl. IV). Partout ce toit est constitué par un schiste argileux gris-noir très fin, avec bandes carbonatées, enduits jaunes et efflorescences de gypse sur les joints et les diaclases. La rayure, brun clair grasse près du charbon, devient rapidement grise et sèche. Ce schiste a livré, dans les 0,25 m sur le Veiniat et aux trois endroits échantillonnés, de nombreuses *Lingules* de petite taille accompagnées d'écailles et restes de poissons abondants. Dans les 0,25 m superposés les *Lingules* et écailles deviennent rares ou même disparaissent et des débris végétaux apparaissent. Dans les recoupes des deux flancs du pli couché on observe des *Planolites*, la plupart pyritisés, ainsi que des débris végétaux pyritisés.

La planche IV donne le levé des travaux de reconnaissance effectués dans la couche Léopold au Sud du front d'avancement du bouveau à 1.115 m. Dans le montage, après 15 m de couche régulière (pl. III), nous avons observé un recoutèlement secondaire avec pénétration profonde du charbon dans le toit, puis une zone où la couche est finement découpée par des recoutèlements en escalier à pas minuscule. La couche, au front du montage, s'arrache sous une surface cinématique importante, par laquelle le mur de la couche est remonté sur elle avec production de petits plis décimétriques couchés dans les schistes. Nous considérons que les travaux ont atteint, en cet endroit, la surface cinématique limitant, à sa base, la disjonction principale.

V. — BOUVEAUX À 818 M ET 731 M DU PUIITS N° 2.

Le travers-bancs Sud à 818 m du Puits n° 2, levé par nous début 1959, a déjà fait l'objet d'une publication précédemment citée. Rappelons qu'on observe dans cet ouvrage un pli anticlinal d'amplitude hectométrique, à flanc Nord renversé, chevauchant une plateure régulière par l'intermédiaire d'une zone de disjonction d'une puissance de l'ordre de 30 m. Cette zone de disjonction est soulignée par un lambeau d'entraînement à plis serrés, décimétriques dans l'ensemble mais avec superposition d'un plissement secondaire métrique là où se produisent des chevauchements secondaires ou des décollements avec mouvement en retour.

Les surfaces cinématiques limitant la zone de disjonction passent aux cumulées de 563 et de 640 m du travers-bancs. Sur la planche annexée à notre travail de 1959 nous les avons représentées avec le pendage que nous

avons mesuré dans l'étendue dégagée par la recoupe du bouveau, soit 44° pour la surface inférieure et 18° pour celle supérieure.

Depuis l'époque de ces premiers levés, des travaux ont été effectués tant au-dessus qu'en dessous du niveau de 818 m. Ils permettent de préciser l'allure de la disjonction et nous les avons représentés sur la planche V annexée au présent travail.

Les travaux sous le niveau de 818 m ont consisté en une reconnaissance dans la couche Ahurie (AB, pl. V), suivie d'un bouveau montant (BC, pl. V). L'arrachage net de la couche (point B) permet de tracer la surface cinématique limitant inférieurement le lambeau d'entraînement tandis qu'une zone fortement écrasée relevée dans le bouveau montant permet de tracer la surface cinématique principale limitant ce même lambeau par-dessus.

Les travaux au-dessus du niveau de 818 m comportent un bouveau montant (DE, pl. V) jusqu'au niveau de 731 m continué par un bouveau plat à ce même niveau (EF, pl. V). Nous avons levé ce dernier, dont la position en plan est indiquée à la planche I et sa coupe détaillée à la planche V, où nous avons également représenté une coupe d'ensemble à plus faible échelle, passant par le bouveau à 818 m.

La coupe du bouveau à 731 m débute par une plateure régulière s'étendant de la couche « Ahurie » à la couche « 8 Paumes ». Ces attributions sont autorisées par les travaux d'exploitation dans l'Ahurie et aussi par la découverte, à la base du cyclothème de la couche caractérisée comme « l'Anglaise » du petit banc de sidérose à sphérules de kaolinite dit « niveau du Petit Saint-Martin » ⁽¹⁾.

A la cumulée de 66 m du bouveau à 731 m la plateure régulière est recoupée par une surface cinématique d'allure.

N-110°-E/20° S. a)

Sous cette surface on observe plusieurs cassures auxiliaires dirigées.

N-66°-E/60° S. b)

Ces dernières cassures, intéressant une zone dont l'épaisseur transversale est inférieure à 10 m, sont soulignées par des zones de broyage importantes tout en ne produisant que des recoulements fort faibles. Elles se raccordent sur la surface cinématique principale et en constituent le cortège d'entraînement syncinématique.

Le long de la surface principale les grès de l'Anglaise, dessinant des plis décamétriques, sont refoulés sur la couche « 8 Paumes ». Immédiatement sur la surface, des couches schisteuses dessinent des plis d'amplitude métrique.

⁽¹⁾ ADERCA, B. M., et al., 1959.

La masse gréseuse elle-même est découpée par des chevauchements secondaires du type *a* ci-dessus, auxquels se raccordent des cassures satellites du type *b*.

Nous sommes visiblement en présence de la prolongation du lambeau d'entraînement défini dans le bouveau à 818 m. Toutefois, la surface cinématique limitant ce lambeau à sa partie supérieure n'a pas encore été recoupée au front d'avancement du bouveau à 731 m, qui reste à l'intérieur du lambeau.

L'établissement d'une coupe d'ensemble passant par le bouveau à 818 m avec projection sur elle des allures constatées dans le bouveau à 731 m, indique un important décalage qui ne permet pas le raccordement direct des recoups des surfaces cinématiques principales entre les deux bouveaux. Ce décalage est dû à l'existence d'un mouvement en retour dont la disjonction d'assise n'a pas été recoupée à 731 m mais que nous avons pu étudier en détail à 818 m, où elle passe à la cumulée de 507 m avec l'allure

N-56°-E/67° NW.

Ce mouvement en retour produit un décrochage de la couche Ahurie, bien exploré par les travaux d'exploitation, de 18 m le long de la surface de fracture suivant la méridienne du bouveau de 818 m. Un chassage Est dans Ahurie, au niveau de 818 m, nous a permis de constater que le mouvement s'amortit assez rapidement de sorte que, sur 105 m de parcours longitudinal, il est complètement résorbé. La planche VI représente, en vue perspective, les observations et levés que nous venons de décrire.

CHAPITRE II

La cinématique.

Une fois la géométrie actuelle des masses minérales fixée il faut s'efforcer de « suivre le déroulement de la déformation dans le temps » ⁽¹⁾. C'est le but de l'analyse cinématique.

Nous avons procédé une première fois à une analyse cinématique lors d'une étude de la région centrale du synclinal de Liège ⁽²⁾. Elle nous a conduit à y fixer comme suit les caractères essentiels du plissement ayant affecté le Houiller :

- **grande importance des mouvements parallèles** qui doivent avoir absorbé une proportion notable de l'énergie mise en jeu lors de la tectonisation;
- **caractère dysharmonique du plissement**, image d'un champ de vitesses différentiel imposé par l'hétérogénéité des masses mises en mouvement; cette hétérogénéité est particulièrement accusée pour les tiers moyen et supérieur de la zone de Genk;
- **fracturation longitudinale** représentant dans son ensemble, le point culminant de cet état de mouvements différentiels accusés, introduit par l'existence de couches d'une « incompétence » (*) parfaite voisinant avec des formations d'un degré de « compétence » extrême.

En ce qui concerne la fracturation longitudinale, nous avons distingué des cisaillements recoupant les couches sous un angle faible et d'autres sous un angle important. Tous ces cisaillements sont en relation étroite avec le plissement. Il y a relation entre leur pendage et le déversement des plis et une disposition en éventail se fermant vers la zone axiale, de compression maximum.

Nous avons apporté dans notre travail de 1959, un résumé historique du développement des idées sur la fracturation longitudinale du bassin houiller méridional de la Belgique. Reprenons ici seulement les idées émises dans

⁽¹⁾ GOGUEL, J., 1952, p. 171.

⁽²⁾ ADERCA, B. M., 1959*b*.

(*) Nous nous sommes expliqué au sujet de l'emploi nécessaire de pareils termes dans notre travail de 1959 précité, note infrapaginale, p. 55.

le travail de synthèse le plus récent, le *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*, dans le chapitre « Tectonique » duquel notre Maître distingue :

- des failles de chevauchement antérieures au plissement proprement dit et plissées ensuite harmoniquement avec les couches; ces failles seraient cantonnées dans le versant Nord du synclinorium de Namur;
- des failles de charriage post-plissement, dominant en versant Sud de ce synclinorium; la faille du Carabinier est placée ici.

Toutefois, le Prof^r FOURMARIER ne manque pas d'ajouter que « cette distinction (entre failles de chevauchement et de charriage) est peut-être plus théorique que réelle » ⁽¹⁾.

Nous pensons, quant à nous, avoir apporté la preuve qu'il en est bien ainsi. Dans la région centrale du synclinal de Liège nous nous sommes trouvé en présence d'une « structure tectonique unitaire dans laquelle plissement et fracturation se conditionnent » ⁽²⁾, les divers types de cisaillement observés constituant « un champ de fracturation unique » ⁽³⁾.

Les levés que nous avons effectués au Boubier plaident entièrement en faveur de l'unité tectonique de la structure étudiée et permettent en outre de se rendre compte des relations génétiques étroites qui existent entre l'élément tectonique majeur — la disjonction principale — et les structures secondaires, plis et ruptures, qui lui sont subordonnées, l'ensemble appartenant à une même unité cinématique.

Quant à la disjonction principale, il s'agit de celle qui, dans la concession de même nom, a été désignée par le vocable « faille du Carabinier ». F. KAISIN jr. a tracé ⁽⁴⁾, d'après les documents existants, les courbes de niveau de la faille du Carabinier. Leur tracé régulier et simple, surtout sous la profondeur de 500 m, entre les recoupes par les travaux du Puits n° 3 des Charbonnages du Carabinier-Pont-de-Loup et ceux des Puits n° 1 et 2 du Charbonnage de Boubier, indique bien qu'il s'agit d'une surface cinématique continue. Cette surface, longuement considérée comme une faille de charriage post-plissement, est classée par F. KAISIN jr., dans son travail de 1947, précité, parmi les failles d'entraînement. Nous pensons que les observations de détail que nous apportons sur la faille du Carabinier obligent de se rallier, définitivement, en ce qui la concerne, au concept faille d'entraînement et à la syngénèse cinématique de tous les accidents satellites.

*
* *

⁽¹⁾ FOURMARIER, P., 1954, p. 694, note infrapaginale.

⁽²⁾ ADERCA, B. M., 1959b, p. 61.

⁽³⁾ Id., p. 62.

⁽⁴⁾ KAISIN, F. Jr., 1947, voir pl. XV.

C'est dans une publication d'Alphonse BRIART et F. L. CORNET, datant de 1863, qu'on trouve, en germe, une application de l'idée d'entraînement à la formation des structures tectoniques du bassin houiller méridional belge : « *Après la formation du terrain houiller dans notre pays, il y a eu, depuis la frontière française jusqu'à la frontière prussienne et même au-delà de ces limites, un mouvement de translation horizontale de l'Ardenne vers le Nord. C'est ce mouvement qui a produit les plissements que l'on remarque dans les bassins houillers de Mons, Charleroi et Liège et dans tout l'antraxifère, jusqu'au terrain ardoisier* » ⁽¹⁾.

C'est F. KAISIN qui développa le premier l'application du concept « entraînement » à la tectonique de la Belgique. Dès 1935 il écrit : « *Les grands déversements uniformes relèvent de l'entraînement. Il est impossible d'en donner une explication valable sans intervention de masses sus-jacentes en mouvement* » et « *... dans l'Ardenne c'est le faillage du second genre et non le plissement qui apparaît comme le phénomène essentiel* » ⁽²⁾.

Quand on examine une structure particulièrement tectonisée des bassins houillers méridionaux de la Belgique, on constate que plissement et cisaillement y sont fortement imbriqués et dépendants, ne pouvant dériver tous que de l'action d'un même champ de vitesses différentielles. Mais, dans le déroulement des phénomènes, une fois un premier mouvement important engendré le long d'une disjonction principale, le faillage secondaire peut effacer toute trace du pli initial, donnant naissance lui-même à des structures plissées d'entraînement, justifiant parfaitement la conception ci-dessus reprise de F. KAISIN.

Dans l'ouvrage précité ce dernier définit les *failles de charriage* comme des accidents dont le rejet s'accroît avec la profondeur tandis que les *failles d'entraînement* s'amortissent en profondeur et vont se raccorder, vers le haut, à un accident plus important.

Dans un important travail de 1936, F. KAISIN définit la tectonique d'entraînement comme « *l'ensemble des accidents qui naissent sous un massif en mouvement* » ou « *divers types de déformation tectonique qui se produisent au voisinage de la surface suivant laquelle deux massifs animés de vitesses différentes frottent l'un sur l'autre, le plus rapide tendant à entraîner le plus lent, le plus lent tendant à égaliser les vitesses en freinant* » ⁽³⁾.

Le terrain houiller étant caractérisé de « *flysch paléozoïque* », dans le concept entraînement la « *zone marginale antérieure ou externe* (des

⁽¹⁾ BRIART, Alph. et CORNET, F. L., 1863. Nous reprenons le passage à une publication de F. KAISIN (1935, p. 202).

⁽²⁾ KAISIN, F., 1935, p. 198.

⁽³⁾ ID., 1936, p. 103.

unités tectoniques méridionales) a bousculé le flysch houiller » ⁽¹⁾. C'est à ce « flysch houiller » qu'on a appliqué le « principe de BRIART » d'après lequel les accidents l'affectant sont d'autant plus anciens qu'ils se trouvent situés plus au Nord. Pour F. KAISIN « la progression du massif principal et de son escorte de lambeaux a indubitablement exercé une poussée très forte sur le terrain houiller chevauché qui s'est déformé selon ses caractéristiques habituelles qui sont le pli en chevron rabattu vers le Nord et la faille inverse inclinant au Sud » avec comme conséquence que « appliquée aux failles d'entraînement la règle de BRIART doit être inversée » ⁽²⁾.

Nous avons insisté plus haut sur le fait que le caractère essentiel du plissement ayant affecté le terrain houiller méridional de la Belgique est la dysharmonie, dont la définition suivante est donnée par F. KAISIN : « glissement d'une masse supérieure sur un substratum tectoniquement plastique dans la direction et dans le sens du déversement » ⁽³⁾. Et encore : « Hétérogénéité et différences de vitesse donnent la clef de toutes les dysharmonies, de tout le dysharmonisme. Peut-être expliquent-elles aussi la naissance de certaines grandes disjonctions qui ont bien plus l'apparence de déchirures que de cassures et pourraient fort bien n'avoir d'autre cause que des différences dans la vitesse du flux, conditionnées en ordre principal par l'hétérogénéité » ⁽⁴⁾. Et, plus loin encore : « la dysharmonie a pour cause générale l'entraînement » ⁽⁵⁾.

Ces idées furent développées et raffermissées dans des publications ultérieures datant de 1941 ⁽⁶⁾, 1942 ⁽⁷⁾ et 1947 ⁽⁸⁾. Relevons la conclusion de la publication de 1942 : « Le phénomène (tectonique) principal est la translation horizontale, le glissement et non le plissement » ⁽⁹⁾.

Nous pensons qu'il est impossible, devant les faits d'observation, de ne pas souscrire entièrement à ces idées, du moins en ce qui concerne la bande de terrains houillers Haine-Sambre-Meuse. Rappelons que F. KAISIN jr. en fit une application synthétique au bassin houiller de Charleroi, dans son ouvrage de 1947 cité antérieurement.

Tout au plus devrait-on rajeunir quelque peu la terminologie par des expressions qui, à tort ou à raison, ont acquis droit de cité. Ainsi rappelons

⁽¹⁾ KAISIN, F., 1935, p. 203.

⁽²⁾ ID., 1936, p. 84.

⁽³⁾ ID., p. 109.

⁽⁴⁾ ID., p. 111.

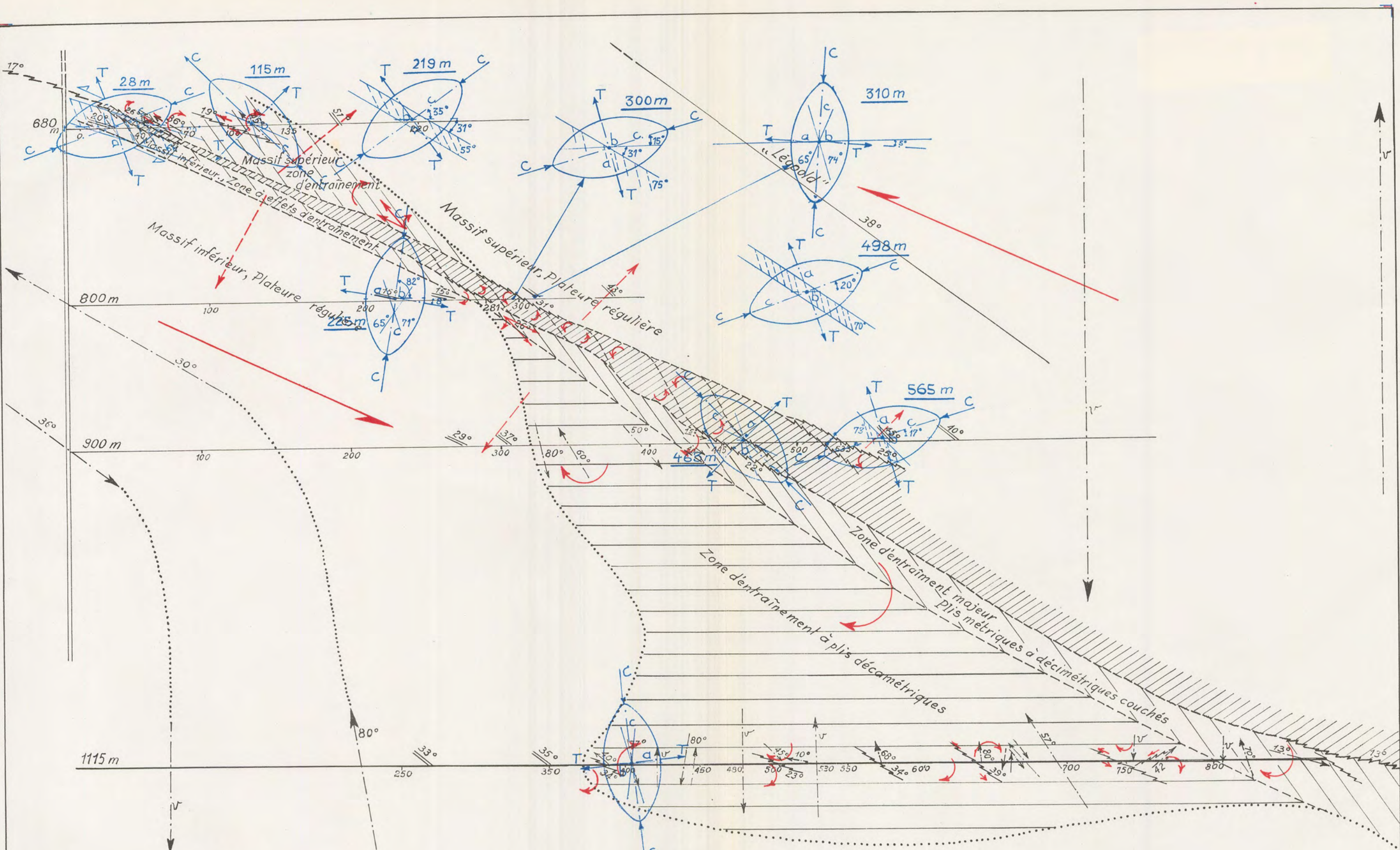
⁽⁵⁾ ID., p. 112.

⁽⁶⁾ ID., 1941.

⁽⁷⁾ ID., 1942.

⁽⁸⁾ ID., 1947.

⁽⁹⁾ ID., 1942, p. 30.



Légende

- Disjonction principale
- Ruptures secondaires
- Axes anticlinaux
- Axes synclinaux
- Stratification avec valeur du pendage
- Horizontal
- Vertical

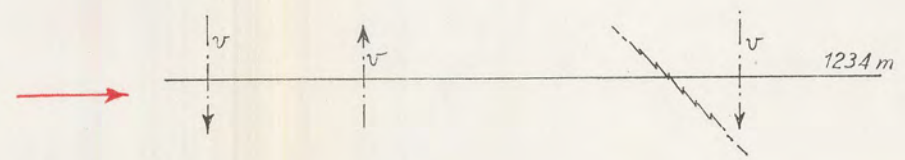


Fig. 5

(VAN HISE) que le plissement peut être parallèle (concentric folds) ou semblable (similar folds). Dans le premier les bancs ont glissé les uns sur les autres en gardant leurs épaisseurs. Dans le second la distance entre deux lits varie suivant leur inclinaison. Les bancs soumis au plissement sont — quant à leurs propriétés et leur comportement élastico-plastique — « compétents » ou « incompétents ». Des bancs « compétents » peuvent subir un changement de forme (incurvation) sans étirement dans leur plan. Pour eux « la contraction latérale est la différence entre la longueur d'un lit, mesurée sur une coupe transversale, et la distance en ligne droite des extrémités de celle-ci » (1). Des bancs « incompétents » se déforment avec étirement ou gonflement par compression latérale et le calcul de la contraction latérale, comme ci-dessus, ne leur est pas applicable; on doit faire intervenir la règle de la conservation du volume au cours de la déformation. Une couche incompétente permet donc la dysharmonie en se déformant sans que la longueur et l'épaisseur restent séparément constantes, mais seulement avec conservation du volume. La dysharmonie, plissement sans formes parallèles, provoque de notables changements d'épaisseur dans les bancs plissés.

Le terrain houiller réunit une succession de bancs dont certains jouissent d'un degré de compétence élastico-plastique élevé tandis que d'autres relèvent d'une incompétence parfaite. Des bancs qui se situent aux deux extrémités opposées de la courbe des propriétés élastico-plastiques (2) (grès-houille) y voisinent.

Le rythme des variations dans l'hétérogénéité élastico-plastique est particulièrement rapide dans la succession de terrains formant les tiers moyen et supérieur de la zone de Genk. Sous l'influence de l'entraînement un champ de vitesses différentielles accentuées s'y établit conduisant à la formation de structures dysharmoniques allant jusqu'à l'injection diapyrique de charbon.

L'analyse détaillée des phénomènes tectoniques observés au voisinage d'une grande disjonction du Houiller, à laquelle nous nous sommes livré, apporte une preuve évidente de leur dépendance étroite. Notre étude montre que l'ensemble de tous les phénomènes tectoniques observés à une distance de l'ordre de plus de 200 m d'une disjonction importante est synchronique. Nous désirons y relever des caractères qui prouvent l'entraînement, d'autant plus que nous pensons qu'ils sont mis en évidence pour la première fois.

*
**

(1) GOGUEL, J., 1952, p. 144.

(2) DE SITTER, L. U., 1956. Cet ouvrage apporte une excellente mise au point de ce problème. Voir principalement le chap. 5 : Rock behaviour in Tectonic Processus, pp. 72-78 et fig. 52.

Pour apporter cette preuve, en faisant ressortir ces caractères, nous avons schématisé en une coupe d'ensemble (fig. 5) toutes les observations tectoniques que nous avons faites au Boubier. Nous y avons représenté :

- les plis, par la ligne de plus grande pente du plan axial, en donnant également la valeur numérique de cette pente;
- la disjonction principale et les diverses ruptures secondaires;
- la position des couches constituant les plateaux principales, avec inscription du pendage.

Nous nous sommes servi pour dresser ce schéma des levés détaillés figurant aux planches II et III, réunis au moyen de la coupe d'ensemble précise de la planche IV, elle-même obtenue par projection en partant du plan de la planche I. Nous avons ajouté la position des plans axiaux des plis principaux, relevés sur les coupes du Charbonnage.

Les constatations suivantes ressortent d'évidence :

1° Le massif supérieur.

Ses plis principaux sont droits et leur équidistance, nous préférons dire leur *pas axial* ou leur *pas* tout court, est de l'ordre de 200 m.

Une parenthèse nous paraît devoir être ouverte ici. L'amplitude du plissement, comprise comme la distance perpendiculaire séparant les plans axiaux de deux plis successifs, est une donnée numérique dont les tectoniciens n'ont pas encore essayé de tirer profit. Lors de nos levés au Boubier cette donnée s'est imposée à nous.

L'amplitude du plissement peut être constante et caractériser par sa valeur une région déterminée. Quand elle est variable elle peut présenter un gradient qu'il est important de noter. L'amplitude est dans ce cas croissante, ou décroissante, dans un sens déterminé, en relation avec la cinématique locale.

Le terme *amplitude* rappelant par trop *longueur d'onde* nous pensons qu'il est préférable d'employer le vocable **pas décroissant du plissement** qui, se rapportant à la mécanique, convient mieux pour des phénomènes qui ressortissent à la mécanique des solides.

Le pli reposant, entre les profondeurs de 800 et 900 m, directement sur la disjonction principale, est un pli synclinal. Son flanc septentrional, très régulier comme l'indique l'exploitation de la couche Léopold, pend à 38° au Sud. Il y a une très nette augmentation du pendage des couches formant ce flanc septentrional quand on s'approche de la disjonction principale. Sauf de rares irrégularités locales on passe progressivement de 38° à 51°. Ce phénomène ne peut être compris mécaniquement que comme le résultat de la pression (réaction) exercée par le massif inférieur sur le massif supérieur pendant le mouvement. Il est, de ce fait, syncinématique.

Au-dessus du niveau de 800 m on voit s'intercaler, entre le synclinal dont question ci-dessus et la disjonction principale, trois plis anticlinaux chevauchés l'un sur l'autre. De l'extérieur vers le mouvement principal, c'est-à-dire du Sud vers le Nord, pour le massif supérieur, le renversement des plis au Nord s'accroît. L'inclinaison des plans axiaux est en effet, dans l'ordre ci-dessus :

45° 36° horizontal.

Une autre observation est importante à souligner : dans une région où les plis principaux sont droits et ont un pas constant de l'ordre de 200 m, près d'une grande disjonction se sont formés des plis à pas beaucoup plus petit, décroissant vers cette disjonction et dont le renversement s'accroît au fur et à mesure qu'on s'approche d'elle.

Ce phénomène, conduit jusqu'à la formation de petits plis couchés contre la disjonction principale, caractérise un entraînement mécanique par frottement se propageant depuis la zone de mouvement principale vers l'intérieur du massif, de vitesse décroissante et donc s'amortissant dans cette direction. La géométrie spéciale observée caractérise une genèse syncinématique. Au-dessus du niveau de 800 m le massif supérieur ne repose plus directement sur la disjonction principale. Une zone à effets d'entraînement évidents — intéressant une épaisseur de couches de 40 m au niveau du travers-bancs de 680 m — s'est formée, zone de transition entre la région à vitesse de déplacement maximum constituée par la disjonction principale et la base du massif supérieur subissant passivement le transport.

Dans la zone d'entraînement par l'intermédiaire de laquelle, géométriquement parlant, le massif supérieur repose sur la disjonction principale, des ruptures secondaires se sont formées pendant le transport. Elles sont de deux catégories :

- des chevauchements à faible pente Sud, comme celui passant à la cumulée de 100 m du travers-bancs à 680 m, qui remonte l'un sur l'autre deux anticlinaux de pas décamétrique; sa pente est de 19° Sud;
- des ruptures à forte pente, 65° à 82°, à mouvement également inverse, dont un bel exemple a été observé à la cumulée de 120 m du travers-bancs à 680 m (voir pl. II).

Ces deux types de ruptures appartiennent à un réseau unitaire, ce qui est clairement indiqué par les légères différences de direction entre les deux types et le raccordement tangentiel des fractures fortement inclinées sur celles faiblement inclinées.

En somme, le paquet de couches compris entre deux cassures de type différent a subi une rotation dans le sens Nord vers Sud, mouvement d'entraî-

nement compensatoire, ensemble avec celui de la formation des plis, de l'avancement vers le Nord. Ces mouvements peuvent aussi être caractérisés de mouvements antithétiques.

Les ruptures à faible pente sont le plus souvent franches, plus rarement soulignées d'une zone de bréchiation. Les ruptures à forte pente comportent toujours une zone de bréchiation pouvant atteindre 0,50 m d'épaisseur.

Parmi les phénomènes de microtectonique observés en dehors de la zone d'entraînement bien caractérisée signalons :

- à la cumulée de 135 m du bouveau à 680 m (voir pl. II) le glissement d'un toit sur la veinette qu'il recouvre, avec redressement des couches de 24° à 53° , redressement qui correspond bien aux mouvements de rotation précédemment signalés;
- à la cumulée de 220 m, dans une petite passée d'escalie de 0,10 m d'épaisseur, une schistosité de fracture bien formée et de pendage 55° Sud.

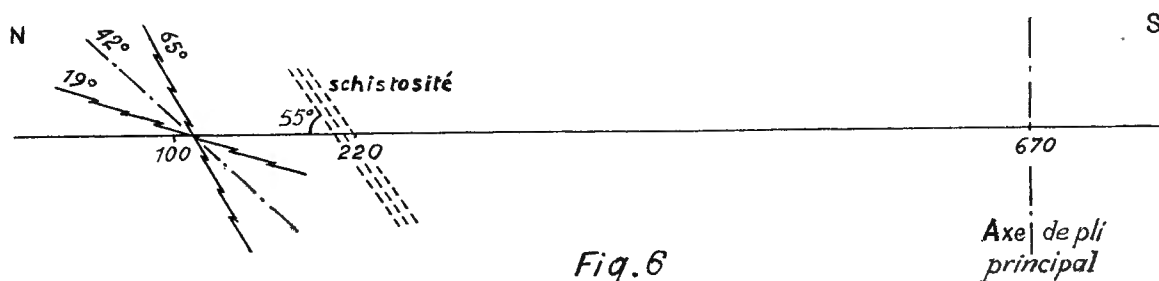


Fig. 6

Cette dernière schistosité ne suit pas la règle du parallélisme aux axes des plis principaux voisins, puisque nous nous trouvons (fig. 6) en flanc Nord d'un pli dont l'axe est vertical. Si nous traçons la bissectrice des deux séries de cassures de la zone d'entraînement, nous constatons que l'attitude de la schistosité est fort voisine de cette bissectrice, qui constitue un axe tectonique sous l'influence du mouvement d'entraînement. La schistosité dont nous discutons la position est située à 50 m de distance perpendiculaire des limites de la zone d'entraînement.

2° La disjonction principale (Faille du Carabinier).

La zone de disjonction dans laquelle s'est localisé le mouvement ayant séparé — disjoint — les deux massifs principaux est de structure très compliquée. Elle a été traversée aux trois niveaux de 680, 800 et 900 m tandis que, d'après notre interprétation, les travaux à 1.115 m ont à peine effleuré sa base.

Les effets d'entraînement par friction y sont les plus violents et la première constatation qui s'impose est l'augmentation avec la profondeur de l'épaisseur de terrains intéressés (dans la zone accessible à nos investigations).

A tous les niveaux examinés la zone de disjonction est limitée par des surfaces de décollement franches. Nous avons mesuré partout leur inclinaison moyenne suivant toute la longueur dégagée par la recoupe et aussi, chaque fois que possible, leur direction, par l'angle fait avec la direction du travers-bancs de recoupe.

	Surface-limite supérieure		Surface-limite inférieure		Distance perpendiculaire
	Direction	Pendage	Direction	Pendage	
Recoupe à 680 m ...	—	26° S	N-70°-E	23° S	6 m
Recoupe à 800 m ...	N-94°-E	31° S	—	26° S	10 m
Recoupe à 900 m ...	N-50°-E	25° S	N-59°-E	22° S	35 m
Recoupe à 1.115 m ...	—	—	N-93°-E	13° S	?

Les directions des surfaces de décollement-limite sont non seulement variables d'une recoupe à l'autre mais des différences de direction nettes existent également pour les deux surfaces d'une même recoupe.

Il y a, en plus, des variations de pendage dessinant, dans l'ensemble, une large courbe concave. Ce qu'il nous semble particulièrement à retenir c'est que le pendage de la surface-limite supérieure est toujours plus grand que celui de la surface-limite inférieure.

Ces différences de direction et de pendage nous imposent d'admettre que la zone de disjonction principale est constituée par des lambeaux de terrains arrachés aux deux massifs disjoints, lambeaux qui, entraînés par friction au cours du mouvement, ont été soumis à des torsions l'un par rapport à l'autre, torsions qui nous apparaissent en coupe transversale sous forme de rotations.

Le contact entre la surface-limite supérieure et les couches sur elle, celui entre la surface-limite inférieure et les couches sous elle, sont toujours francs, nettement cisailants.

Par contre, sous la surface-limite supérieure et sur la surface-limite inférieure, donc chaque fois vers l'intérieur de la zone de dislocation, existe une bordure de brèche dont l'épaisseur n'est que de 0,35 à 0,70 m dans les recoupes supérieures et monte à plusieurs mètres dans celle par le niveau

de 900 m. Cette bordure bréchiée présente une *schistosité de dislocation* ⁽¹⁾ bien formée chaque fois que l'épaisseur de la brèche est faible. Par contre, si son épaisseur dépasse 0,5 m, le matériel bréchié n'a pas pris la schistosité dans son ensemble, ne montre que par places une schistosité grossière tandis que les structures de flux y sont prédominantes.

Dans la recoupe par le bouveau à 680 m nous devons signaler l'existence, à la cumulée de 50 m, d'une fracture secondaire inclinant à 60° Sud, s'élargissant et se raccordant sous la surface-limite supérieure. Suivant cette fracture du charbon a été injecté, lequel a flué en petits plis serrés dans

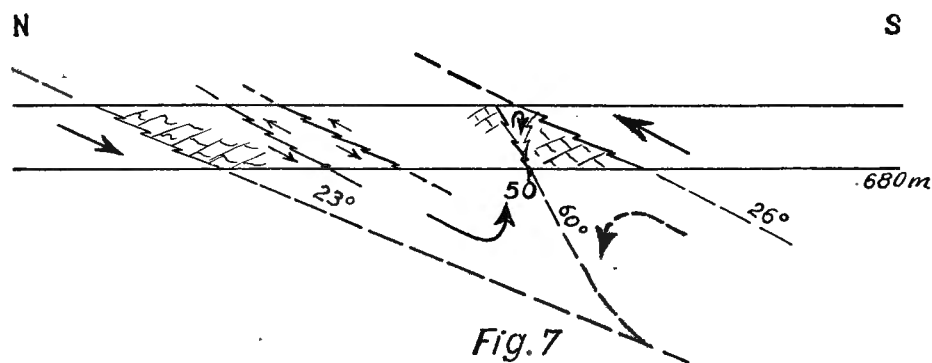


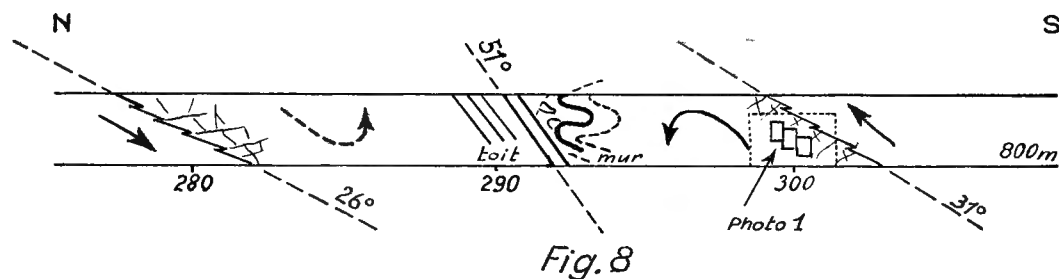
Fig. 7

la partie élargie immédiatement sous la surface-limite supérieure (voir pl. II). Il est évident que dans cette recoupe la disjonction principale est constituée par deux lambeaux de terrains lesquels, au cours du mouvement, ont glissé l'un par rapport à l'autre tout en tournant dans le sens des flèches indiquées à la figure 7. Ces rotations, correspondant longitudinalement à des torsions, sont responsables de l'entraînement du charbon. Dans la partie centrale du lambeau inférieur l'entraînement a provoqué des ruptures parallèles au mouvement principal; le long de ces ruptures le déplacement est très faible et du sens indiqué à la figure 7.

Un schéma de mouvement identique s'observe dans la recoupe par le travers-bancs à 800 m (fig. 8). Ici c'est une couche de charbon renversée qui a servi de joint de glissement et qui sépare les deux lambeaux occupant la zone de mouvement principale. La rotation, dans le sens indiqué, du lambeau supérieur, a produit d'un côté l'entraînement de blocs gréseux dans un contexte de schistes écrasés, de l'autre côté le décollement du mur de la couche renversée avec production, par friction, de plis décimétriques à axe horizontal.

⁽¹⁾ ADERCA, B. M., 1960.

Nous possédons, grâce à l'habileté professionnelle de M. D. DELEUZE de Forchies, une photographie du contact : massif supérieur — surface-limite supérieure, avec sous cette dernière les blocs de grès entraînés, dont la disposition en escalier indique le sens du mouvement de torsion du lambeau de terrains dans lequel ils sont entraînés (voir photo 1, pl. h. t. et schéma explicatif pl. II, coupe du travers-bancs à 800 m, cumulée 300 à 301,5 m).



Dans notre travail sur la *schistosité de dislocation*, ci-dessus cité, nous avons insisté sur le fait que ce type de schistosité est toujours lié génétiquement à une surface de dislocation du type chevauchement, donc à un mouvement. Les blocs de grès entraînés sous la surface de chevauchement de la cumulée de 303 m du travers-bancs à 800 m sont limités par des joints de stratification et par des cassures fortement inclinées sur ceux-ci. Les cassures sont strictement parallèles à la schistosité de dislocation prise par les matériaux écrasés situés immédiatement sous la surface de chevauchement principale. L'attitude des blocs de grès est le résultat de leur entraînement au cours du mouvement. La disposition parallèle du clivage est un argument supplémentaire pour sa genèse synchronique. Par l'arrangement en feuillets parallèles de matériaux broyés au cours du mouvement, en des endroits de vitesse relativement importante, la schistosité de dislocation, ensemble avec la friction, a permis l'absorption d'une partie de l'énergie mise en jeu par la tectonisation.

Un chevauchement conduit au déclenchement de deux mouvements de translation principaux, de sens inverse. Dans le cas étudié, la compensation de ces translations se fait par la torsion de deux lambeaux intercalés, tournant en sens inverse et amortissant leur mouvement sur une surface de glissement commune. Ces mouvements compensatoires expliquent également la localisation des brèches de friction respectivement sous et sur les surfaces-limite supérieure et inférieure, endroits de vitesse maximum. Par contre, sur la surface de glissement interne commune aux lambeaux en rotation, la vitesse est amortie en bonne partie et on n'y observe pas de bréchiation des couches en contact.

Il est évident qu'un cas limite est celui où le mouvement dure suffisamment longtemps par rapport à l'épaisseur des lambeaux arrachés pour que leur entièresité soit broyée. Nous trouvons alors les deux massifs séparés par une certaine épaisseur de brèche de friction.

Au contraire, quand ils sont très épais et constitués de roches de résistance mécanique élevée, les lambeaux compensatoires peuvent encadrer des terrains peu dérangés. C'est le cas de la recoupe par le travers-bancs à 900 m. La disjonction principale, schématisée à la figure 9, y comporte trois lambeaux dont le médian est très épais, formé de bancs de schistes siliceux durs et de grès, disposés en une plateure très régulière. Ce lambeau médian est encadré par deux lambeaux compensatoires de mouvement, qui ont subi des torsions du sens habituel. Le lambeau inférieur en a beaucoup souffert et se retrouve bréchié sur presque toute son épaisseur, avec formation de la schistosité de dislocation dans les zones de broyage de puissance et de qualités élastico-plastiques du remplissage favorables.

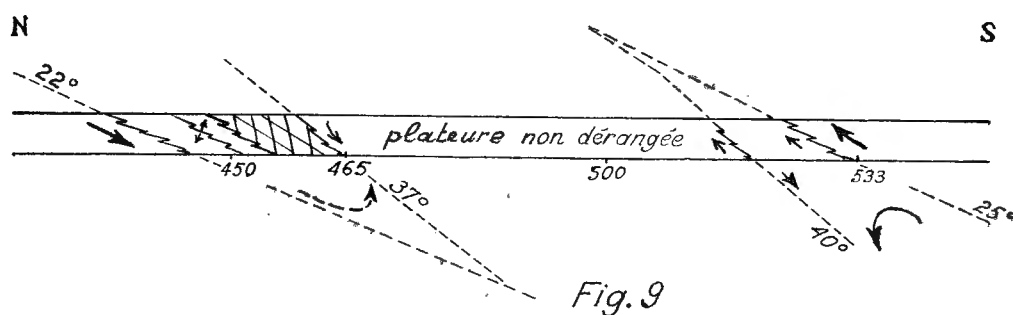
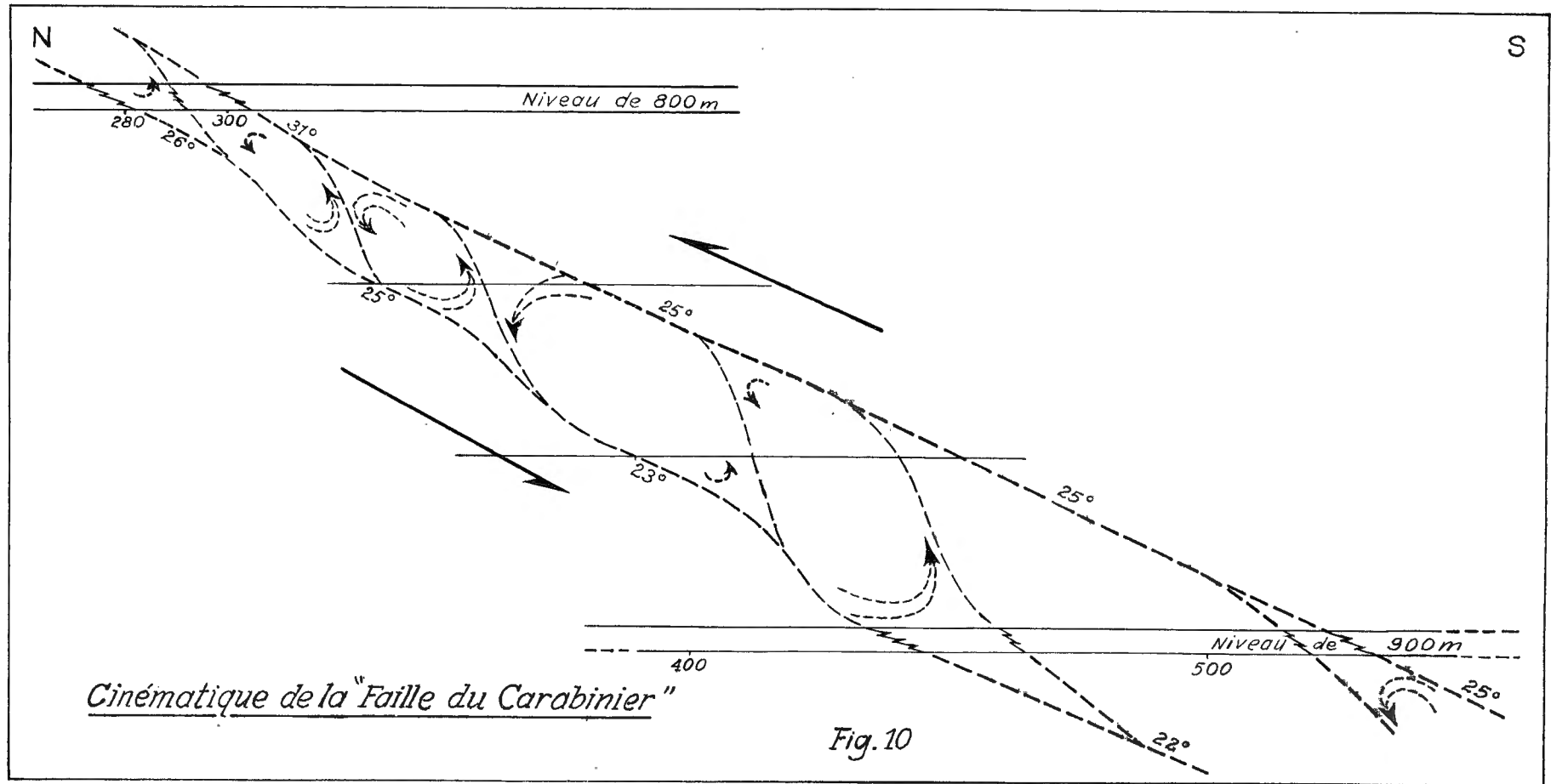


Fig. 9

En résumé, les deux massifs disjoints, effectuant des mouvements de sens inverse, sont séparés par une zone de disjonction constituée de lambeaux arrachés qui effectuent des mouvements de compensation, amortissant leur vitesse et leur énergie vers l'intérieur de cette zone, en glissements, plis d'entraînement, brèche de friction, schistosité. Les mouvements de compensation sont des torsions conformes au couple d'entraînement constitué par les mouvements en sens inverse des deux massifs disjoints.

En reliant par une courbe continue les deux surfaces-limite supérieures aux niveaux de 800 m et de 900 m et en nous servant, pour tracer la surface-limite inférieure, de la condition qu'en chaque point son pendage soit inférieur à celui de la surface-limite supérieure, nous arrivons à représenter la cinématique de la disjonction du Carabinier par le schéma de la figure 10. Les flèches indiquent le sens des torsions et, par leur épaisseur, le sens de diminution des



vitesses. Les lambeaux compensatoires, dont la torsion est imposée par l'entraînement, servent de rouleaux facilitant le déplacement réciproque des deux massifs disjoints.

Lors de levés de la faille du Carabinier à Monceau-Fontaine, nous avons également conclu que les deux massifs disjoints par elle sont séparés par des « enveloppes tectonisées ». Ainsi, dans la recoupe de la disjonction du Carabinier par le travers-bancs Nord à 1.150 m du siège n° 23 (Cerisier), nous avons montré ⁽¹⁾ que la zone de disjonction est constituée par deux lambeaux de structure tectonisée, l'un ayant été arraché au massif supérieur, l'autre au massif inférieur. Le schéma cinématique ci-dessus établi se retrouve dans cette recoupe, ainsi d'ailleurs que tous les phénomènes auxiliaires relevés au Boubier.

Nous retrouvons également ce même schéma cinématique dans la constitution de zones de disjonction d'importance moindre. Nous pouvons apporter en exemple le levé de détail que nous avons effectué de la « faille Bertiaux » au Charbonnage de Boubier ⁽²⁾. Dans ce travail la photo n° 2 a enregistré le type des mouvements de torsion provoqués par l'entraînement.

*
**

Au-dessus du niveau de 680 m, au Charbonnage de Boubier, la faille du Carabinier présente une zone d'inflexion. En effet, un ancien burquin, situé au NNW du Puits n° 1, a recoupé la faille. Nous donnons en une cartouche (pl. I) la position et la coupe simplifiée de ce burquin tandis que dans une seconde cartouche figure une réduction de cette coupe (datant de 1888), telle qu'elle est conservée par le charbonnage.

Le passage de la disjonction y est nettement indiqué par la stampe complètement renversée au-dessus du niveau de 520 m (-410 m), reposant sur une plateure très régulière, en allure normale.

La position des recoupes par le Puits n° 1 et par le burquin indiquent (voir pl. I) que la pente moyenne de la disjonction du Carabinier entre elles n'est que de 17°, tandis qu'elle s'infléchit à 23° au Sud du Puits n° 1. Il faut également relever que, dans la recoupe du burquin, on ne dispose que d'un espace vertical de 6 m pour faire passer la disjonction ce qui, compte tenu de son pendage et de celui des massifs en contact, conduit à une zone de disjonction d'épaisseur très faible, en tout cas inférieure à 5 m.

Il faut immédiatement faire remarquer que cette zone d'inflexion s'accompagne d'un transfert de la zone d'entraînement du massif supérieur à l'inférieur, ainsi que l'indique la figure 5 et, plus schématiquement, la figure 11.

⁽¹⁾ ADERCA, B. M., 1958.

⁽²⁾ Id., 1959a, pl. h. t. : travers-bancs Sud à 818 m, cumulées 563 m à 639,50 m.

Nous pensons que ce transfert s'explique cinématiquement. Le déplacement inerte de massifs rocheux le long de surfaces à inflexions brusques n'est pas mécaniquement possible. A l'emplacement de pareilles modifications de l'allure du mouvement principal, le transfert des phénomènes d'entraînement, par friction, d'une masse en déplacement à l'autre, tout comme les déplacements le long de surfaces de rupture secondaires, produisent des mouvements supplémentaires de direction compensatoire lesquels, combinés avec celui le long de la surface principale, donnent un mouvement résultant pratiquement en ligne droite (fig. 11).

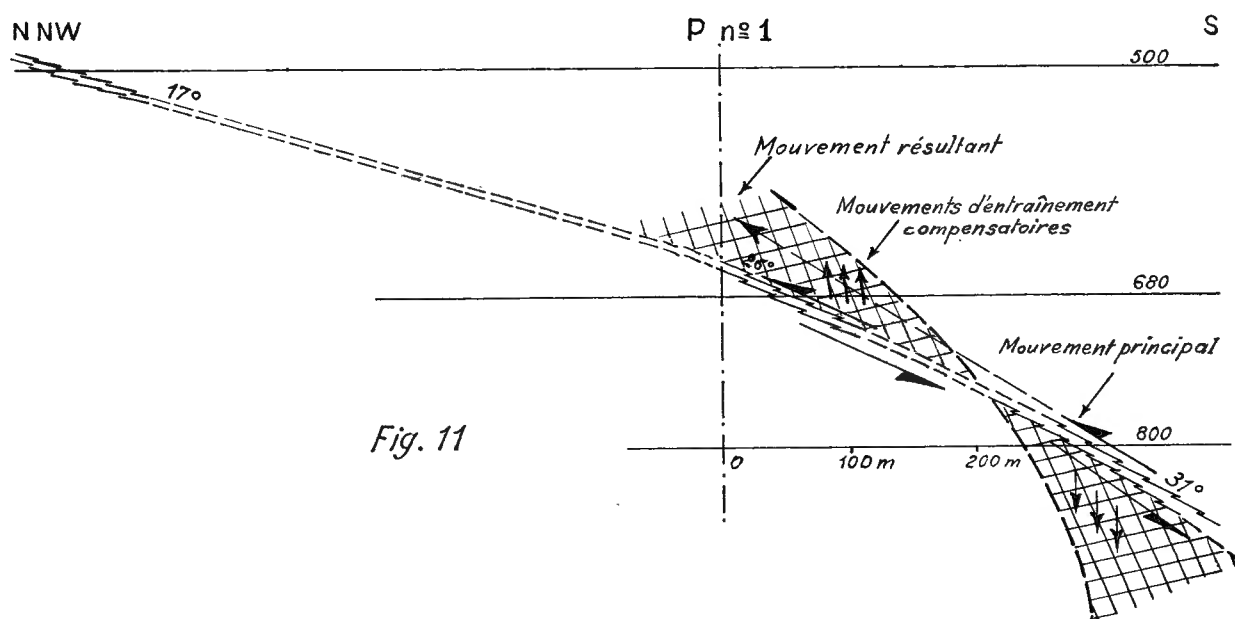


Fig. 11

Cette représentation des phénomènes observés apporte une explication mécaniquement correcte du transfert des phénomènes d'entraînement principaux d'un massif à l'autre par l'inflexion de la surface de disjonction principale au cours du mouvement, dans le cadre d'une formation unitaire des structures actuellement observées.

Nous sommes certain que des levés tectoniques détaillés de la structure de massifs en contact tectonique ondulé permettraient dans bien des cas l'adoption d'un mode de formation unitaire analogue, avec rejet du processus gratuitement admis d'un mouvement initial le long d'une surface de disjonction plane et « plissement » de celle-ci en une « phase » tectonique ultérieure. Pour progresser la tectonique, comme la stratigraphie, doit s'engager dans l'étude détaillée.

3° Le massif inférieur.

Quand on s'enfonce suffisamment sous la disjonction principale pour que les effets d'entraînement majeurs s'atténuent, on constate que le massif inférieur dessine des plis réguliers. Ces plis sont pratiquement droits à 1.115 m et leur pas atteint 130 m à cette profondeur. Dans l'étendue de la coupe (fig. 5) on en observe deux, un synclinal et un anticlinal, que nous avons représentés par leurs axes.

Vers le haut, ces plis, parfaitement continus, se couchent et se serrent, ainsi qu'il est indiqué à la figure 5, les coupes des travers-bancs à 900 m et à 800 m permettant de fixer la position et l'inclinaison de leurs axes avec précision. L'axe du synclinal s'incurve de vertical à 36° Sud et celui de l'anticlinal de 80° Sud à 30° Sud. En même temps le pas diminue à 80 m, au niveau de 800 m.

Il est impossible de ne pas mettre ce serrage et ce renversement vers le Nord des plis principaux en relation cinématique avec l'incurvation de la disjonction principale et le transfert de la zone d'entraînement du massif supérieur à l'inférieur qui en résulte et qui a été décrit ci-dessus. Le serrage et le renversement au Nord des plis hectométriques est donc également un effet d'entraînement syncinématique qui s'intègre dans la construction unitaire de l'édifice tectonique étudié.

Tout comme pour le massif supérieur nos levés montrent que pour le massif inférieur également une zone d'entraînement s'intercale entre celle des plis normaux à pas hectométrique et la disjonction principale.

Cette zone d'entraînement, dont la production se déclenche contre la disjonction principale dans la région à vitesse maximum, se propage et s'amortit vers l'intérieur du massif, donc dans le cas du massif inférieur du Sud vers le Nord.

A une certaine distance, variable avec la nature des roches, l'onde d'entraînement s'amortit complètement et nous atteignons une région qui n'a participé au mouvement que d'une manière inerte.

Ces constatations nous amènent à distinguer dans un massif tectonique, au point de vue cinématique, une **zone active** et une **zone inerte**. La zone active a pris part à la tectonisation. Elle a enregistré les effets de friction : plissement par entraînement, fracturation secondaire, arrachements, torsions. La zone inerte a subi passivement la translation, sans aucune modification, ou n'en gardant que des traces absolument mineures.

Ce sont les zones de tectonisation active qui ont préservé les parties inactives des massifs et ont permis leur déplacement sans trop de dégâts.

L'enveloppe tectonisée active du massif inférieur comporte une zone externe d'entraînement majeur, caractérisée par des plis décimétriques à métriques couchés à renversés et une zone interne à plis décamétriques

déversés à droits, se développant seulement sous le niveau de 800 m. Au-dessus de 800 m la zone externe elle-même est fort peu développée.

Au niveau de 680 m les effets d'entraînement au sommet du massif inférieur sont extrêmement faibles. A peine observe-t-on un léger redressement des couches dont le pendage passé de 20° jusqu'à 5 m sous la disjonction principale à 28° immédiatement sous elle. Des effets de mouvement ne s'observent que tout contre la disjonction : un réseau de fines fissures parallèles à 57° de pente Nord dans des schistes immédiatement sous la faille ; une belle schistosité pendant à 66° Sud dans une veinette d'escaille noire située à 5 m sous la faille. Au-delà, vers le Nord, règne une plateure parfaitement régulière, ayant subi passivement le déplacement.

Il en est de même au niveau de 800 m où la plateure régulière s'avance jusqu'à quelques mètres de la surface-limite inférieure de la disjonction principale. Ce n'est que tout contre celle-ci, où s'arrache la couche « 11 Paumes », qu'on observe la production de petits plis d'entraînement couchés.

Sous 800 m, le transfert de la zone d'entraînement du massif supérieur au massif inférieur fait sentir ses effets.

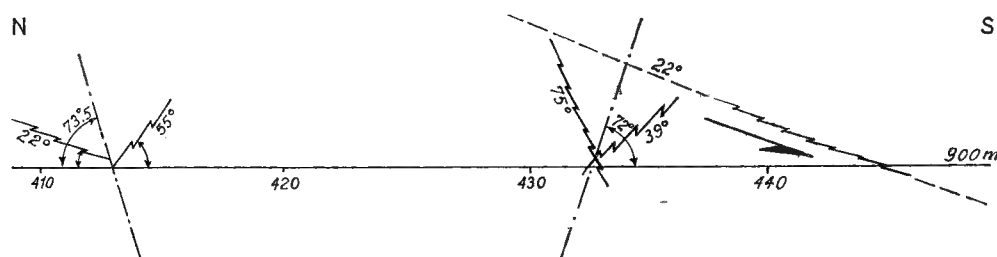


Fig. 12

Au niveau de 900 m le sommet du massif inférieur comporte une zone d'entraînement majeur d'environ 10 m d'épaisseur sous laquelle les effets de friction vont en s'atténuant pour s'estomper vers une profondeur de 80 m comptée perpendiculairement sous la disjonction principale. La zone d'entraînement majeur comporte des plis serrés, dont le pas est décimétrique à métrique. Immédiatement sous la disjonction principale ces plis sont couchés, leur axe inclinant à 15° au Sud. Rapidement, vers l'intérieur du massif, cet axe se redresse à 40° Sud. A cet effet de l'entraînement s'ajoute un effet de rotation dans le sens du mouvement du réseau de cassures secondaires. Ces cassures se disposent comme il est indiqué à la figure 12, sur laquelle nous avons également tracé la bissectrice des cassures conjuguées. L'entraînement dans le sens du mouvement est évident.

La zone d'entraînement majeur se continue, en s'atténuant, par la formation de plis à pas décamétrique. A 900 m nous en avons relevé trois, dont l'axe se redresse progressivement vers l'intérieur du massif : 50°, 60°, 80° vers le Sud.

Nous vérifions ainsi de nouveau la règle du pas décroissant et du renversement croissant des plis formés par entraînement actif, de l'intérieur d'un massif ayant subi une translation passive vers son enveloppe active bordant la zone de disjonction tectonique qui le limite.

Au niveau de 1.115 m les phénomènes d'entraînement prennent une ampleur inhabituelle. Nous y reconnaissons la zone d'entraînement majeur sur une épaisseur de terrains de l'ordre de 30 m sous la disjonction principale, tandis que la zone d'entraînement à plis décamétriques s'avance profondément dans le massif inférieur, jusqu'à 250 m sous la disjonction principale (voir fig. 5). La schématisation des mouvements par la représentation des ruptures secondaires et des plis par leurs axes permet de comprendre facilement la géométrie relativement complexe qu'on y observe.

Dans la zone d'entraînement majeur un pli couché existe immédiatement sous la disjonction principale et la suite de plis observés suit la règle du redressement vers l'intérieur du massif en déplacement. Cette règle se vérifie également sur les plis principaux de l'ensemble de la zone d'entraînement. Ainsi pour les plis décamétriques : 13° à la cumulée de 850 m, 57° à 700 m, vertical à 530 m.

Les plis de moindre importance s'arrangent également d'une manière ordonnée si on prend en considération leur position et allure par rapport aux chevauchements secondaires qui existent le long de surfaces de disjonction passant aux cumulées de 742 m, 638 m, 501 m et 380 m. Leur pendage oscille autour de 30° Sud, étant ainsi plus élevé que celui de la disjonction principale en cet endroit.

Le mouvement le long de chacune de ces disjonctions secondaires a produit une zone d'entraînement actif, dans laquelle on observe la même formation de plis se couchant progressivement. Le sens du mouvement est, pour certaines d'entre elles, conforme à l'entraînement général, pour d'autres antithétique et compensatoire. Ainsi, à la cumulée de 763 m existe un chevauchement local pendant à 28° au Nord sous lequel on observe un pli anticlinal dont l'axe pend à 42° au Nord.

Ces chevauchements secondaires ont permis à l'onde d'entraînement de pénétrer beaucoup plus profondément dans le massif inférieur que partout ailleurs. Ils s'expliquent par la nature lithologique des terrains intéressés. On se trouve en effet, à 1.115 m, entre la couche Léopold et le niveau de Wasserfall. De puissantes assises gréseuses y alternent avec des schistes. Tous les chevauchements secondaires ont été produits par des décollements au contact grès-schiste, avec plissement par entraînement des masses décollées.

Ces décollements et mouvements secondaires satellites ont permis à l'onde d'entraînement non seulement de se propager profondément en partant du mouvement principal l'ayant produite mais aussi de s'amortir, en laissant relativement intacte, sous elle, la couche Léopold (voir pl. IV).

Les mouvements antithétiques compensatoires expliquent donc la localisation du mouvement dans une zone de terrains relativement peu épaisse. L'ensemble des mouvements — des rejets — se compensant dans une certaine mesure, les couches en dessous et au-dessus n'ont été que peu affectées et dessinent des allures beaucoup plus simples que celles que nous observons dans la zone atteinte par la propagation de l'onde d'entraînement par friction.

En d'autres termes, l'interprétation cinématique de la géométrie observée permet de comprendre l'importante dysharmonie qui existe entre l'allure relativement calme de la couche Léopold sous 1.115 m et les allures fort tourmentées à 1.115 m (voir fig. 5 et pl. IV). Les décollements ont produit un champ de vitesses à gradient rapide dans lequel des zones actives où avaient lieu des mouvements relativement importants ont voisiné avec des zones inactives, en translation passive.

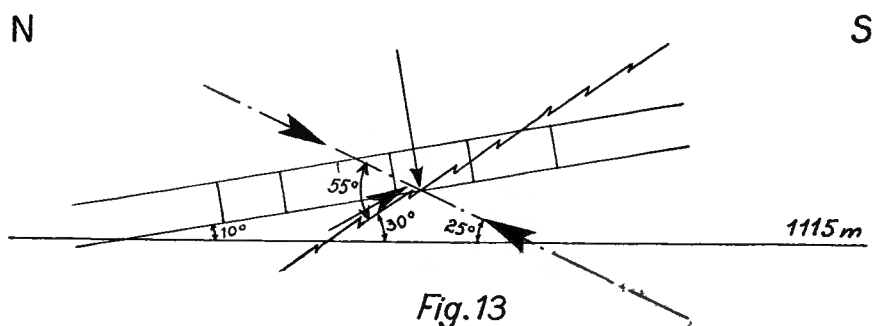


Fig. 13

Une très belle illustration à petite échelle de ces phénomènes dysharmoniques, qui a pu être saisie dans l'étendue d'une plaque photographique, a été observée à la cumulée de 524,30 m du bouveau à 1.115 m. Dans des schistes légèrement siliceux, rubanés, finement lités, existent deux bancs de sidérose de 3 cm d'épaisseur et de nombreux autres lits de sidérose épais de 1 cm et moins. Nous nous y trouvons au flanc d'un anticlinal complètement couché au Nord, la pente des couches étant de 8° à 12° au Nord. Les deux gros bancs de sidérose ont subi une fragmentation chevauchante serrée (la photo 2 donne une vue d'ensemble, les photos 3 et 4 des vues de détail respectivement du banc de sidérose supérieur et inférieur).

Les cassures chevauchantes des bancs de sidérose sont à pente nord, dans ce cas conforme, mais il existe aussi des cassures à mouvement antithétique compensatoire (photo 4, à droite). Un dérangement sous forme

de légères ondulations affecte les schistes encaissant les bancs de sidérose mais il s'estompe sur une épaisseur qui ne dépasse pas de beaucoup celle du banc de sidérose lui-même.

Il faut en outre remarquer la présence de nombreuses fissures d'extension fragmentant perpendiculairement les bancs de sidérose. Si nous représentons (fig. 13) la disposition des tensions en cet endroit : une compression perpendiculaire au banc de sidérose, une autre suivant les chevauchements, leur résultante est faiblement inclinée au Sud et se dispose ainsi parallèlement à l'axe du pli dont ces couches font partie.

Les phénomènes de fragmentation en petit qui viennent d'être décrits sont donc à mettre en relation génétique avec l'entraînement secondaire le long du chevauchement de la cumulée de 501 m.

*
**

En résumé et conclusion, la translation en sens inverse de deux massifs est facilitée par la formation d'une zone de disjonction comportant des lambeaux compensatoires arrachés aux deux massifs. Ces lambeaux, sous l'influence du couple constitué par les deux translations, décrivent des mouvements de torsion de sens imposé par celui du couple.

Les phénomènes d'entraînement par friction contre la zone de disjonction s'amortissent vers l'intérieur des massifs par la formation de plis d'entraînement, glissements sur joints, ruptures secondaires, etc. (voir fig. 5bis un schéma cinématique d'ensemble pour la « faille du Carabinier » au Boubier).

Les plis d'entraînement suivent une règle de pas croissant et renversement décroissant dans le sens de leur amortissement. Leur formation est un phénomène compensatoire, car ils introduisent un retard au déplacement dans la zone entraînée de telle sorte que, contre la disjonction, les rejets constatés peuvent ne plus être du tout en rapport avec la valeur réelle de la translation du massif dans son ensemble.

Une véritable onde d'entraînement et déformation par friction se propage de la disjonction vers l'intérieur de chacun des massifs, la profondeur de pénétration dépendant des qualités élastico-plastiques des terrains intéressés.

Entre deux massifs en déplacement se forment, au cours du mouvement, des enveloppes tectonisées protectrices. Au point de vue pratique, la géométrie actuelle de ces enveloppes tectonisées est très différente d'un endroit à l'autre, d'après la profondeur de pénétration des phénomènes d'entraînement majeurs. Nous connaissons des cas extrêmes de bréchiation complète d'un massif par pénétration de l'onde d'entraînement à travers toute son épaisseur, pénétration complète favorisée par « *un écaillage secondaire le long de surfaces cisailantes de même allure que le charriage principal* », comme nous l'avons également

observé ci-dessus dans le travers-bancs à 1.115 m du Boubier, et aussi par la faible dimension du massif intéressé. Dans ces conditions tout le massif déplacé « *est transformé en une mégabrèche dont les gros volumes... basculent les uns par rapport aux autres pendant la tectonisation* » ⁽¹⁾. Ce processus génétique s'applique, d'après nous, à pratiquement toutes les zones faillées de la littérature géologique sur le Houiller belge.

⁽¹⁾ ADERCA, B. M., 1958, p. 219.

CHAPITRE III

Le déterminisme dynamique.

« Si l'on veut réellement comprendre la déformation il est indispensable d'essayer de pénétrer son déterminisme » ⁽¹⁾.

Sous sa forme la plus générale, l'interprétation dynamique d'une région tectonisée donnée, consiste à y reconstituer le champ de forces qui fut actif au cours de la tectonisation, en d'autres termes à définir l'état de contrainte en chaque point de cette région pendant la période d'activité tectonique.

L'état de contrainte en un point déterminé d'une masse rocheuse est complètement défini par la connaissance, en valeur et en direction, des trois pressions principales qui s'y exercent : maximum, médiane, minimum. En dehors des traités de tectonique classiques, rappelons que le problème de l'examen de la distribution des forces dans une masse rocheuse par les ellipsoïdes de déformation et des contraintes (*strain ellipsoid*, *stress ellipsoid*) se trouve exposé d'une manière particulièrement claire dans un ouvrage récent du Prof^r Gilbert WILSON de l'Université de Londres ⁽²⁾.

L'état de contrainte, résultant de la transmission des efforts extérieurs à travers une masse rocheuse, varie d'un endroit à l'autre de cette masse. Le poids propre des assises en augmente la valeur vers la profondeur. Par contre, des formes et accidents spéciaux peuvent décharger les assises sous-jacentes d'une partie ou de la totalité des efforts supportés par les assises supérieures.

S'il était possible de définir l'état de contrainte en chaque point d'un champ tectonique et suivre ses variations dans le temps au cours de la période de tectonisation, nous arriverions à établir une image d'un champ de forces continu et variable, dans l'espace et dans le temps, générateur en chaque point des déformations et des mouvements qui y ont eu lieu. Rappelons que, avec un contexte légèrement différent, F. KAISIN ⁽³⁾ a employé la désignation « *champs tectoniques* » pour les champs de forces responsables de la tecto-

⁽¹⁾ GOGUEL, J., 1952, chap. XII : Interprétation dynamique, p. 171.

⁽²⁾ WILSON, G., 1961, pp. 426 et suiv.

⁽³⁾ KAISIN, F., 1941.

nisation. Pour lui, « ... la matière tectonogène a flué sous l'action de ces champs à la manière de vastes coulées plastiques ». M. LUGEON ⁽¹⁾ a développé une conception analogue à propos des Préalpes romandes et du Jura.

Il est commode de considérer que, en un point déterminé, l'état de contrainte résulte « de la superposition, à la contrainte hydrostatique, d'une contrainte supplémentaire qui représente, en outre, l'effet des agents responsables des déformations tectoniques » ⁽²⁾.

Les pressions internes, représentant l'état de contrainte d'une masse rocheuse, sont en équilibre entre elles et avec les forces extérieures agissant sur cette masse. Les forces constituant la sollicitation extérieure sont, d'une part, le poids de la masse rocheuse, d'autre part, les pressions exercées sur celle-ci par les masses voisines. Une déformation intervient dès que la contrainte, en un point déterminé, atteint ou dépasse légèrement une valeur correspondant au seuil de plasticité de la roche. Des ruptures se déclenchent dès que la contrainte atteint la résistance intrinsèque à la rupture.

C'est l'anisotropie d'une masse rocheuse, au point de vue résistance mécanique, qui favorise la localisation des ruptures. Une fois celles-ci induites, des mouvements interviennent si le champ de forces est toujours agissant. Ces mouvements, à leur tour, par friction et entraînement, produisent l'accentuation des déformations initiales, le déclenchement de nouvelles déformations dans la zone d'influence des mouvements d'entraînement, la formation d'autres ruptures dans les masses en mouvement.

Il nous semble qu'il faut s'imaginer la tectonisation comme un processus continu : déformation — ruptures — mouvement, la dernière phase amorçant d'autres déformations génératrices, à leur tour, d'autres processus déformation — ruptures — mouvement, de plus en plus localisés. Ainsi que nous l'avons montré dans le chapitre descriptif, puis dans celui cinématique, une véritable onde de choc se propage d'une surface de disjonction vers l'intérieur des massifs en déplacement. Ce processus est particulièrement favorisé, dans le terrain houiller, par son anisotropie mécanique exagérée.

La tectonique dynamique se trouve devant deux problèmes essentiels :

- reconstituer le champ de forces ayant agi au moment de la tectonisation en se servant des déformations et des ruptures observées dans une masse rocheuse;
- apprécier l'énergie mise en jeu par la tectonisation et en rechercher les modes d'absorption.

⁽¹⁾ LUGEON, M., 1941; LUGEON, M. et GAGNEBIN, E., 1941.

⁽²⁾ GOGUEL, J., 1952, p. 173.

I. — LA RECONSTITUTION DU CHAMP DE FORCES.

D'une manière très générale il s'agit de fixer la position de l'ellipsoïde des tensions en chaque point d'un champ de déformation donné.

Sauf dans des cas très simples, où la sollicitation ne comporte que de la compression ou de la traction pures, les relations entre contrainte, temps et déformation sont complexes. Le cas le plus général est celui d'un corps soumis à trois pressions principales inégales et non nulles, subissant une déformation élastique réversible, un changement de forme ou une rupture. Des solutions mathématiques du problème ont été tentées. Tout en n'étant point que des spéculations, elles ne conduisent qu'à des résultats purement théoriques.

D'une manière plus pratique, quoique toute approchée, on peut se servir de la théorie de MOHR et ANDERSON pour tenter une reconstitution de la distribution des contraintes. D'après cette théorie les plans de cisaillement, failles ou joints, se développent suivant des plans parallèles à la direction de la pression moyenne et faisant un angle aigu bissecté par la direction de la pression maximum ⁽¹⁾. Les ruptures par extension s'orientent parallèlement à la pression maximum et perpendiculairement à la pression minimum.

Des composantes d'un champ de contraintes quelles sont celles dont on peut observer le plus souvent des effets tectoniques ? Nous pensons que la réponse donnée par R. SCHWINNER à cette question doit être considérée comme fort valable. D'après lui de l'extension par un effort de traction pur peut conduire à des ruptures. Cela peut arriver dans des régions superficielles. En profondeur, la compression uniforme laisse peu de probabilité à pareilles ruptures qu'on n'observera que rarement. La compression pure est une sollicitation qui s'exprime aussi rarement; elle conduit à des tensions élastiques et non à des déformations permanentes « le corps solide élastique défendant formellement son volume ». **Des tensions produites par une compression c'est le cisaillement qui s'exprime principalement en effets tectoniques.** La majeure partie des joints et ruptures observés dans la nature sont dus à des efforts de cisaillement ⁽²⁾.

La schistosité nous renseigne également sur la position des contraintes l'ayant produite puisqu'il est reconnu que le plan de schistosité se dispose perpendiculairement à la pression maximum, la pression minimum, donc la direction de dilatation maximum et la pression médiane se trouvant dans ce plan ⁽³⁾.

⁽¹⁾ DE SITTER, L. U., 1956., p. 124.

⁽²⁾ SCHWINNER, R., 1924.

⁽³⁾ GOGUEL, J., 1952, p. 41.

WILSON, G., 1961, fig. 4 D et par. VII.

Si une « linéation » existe, elle semble se disposer généralement suivant la pression minimum, qui est en même temps la direction de dilatation maximum. C'est ainsi que se dispose le « longrain », s'il en existe un, dans le plan de clivage ⁽¹⁾.

Une fois des déformations amorcées, des conditions de contrainte secondaires peuvent apparaître, donnant naissance à des joints d'orientations différentes. Ainsi, la contrainte d'extension qui se développe dans l'arc extérieur d'un anticlinal conduit à des joints de cisaillement dont l'angle aigu est bissecté par l'axe anticlinal et à des joints d'extension parallèles à cet axe anticlinal tandis que la compression secondaire locale suivant l'arc interne d'un synclinal voisin conduit à des joints de cisaillement dont la bissectrice se dispose perpendiculairement à l'axe du synclinal et à des joints d'extension également perpendiculaires à cet axe.

Des joints d'extension dus à la relaxation, après disparition des contraintes, peuvent aussi prendre des orientations différentes, se disposer parallèlement ou perpendiculairement aux axes, suivant qu'il s'agit de relaxation de contraintes principales ou secondaires. De toute manière, la théorie de MOHR et ANDERSON permet de fixer la position de l'ellipsoïde des tensions au moment de la formation de ces joints.

Il va de soi que, pour arriver à une figuration suffisante du champ de forces, il faut disposer d'un grand nombre d'observations permettant de fixer la position des contraintes principales avec une densité suffisante à travers le champ tectonique étudié. On arrive, une fois de plus, à la conclusion que, pour progresser, la tectonique, tout comme la stratigraphie, doit s'engager dans l'étude de grand détail.

En ce qui nous concerne, le temps dont nous avons disposé, les inconvénients du levé au fond, nous ont obligé de limiter nos prétentions. Les observations reprises sur les coupes levées, quoique relativement nombreuses par rapport aux levés tectoniques normaux, restent encore largement en dessous de la densité qui serait nécessaire et ne nous permettent que de définir une voie à suivre.

Nous avons choisi, dans les travers-bancs levés, un certain nombre de points où des observations de microtectonique particulièrement claires permettent de fixer la position de l'ellipsoïde des tensions. Après avoir, à la figure 5 en noir, schématisé et interprété la géométrie observée, nous y avons indiqué en rouge le schéma cinématique qui en résulte et figuré en bleu ce que pourrait être la reconstitution du champ des contraintes.

Dans le bouveau à 680 m nous avons examiné trois points situés aux cumulées de 28 m, 115 m et 219 m, le premier dans la zone à effets d'entraî-

⁽¹⁾ COLLOMB, P., 1960.

nement du massif inférieur, le deuxième dans la zone d'entraînement du massif supérieur, le troisième dans la plateure régulière de ce dernier, en dehors des effets d'entraînement.

A la cumulée de 28 m un petit banc à 20° de pendage Sud présente une schistosité de forme sygmoïde à 66° de pente Sud, soit à 45° d'angle avec la stratification. L'angle aigu entre clivage et stratification donne le sens du glissement le long des plans de stratification ⁽¹⁾. Ce sens de mouvement est indiqué par des flèches en bleu. La distribution des tensions qui résulte de l'entraînement par friction, sur les joints de stratification, peut dès lors être déterminée ainsi que nous l'avons indiqué dans un travail récent ⁽²⁾. Sur la figure 5 en bleu, en l'endroit correspondant, nous avons tracé la position de la tension maximum C, de la tension minimum T et noté également celle des trois axes de coordonnées *a*, *b*, *c*, correspondant aux axes structuraux en adoptant, suivant G. WILSON, la notation SANDER-JANNETAZ ⁽³⁾. La position de l'ellipsoïde des tensions a également été figurée.

Immédiatement au Nord de la cumulée de 115 m nous avons observé plusieurs petites fractures parallèles dont la pente moyenne est de 16° Sud et immédiatement au Sud de cette même cumulée un réseau de fractures parallèles de pente moyenne 73,5° Sud. L'axe tectonique de ces deux séries de fractures incline à 45° Sud et correspond, suivant la théorie de MOHR et ANDERSON, à la tension maximum C. Nous avons (fig. 5 en bleu) inscrit la position de C et T, des axes *a*, *b*, *c* et de l'ellipsoïde des tensions qui en résulte.

A la cumulée de 219 m nous avons observé une schistosité à 55° Sud dans un petit banc à 31° Sud. Par un raisonnement analogue au premier nous avons inscrit la position de C, T, *a*, *b*, *c* et de l'ellipsoïde des tensions.

De la même manière nous avons fixé les conditions de contrainte :

dans le bouveau à 800 m :

- aux cumulées 220 à 230 m, dans la plateure régulière du massif inférieur, grâce à l'existence d'un réseau de cassures à deux directions conjuguées de pendages 71° Sud et 55° Nord, dont l'axe tectonique (la bissectrice) incline donc à 82° Nord;
- à la cumulée de 300 m, dans et à la partie supérieure de la disjonction principale, par une schistosité à 75° de pente Sud;
- à la cumulée de 310 m, par un réseau de cassures à deux directions conjuguées, de pendages 74° Sud et 65° Nord, axe tectonique de pendage 85° Nord;

⁽¹⁾ WILSON, G., 1961, fig. 22.

⁽²⁾ ADERCA, B. M., 1962, fig. 3.
WILSON, G., 1961, fig. 26.

⁽³⁾ WILSON, G., 1961, pp. 434 et 435.
Id., 1946, fig. 51.

- à la cumulée de 498 m, dans la plateure régulière du massif supérieur, par une schistosité pendant de 70° Sud;

dans le bouveau à 900 m :

- à la cumulée de 463 m, dans la zone de disjonction, par un réseau de joints à deux directions conjuguées, pendages 25° Sud et 65° à 77° Sud, axe tectonique pendant à 45° Sud;
- à la cumulée de 565 m, à la base du massif supérieur, par une schistosité de pendage moyen 73° Sud;

dans le bouveau à 1.115 m :

- à la cumulée de 403 m, par un réseau de joints à deux directions conjuguées, pendages 75° Sud et 83° Nord, axe tectonique de pendage 86° Sud.

Il est possible d'inscrire également la position des tensions principales, C et T, le long de chaque plan axial de plis mais, si nous examinons (fig. 5 en bleu) la position des quelques ellipsoïdes de tension figurés, certaines considérations se dégagent déjà.

Dans le massif supérieur, en dehors de la zone d'entraînement, la contrainte principale maximum est inclinée sur l'horizontale de 17° à 35°, le sens de cette inclinaison étant constant dans l'étendue observée et correspondant au déversement vers le Nord des plis.

Dans un essai d'interprétation systématique des dislocations affectant le Carbonifère de la Ruhr, le D^r G. SEIDEL de Bochum a montré que tout le processus déformatif qui y règne, suivant sa géométrie actuellement observable, peut être génétiquement déduit de la seule supposition de l'action d'un effort de plissement horizontal se décomposant, sur le flanc des plis, en une *composante tangentielle* disposée parallèlement aux surfaces de stratification et perpendiculairement à l'axe des plis, à l'intérieur des couches ou paquets de couches se déplaçant isolément et une *composante normale*, agissant perpendiculairement aux surfaces de stratification. Dans les zones axiales des plis une composante verticale résulte des deux composantes agissant sur les flancs des plis ⁽¹⁾.

Ce champ de forces, à tension de compression maximum horizontale, correspond à un champ tectonique où l'ennoyage des axes des plis est très faible, presque toujours inférieur à 15°, et la direction des couches peu différente sur les deux flancs d'un même pli.

Dans le bassin houiller méridional de la Belgique l'ennoyage de l'axe des plis est toujours sensible, les plis présentant des directions des couches

(¹) SEIDEL, G., 1957.

ADERCA, B. M., 1958.

fort différentes sur les deux flancs d'un pli; il existe souvent un déversement notable du plan axial. Ces caractères sont la conséquence de l'action d'un champ de forces dont la tension maximum se disposait sous un angle aigu avec l'horizontale au moment de la tectonisation et se reflètent dans la disposition de la microtectonique observée.

Dans les parties des massifs où des phénomènes d'entraînement se sont produits, des couples de torsion ont été actifs. En pareils endroits l'ellipsoïde des tensions peut prendre des positions quelconques, ce qui est indiqué par la disposition des réseaux de joints observés.

A la cumulée de 225 m du travers-bancs à 800 m dans le massif inférieur, la position de C peut paraître aberrante. Nous nous y trouvons en flanc Sud d'un anticlinal fortement déjeté, en cet endroit de transfert de la zone d'entraînement d'un massif à l'autre. Ces conditions locales très spéciales peuvent expliquer la position de la tension principale perpendiculaire à la stratification.

En résumé si, là où les conditions sont normales, le champ de forces agissant se caractérise par une tension principale maximum disposée sous angle aigu avec l'horizontale et inclinant vers le Nord, localement, là où des conditions d'entraînement, donc des couples de rotation et torsion, ont été actifs, des déviations du champ de forces peuvent conduire à des positions quelconques de l'ellipsoïde des tensions.

N'ayant pas disposé, à l'époque des levés, d'un instrument de mesure adéquat, nous n'avons pas pu mesurer la direction du clivage schisteux ni celle des joints. Dans une étude complète cette donnée supplémentaire est indispensable. Elle permettrait de fixer la position dans l'espace de la tension intermédiaire et figurer les ennoyages.

L'analyse cinématique nous a conduit à la conclusion que toute la déformation tectonique observée autour de la faille du Carabinier, plissement et fracturation, constitue un ensemble unitaire, syngénétique, accompli au cours d'un processus continu guidé par le rythme des variations dans l'hétérogénéité élastico-plastique des masses rocheuses engagées.

Nous avons parcouru le cycle génétique en sens inverse de son accomplissement : déformations et ruptures constituant la géométrie tectonique — mouvements — champ de forces générateur.

Le champ de forces fut, au début de la période de tectonisation, unique et de distribution uniforme. Une fois des ruptures induites et des mouvements déclanchés, il subit des rotations locales et accuse des discontinuités. C'est ce champ de forces ainsi modifié qui, à travers l'hétérogénéité élastique de la masse sous tension, crée un état de vitesses différentiel, responsable de la géométrie actuelle. En chaque endroit des phénomènes microtectoniques s'adaptent à la position locale des tensions.

Malgré la diversité locale des phénomènes tectoniques observés, tout porte à attribuer leur formation à un processus dynamique et cinématique unique et continu, quoique mouvant au cours de son accomplissement. Le champ tectonique étudié ne s'est pas formé au cours de « phases » successives. Il montre, tout au contraire, un accomplissement tectonique (*Verformung*) continu. Les premières déformations induisent des ruptures déclanchant des mouvements, générateurs à leur tour d'autres déformations et ruptures.

C'est une tectonique d'entraînement qui a été active dans la région étudiée et non une tectonique cisailante au sens couramment donné à cette dernière : phase de plissement suivie d'une phase de mouvements cisailants de plis préformés.

II. — LA DÉPENSE ÉNERGÉTIQUE.

Le deuxième problème de la tectonique dynamique est celui de l'appréciation de l'énergie mise en jeu par la tectonisation et de ses modes d'absorption.

Rien ne laisse croire que la tectonisation fut un phénomène rapide et non un accomplissement lent, de longue durée. Si le temps fut long, quelque soit l'importance du volume énergétique total dépensé, il le fut sous un potentiel faible. Quelque soit l'importance de la tectonisation, les mouvements furent déclanchés sous des différences de tension faibles et les effets actuellement observables sont dus à l'entraînement par friction au cours de longues périodes de temps.

Quant à l'absorption de l'énergie mise en jeu, aucun moyen n'existe pour en fixer la distribution entre les divers phénomènes tectoniques réalisés. Nous désirons toutefois attirer l'attention sur celui qui nous semble — même dans une région aussi richement pourvue en plissements, fracturations en grand, broyages, phénomènes microtectoniques les plus divers — avoir absorbé la majeure partie de l'énergie tectonique : il s'agit du glissement parallèle.

Aucun plissement n'est possible sans mouvement réciproque des bancs ou de paquets de bancs. Ce glissement parallèle est présent partout dans la région étudiée. Nous pouvons dire qu'en aucun endroit les parties actuellement contiguës de bancs voisins ne se trouvent plus dans leur position originelle.

Ce glissement est particulièrement bien visible entre les couches de charbon et leur toit. Il y est indiqué par le poli parfait que prend la surface en contact avec le charbon et par des déformations microtectoniques des premiers lits du toit. Le décollement au toit des couches de charbon se décèle aussi, bien souvent, par l'existence d'un angle entre stratification du toit immédiat et couche.

Le décollement au mur a été également observé mais il est de loin plus rare que celui au toit.

Quand la couche « rogne » (colle) au toit, nous avons observé parfois une zone de charbon très friable parcourant la couche elle-même : le glissement parallèle y a trouvé un endroit de moindre résistance.

Le glissement parallèle, comme les mouvements le long d'une dislocation, peut déclencher la formation de microplis par entraînement. Nous avons observé ce phénomène en plusieurs endroits dans le toit immédiat de couches de charbon.

Nous avons trouvé, dans un très récent exposé du D^r Ing. Werner HAACK de Dortmund, la même importance attribuée au glissement parallèle. Le D^r HAACK insiste sur les joints de stratification souvent polis, les « *Brand-schiefer* » (fines alternances schistes-charbon) au toit et au mur des couches, les microplissements dysharmoniques. Il conclut : « *Die Schichtengleitung ist wohl der bemerkenswerteste Bewegungsvorgang im Gebirge* » ⁽¹⁾. (Le glissement parallèle est bien le processus de mouvement le plus remarquable d'une masse rocheuse stratifiée.)

Il y est, par conséquent, le principal consommateur d'énergie au cours de la tectonisation.

Nous trouvons la même idée exprimée dans les travaux de F. KAISIN pour lequel : Les phénomènes tectoniques ont lieu sous vitesses très faibles s'appliquant à des masses énormes. « *Le phénomène principal est la translation horizontale, le glissement, et non le plissement* » ⁽²⁾.

Nous pensons qu'il est également utile d'évoquer, sous ce chapitre, la **loi du travail minimum**, qui s'applique certainement aux phénomènes tectoniques. Il semble logique de penser que, sous l'action du champ de forces tectonique, les déformations se localiseront en tel endroit et prendront telles formes pour lesquelles et où le travail absorbé sera minimum.

Les déformations élastique, plastique, cassante, s'inscrivent dans l'ordre croissant de la consommation d'énergie. Sous l'influence de cette **loi du moindre effort tectonique** nous comprenons la localisation de la majeure partie de la déformation au sens général (*Verformung*) dans et au voisinage des couches de charbon.

Et c'est elle encore qui, quoique avec un résultat complètement opposé, permet de s'expliquer la figure tectonique observée au niveau et en dessous du bouveau à 1.115 m. L'existence d'une surface de décollement très facile au contact d'une épaisse masse rigide de grès et une masse schisteuse, y a localisé et absorbé, en une véritable onde d'entraînement, la presque totalité de l'énergie disponible, permettant ainsi à une couche sous-jacente d'échapper à une déformation intense.

⁽¹⁾ HAACK, W., 1962, p. 5.

⁽²⁾ KAISIN, F., 1942, p. 30.

CHAPITRE IV

Conclusions. — Enseignements et incursions dans le domaine de la tectonique générale.

Soulignons les conclusions qui se dégagent de l'étude d'une grande dislocation et des phénomènes multiples observés dans son voisinage, que nous venons de présenter.

La disjonction séparant deux massifs tectoniques ayant subi un déplacement l'un par rapport à l'autre est une zone tectonique organisée pour faciliter ce déplacement et en permettre l'accomplissement sous une dépense d'énergie minimum. Il s'agit, cela va de soi, des disjonctions importantes sur lesquelles l'absorption directe de l'énergie mise en jeu par friction des massifs l'un sur l'autre serait impensable.

Cette organisation, pour la partie de la disjonction du Carabinier étudiée dans le présent travail, consiste en une série de lambeaux compensatoires, arrachés à l'un ou l'autre massif. Leurs mouvements sont des torsions conformes au couple d'entraînement constitué par le déplacement en sens inverse des deux massifs disjoints. Ces lambeaux constituent des rouleaux qui, diminuant la friction entre les massifs, facilitent leur déplacement.

Les deux massifs disjoints subissent une translation passive mais, dans leurs parties en contact avec la zone de disjonction, des régions d'entraînement actif prennent naissance par friction. Ces régions subissent une intense déformation.

Chaque massif possède, en quelque sorte, une enveloppe active bordant la zone de disjonction qui le limite. C'est cette enveloppe active qui a facilité le mouvement d'ensemble, en permettant son accomplissement, sous une dépense d'énergie minimum. Les plis qui y ont été formés par entraînement actif vérifient une règle du pas décroissant et du renversement croissant de l'intérieur de la zone passive du massif vers son enveloppe active.

La même ordonnance du plissement d'entraînement a été observée par rapport à des mouvements sur des cassures secondaires. De véritables ondes d'entraînement par friction ont été actives, prenant naissance à chaque zone de mouvement et pénétrant, tout en s'amortissant, vers l'intérieur des massifs en déplacement.

L'interprétation cinématique de la géométrie actuelle montre l'activité de champs de vitesse à gradient rapide, eux-mêmes dus à l'altération, dans

les zones en mouvement, d'un champ de forces unique dont l'orientation peut être définie.

Par ses observations de la même disjonction du Carabinier en d'autres régions et aussi de disjonctions différentes, l'auteur pense que l'organisation ci-dessus exposée est celle de toutes les grandes « failles » et « zones faillées » longitudinales du Houiller du bassin méridional de la Belgique.

*
**

Il y a à peine plus d'un demi-siècle Marcel BERTRAND, dans un mémoire célèbre, écrivait : « *presque toutes les failles des régions de plissement sont des plis-failles* » (1). Nous avons, au cours de nos levés, examiné bien des failles, sans trouver ne fût-ce qu'une seule correspondant d'évidence au concept « *pli-faille* » soit : pli préexistant dont le flanc médian s'étire pour dégénérer en une rupture. La terminologie accompagnant le concept pli-faille apparaît non seulement désuète mais pratiquement inadmissible quand elle fait état d'une suppression de matière : « *couches inégalement amincies et supprimées* » (2). Peut-on de plus admettre, au point de vue réalisation mécanique, que « *les mouvements de charriage peuvent se concevoir sans plissement* » (3). Le concept « *pli-faille* » nous paraît devoir être définitivement abandonné. Quant à un mouvement qui ne s'accompagnerait pas de plissements par entraînement, sauf dans le cas de mouvements à faible échelle et dans des couches dépourvues de toute plasticité, nos observations dans un champ tectonique hercynien conduisent à le considérer comme une impossibilité mécanique. Il se peut qu'il en soit autrement en tectonique profonde.

R. SCHWINNER, dans un ouvrage que nous avons déjà cité, fait la distinction entre tectonique majeure (*Grosstektonik*) et tectonique mineure (*Kleintektonik*). Il ne pense pas qu'elles aient pu se produire ensemble. D'après lui, là où on les observe actuellement ensemble, elles appartiennent à des époques orogénétiques différentes (4). Aucune de nos observations ne supporte pareille conception. Les structures que nous avons observées sont syngénétiques, abstraction faite de leur échelle. Elles appartiennent à une même phase déformative, continue dans l'espace et dans le temps. L'onde de plis, de pas décroissant, en est un exemple et les phénomènes microtectoniques accompagnateurs sont dus à des actions différentielles d'un champ de forces variable mais unique, agissant sur une masse rocheuse à anisotropies élastico-plastiques marquées.

(1) BERTRAND, M., 1908, p. 41.

(2) Id., 1908, p. 42.

(3) Id., 1908, p. 47.

(4) SCHWINNER, R., 1924.

Sur un plan beaucoup plus général R. SCHWINNER pense — les phénomènes tectoniques montrant, pour la plus grande partie, des effets de cisaillement produits par compression — que les observations cadrent mieux avec la théorie des courants de convection (*Unterströmungshypothese*) qu'avec celle de la contraction. D'après cette dernière théorie, la force de cisaillement devrait diminuer avec la profondeur. Par contre, si des lambeaux d'écorce sont mis en mouvement par un courant de convection subcrustal, toute l'épaisseur du lambeau mis en mouvement est soumise à une force de cisaillement uniforme. Seulement, d'après R. SCHWINNER, ce cisaillement s'exprime en surface en une tectonique majeure : plis, chevauchements, etc., et en profondeur en une tectonique mineure : mouvements internes intenses jusque dans la structure la plus intime. Sous cet angle de vue, avec dans l'esprit l'unité de déformation constatée, la tectonique houillère, tout en ne pouvant pas être caractérisée de superficielle, appartient à une zone génétique de profondeur modérée.

L'importance du cisaillement en tectonique se trouve également bien mise en évidence dans un ouvrage du D^r Ing. ERICH SEIDL. Ce sont les besoins de la géologie et de l'exploitation minière qui ont conduit à la distinction entre différentes formes de cisaillement. Quelles qu'en soient la dynamique génétique et le résultat déformatif « *toutes surfaces le long desquelles des masses rocheuses ont été en mouvement, sous quelque sollicitation que ce soit, sont des surfaces de cisaillement* » (*Scherflächen, Kraftwirkungsflächen*). Les surfaces de cisaillement sont en même temps des surfaces le long desquelles les forces tectoniques ont agi et c'est par leur groupement que naissent toutes les différentes formes de compartimentage géologique ⁽¹⁾.

Nous trouvons dans un exposé plutôt théorique de A. SIEBERG des idées très rapprochées de celles par lesquelles nous avons interprété les structures étudiées par nous. Cet auteur y est parvenu par l'étude des séismes : « *Ce n'est que la division en écaïlles par un relâchement à très grande échelle qui rend la masse rocheuse mure pour le processus déformatif principal; car ce dernier repose sur le glissement des écaïlles le long des surfaces de cassure* » ⁽²⁾. Cette « *Verwerfungsdislokation* » (tectonique déformative) se propage plus facilement que la « *Bruchbildung* » (tectonique cassante). Nous sommes arrivé à concevoir un cycle tectonique identique : large plissement initial dégénérant rapidement en cassures; déclanchement de mouvements le long de ces cassures; déformations par entraînement de certaines parties actives des masses en déplacement, plus particulièrement soumises à la friction; ruptures secondaires, tertiaires, etc.; répétition du cycle à échelles et amplitudes diminuées, dès que des mouvements s'amorcent le long des ruptures subséquentes.

Si nous abordons le problème de la nature du champ de forces tectonique, W. SCHMIDT a montré clairement que pour l'explication des grands chevauche-

⁽¹⁾ SEIDL, E., 1930.

⁽²⁾ SIEBERG, A., 1932, p. 674.

ments on doit disposer de champs de forces : « *Massenkräfte* », actifs dans chaque particule de la masse rocheuse ⁽¹⁾. On arrive de ce fait à une grande limitation des forces qu'on peut effectivement prendre en considération, car on ne connaît en géologie tectonique comme champs de forces que *la gravité centripète* et la dérive à partir du pôle : *Polflucht*, agissant tangentiellement. NÖLKE (1924) a montré par des calculs que si une force due à la *Polflucht* existe, elle ne peut être que très faible de sorte que *comme force agissante pour le phénomène de la formation des grandes structures de chevauchement, seule la gravité reste à prendre en considération.*

POUR R. VAN BEMMELEN également : « *Bei der Bildung von Schubdecken sind also nicht die Längsbeanspruchungen oder tangentiellen Druckkräfte das Primäre; die Hauptursache sind vielmehr durch eine Massenkraft (Schwerkraft) ausgelöste Gleitungsvorgänge. Tangentieller Druck ist nur eine zufällige Nebenerscheinung, wenn der Bewegung Widerstand geleistet wird* » ⁽²⁾. Cette phrase, qui se trouve en italique dans le texte original, peut se traduire comme suit : « Pendant la formation des nappes de chevauchement la cause primaire est le champ de forces de la gravité déclanchant des phénomènes de glissement; la compression tangentielle en est un phénomène secondaire se manifestant lorsqu'une résistance s'oppose au mouvement ». La gravité n'acquiert une énergie potentielle que par destruction de l'équilibre hydrostatique normalement existant dans l'écorce terrestre. Laissons de côté la cause de destruction de l'équilibre hydrostatique qui est en même temps le fournisseur d'énergie permettant à la gravité d'entrer en action pour rétablir l'équilibre détruit. Une fois la gravité activée en une zone de l'écorce terrestre, elle y est seule suffisante pour constituer un champ de forces tectonique et on peut dire que **les phénomènes déformatifs produits sont, à proprement parler, gravitationnels.**

Le travail du D^r Gerhard SEIDEL, déjà cité, présente un essai de systématisation de toutes les dislocations du Carbonifère de la Ruhr. Ces dislocations ont pris naissance et ont acquis leurs formes actuelles pendant le plissement. En décomposant l'effort de plissement en des composantes tangentielles, normales et verticales, la fragmentation induite par ces diverses composantes subit une répartition initiale et une intégration ultérieure, suivant une marche oscillante, tant dans l'espace que dans le temps, déterminée par les conditions locales de géométrie et anisotropie mécanique des masses intéressées ⁽³⁾. Nous pensons qu'un essai d'application de la systématique du D^r SEIDEL aux dislocations des bassins houillers belges pourra être tentée et s'avérera applicable. La littérature tectonique belge est encore trop pauvre en données numériques et en levés statistiques des dislocations, pour que cette application puisse être réalisée dès à présent.

(1) SCHMIDT, W., 1932.

(2) VAN BEMMELEN, R. W., 1933, p. 200.

(3) SEIDEL, G., 1957.

Le Prof^r D^r Franz LOTZE et le D^r Ulrich ROSENFELD dans un important ouvrage très récent — publié comme manuscrit et dont je dois un exemplaire à la grande amabilité et amitié du D^r G. SEIDEL — ont étudié, le premier d'une manière générale, le second par une application au Carbonifère de la Ruhr, le plissement dysharmonique sous la désignation « *Stockwerktektonik* » ⁽¹⁾ ⁽²⁾. Ce vocable aurait été employé pour la première fois en 1931 par le Prof^r LOTZE pour désigner le fait que, lors des sollicitations tectoniques, les diverses unités stratigraphiques, de propriétés mécaniques différentes, tendent à acquérir des formes tectoniques différentes, ce qui conduit à la constitution d'unités tectoniques superposées, se distinguant par des caractères propres. Le Prof^r LOTZE inclut dans son concept « *Stockwerktektonik* » :

- une différenciation dans la déformation tectonique, comprise au sens le plus large,
- l'existence d'une division suivant la verticale dans les couches soumises à la sollicitation tectonique,
- une relation entre différenciation et division, la dernière devant exister au moment de la sollicitation et non s'être produite au cours de l'évolution tectonique.

En somme, il s'agit d'une notion de véritable « *facies tectonique* » dont le Prof^r LOTZE donne la définition suivante : « *formes de réaction tectonique différentes de divers complexes rocheux superposés possédant des propriétés mécaniques différentes, sous l'action d'une sollicitation tectonique simultanée* » ⁽³⁾ et : « *Tout ce qui réagit de la même manière et dans la même mesure à une sollicitation tectonique déterminée constitue un niveau (ou étage) tectonique (tektonisches Stockwerk) quelle que soit la position des couches dans l'échelle stratigraphique* » ⁽⁴⁾. La constitution de niveaux tectoniques superposés peut se présenter, cela va de soi, à toutes les échelles de grandeur de la déformation. Il est à peine utile d'insister sur les horizons qu'ouvre ce concept à la compréhension tectonique et sur ses possibilités de prévision des formes tectoniques, après l'exemple d'application fructueuse à la Ruhr que présente le D^r ROSENFELD.

C'est bien en présence de deux étages tectoniques différents que nous nous trouvons au Boubier, au niveau et en dessous du travers-bancs à 1.115 m. A une échelle bien plus grande le même concept tectonique s'applique aux

⁽¹⁾ LOTZE, F. et ROSENFELD, U., 1960.

⁽²⁾ La Geological Nomenclature, éditée par A. A. G. SCHIEFERDECKER (1959), donne en son article 4546 : « *Stockwerke (WEGMANN) — étages structuraux de nature différente — crustal layers distinguished by a difference in structural reactions upon deformations* ».

⁽³⁾ LOTZE, F. et ROSENFELD, U., 1960, p. 11.

⁽⁴⁾ Id., 1960, p. 12.

deux grandes unités tectoniques de la Belgique : le synclinorium de Dinant et celui de Namur. De caractères mécaniques très différents ils ont constitué, sous une même sollicitation, deux étages tectoniques très dissemblables : le premier caractérisé surtout par une tectonique de plissement (Faltungstektonik), le second par une exagération de la tectonique cassante (Bruchfaltung).

Signalons enfin le travail très récent de W. EHRHARDT qui expose, à l'aide de cinq exemples différents provenant de diverses régions du bassin houiller de la Ruhr, que « dans le toit de charriages de nature variée il s'est développé une microtectonique plus forte (en particulier sous forme de petits plis) que dans le mur de ces charriages » ⁽¹⁾. Une interprétation mécanique de ce phénomène est donnée, dans le cadre des conceptions de G. SEIDEL. Le domaine tectonique étudié par nous ne fait pas ressortir pareilles différences microtectoniques au toit et mur des dislocations. Il se peut toutefois que l'existence de la règle émise puisse se vérifier statistiquement si on se maintient dans des dislocations d'importance moyenne ou mineure.

*
**

La tectogenèse houillère, caractérisée par un dysharmonisme poussé, est le résultat de l'action d'un champ de forces gravitationnel. La tectonique houillère, statique et descriptive de nombreuses années durant, s'est engagée dans une génétique active, conditionnée mécaniquement. Cette voie nouvelle offre de riches promesses, notamment la création d'une tectonique appliquée à buts prévisionnels.

*
**

La géologie est, en tous ses chapitres, une science historique. Ses reconstitutions ne peuvent prétendre à se rapprocher de la vérité que si l'observation a pu être continue. C'est la discontinuité d'observation qui est la cause première des multiples solutions entrevues pour un même problème. Sous cette optique, les levés souterrains bénéficient d'une densité d'observations de loin supérieure à celle normalement obtainable dans les coupes de surface. De ce fait, nous espérons que les interprétations tectoniques que nous avons déduites des levés des travers-bancs du Boubier s'avéreront d'un certain intérêt pratique et inciteront les exploitants à annoncer le creusement et permettre l'étude des travers-bancs recoupant des grandes disjonctions, dans les rares circonstances où ils sont obligés de s'aventurer dans ces régions. Ce serait la vraie récompense des levés tectoniques au fond, une compensation à leur difficulté.

⁽¹⁾ EHRHARDT, W., 1962 (résumé, en français, de l'auteur).

CHAPITRE V

La fracturation transversale.

Quand on examine les cartes tectoniques schématiques du bassin de Charleroi déjà publiées, on n'y trouve la représentation d'un réseau de failles transversales que dans la concession du Charbonnage de Boubier. Cette représentation donne une idée erronée de la situation réelle. En effet, nous avons observé des fractures transversales, le plus souvent en réseau d'échelle micro-tectonique, par places en ruptures d'importance moyenne, dans toutes les régions du bassin que nous avons étudiées. Une fracturation transversale couvre donc tout le bassin mais prend une importance particulière dans la concession du Boubier.

Nous nous sommes expliqué, à ce sujet, dans deux travaux récents ⁽¹⁾. Nous y avons montré qu'en étudiant la forme longitudinale du massif tectonique du Gouffre on constate que ce massif présente un changement brusque de direction vers la limite entre les concessions du Gouffre et du Trieu-Kaisin, inflexion profonde qui épouse fidèlement celle de la structure superficielle qui, immédiatement au Sud, dessine le côté oriental de l'anse de Jamioulx. Or, ce changement brusque de direction du massif du Gouffre se situe dans le prolongement de la zone de fracturation transversale du Boubier ⁽²⁾. Nous avons montré de plus qu'il faut admettre une certaine indépendance de mouvement de la base du massif de part et d'autre de ce changement de direction. Nous sommes en présence d'une véritable **charnière cinématique** du massif, laquelle se continue et s'exprime, vers le Sud, par la zone de fractures transversales du Boubier.

Cette charnière cinématique fut, au moment de la tectonisation, une zone de discontinuité cinématique constituant, au point de vue mécanique, une région de faiblesse dans laquelle se sont logées des fractures transversales dont le mouvement, important au Boubier, s'amortit vers le Nord dans l'incurvation longitudinale du massif du Gouffre. D'une manière générale : « *Les zones de séparation entre des parties d'un même massif dont la base a été soumise à un développement cinématique différent constituent des zones de moindre résistance qui ont été un lieu d'élection pour la formation de disjonctions et de mouvements transversaux* » ⁽³⁾.

^(*) ADERCA, B. M., 1961 et 1962.

⁽²⁾ Id., 1962, pl. I.

⁽³⁾ Id., 1962, p. 325.

Ayant ainsi posé le problème d'ensemble, les levés que nous avons effectués au Boubier nous ont permis quelques observations particulières qu'il nous paraît utile de souligner et qui font l'objet des planches V et VI de ce travail.

Dans le bouveau à 731 m, dont la position et le levé détaillé figurent à la planche V, nous avons observé de nombreuses fractures d'allure longitudinale montrant des attitudes fort diverses. Voici les plus importantes :

cumulées :	51,5 m et 55 m	N- 66°-E/60°S;
	66 m	N-110°-E/20°S;
	78,5 m	N- 84°-E/20°S;
	91 m	N- 64°-E/70°S.

Le plan schématique de l'ensemble de la dislocation (pl. V) en donne l'interprétation unitaire basée sur le fait que la disjonction la plus importante au point de vue cinématique est celle de la cumulée de 66 m. Les autres ruptures sont le résultat de l'entraînement par friction provoqué par le mouvement principal indiqué et s'y raccordent de part et d'autre. La localisation est, une fois de plus, due à l'existence, en ces endroits, d'une importante anisotropie élastico-plastique constituée par la superposition aux *Grès de l'Anglaise* du *Cyclothème schisteux de 8 Paumes*, à nombreuses couches de charbon.

Dans le levé du bouveau à 818 m la faille recoupée à la cumulée de 507 m (pl. V) donne, en cet endroit, l'impression d'une allure transversale. Un chassage dans la couche *Ahurie* (pl. VI) nous a permis de constater l'amortissement du mouvement le long de cet accident : le déplacement de l'*Ahurie*, de l'ordre de 16 m à l'aplomb du bouveau, diminue progressivement vers l'Est et s'amortit complètement sur un parcours de 105 m, donnant ainsi au mouvement une forme en boutonnière allongée. On constate de plus, par sa direction moyenne, que cette fracture est du type longitudinal, à forte pente.

Une fracture transversale, direction moyenne N-25°-W, a été recoupée dans le chassage de l'*Ahurie*. Elle est figurée en vue perspective (pl. VI). Nous avons relevé des stries et bourrelets de glissement bien formés tant sur la faille longitudinale précédente que sur cette faille transversale. Le sens des mouvements peuvent être facilement établis par les déplacements de couches observés. Ces diverses données sont indiquées sur des croquis (pl. VI). On constate que le mouvement le long des deux failles est unitaire et consiste, pour le bloc Sud-Est compris entre elles, en une descente oblique par rapport aux lignes de plus grande pente des plans de mouvement, compliquée d'un léger basculement. Les failles transversales du Boubier s'intègrent donc, tant par leur localisation dans la déformation en grand que par leur cinématique locale, en un seul ensemble de dislocations syncinématiques.

OUVRAGES CONSULTÉS.

- ADERCA, B. M., 1958, *Sur deux nouvelles recoupes de la zone faillée du Carabinier dans la Division Marcinelle des Charbonnages de Monceau-Fontaine.* (Bull. Soc. belge Géol. Pal. Hydr., Bruxelles, t. LXVI, pp. 218-228, 1 fig., 2 pl.)
- 1959a, *Structure du massif du Carabinier dans la concession du Charbonnage de Boubier, à Châtelet.* (Bull. Soc. belge Géol. Pal. Hydr., Bruxelles, t. LXVIII, pp. 259-284, 5 fig., 1 pl.)
- 1959b, *Étude géologique dans la région centrale du Synclinal de Liège.* (Centr. nat. Géol. houill., Bruxelles, Publ. n° 1, 92 p., 7 pl.)
- 1960, *Schistosité de dislocation, dans le bassin houiller méridional de la Belgique.* (Ann. Soc. géol. Belg., Liège, t. LXXXIII, pp. 101-113, 11 fig., 1 pl.)
- 1960, *Traduction résumée de l'ouvrage de G. SEIDEL, 1957.* (Bull. Soc. belge Géol. Pal. Hydr., Bruxelles, t. LXIX, pp. 117-161, 12 fig.)
- 1961, *Étude stratigraphique et tectonique dans le massif du Gouffre.* (Centr. nat. Géol. houill., Bruxelles, Doc. n° 4, 112 p., 4 pl.)
- 1962, *Le problème de la faille du Gouffre.* (Bull. Soc. belge Géol. Pal. Hydr., Bruxelles, t. LXX, pp. 319-329, 3 pl.)
- 1962, *Contribution à la microtectonique houillère : fentes penniformes avec présence de nacrite.* (Ann. Soc. géol. Belg., Liège, t. LXXXV, à l'impression.)
- ADERCA, B. M., BIOT, A. et SCHEERE, J., 1959, *Une sidérose à sphérules de kaolinite et un schiste à sphérolithes de sidérite formant horizon-repère.* (Bull. Soc. belge Géol. Pal. Hydr., Bruxelles, t. LXVIII, pp. 251-258, 2 pl.)
- VAN BEMMELEN, R. W., 1933, *Das Kräfteproblem in der Tektonik.* (Kon. Akad. Wet., Amsterdam, Proc. Sect. Sci., vol. XXXVI, pp. 197-202.)
- BERTRAND, M., 1908, *Mémoire sur les rejoulements qui ont plissé l'écorce terrestre et sur le rôle des déplacements horizontaux.* (Mém. Acad. Sciences, Paris, t. L, n° 2, 267 p., 131 fig., 1 pl.)
- BRIART, A. et CORNET, F. L., 1863, *Communication relative à la grande faille qui limite au Sud le terrain houiller belge.* (Publ. Soc. Anc. Élèves Écoles Mines du Hainaut, t. XI; repris in Bull. Soc. belge Géol. Pal. Hydr., Bruxelles, t. XII (1898), pp. 270-274.)
- COLLOMB, P., 1960, *La linéation dans les roches.* (Bureau Recherches géol. et min., Paris, Bull. trim. n° 48.)
- EHRHARDT, W., 1962, *Erkenntnisse zur Gebirgsmechanik aus einem Vergleich von Faltung und Kleintektonik im Hangenden und Liegenden einiger Wechsel des Ruhrkarbons.* (Geol. Mitt., Aachen, Bd 3, Heft 1, S. 77-88, 10 Abb.)
- FOURMARIER, P., 1954, *Prodrome d'une description géologique de la Belgique.* (Vaillant-Carmagne, Liège.)
- GOGUEL, J., 1952, *Traité de Tectonique.* (Masson et Cie, Paris.)

- HAACK, W., 1962, *Die Reaktionen des geschichteten Gebirges*. (Bergbau Archiv, Essen, Jhrg 23, Heft 1, S. 1-52.)
- KAISIN, F., 1935, *Le style tectonique et la genèse mécanique de l'Ardenne*. (Bull. Soc. belge Géol. Pal. Hydr., Bruxelles, t. XLV, pp. 191-205.)
- 1936, *Le problème tectonique de l'Ardenne*. (Mém. Inst. géol. Univ. Louv., Louvain, t. XI.)
- 1941, *A propos de champs tectoniques*. (Bull. Soc. belge Géol. Pal. Hydr., Bruxelles, t. LII, pp. 254-257.)
- 1942, *Les théories générales de la tectonique et la réalité*. (Bull. tech. Union Ing. Louvain, Bruxelles, fasc. 1, pp. 3-33.)
- 1947, *Quelques analyses tectoniques intéressant la structure d'ensemble de l'Ardenne*. (Bull. Soc. belge Géol. Pal. Hydr., Bruxelles, t. LVI, pp. 159-195.)
- 1947, *Le bassin houiller de Charleroi*. (Mém. Inst. géol. Univ. Louv., Louvain, t. XV, 120 p., 18 pl.)
- LOTZE, F. und ROSENFELD, U., 1960, *Beiträge zur Frage der Stokwerktektonik im Ruhrkohlengebiet*. (Forschungsberichte des Landes Nordrhein-Westfalen, Nr 754, Westdeutscher Verlag, Köln und Opladen, 140 p., 30 fig., 17 coupes et 1 pl.)
- LUGEON, M., 1941, *Une hypothèse sur l'origine du Jura*. (Bull. Labs Univ. Lausanne, Lausanne, n° 73, 14 p.)
- LUGEON, M. et GAGNEBIN, E., 1941, *Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes*. (Bull. Labs Univ. Lausanne, Lausanne, n° 72, 90 p., 15 fig., 1 pl.; ou Mém. Soc. vaud. Sc. nat., Lausanne, n° 47, vol. 7, n° 1.)
- SCHMIDT, W., 1932, *Tektonik und Verformungslehre*. (Borntraeger, Berlin.)
- SCHWINNER, R., 1924, *Scherung der Zentralbegriff der Tektonik*. (Zbl. für Miner. Geol. und Paläont., Stuttgart, S. 469-479, 5 Abb.)
- SEIDEL, G., 1957, *Entwurf einer genetischen und morphologischen Systematik der gross-tektonischen Störungen des Ruhrkarbons*. [Mitt. Westf. Berggewerkschaftskasse (KUKUK-Festchr.), Bochum, Heft 12, S. 111-145, 25 Abb.]
- SEIDL, E., 1930, *Bruch- und Fliessformen der technischen Mechanik und ihre Anwendung auf Geologie und Bergbau*. (Verlag VDI, Berlin.)
- SIEBERG, A., 1932, *Zur Mechanik tektonischer Vorgänge*. (Z. deutsch. geol. Gesell., Berlin, Bd 84, S. 673-676.)
- DE SITTER, L. U., 1956, *Structural Geology*. (McGraw Hill Publ. Cy Ltd, London.)
- WILSON, G., 1946, *The relationship of slaty cleavage and kindred structures to tectonics*. (Proc. Geol. Ass., London, t. LVII, pp. 263-302, fig. 43-54, pl. 23.)
- 1961, *The tectonic significance of small scale structures, and their importance to the geologist in the field*. (Ann. Soc. géol. Belg., Liège, t. LXXXIV, pp. B 423-548, 46 fig., 4 pl.)

PLANCHES

PLANCHE A

EXPLICATION DE LA PLANCHE A.

PHOTO 1. — Contact du massif supérieur avec la surface-limite supérieure dans le bouveau à 800 m (cumulée 301,50 m; croquis explicatif pl. II).

Phénomènes d'entraînement par friction soulignés, à la partie supérieure de la disjonction principale, par la disposition de blocs de grès dans une zone de broyage (voir texte p. 32 et fig. 8).

PHOTO 2. — Phénomènes de fragmentation en petit en relation avec l'entraînement secondaire le long d'un chevauchement (cumulée 524,30 m du bouveau à 1.115 m; texte p. 41 et fig. 13).

Fragmentation chevauchante serrée de petits bancs de sidérose; la pente nord est conforme.

La grande tache grise au centre de la photo et celle plus petite à droite de l'indication S, représentent les surfaces dégagées de deux petites failles transversales, obliques au plan de la photo.

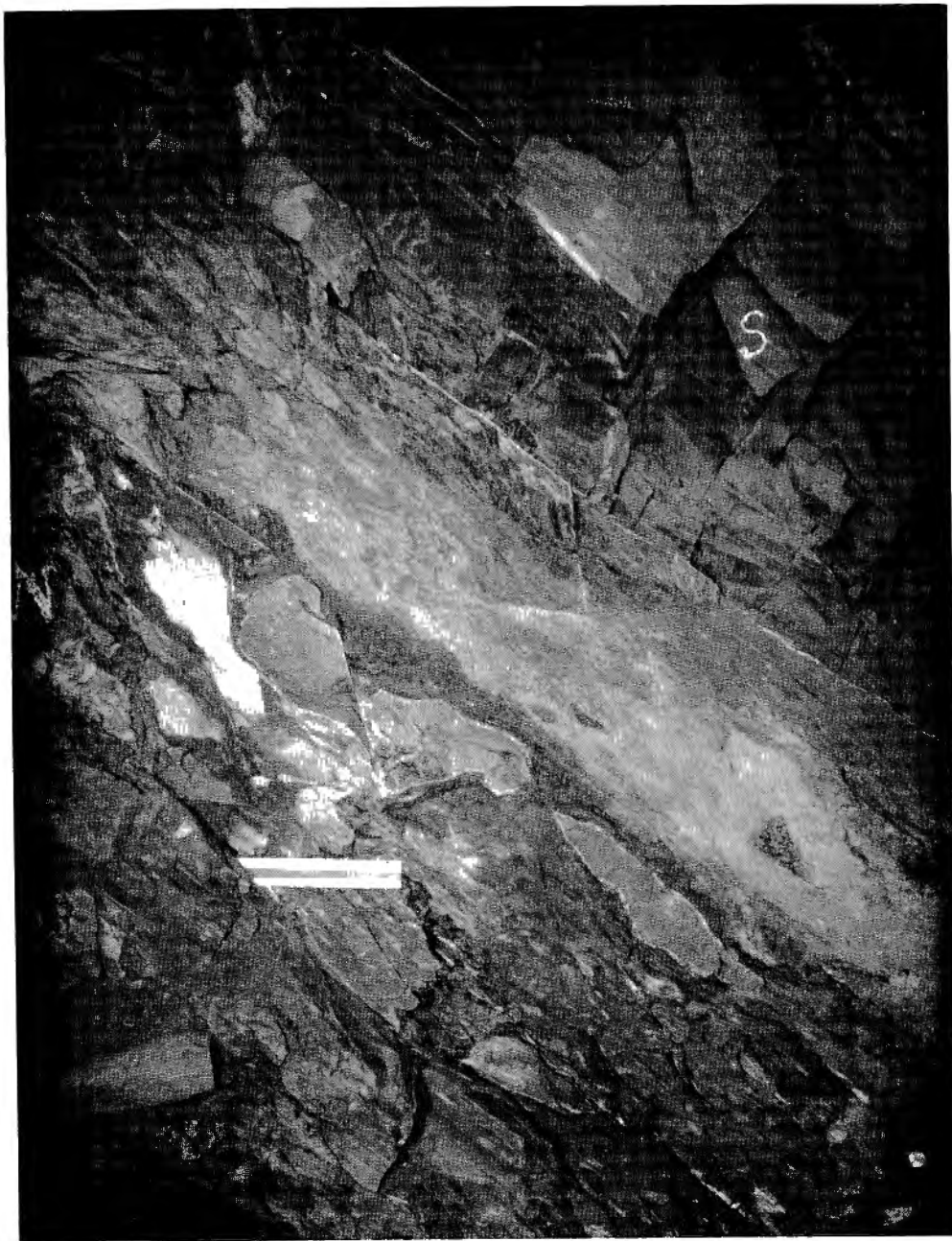


PHOTO 1.

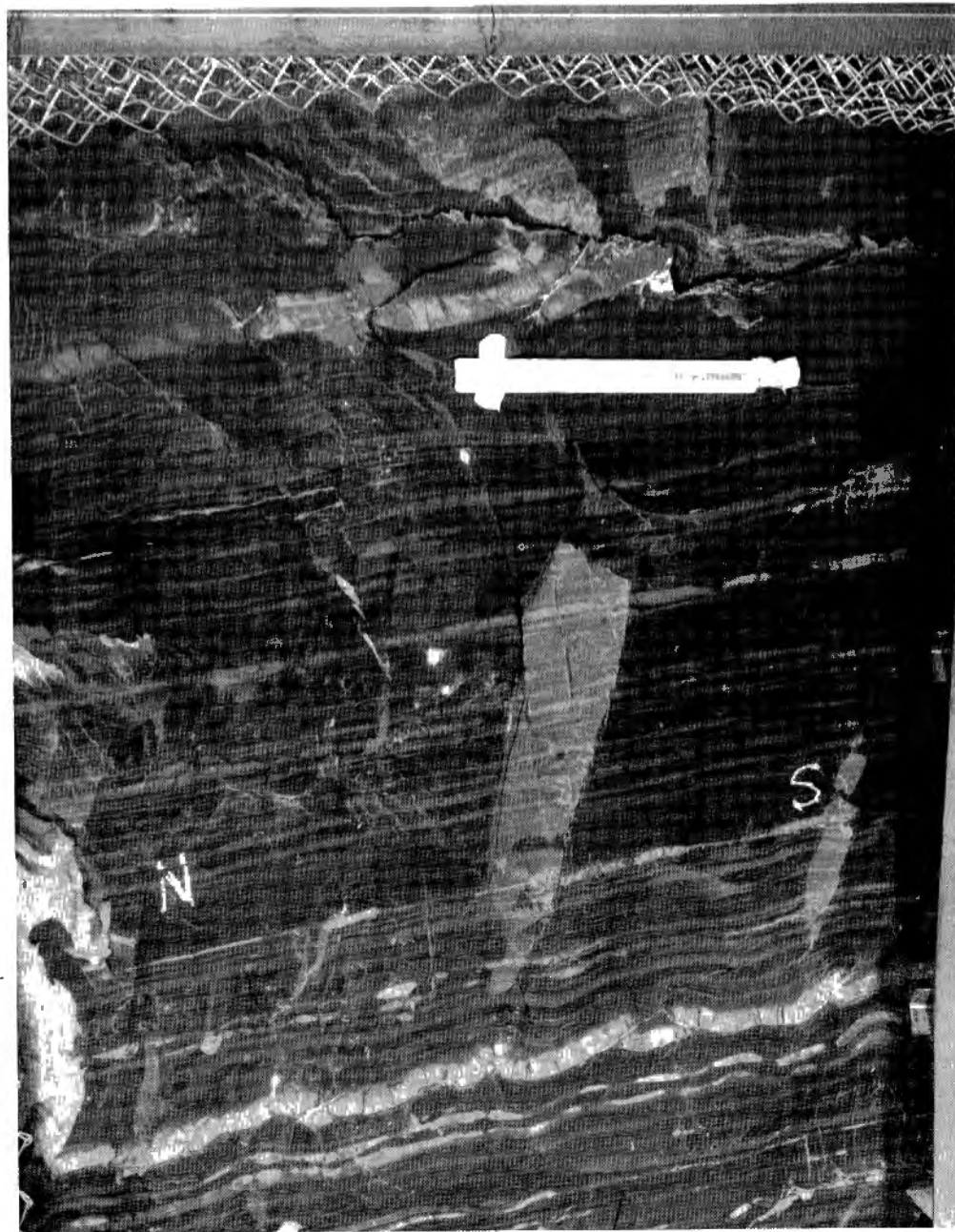


PHOTO 2.

